**ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ РОССИИ**

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ**
**ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ**
**ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ**
**РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

в рамках

# Междисциплинарного конгресса «Освоение человеком островных цепей Мирового океана. Достижения науки и практики»

**ПАРТНЁРЫ**

СФ ДВГИ ДВО РАН

СКБ САМИ ДВО РАН

**ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА**

ФАНО России

Правительство Сахалинской области

Эксон Нефтегаз Лимитед

ООО «ГЕОФИЗТЕХ»

# NATURAL HAZARDS
## STUDY, MONITORING, FORECAST

## VI SAKHALIN YOUTH SCIENTIFIC SCHOOL

3-8 October 2016
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

**PROCEEDINGS**

# ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ
## ИЗУЧЕНИЕ, МОНИТОРИНГ, ПРОГНОЗ

## VI САХАЛИНСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА

3-8 октября 2016 г.
г. Южно-Сахалинск, Россия

**СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ**

УДК 502/504+550.34+551.21+551.24+550.344.42+574

**Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз :** VI Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 3–8 октября 2016 г.: сб. мат. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. – 428 с.

**ISBN: 978-5-7442-1590-3**

В сборнике материалов VI Сахалинской молодёжной научной школы представлены лекции российских учёных, доклады молодых учёных с результатами исследований опасных природных явлений. Предметом обсуждения явились результаты натурных наблюдений, методы и принципы организации мониторинга опасных природных и техногенных процессов, математические модели и статистические закономерности.

Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов: сейсмологов, геофизиков, вулканологов, географов, экологов и других исследователей в области наук о Земле, а также аспирантов по специальностям наук о Земле.

**Ключевые слова:** *природные катастрофы, землетрясения, вулканизм, деформации земной поверхности, уровень моря, цунами, лавины, биологические ресурсы, экология.*

Доклады публикуются в авторской редакции.

Печатается по решению
Ученого совета Института морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения Российской академии наук
Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, e-mail: nauka@imgg.ru.

Научная школа проведена при финансовой поддержке
Правительства Сахалинской области (в рамках Междисциплинарного конгресса
«Освоение человеком островных цепей Мирового океана. Достижения науки и практики»),
компании «Эксон Нефтегаз Лимитед», ФАНО России, ООО «ГЕОФИЗТЕХ».

**ISBN: 978-5-7442-1590-3**

© ИМГиГ ДВО РАН, 2016

UDC 502/504+550.34+551.21+551.24+550.344.42+574

**Natural Hazards: study, monitoring, forecast :** The VI Sakhalin Youth Scientific School, Yuzhno-Sakhalinsk, October 3–8, 2016: Proceedings. – Yuzno-Sakhalinsk: IMGG FEB RAS, 2016. – 428 p.

**ISBN: 978-5-7442-1590-3**

The lectures of Russian scientists and the reports of the young scientists with the results of the researches of the dangerous natural phenomena are represented in the book of thr Materials of the VIth Sakhalin Youth Scientific School. The results of natural observations, the methods and principals of monitoring organization of dangerous natural and technogenic processes, mathematical models and statistic regularities were the subject of the discussion.

The published materials are of interest to a wide range of experts: seismologists, geophysicists, volcanologists, geographers, ecologists and other specialists in the field of Earth Sciences and postgraduate students in the field of Earth Sciences.

**Keywords:** *natural hazards, earthquakes, volcanism, deformations of the Earth surface, sea level, tsunami, avalanches, biological resources, ecology.*

Substance and drawing performance of the papers in this volume are the responsibility of authors.

Published by
the decision of the Scientific Council of the Institute of Marine Geology and Geophysics
Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences
Nauki Street 1-B, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, 693022; e-mail: nauka@imgg.ru.

Scientific school is financially supported by the
Government of the Sakhalin Region,
«Exxon Neftegas Limited, FASO Russia, GEOPHYSTECH LLC.

**ISBN: 978-5-7442-1590-3**

© IMGG FEB RAS, 2016

## СОДЕРЖАНИЕ

**Воронов Б.А.**
Природные и антропогенные предпосылки формирования катастрофической экологической ситуации в регионе (на примере Приамурья) . . . . . 12

**Гарцман Б.И., Лупаков С.Ю.**
«Гроза 13-го года» – уроки Амурской катастрофы . . . . . 17

**Гарцман Б.И., Шекман Е.А.**
Возможности и задачи структурно-гидрографического анализа речных систем на основе цифровых моделей рельефа . . . . . 21

**Диденкулова И.И.**
Волны-убийцы: наблюдения и механизмы возбуждения . . . . . 26

**Марчук А.Г.**
Применение расчётов кинематики волновых фронтов для оценки высоты цунами . . . . . 30

**Николаева Н.Н.**
Неспецифичные структурные аномалии древесных . . . . . 35

**Николаева Н.Н.**
Морфо-анатомические изменения стебля карельской березы . . . . . 40

**Носов М.А.**
Применение длинноволновых моделей для описания волн цунами: основные ограничения и оптимизация вычислений . . . . . 43

**Обжиров А.И.**
Газогидраты, методы их поисков и возможность добычи из них метана как альтернативного источника углеводородов . . . . . 49

**Обжиров А.И.**
Комплекс газогеохимических и геофизических критериев геологических исследований и прогноз залежей углеводородов в морских условиях . . . . . 55

**Рашидов В.А.**
Изучение подводных вулканов Тихого океана с борта НИС «Вулканолог» . . . . . 60

**Рашидов В.А.**
Геолого-геофизические исследования подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги . . . . . 66

**Родкин М.В.**
Новые данные о режиме сейсмичности в окрестности сильных землетрясений . . . . . 71

**Собисевич А.Л.**
Изучение глубинного строения вулканов геофизическими методами . . . . . 75

**Субетто Д.А.**
Донные отложения озер – источник информации об эволюционных и катастрофических природно-климатических изменениях в геологическом прошлом . . . . 80

**Субетто Д.А.**
Онежское озеро – история геологического формирования и современные экологические проблемы . . . . . 85

**Турунтаев С.Б., Слинькова Е.О., Губанова А.Е.**
Принципы дискриминации техногенной и естественной сейсмичности . . . . . 88

## ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

**Воронина Т.Е.**
Особенности волновой картины взрывов на Южном Сахалине . . . . . 94

**Денисенко И.А., Лунина О.В.**
Прогнозные модели локализации разжижения грунта при землетрясениях на Главном Саянском разломе (юг Восточной Сибири) . . . . . 97

**Жижерин В.С., Серов М.А., Горнов П.Ю.**
Кинематика современных тектонических движений южной части Дальнего Востока России . . . . . 101

**Закупин А.С.**
Оценка сейсмической опасности на Сахалине методом LURR (Load-Unload Response Ratio) . . 105

**Закупин А.С., Каменев П.А., Зиновьев Д.М.**
О связи мелкофокусной сейсмичности и напряженного состояния земной коры на основе данных бурения . . . . . 110

**Зиновьев Д.М., Андреева М.Ю.**
Создание и анализ мирового каталога землетрясений за период 1904–2015 гг. . . . . 114

**Паровышный В.А., Казаков А.И.**
Решение проблем визуализации результатов наблюдений естественных геофизических полей в связи с оперативным прогнозом сейсмических событий . . . . . 117

**Макаров Е.О., Фирстов П.П.**
Вариации в поле подпочвенного радона перед Жупановским землетрясением с M=7.2 (Камчатка) . . . . . 121

**Прытков А.С., Василенко Н.Ф.**
Современные движения и деформации земной коры о. Сахалин по данным GPS наблюдений . . . . . 125

**Турова И.В., Ряполова Ю.М., Лобова Е.Ю.**
Древние землетрясения в Яломанском грабене (Катунский разлом, Горный Алтай) . . . . . 129

**СеменоваЕ.П., Щукин М.А.**
Энергетическая оценка сахалинских землетрясений для оперативной службы сейсмического мониторинга . . . . . 134

## ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

**Борзова О.В., Сырбу Н.С.**
Результаты анализа смеси газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана методом газовой хроматографии . . . . . 136

**Веселов О.В., Казаков А.И., Жарков Р.В.**
Характеристика гидротермального месторождения Дачное (о. Итуруп) по данным геолого-геофизических и гидрохимических исследований . . . . . 139

**Полец А.Ю.**
Анализ глубокофокусных землетрясений Курило-Охотского региона . . . . . 143

**Прошкина З.Н.**
О глубинном строении зоны разрушения хребта Витязя (Центральные Курилы) . . . . . 146

**Рукавишникова Д.Д., Прокудин В.Г., Дозорова К.А., Баранов Б.В.**
Оползневые процессы на восточном склоне острова Сахалин и их связь с активными разрывными нарушениями . . . . . 151

**Сеначин М.В.**
Тестирование компьютерных программ расчёта планетарных и региональных гравитационных моделей тектоносферы Земли . . . . . 155

**Марапулец Ю.В., Солодчук А.А., Щербина А.О.**
Мониторинг направленности высокочастотной геоакустической эмиссии при подготовке землетрясений на Камчатке . . . . . 158

**Сырбу Н.С.**
Формирование фоновых и аномальных газогеохимичеких полей гелия и водорода на о. Сахалин и прилегающем западном шельфе и склоне . . . . . 162

## НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ МОНИТОРИНГА ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ. СНИЖЕНИЕ УЩЕРБА ОТ ГЕОКАТАСТРОФ

**Бажин К.И.**
Мониторинг состояния правого берега водохранилища на р. Сытыкан (Якутия) . . . . . 167

**Белов С.Ю.**
Дистанционные методы наблюдений и технологии мониторинга природно-техногенных опасных процессов в коротковолновом диапазоне радиоволн . . . . . 172

**Дергач П.А., Юшин В.И.**
Исследование пределов расширения полосы рабочих частот записей сейсмических датчиков-геофонов в низкочастотную область с целью их дальнейшего использования в сетях локального сейсмологического мониторинга . . . . . 176

**Коновалов А.В., Заболотин А.Е., Степнов А.А., Томилев Д.Е.**
Мониторинг и моделирование наведенной сейсмичности . . . . . 180

**Коновалов А.В., Сычев А.С., Томилев Д.Е.**
Реологические свойства разломных зон и сброшенные напряжения по данным афтершоковых последовательностей землетрясений . . . . . 184

**Лобкина В.А.**
Применение терморегистраторов для изучения суточных колебаний температуры внутри снежной толщи . . . . . 189

**Павлов А.С., Коновалов А.В.**
Модели затухания движения грунта для слабых землетрясений о. Сахалин . . . . . 193

**Сафонов Д.А., Коновалов А.В.**
Массовое определение и анализ тензора сейсмического момента землетрясений о. Сахалин . . . . . 196

**Сердюков А.С., Михайлов В.И., Кулаков И.Ю., Коновалов А.В., Дучков А.А., Сафонов Д.А., Никитин А.А., Дергач П.А., Татаурова А.А.**
Исследование глубинного строения южной части Сахалина по данным землетрясений методом сейсмической томографии . . . . . 200

**Степнов А.А., Коновалов А.В., Гаврилов А.В., Манайчев К.А.**
Автоматическая система на базе EarthWorm для расчёта параметров очага локальных землетрясений в режиме реального времени . . . . . 204

**Степнов А.А., Коновалов А.В., Клачков В.А., Сабуров М.С., Дмитриенко Р.Ю., Павлов А.С.**
Eqalert.ru – новый информационный ресурс о землетрясениях и сейсмических воздействиях . . . . . 206

**Томилев Д.Е., Заболотин А.Е., Коновалов А.В.**
Новые методы моделирования сейсмических процессов при нагнетании жидкости . . . . . 209

**Филатов В.И., Куркин А.А., Зезюлин Д.В., Макаров В.С., Береснев П.О.**
Разработка робототехнического комплекса для измерения характеристик морского волнения . . . . . 212

## СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ, МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

**Акбашев Р.Р., Фирстов П.П., Мочалов В.А., Хомутов С.Ю., Мельников Д.В.**
Грозовая активность на действующих вулканах Камчатки 14 июля 2015 г. . . . . 216

**Будилов Д.И., Лобачева М.А., Фирстов П.П.**
Активность вулкана Алаид в 2015–2016 гг. по акустическим данным . . . . . 220

**Ветошкина А.В.**
Ультраосновные включения в пирокластических отложениях влк. Менделеева (о. Кунашир) . . . . . 225

**Дегтерев А.В., Рыбин А.В.**
Эксплозивная активность вулкана Атсонупури (о. Итуруп, Южные Курилы) в позднем голоцене: первые данные . . . . . 230

**Дегтерев А.В., Рыбин А.В.**
Частота пеплопадов в центральной части о. Итуруп (Южные Курильские острова) в голоцене: по данным радиоуглеродного датирования торфяника в районе оз. Гнилое . . . . . 234

**Ершов В.В.**
Характеристика изотопного состава вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана по данным многолетних наблюдений . . . . . 236

**Ершов В.В.**
Моделирование температурного режима грифонов грязевого вулкана на основе двумерного нестационарного уравнения теплопроводности . . . . . 239

**Жарков Р.В.**
Термальные источники острова Сахалин: современное состояние и перспективы использования . . . . . 242

**Козлов Д.Н.**
Разработка электронного каталога инфракрасной термографии активных вулканов Южных Курильских островов. . . . . 246

**Козлов Д.Н., Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Коротеев И.Г., Климанцов И.М., Чаплыгин О.В., Чаплыгин И.В.**
Предварительные результаты батиметрического исследования вулканического озера Кольцевое (о. Онекотан, Курильские острова) . . . . . 248

**Никитенко О.А.**
Первые результаты гидрогеохимического мониторинга на Южно-Сахалинском грязевом вулкане (май–сентябрь 2015 г.) . . . . . 251

**Никитенко О.А.**
Некоторые вопросы кинетики осаждения карбонатных минералов в грязевулканических водах. . . . . 255

**Парфенов А.В., Лебедев В.А.**
Хронология позднечетвертичного магматизма Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ). Прогноз возможных последствий возобновления извержений в его пределах . . . . . 258

**Перстнева Ю.А.**
Распределение редкоземельных элементов в брекчии некоторых грязевых вулканов России. . . . . .262

**Перстнева Ю.А.**
Литохимические характеристики твердых выбросов грязевых вулканов . . . . . .265

## ЛАВИНЫ, СЕЛИ, ПАВОДКИ, РАЗРУШЕНИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

**Боброва Д.А.**
Растительность и снежный покров в лавиносборах на юге о. Сахалин . . . . . .269

**Горбунов А.О.**
Современная динамика западного берега перешейка Поясок острова Сахалин . . . . . .273

**Зарочинцев В.С.**
Опасность размыва дорожного полотна в районе с. Взморье . . . . . .277

**Казакова Е.Н.**
Оценка лавинной опасности линейных сооружений (на примере автодорог Южного Сахалина) . . . . . .279

**Кононов И.А.**
Статистический анализ зависимости дальности выброса лавин свежевыпавшего и метелевого снега от объема лавины и площади зоны отрыва лавиносбора на основе данных о лавинах о. Сахалин . . . . . 284

**Лупаков С.Ю., Гарцман Б.И.**
Оценка изменения максимального стока в бассейне р. Амур при использовании простейших климатических сценариев . . . . . .288

**Попов Г.В., Музыченко А.А.**
Применение ГИС-технологий для комплексной оценки воздействия опасных природных процессов на территорию г. Южно-Сахалинска (лавины, сели, оползни, наводнения) . . . . . .293

**Павлов В.С.**
Оползневые процессы в природном парке о. Монерон . . . . . .296

**Рыбальченко С.В., Верховов К.В.**
Понятие «склоновый сель» и классификация склоновых селевых бассейнов . . . . . 300

**Уба А.В., Афанасьев В.В.**
Анализ структуры разрушения морских голоцен-плейстоценовых аккумулятивных уровней о. Сахалин . . . . . 304

**Уба А.В.**
Специфика проведения и интерпретации георадиолокационной съемки свободных аккумулятивных образований в береговой зоне . . . . . .305

**Шекман Е.А., Гарцман Б.И.**
Построение водоразделов и оценка их устойчивости на основе обработки цифровой модели рельефа . . . . . 306

## ПРОЯВЛЕНИЯ ЦУНАМИ И ДРУГИХ МОРСКИХ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ

**Ким Сен Хван**
Численное моделирование цунами с использованием технологии CUDA . . . . . .309

**Ким Сен Хван**
Применение программного обеспечения Surfer 12, Soko 0.9Beta и WXtide32 для построения батиметрических карт. . . . . .312

**Кириллов К.В.**
Изучения апвеллинга в прибрежной зоне юго-восточного Сахалина по данным инструментальных измерений. . . . . .314

**Кириллов К.В., Частиков В.Н.**
Особенности течений в заливе Анива по данным инструментальных измерений в 2003 году . . . . . .318

**Королев П.Ю.**
Испытание системы регистрации волновых процессов в экспериментальном бассейне . . . .322

**Костенко И.С., Зайцев А.И., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н.**
Особенности проявления Монеронского цунами 5 сентября 1971 года на побережье о. Сахалин . . . . . .326

**Лебедев И.И.**
Распространение осадков цунами 1983 и 1993 гг. на побережье Приморского края. . . . . .330

**Лоскутов А.В., Шевченко Г.В.**
Моделирование собственных колебаний залива Анива о. Сахалин . . . . . .333

**Нурисламова Г.Н., Носов М.А.**
Осесимметричная задача о генерации цунами во вращающемся океане . . . . . .336

**Семенцов К.А., Носов М.А., Колесов С.В., Ву Ю.**
Численное моделирование гравитационных волн, возбуждаемых в океане пакетом сейсмических волн . . . . . 340

**Ячменёв В.Е.**
Волновые процессы в бухтах о. Шикотан при сильных штормах. . . . . .345

## ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ

**Браун А.В., Родин И.А., Тихомиров Л.А., Орешкин Д.В.**
Определение продуктов трансформации токсичных химикатов при экомониторинге природных вод в местах захоронения химического оружия . . . . . .349

**Бурнасов А.С., Ковалев Ю.Ю., Степанов А.В.**
Глобальное изменение климата и новые риски территориального развития. . . . . .351

**Вацерионова Е.О.**
Изменение внутренней структуры однолетнего стебля спиреи (p. Spiraea) в зонах активного вулканизма . . . . . .356

**Григорьев А.А., Горланова Л.А.**
Современное изменение климата и высокогорные экосистемы Урала . . . . . .360

**Деркачева А.А., Доксаран Д., Новоа С.**
Исследование пространственно-временной динамики мутьевого шлейфа Жиронды (Франция) с применением ДДЗ . . . . . .362

**Ежкин А.К., Кордюков А.В.**
Оценка разрушения эпифитного лишайникового покрова в окрестностях завода СПГ, о. Сахалин. . . . . .368

**Ежкин А.К.**
Лишайники древесных субстратов в местах проявления сольфатарной активности вулкана Менделеева, о. Кунашир . . . . . .372

**Еременко И.В., Сабиров Р.Н.**
Эколого-фаунистические комплексы природного заказника «Восточный» на острове Сахалин . . . . . 375

**Ковальчук М.В.**
Воздействие мутности и взвешенных веществ на бентосных беспозвоночных (обзор) . . . . 379

**Копанина А.В.**
Структурная реакция однолетнего стебля *Betula ermanii* на газогидротермальную активность вулканов острова Кунашир . . . . . 386

**Корзников К.А.**
Вызвана ли неоднородность растительного покрова грязевого вулкана Магунтан различным содержанием тяжелых металлов в субстрате? . . . . . 389

**Коротеева Т.И., Игнатова Е.А., Кузьмина Е.Ю., Игнатов М.С., Софронова Е.В., Федосов В.Э.**
Особенности бриофлоры термальных источников Южных Курил . . . . . 393

**Марыжихин В.Е., Коренева Т.Г., ВедерниковаА.А.**
Загрязнение прибрежных вод и донных отложений нефтепродуктами в районе аварии танкера «Надежда» . . . . . 397

**Медведков А.А.**
Индикационные методы мониторинга криогенных ландшафтов Центральной Сибири в условиях изменения климата . . . . . 400

**Полевская О.С., Голубева Е.М.**
Карстообразование и изменение качества воды в пещере Прощальная (Хабаровский край) . . . . . 405

**Пономарева О.В.**
Геоэкологические проблемы сохранения амурского тигра . . . . . 410

**Романюк Ф.А., Жарков Р.В.**
Современное эколого-географическое состояние рейдовского месторождения термоминеральных вод (о. Итуруп, Курильские о-ва) . . . . . 414

**Сорокин П.С.**
Береговые транформации п-ова Муравьева-Амурского в результате антропогенной деятельности . . . . . 418

**Тальских А.И.**
Структура фитоценозов с доминированием чозении арбутолистной (*Chosenia arbutifolia* (pall.) A. Skvorts.) на Среднем Сахалине . . . . . 420

**Трофимова А.Л.**
Проблемы захламленности рекреационной и буферной зон территории национального парка «Таганай» антропогенным мусором . . . . . 424

УДК 571.61; 577

# ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ В РЕГИОНЕ (НА ПРИМЕРЕ ПРИАМУРЬЯ)

*Б.А. Воронов*

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск
ivep@ivep.as.khb.ru

Рассматриваются природные особенности, эколого-географическая специфика Приамурья, а также основные антропогенные факторы и последствия их воздействий на природные экосистемы, определяющие характер их преобразования и формирования сложной или катастрофической экологической ситуации в регионе.

**Ключевые слова:** *Приамурье, природные особенности, антропогенные факторы, природные экосистемы, преобразования, экологическая ситуация.*

Принято считать (Воронов, 2004; Факторы…, 2008), что сложные поликомпонентные негативные преобразования природной среды под воздействием человеческой деятельности и их глубина зависят не только от типа, характера и силы этих воздействий, но и от природных особенностей тех или иных территорий, места их пространственного расположения, степени устойчивости их экосистем и отдельных составляющих по отношению к возмущающим и дестабилизирующим факторам и т.п. То есть, природная специфика территории и в целом её природные условия в зоне антропогенно обусловленного обострения экологической ситуации во многом определяют ход её дальнейшего развития. И в то же время, на характер и динамику развития некоторых природных, но отрицательных для человеческой деятельности, явлений существенным образом может влиять сама эта деятельность и её последствия. В связи с этим можно отметить, что сложные и нередко глубокие по своим результатам экологические ситуации регионального масштаба, в том числе и катастрофического характера, чаще всего формируются под воздействием широкого спектра причин различного генезиса. Однако, одна или несколько из них являются главными, определяющими общее развитие обстановки, в то время как другие, второстепенные по отношению к главным, могут как способствовать, так и препятствовать этому развитию. Рассмотрим это на примере Приамурья – крупного региона, расположенного на востоке Азии на участках территории четырёх государств – России, Китая, Монголии и Северной Кореи.

В северо-западной части бассейна Тихого океана река Амур является наиболее крупной речной системой. Ежегодно она выносит в Охотское и Японское моря 369,1 км$^3$ воды и около 24 млн. тонн взвешенных веществ. В российской части бассейна Амура формируется более 269 км$^3$ стока воды (6,4 % от общероссийского). С территории КНР и МНР поступает около 105 км$^3$ и 46,2 % всего дополнительного стока на территории России из сопредельных государств (Воронов, Махинов, 2009).

Природные условия бассейна Амура сложны и разнообразны. Его северные притоки берут своё начало в высоких широтах в отрогах Станового хребта, южные – почти в субтропиках. Восточная часть бассейна находится под влиянием влажных океанических воздушных масс, а западная формируется на северо-востоке Монголии, в Даурии, и граничит с Забайкальем. Общая длина Амура (вместе с Аргунью) составляет 4444 км. Поэтому климатические условия в различных частях Приамурья существенно различаются. При этом, природные условия определяют и особенности гидрологического режима реки на различных её участках. В многолетнем режиме водного стока отчётливо выражено чередование понижения и повышения водности, каждый обычно продолжительностью 10–17 лет (за редким исключением). Именно периодам повышенной водности, как правило, сопутствуют и катастрофические паводки очень

низкой обеспеченности. Периоду повышенной водности, начавшемуся в 2009 г., предшествовал период повышенной водности в 80-е годы и пониженной – во второй половине 90-х и начале 2000-х гг. При этом, в 2000, 2001, 2003 гг. наблюдалась очень низкая летняя межень, в результате происходило зарастание травянистой, кустарниковой и даже древесной растительностью кос, осушенных участков проток и днищ озёр на обширных площадях, оцениваемых только в нижнем течении Амура величиной около 1200 км$^2$. После поднятия уровня воды в конце лета и осенью в реку и на пойму поступает большое количество взвешенных веществ, оседающих в виде песка, глин, наилка, нередко загрязнённых попадающими в воду и переносимыми ею поллютантами.

Периодам пониженной водности в Приамурье сопутствуют годы повышенной пирогенной опасности, повторяющиеся каждые 10–15 лет, а также годы катастрофической горимости территории, случающиеся каждые 22–23 года.

К природным особенностям Амура следует отнести: его питание, 75–80 % которого составляет дождевое, 15–20 % – снеговое и 5–10 % – грунтовое; качество его природных вод, содержащих естественно повышенное содержание природных фенолов; активные русловые процессы, когда скорость размыва берегов может достигать 15–20 и даже 50 м в год, в связи с чем река легко формирует и размывает косы, осерёдки и острова; естественно высокие колебания расходов (например, у Хабаровска от 2000 м$^3$/с до более чем 46000 м$^3$/с) и уровней воды (от 14–17 м в горах Хингана до 6–8 м на равнинах и 4–5 м в низовьях реки) над минимальными летом; ярко выраженные в пойме реки эоловые процессы, в результате которых образуются рёлки, высотой до 10–12 м, зарастающие впоследствии древесиной и травянисто-кустарниковой растительностью. Следует отметить и естественную повышенную размываемость и смываемость почвенного покрова (особенно в местах его разрушения в результате пожаров, рубок леса, сельскохозяйственного освоения) по уклонам рельефа, а также высокую степень естественной лесистости и заболоченности территории Приамурья, что в значительной степени и обусловило изначально повышенный «фенольный фон» вод Амура.

Природно-климатическая пестротность, развитая гидрографическая сеть, чередование равнинного и горного рельефа создали предпосылки формирования богатого генетического, видового и экосистемного биологического разнообразия, уникального смешения в пределах одних природных экосистем компонентов различных флор и фаун. В пределах Приамурья встречаются представители берингийской, ангарской, маньчжурской (с индомалайскими элементами), монголо-даурской и высокогорной флор и фаун, а также фауны открытых ценозов Приамурья (Куренцов, Сочава, 1969). Нередко на ограниченных по площади участках можно встретить отдельные виды и целые сообщества, жизнь которых не только связана с различными геоморфологическими уровнями поверхности и высотными поясами, но и различными географическими районами со специфическими природными условиями. Центры адаптивной иррадиации таких видов могут быть значительно удалены друг от друга. Однако здесь, в Приамурье, они могут встречаться в пределах одних и тех же природных комплексов, сообществ. Этот феномен во многом объясняется особенностями расположения бассейна Амура в пределах географического пространства. С одной стороны, Амур течёт в широтном направлении, и его долина является мощным проводником в распространении «западных» видов животных и растений на восток и «восточных» – на запад. С другой стороны, Амур на отрезке пути от места слияния рек Шилка и Аргунь до Амурского лимана образует огромную «миандру», уводящую Амур на юг почти на 700 км, что позволяет ему повысить свою коммуникационную роль за счёт дополнительного вовлечения в сферу своего влияния видов южных и северных природных комплексов. Его главные южные притоки Сунгари и Уссури и северные – Зея, Бурея и Амгунь, вместе с расположенными в бассейне Амура в меридиональном направлении горными хребтами, сами являясь мощными проводниками северных и южных видов растений и животных, обогащают и коммуникационные функции долины Амура, выполняют важную роль по обеспечению процессов обмена генофондом.

Вместе с тем, необходимо отметить высокую степень уязвимости биологического разнообразия Приамурья по отношению к природным и антропогенным воздействиям, нестабильность и подвижность его качественных и количественных характеристик. Прежде

всего это объясняется наличием в местной биоте значительного числа видов, находящихся здесь на границе своих ареалов (например, более 40 % видов птиц, более 50 % видов рыб и т.д.), а также экологически консервативных, малочисленных, редких и исчезающих видов животных и растений, занесённых в Красные книги различного уровня. Перечень уязвимых видов и экосистем составляет более 50 % их общего числа, в то время как стабильных – немногим более 30 %, а процветающих чуть более 10 %.

Таким образом, отмечая своеобразие, уникальность и разнообразие природных условий Приамурья, сложность и многообразие его природных комплексов и отдельных составляющих, необходимо констатировать их изначально заложенную и генетически обусловленную способность к изменениям как реакция на различного рода природные и антропогенные воздействия.

К основным предпосылкам формирования сложных и катастрофических ситуаций в Приамурье, определяемых человеческой деятельностью, можно отнести следующие: 1 – рост численности населения в регионе (прежде всего в китайской части бассейна Амура); 2 – развитие селитебных (в том числе урбанизированных) ландшафтов, промышленного и сельскохозяйственного производств, гидростроительства, недропользования, лесопользования, рыбной ловли и охоты; 3 – экологически неадаптированные природопользование и экономика в целом; 4 – браконьерство; 5 – лесные и луговые пожары; 6 – загрязнение экосистем (прежде всего водных) неочищенными либо недостаточно очищенными промышленными, сельскохозяйственными, коммунальными и иными сбросами и выбросами как результат безответственности, технологической отсталости, ложного смещения приоритетов, низкого уровня экологической и природопользовательской культуры населения; 7 – недостаточно развитая сеть охраняемых природных территорий и ряд других факторов, обусловленных деятельностью человека.

В связи с этим, к главным и ёмким экологическим проблемам в регионе, определяемым упомянутыми факторами и природными предпосылками, можно отнести: 1 – преобразование и разрушение исторически сложившихся экосистем, изменение направленности или снижение их экологических функций, продуктивности, биологического разнообразия и степени устойчивости к внешним воздействиям; 2 – общее снижение качества и экологической ёмкости природного ресурсно-экологического потенциала и усиление экологической напряжённости в пределах рассматриваемого региона; 3 – повышение экологических рисков и падения уровня комфортности внешней среды для человека. В сумме они создавали условия для формирования локальных или масштабных катастрофических экологических ситуаций в регионе. В период с конца 70-х годов прошлого века и до начала 2000-х годов в Приамурье произошли крайне негативные преобразования природной среды под воздействием прямого и опосредованного влияния антропогенных факторов.

В китайской части бассейна Амура более чем в два раза увеличилась численность населения (более 80 млн. человек), многократно выросло промышленное производство, появились новые промышленные районы (например, Дацинский промышленный район с ежегодной добычей более 100 млн. тонн нефти, нефтеперерабатывающими производствами мощностью более 50 млн. тонн нефти в год), новые сельскохозяйственные производства (площади рисовых полей в провинции Хэйлунцзян выросли более чем в 10 раз – с 250 тыс. га в 1980 г. до 2500 тыс. га в 2005 г.), многократно увеличилось применение минеральных удобрений пестицидов, гербицидов. Рост населения и промышленного производства привёл к увеличению объёмов сбрасываемых в водотоки и водоёмы бассейна неочищенных и недостаточно очищенных стоков до 15–16 млрд. $м^3$ в год. Вместе с загрязнёнными поверхностными стоками с сельскохозяйственных полей и обширных гарей они привели к катастрофическим преобразованиям в водных экосистемах рек Сунгари и Амур. Существенно выросло водопотребление. Например, в бассейне р. Сунгари (крупнейшего притока Амура) со средним годовым стоком 85,1 $км^3$ в 2005 г. общее водопользование уже достигало 31, 2 $км^3$ в год, в то время как к 2020 г. его планируют довести до 45,5 $км^3$ или почти 55 % годового стока реки (Мандыч, 2012). Увеличивается количество гидроэлектростанций, которых в китайской части бассейна уже около ста, и водохранилищ (более 12000), существенным образом влияющих

на водный режим Амура. В результате вырубки лесов, осушения, сельскохозяйственного освоения, браконьерства резко сократились лесистость, площади болот, численность животных, некоторые редкие виды животных и растений исчезли. Сложилась катастрофическая ситуация с состоянием биологического разнообразия. Это вынудило китайскую сторону уже в 2000 г. закрыть охоту и отказаться от рубок главного пользования, а также начать разработку программ по восстановлению лесов и охране водноболотных угодий и редких растений и животных в бассейне р. Амур.

В период 70-х – начала 2000-х годов существенные преобразования природной среды происходят и в российской части Приамурья. Коренным образом преобразован качественный состав лесов, на смену экологически и хозяйственно ценным приходят вторичные низкопродуктивные и экологически малоэффективные леса. Доля девственных лесов в Приамурье снизилась до 20 %, а существенно трансформированных увеличилась до более чем 50 %. В Хабаровском крае в последние десятилетия, предшествовавшие запрету рубок кедра в начале 90-х годов прошлого века, площади кедровых лесов снизились в 2 раза, ясеневых – более чем на 29 %, ельников – почти на 10 % (Состояние…,1992). В Приморском крае коренная деградация лесов в приграничных с Китаем районах произошла на 40 % лесных площадей. С 1996 по 2000 г. здесь были вырублены все лучшие кедровые леса, особенно спелые и перестойные (Петропавловский, 2004). В целом в российской части Приамурья вырубалось в год до 15–20 млн. м$^3$ деловой древесины. В 80-е – начале 2000-х годов при снижении объёма официальных заготовок леса резко возросли браконьерские рубки, нередко сопоставимые по объёму с официально разрешёнными. Почти все вырубки были пройдены пожарами, а поверхностный смыв с гарей явился источником загрязнения водотоков зольными элементами (калий, кальций, фосфор, магний, натрий, азот). При этом в катастрофические по горимости годы (1976, 1998 гг.) пожарами были охвачены площади от 2 до 5 млн. га, из которых большую часть составляли лесные. Так, катастрофические пожары 1998 г. уничтожили только в Хабаровском крае около 135 млн. м$^3$ древесины (Воронов, 2012). Вырубки лесов, пожары, неупорядоченное природопользование и браконьерство привели к резкому сокращению естественного биологического разнообразия, изначально очень чувствительного к антропогенным воздействиям. Резко сократили свою численность многие позвоночные животные: горал, дальневосточный леопард (исчезли из фауны Хабаровского края), амурский тигр, дальневосточный лесной кот, харза, чёрный аист, дальневосточный аист, орлан-белохвост, кожистая черепаха и многие другие. Была утрачена значительная часть нерестового фонда ценных пород рыб, сократились их запасы. Красный волк, красноногий ибис и пеганка полностью исчезли из природной фауны позвоночных Приамурья. Некоторые реликтовые и экзотические виды растений (прежде всего, лекарственные и декоративные, такие как женьшень, тис остроконечный, гастродия высокая, лотос Комарова и многие другие) оказались на грани исчезновения, 625 видов внесены в краснокнижный список.

Таким образом, естественная подвижность и неустойчивость природных комплексов, обусловленные пограничным эффектом обитания в Приамурье многих их представителей, их консерватизм и низкая степень экологической пластичности при высоких динамичности природных процессов и условий, отклике и реактивности природных экосистем и их составляющих на негативные воздействия человеческой деятельности и её последствия, а также широкий спектр прямых и опосредованных антропогенных факторов, воздействующих на природную среду, обеспечили формирование здесь к началу 2000-х годов кризисной экологической обстановки с её локальным обострением до катастрофической (реки Амур, Сунгари, Аргунь и качество их вод, южное Приамурье и состояние его биологического разнообразия, г. Амурск и его окрестности, отдельные районы Нижнего и Северного Приамурья).

Последнее десятилетие наблюдается некая стабилизация экологической обстановки в Приамурье, и даже некоторое её улучшение (снижение числа и катастрофичности пожаров, незначительное улучшение качества воды в Амуре и Сунгари, активизация естественных лесовосстановительных процессов, рост численности некоторых промысловых лососёвых рыб (горбуша) и краснокнижных видов (ауха, сима, мандаринка), связанные как с естест-

венными природными явлениями и процессами (цикличность, повышенная водность, реализация адаптивного потенциала видов), так и с деятельностью человека (регламентация природопользования, борьба с браконьерством, строительство очистных сооружений, создание новых особоохраняемых природных территорий, реализация программ по охране редких видов). Однако пока эти тенденции крайне слабы. Требуются значительные усилия по разработке и реализации большой комплексной международной программы по экологическому оздоровлению Приамурья, увязывающей интересы живущих и работающих здесь людей и окружающей их природной среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронов Б.А. Основные экологические проблемы бассейна р. Амур и факторы их обусловливающие // Закономерности строения и эволюции геосфер: Мат-лы VII Междунар. междисципл. науч. симпоз., Хабаровск, 23–26 сент. 2003 г. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 539–550.
2. Воронов Б.А., Махинов А.Н. Современное состояние водных ресурсов Дальнего Востока и их антропогенное преобразование // Сб. докл. Всеросс. науч. конф. «100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 40–48.
3. Воронов Б.А. Трансграничные риски устойчивого развития бассейна реки Амур // Вестник Совета Безопасности Российской Федерации. 2012. №4 (22). С. 142–149.
4. Куренцов А.И. Зоогеография Приамурья. М.-Л.: Наука, 1965. 155 с.
5. Мандыч А.Ф. Современные предпосылки будущего реки Амур // Электроэнергетическое сотрудничество Российской Федерации и Китайской народной республики: плюсы и минусы: сб. ст. / сост.: В.И. Готванский, Е.А. Симонов. Владивосток: WWF, 2012. 250 с.
6. Петропавловский Б.С. Леса Приморского края (эколого-географический анализ). Владивосток: Дальнаука, 2004. 317 с.
7. Состояние природной среды и природоохранная деятельность в Хабаровском крае в 1991 году. Хабаровск: РИОТИП, 1992. 97 с.
8. Сочава В.Б. Ботанико-географические соотношения в бассейне Амура // Амурская тайга (комплексные ботанические исследования). Л.: Наука, 1969. С. 5–15.
9. Факторы формирования качества воды на Нижнем Амуре. Владивосток: Дальнаука, 2008. 217 с.

УДК 556.084

# «ГРОЗА 13-ГО ГОДА...» – УРОКИ АМУРСКОЙ КАТАСТРОФЫ

*Б.И. Гарцман[1,2], С.Ю. Лупаков[2]*

[1] Институт водных проблем РАН, г. Москва
[2] Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток
gartsman@inbox.ru

Представлен анализ основных черт формирования экстремального наводнения 2013 г. в бассейне Амура, роли водохранилищ крупных ГЭС в его развитии, характера и объемов понесенного ущерба. Рассматриваются предварительные результаты оценивания роста паводковой опасности в бассейне Амура при ожидаемых изменениях климата, выполненного с помощью динамико-стохастического моделирования.

**Ключевые слова:** *наводнение, водохранилище, затопление, ущерб, бассейн Амура, изменения гидрологического режима, динамико-стохастическое моделирование.*

## ВВЕДЕНИЕ

Прошедшее летом 2013 г. катастрофическое наводнение в бассейне р. Амур имело тяжелые экономические последствия и большой общественный резонанс, что резко повысило актуальность научных разработок по прогнозированию дождевых паводков, в том числе – в долгосрочной перспективе в связи с ожидаемыми изменениями климата (Данилов-Данильян и др., 2014; Лапин, Жиркевич, 2014; Болгов и др., 2015; Болгов и др., 2016; Фролов и др., 2016). Период повторяемости паводка приблизительно оценивается в 250 лет по Нижнему Амуру. В течение последних примерно 15-ти лет в ДВ регионе систематически происходят экстремальные гидрологические события малой вероятности. При историческом наводнении 1998 года в бассейне р. Сунгари в некоторых створах достигнуты максимальные уровни с периодом повторяемости около 300 лет (Гарцман, Лупаков, 2016). При экстремальном паводке в бассейне Зейского водохранилища в 2007 г. был достигнут или превышен проектный максимальный расход, повторяемость которого для такого класса сооружений должна составлять 1 раз в 10000 лет (Лапин, Жиркевич, 2008). В 2012 г. экстремально высокая водность осеннего сезона наблюдалась в Приморье, период повторяемости события на региональном уровне оценивается в 500–1000 лет (Гарцман и др., 2014). В настоящее время наблюдается длительное стояние уровней озера Ханка на экстремально высоких отметках, что активно освещается в прессе.

В совокупности всё это весомо свидетельствует в пользу уже начавшихся существенных изменений гидрологического режима. Специфика таких процессов в бассейне Амура обусловлена его «пограничным», в разных отношениях, положением. Он расположен в пределах Азиатско-Тихоокеанской прибрежной зоны, на южной границе зоны многолетней мерзлоты, на границе влияния восточно-азиатского внетропического муссона, на территории трех очень разных государств. Следствием является большое разнообразие физико-географических условий, чрезвычайная неустойчивость гидрологического режима, высокая контрастность антропогенной нагрузки на водосборе. Гидрологические последствия климатических изменений при таких условиях могут быть непропорциональными в результате действия т.н. пороговых эффектов, что представляет основной интерес как для научного исследования, так и для практики. Опыт наводнения поставил ряд важных вопросов, которые активно дискутируются.

## О ПРИЧИНЕ НАВОДНЕНИЯ

Основной причиной исторического наводнения 2013 г. для нижнего Амура (максимальный расход 46400 м$^3$/с) стала высокая степень синхронности формирования и добегания паводочных волн практически со всей территории бассейна Амура (Болгов и др., 2015). Выполненные расчеты

показали, что для участка среднего Амура от с. Нагибово и всего нижнего Амура имело место последовательное развитие паводков на притоках и добегание паводочных волн на максимуме смещения основного амурского паводка. Причем все основные притоки и малые реки бассейна были многоводными. Вклад верхнего Амура в формирование максимума у Хабаровска составил около 20–22 %, Зеи – приблизительно 25–27, Буреи – 5–6, Сунгари – 28–30, Уссури –15–17 %.

Интервал максимальных модулей стока малых и средних рек региона составил 28,6–384 л/(с•км$^2$), т.е. разница между минимальным и максимальным значениями 15-кратная, что характеризует разнообразие условий формирования максимумов. Реки более крупной градации (10–100 тыс. км$^2$) демонстрируют почти такой же интервал значений (57,1–333 л/(с•км$^2$)), что говорит о принципиальном сходстве и синхронности процессов формирования стока при возникновении выдающегося наводнения в бассейне Амура. Выделяется группа рек с экстремально большими значениями максимальных модулей стока (200–400 л/(с•км$^2$)) в бассейне Зеи и прилегающей части бассейна среднего Амура. Это означает достижение максимальных значений примерно 1 %-ной обеспеченности, наблюдавшееся в один год на огромной территории.

## РОЛЬ ВОДОХРАНИЛИЩ

Роль водохранилищ в характере и продолжительности наводнения явилась самой острой темой дискуссий в период его развития. Причиной этого являлся как определенный настрой общественного сознания, не изжившего инерцию недоверия к масштабным проектам «преобразованиям природы», так и реальные ошибки и объективные ограничения в оперативных действиях водохранилищ, в особенности Зейского, которые не позволили использовать их противопаводковые возможности оптимальным образом. Несомненно, однако, что крупные водохранилища Амурского бассейна сыграли значительную роль как в снижении пика паводка, так и продолжительности стояния воды на пойме. Это показывает уже простое сопоставление максимальных зон затопления, определяемых по космическим снимкам, с ландшафтными границами поймы. В долине Зеи ниже плотины Зейской ГЭС затоплена примерно половина площади поймы, в то время как в долине Амура ниже Хабаровска, где влияние водохранилища слабо ощущается, зона затопления значительно обширнее, чем границы распространения пойменных ландшафтов.

Задача восстановления гидрографа стока в створе у Хабаровска в паводок 2013 г. осуществляется путем трансформации набора входных гидрографов (основных притоков) и сбросов с гидроузлов. Она дополняется решением аналогичной задачи, в которой сбросным гидрографы стока ниже Зейского и Бурейского гидроузлов соответствуют гидрографы притока вод к этим водохранилищам. Анализ результатов, полученных на упрощенных моделях трансформации паводочной волны, показал, что при отсутствии водохранилищ максимальный расход воды Амура у Хабаровска возрос бы на 3400 м$^3$/с, что составит дополнительно 50 см к наблюдавшемуся максимальному уровню воды. Время стояния уровня воды на отметке выше критической при этом возросло бы на 6–10 суток. Близкие оценки влияния этого фактора на изменение уровней воды в начале участка нижнего Амура получены с использованием физико-математических моделей в работе (Данилов-Данильян и др., 2014; Мотовилов и др., 2015).

## УЩЕРБЫ ОТ НАВОДНЕНИЯ

Наводнение 2013 г. в бассейне Амура охватило территорию пяти субъектов Российской Федерации, привело к затоплению и подтоплению территории более 8 млн. км$^2$, 366 населённых пунктов с общим числом жителей более 170 тыс. Его социально-экономические последствия носили характер крупномасштабного бедствия, хотя усилиями МЧС России и других формирований удалось практически избежать человеческих жертв. Были повреждены 13667 жилых домов, 504 социальных, 10 опасных объектов и 34 гидротехнических сооружения, а также около 22,5 тысяч дачных и приусадебных участков. Действию воды подверглись 621 тыс. га сельхозугодий и 14 объектов сельскохозяйственного назначения, жилищно-коммунальные объекты и инфраструктура, включая 423 объекта ЖКХ, 203 скважины водозабора и 63 км сетей теплоснабжения, транспортная и энергетическая инфраструктура, в том числе 1752 км автодорог, 185 мостов, свыше 546 км ЛЭП и 5516 опор ЛЭП. Таким образом, наводнение стало самым

масштабным и разрушительным за всю историю наблюдений в России бедствием, последствия которого полностью не были преодолены и к середине 2014 г.

На основе обобщения данных, опубликованных государственными ведомствами и в СМИ, выполнены оценки прямых и косвенных экономических последствий наводнения. Окончательная оценка совокупного прямого ущерба, выполненная значительно позже самого события, составила 86,5 млрд. руб. или 0,13–0,14 % ВВП. Это соответствует 2/5 среднегодовых прямых потерь от всех природных бедствий в России и не включает ещё затраты на реагирование на чрезвычайную ситуацию, котрые оцениваются в 1,6 млрд. руб. Характерно, что эта оценка почти в 3 раза превышает предварительную оценку, выполненную по ходу развития наводнения. Оценка косвенного ущерба от краткосрочных последствий составила 172, а включая долгосрочные – 516 млрд. руб., соответственные оценки полного ущерба достигают 258 и 602 млрд. руб. Несмотря на довольно грубый характер оценок, обусловленный недостатком фактических данных и адекватных методик расчета ущербов, сделан вывод, что совокупные экономические издержки составили порядка 0,33 % ВВП (Порфирьев, 2015).

## ОЦЕНКА ПАВОДКОВОЙ ОПАСНОСТИ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

Наиболее эффективным средством гидрологических последствий изменений климата является динамико-стохастическое моделирование (Болгов, 2015; Лапин, 2008), объединяющее детерминированные модели формирования стока со стохастическими моделями погоды и позволяющее выполнять многолетние имитационные расчёты с суточным шагом по времени. Назначение климатических сценариев при подобных экспериментах представляет собой сложнейшую задачу. Обсуждение реалистичности климатических сценариев выходит за рамки данного исследования, поэтому ограничимся возможностями оценки отклика на увеличение осадков паводкового периода в пределах до 20 %, что отвечает диапазону наиболее надежных прогнозов климатических изменений в обозримой перспективе. Ограничимся также оценкой изменения только двух первых статистических параметров – нормы и коэффициента вариации, и только по двум характеристикам гидрологического режима – максимальным годовым расходам дождевых паводков $Q_{max}$ и суммарному слою стока за летне-осенний период (июнь-сентябрь) $W_{VI-IX}$. Детальные оценки были выполнены для бассейнов двух крупных притоков Амура – Уссури и Буреи, в том числе для нескольких включенных в них малых рек. Бассейн Уссури в первом приближении может рассматриваться как репрезентативный для южной части водосбора Амура, бассейн Буреи – для северной его части.

На основании выполненных вычислительных экспериментов результаты сценарного моделирования показывают достаточно сложную и неоднозначную картину в пределах водосбора Амура. В бассейне Уссури, при увеличении осадков на 10 %, нормы $Q_{max}$ для малых бассейнов возрастают на 27–40 %, при увеличении осадков на 20 % рост составляет 58–87 %. При увеличении площади водосбора до нескольких десятков тысяч квадратных километров величины роста норм $Q_{max}$ практически не изменяются, оставаясь в упомянутых пределах. Регрессия роста нормы $Q_{max}$ по площади водосбора статистически не значима. Значительно меньшие оценки получены для норм $W_{VI-IX}$ – при увеличении осадков на 10 % они возрастают на 13–23 %, при увеличении осадков на 20 % рост составляет 26–47 %. При этом регрессия величины роста нормы $W_{VI-IX}$ по площади водосбора в бассейне Уссури также статистически не значима.

Существенно иная ситуация в бассейне Буреи. Здесь, при увеличении осадков на 10 %, нормы $Q_{max}$ для малых бассейнов возрастают на 23–30 %, при увеличении осадков на 20 % их рост составляет 46–61 %. Увеличение площади водосбора до нескольких десятков тысяч квадратных километров приводит к существенному снижению величин роста нормы $Q_{max}$, до значений 12 и 31 %, соответственно. Как и для Уссури, для бассейна Буреи получены несколько меньшие оценки роста норм $W_{VI-IX}$ по сравнению с $Q_{max}$. При увеличении осадков на 10 % нормы $W_{VI-IX}$ возрастают на малых бассейнах-индикаторах на 14–18 %, при увеличении осадков на 20 % рост составляет 28–37 %. Величины роста для площади 60–70 тыс. км$^2$ составляют 8 и 23 %, соответственно. Линии регрессии нормы $Q_{max}$ и нормы $W_{VI-IX}$ по площади водосбора для бассейна Буреи при этом статистически значимы.

В целом, можно заключить, что с ростом сезонных осадков нормы максимальных дождевых расходов и суммарного за сезон слоя стока ускоренно растут, и их увеличение в процентах может значительно (до 3 раз) превышать увеличение суммы осадков. Полученные результаты представляются вполне закономерными для рек с дальневосточным типом режима. Общую закономерность такого рода можно оценить с помощью, например, данных по одному из наиболее паводкоопасных регионов мира – о. Тайвань. Среднегодовая сумма осадков на Тайване превышает значения для Приморья (наиболее корректный для сравнения регион России) в 3–3,5 раза, в то время как для стока это соотношение – 4–6 раз. Удельные равнообеспеченные значения максимальных расходов на Тайване в 10 и более раз больше, чем в Приморье.

В последние годы выполнено значительное количество оценок отношения изменения стока к изменению осадков с использованием т.н. индексов эластичности. Отмечается, именно для регионов с преимущественно дождевым питанием, что сток имеет высокую чувствительность к климатическим изменениям и его рост может быть в 2–3 раза больше (в процентном отношении), чем осадков (Гарцман, Лупаков, 2016). Результаты показывают также, что изменения коэффициента вариации не выходят за границы точности оценки этого параметра. Это позволяет сделать важный вывод, что в бассейне Амура климатообусловленные изменения гидрологического режима могут быть учтено с помощью только одного параметра – нормы.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Болгов М.В., Алексеевский Н.И., Гарцман Б.И., Георгиевский В.Ю., Дугина И.О., Ким В.И., Махинов А.Н., Шалыгин А.Л. Экстремальное наводнение в бассейне Амура в 2013 году: анализ формирования, оценки и рекомендации // География и природные ресурсы. 2015. № 3. С. 17–26.
2. Болгов М.В., Попова Н.О., Филимонова М.К. Метод композиции распределений для оценки максимальных расходов воды р.Амур с учетом эффекта регулирования стока // Водные ресурсы. 2016. Т. 43, № 3. С. 265–276.
3. Гарцман Б.И., Лупаков С.Ю. Влияние изменений климата на максимальный сток в бассейне Амура: оценка на основе динамико-стохастического моделирования // Водные ресурсы. 2016. Т. 43, № 5.
4. Гарцман Б.И., Мезенцева Л.И., Меновщикова Т.С., Попова Н.Ю., Соколов О.В. Условия формирования экстремально высокой водности рек Приморья в осенне-зимний период 2012 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 77–92.
5. Данилов-Данильян В.И., Гельфан А.Н., Мотовилов Ю.Г., Калугин А.С. Катастрофическое наводнение 2013 года в бассейне реки Амур: условия формирования, оценка повторяемости, результаты моделирования // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 2. С. 111–122.
6. Лапин Г. Г., Жиркевич А. Н. Пропуск паводков 2006 и 2007 гг. через сооружения Зейского гидроузла // Гидротехническое строительство. 2008. № 10. С. 3–10.
7. Лапин Г. Г., Жиркевич А. Н. Характеристика бассейна Амура и режимы работы Зейского и Бурейского гидроузлов при прохождении паводка в 2013 г. // Гидротехническое строительство. 2014. № 1. С. 1–11.
8. Мотовилов Ю.Г., Данилов-Данильян В.И., Дод Е.В., Калугин А.С. Оценка противопаводкового эффекта действующих и планируемых водохранилищ в бассейне Среднего Амура на основе физико-математических гидрологических моделей // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 5. С. 476–491.
9. Порфирьев Б.Н. Экономические последствия катастрофического наводнения на Дальнем Востоке в 2013 году // Вестник Российской академии наук. 2015. Т. 85, № 2. С. 128–137.
10. Фролов А.В., Асмус В.В., Борщ С.В., Вильфанд Р.М., Жабина И.И., Затягалова В.В., Кровотынцев В.А., Кудрявцева О.И., Леонтьева Е.А., Симонов Ю.А., Степанов Ю.А. “ГИС Амур”: система мониторинга, прогнозирования и раннего оповещения о наводнениях // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 5–21.

УДК 556.06:556.166+551.4:571.6

# ВОЗМОЖНОСТИ И ЗАДАЧИ СТРУКТУРНО-ГИДРОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЧНЫХ СИСТЕМ НА ОСНОВЕ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА

*Б.И. Гарцман[1,2], Е.А. Шекман[2]*

[1] Институт водных проблем РАН, г. Москва
[2] Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток
gartsman@inbox.ru

Рассматриваются современные возможности и базовые понятия структурно-гидрографического анализа речных систем. Появление глобальных среднемасштабных цифровых моделей рельефа, средств их автоматизированного анализа, пространственного моделирования на основе энергетического подхода, несомненно, дадут новый импульс развития теоретической и прикладной базы гидрологии, геоморфологии и географии.

**Ключевые слова:** *речные системы, структурно-гидрографический анализ, морфометрический метод, цифровые модели рельефа.*

## ВВЕДЕНИЕ

Морфометрический анализ форм земной поверхности составляет основу любого исследования в науках о Земле. Бурное развитие геоинформационных технологий и средств дистанционного зондирования привело к формированию новой реальности, которая обусловлена появлением цифровых моделей рельефа (ЦМР) в виде общедоступных глобальных покрытий среднего масштаба и высокого качества. В результате почти любой фрагмент земной суши (для гидролога – любой бассейн) становится одинаково доступным для морфометрического анализа с применением автоматизированных и полуавтоматизированных алгоритмов преобразования высотного поля. ЦМР характеризуются генерализацией и наглядностью изображения многих геоморфологических объектов, делая их доступными для прямого восприятия широкого круга специалистов. Важным качеством ЦМР является и то, что они содержат первичную информацию, организованную в растр, т.е. доступную для компьютерной обработки. Широкое внедрение ЦМР приводит к появлению качественно новых возможностей в целом ряде направлений наук о Земле. В частности, с этим связан новый этап развития порядковой концепции речных систем, впервые предложенной Р. Хортоном и, начиная с работ В.П.Философова, широко используемой в геоморфологии. Продемонстрируем указанные возможности на ряде примеров.

## ГРАНИЦЫ БАССЕЙНА

Площадь речного бассейна является первичной и очевидной его характеристикой, однако её оценки не свободны от существенных ошибок. Так, опыт массового определения размеров 106-ти малых речных водосборов в бассейне Амура, в диапазоне площадей 17–2800 км$^2$, показал, что среднее различие между справочными и определенными по ЦМР SRTM площадями составляет около 5 %. В 93,4 % случаев разница не превышает 12 %, т.е. величины среднеквадратического отклонения, – такие ошибки могут считаться случайными. Очевидно, что при увеличении размеров бассейна роль случайных ошибок снижается, и расхождения имеют содержательные причины.

Площадь бассейна Амура по различным источникам приводится в диапазоне 1,85–2,13 млн. км$^2$. Разногласия возникают на юго-западной границе бассейна, которая проходит по семиаридным территориям. Определение путем автоматизированной обработки сплошных покрытий ЦМР SRTM добавляет к его привычным контурам более четверти миллиона квадратных километров засушливой территории (рис. 1), на которой лишь кое-где существуют бессточные озера и временные водотоки. Морфометрический анализ указывает на былое существование здесь мощных речных систем верховьев пра-Аргуни, Шилки и

Сунгари. ЦМР отчетливо показывает визуальное различие между активной речной сетью, формирующей современный эрозионный рельеф, и реликтовой речной сетью бессточной области, на которой преобладают эоловые процессы.

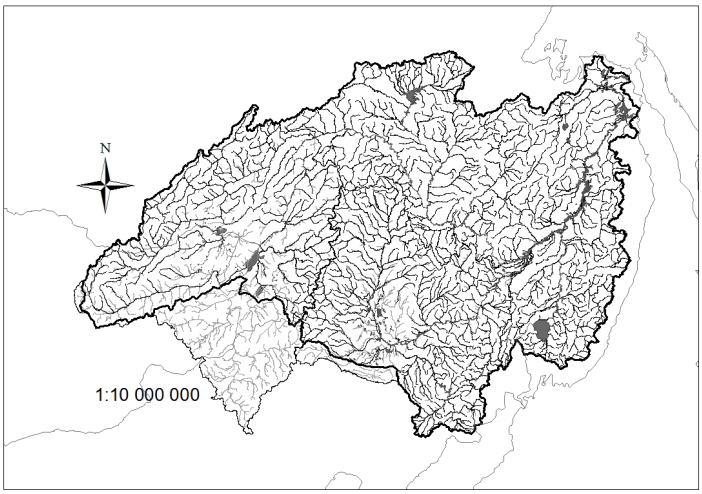



**Рис. 1.** Бассейн Амура. Современные границы показаны жирной линией водораздела, ярким цветом – современные реки. Тонкой линией водораздела и бледной окраской тальвегов показаны границы бассейна по результатам обработки ЦМР.

## ОБЪЕМ, ТОЛЩИНА И ЭНЕРГИЯ РЕЛЬЕФА РЕЧНОГО БАССЕЙНА

Применение ЦМР позволяет массово использовать в рамках геоморфологического анализа такие характеристики, как объем и толщина речного бассейна, являющиеся индикаторами его эрозионного развития и гидрологического режима. Определение их традиционным способом по крупномасштабным топографическим картам крайне трудоемко и абсолютно нереализуемо в массовом масштабе. Стандартные процедуры GIS позволяют получать такие оценки за время, измеряемое минутами.

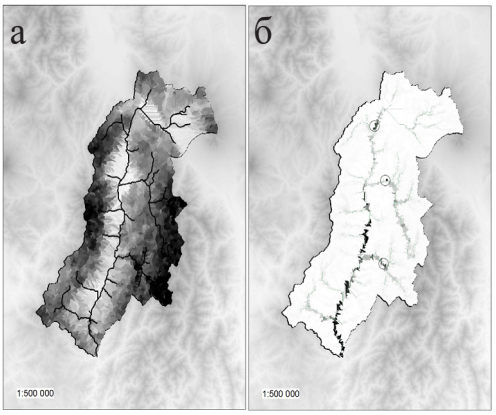



**Рис. 2.** Бассейн р. Тенрю на о-ве Хонсю: а) толщина (диапазон высот) частных водосборов; б) величина энергетического индекса, осредненная по частным водосборам.

Одним из этапов анализа морфологии бассейна является разбиение его на небольшие частные водосборы. Наиболее простым способом оценки объема является использование разности максимальной и минимальной отметок высот каждого частного водосбора, что дает оценку «по экстремумам». Чуть более технически сложная процедура основана на разности средней высоты частного водосбора и средней высоты его тальвега, что дает оценку объема «по средним». Эта вторая оценка соответствует современному объему горных пород, возвышающемуся над уровнем ближайших тальвегов, в то время как первая отображает полный эрозионный врез бассейна (рис. 2а).

Энергия рельефа является интуитивно обоснованным понятием, отражающим интенсивность протекания рельефообразующих процессов и напрямую зависящая от его геометрии, в первую очередь – от высотного градиента. При использовании ЦМР для характеристик речных систем и бассейнов в качестве энергетической меры можно применить индекс, отражающий диссипацию энергии водных потоков, в форме

$$E_i^* \propto A_i \Delta z_i \ , \qquad (1)$$

где $E_i^*$ – индекс энергии $i$-той элементарной площадки (пиксела), $A_i$ – площадь её водосбора, $\Delta z_i$ – локальный уклон. Пример вычисления индекса по частным водосборам показан на рис. 2б. Видны резко выделяющиеся участки с высоким значением энергии, соответствующие участкам антецендентных долин. Таким образом, есть возможность путем сплошной автоматизированной обработки рельефа целого региона выявить сразу все подобные участки, ранжированные по величине энергетических потерь.

## ОЦИФРОВКА РЕЧНОЙ СЕТИ

Стандартной методикой оцифровки речной сети по ЦМР является выделение всех пикселов, значение площади водосбора в которых превышают заданное пороговое значение. Однако оцифрованная таким образом сеть близка к реальной только в пределах небольших однородных бассейнов. Можно ли путем только замены площади водосбора значением какого-либо комплексного индекса получить реалистичный вид речной сети по ЦМР для обширной разнородной территории?

Рациональной формой, учитывающего пространственную неравномерность увлажнения, представляется усовершенствованный вариант индекса энергии

$$E^*_i \propto A_i(P\text{-}ET)\Delta z_i. \qquad (2)$$

Здесь использовано произведение площади водосбора на разность величин среднегодовых осадков (P) и среднегодового испарения (эвапотранспирации, ET), представляющее собой т.н. «климатический сток». Формула индекса энергии в форме (2), которую в дальнейшем будем обозначать аббревиатурой CEI (Complex Energy Index), обеспечивает независимый учет основных характеристик оборота тепла и влаги и может быть эффективно использована для автоматизированной оцифровки речной сети по ЦМР в широком диапазоне физико-географических условий. На рис. 3 представлены результаты тестирования предлагаемого метода по 16 водосборным бассейнам юга Дальнего Востока России. Коэффициент корреляции средней густоты реальной и моделированной речной сети равен 0,99. Выделяется группа из 9 бассейнов со средними значениями CEI в интервале 41-58, группа из 4 бассейнов с высокими значениями – от 86 до 94, и группа из 3 бассейнов с низкими значениями – от 6 до 20. Выявление групп бассейнов по градациям CEI указывают на наличие классификационного различия высокого ранга – состояний равновесия, экспансии и деградации речных систем.

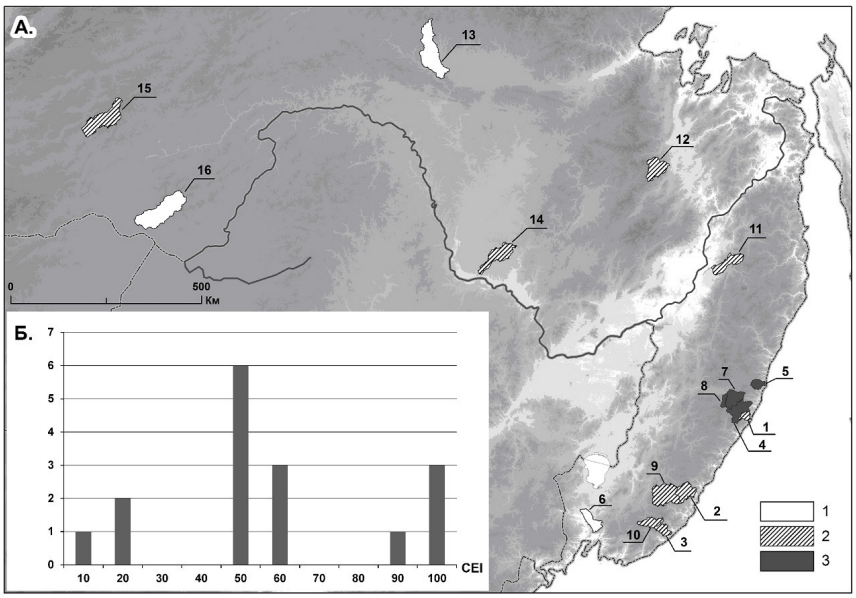



**Рис. 3.** Географическое расположение тестовых бассейнов (А) и гистограмма значений CEI (Б).
Обозначения: 1) бассейны со значениями CEI в интервале от 6 до 20; 2) то же в интервале 41–58; 3) то же в интервале 86–94.

Речные бассейны, длительно развивавшиеся в относительно стабильных условиях, достигают состояния, близкого к динамическому равновесию. Такие речные системы получают наиболее закономерную и согласованную («органичную») форму. На ранних этапах развития речной системы степень эрозионного расчленения бассейна ещё невелика. Система при этом находится в стадии экспансии, степень развития её меньше, чем допускают внешние условия. Речные системы, на которых интенсивность эрозии снижается, а интенсивность аккумуляции возрастает, переходят в стадию деградации. Относительно развитая сеть на таких бассейнах имеет исторически унаследованный от прошлых этапов характер, она более развита, чем это допускают актуальные условия её существования. Фиксация различий таких состояний с помощью индекса CEI является, разумеется, очень генерализованной оценкой.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРЯДКОВ ВОДОРАЗДЕЛОВ

Следующий вопрос – возможно ли разработать адекватную процедуру порядковой классификации водоразделов на основе сети водотоков, порядки которых известны? Это связано с рядом затруднений: в отличие от водотоков, участок водораздела является границей многих вложенных друг в друга водосборов, ни один из которых не является «выделенным» для данного участка водораздела; участок водораздела, имея две стороны, разделяет как минимум два бассейна, из-за чего может иметь различные порядки «справа» и «слева»; в стандартном ГИС-инструментарии нет программного средства выделения водоразделов по ЦМР.

Примем за основу определение порядка водораздела на основе пути добегания условной капли дождя, выпавшей вблизи него, до замыкающего створа бассейна. Представим этот путь (линию) добегания последовательностью разнопорядковых участков. Первым звеном будет участок движения по склону до ближайшего водотока – $x_0$. Конечным звеном будет водоток с наивысшим для данного бассейна порядком – $x_N$. Таким образом, на примере бассейна 5-го порядка, «полный» (наиболее длинный) путь добегания капли будет выражаться как $x_0 \rightarrow x_1 \rightarrow x_2 \rightarrow x_3 \rightarrow x_4 \rightarrow x_5$. Примем, что лишь участки водоразделов с «полным» путем добегания формируют водораздельную линию 5-го порядка. Аналогично, прядок любого другого участка можно определить по непрерывной (от начала) последовательности порядков в пределах пути добегания. Например, путь добегания $x_0 \rightarrow x_1 \rightarrow x_2 \rightarrow x_3 \rightarrow x_5$ соответствует 3 порядку водораздела (разрыв после 3-го порядка), а путь добегания $x_0 \rightarrow x_3 \rightarrow x_5$ означает отсутствие порядка водораздела, то есть водораздел в этом случае не выделяется.

Применяя описанный алгоритм, получаем первый вариант классифицированной сети водоразделов бассейна 5-го порядка. Сеть водоразделов младших (1-2) порядков выглядит как неупорядоченный продукт случайного процесса. Если её отделить, то сеть водоразделов порядка 3 и выше явно отображает главные закономерности «конструкции» речного бассейна. Однако линии водоразделов получаются сильно фрагментированными включением участков низших порядков. Для корректировки алгоритма в пути добегания выбирается «триплет» – цепочка из трех наибольших последовательных порядков, старший из которых определяет порядок водораздела. Водоразделы 1-го и 2-го порядков при этом автоматически отбрасываются.

«Триплетная» сеть подобна первому варианту, но обладает хорошей связностью и отчетливее выделяет главные черты строения бассейна. Фактически она представляет результаты объективной генерализации, отсеивающей влияние случайных новейших эрозионных врезов на форму водоразделов высокого порядка. На рис. 4 показаны сети потоков и водоразделов по трём из набора тестовых бассейнов, с их порядковой классификацией. Важной особенностью структур является наличие четко выраженных «ядер» формирования. Здесь термином «ядро» речной системы (бассейна) обозначается область в истоках, где порядок системы быстро растет до максимальной величины. Этот бассейн верховьев охвачен водоразделами того же наибольшего порядка.

Ярко выраженные компактные ядра характерны для бассейнов рек Манома и Борзя. Но хорошо увлажненный бассейн Маномы имеет при этом 6-й порядок ядра и большое количество водотоков и водоразделов 3-го порядка в нижней части. Напротив, семиаридный бассейн Борзи, несмотря на трехкратно больший размер, набирает только 5-й порядок и не имеет ни одного водораздела 3-го порядка в нижней части. Бассейн Комаровки демонстрирует возможность

наличия нескольких ядер, вследствие перестроек сети в результате сложных тектонических движений при деструктивном типе развития земной коры окраины Западно-Приморского кайнозойского бассейна.

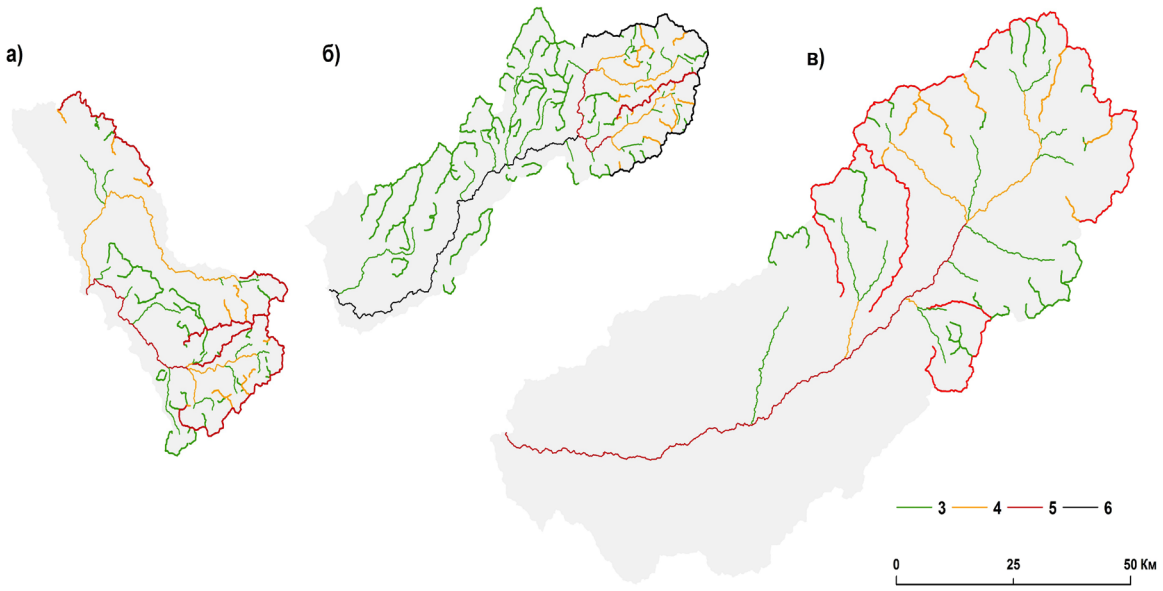



**Рис. 4.** Примеры сопряженной порядковой классификации речной и водораздельной сетей для бассейнов: а) р. Комаровка, 1492 км$^2$; б) р. Манома, 1883 км$^2$; в) р. Борзя, 6088 км$^2$. Цветом показаны порядки водотоков и водоразделов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Появление цифровых среднемасштабных глобальных данных о земной поверхности и развитых общедоступных программных средств их обработки делает актуальным переход от функционального к структурно-функциональному моделированию в качестве базового инструмента гидрологии суши. В настоящее время этот переход уже начался и активно развивается. Средства количественного структурно-гидрографического и морфометрического анализа, пространственного моделирования на основе информационно-энергетического подхода, несомненно, дадут также новый импульс развития теоретической и прикладной базы геоморфологии и географии.

*Выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проекты 14-05-92001, 14-05-00114.*

УДК 551.46

# ВОЛНЫ-УБИЙЦЫ: НАБЛЮДЕНИЯ И МЕХАНИЗМЫ ВОЗБУЖДЕНИЯ

*И.И. Диденкулова*[1,2]

[1] Нижегородский государственный технический университет им Р.Е. Алексеева, г. Нижний Новгород
[2] Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород
didenkulova@mail.ru

Лекция призвана дать популярные знания о волнах-убийцах – случайно возникающих аномально высоких волнах в океане. Описана история изучения волн-убийц с 90-х годов прошлого столетия до наших дней. Будут приведены многочисленные примеры возникновения волн-убийц как в открытом океане, так и в прибрежной зоне, и на берегу, и обсуждены возможные механизмы их генерации.

**Ключевые слова:** *волны-убийцы в океане, случайные аномально высокие волны, их проявления, наблюдения, измерения, механизмы возбуждения.*

Так называемые волны-убийцы описываются в литературе с XV века. Долгое время эти волны считались не более чем морским фольклором, однако с постепенным усовершенствованием приборов и качества измерений их существование было научно обосновано. Поистине Новая Эра в изучении волн-убийц началась с обнаружения 26-метровой Новогодней волны, зарегистрированной на нефтяной платформе «Дропнер» в Северном море у побережья Норвегии 1 января 1995 г. Хотя огромный гребень волны (18,5 м) и не нанес платформе значительного урона, но он привлек широкое внимание общественности (и страховых агентств) к проблеме волн-убийц. Также с волнами-убийцами были связаны многочисленные аварии и поломки нефтяных платформ и кораблей, которые обошлись в значительные суммы. Считается, что за последние 20 лет волны-убийцы стали причиной более чем 200 аварий и крушений, в том числе повреждений супертанкеров и контейнерных судов длиной более 200 м (ABC Science Online, 2013). Также документально подтверждено, что экстремальные волны могут вызвать серьезные повреждения кораблей (Toffoli et al., 2005). Среди нашумевших происшествий последних лет – инциденты с круизными лайнерами Explorer, Grand Voyager и Norwegian Dawn (2005), Louis Majesty (2010), показанный на рис. 1.

**Рис. 1.** Круизное судно “MS Louis Majesty” (прежнее имя “Norwegian Majesty”), встретившее волну-убийцу 3 марта 2010 года. Место удара волны показано красной стрелкой (© 2011 carnet-maritime.com).

Следующим знаковым событием в понимании динамики волн-убийц стала регистрация более 10 индивидуальных волн высотой более 25 м. Эта запись была сделана в 2001 г. двумя спутниками Европейского агентства космических исследований после трехнедельного наблюдения Мирового океана (MaxWave, 2003). Эта запись подтвердила, что волны-убийцы регулярно появляются в волновом поле.

Данные по экстремальным волнам и волнам-убийцам по всему миру собираются в сводки и активно исследуются (Mallory, 1974; Torum, Gudmestad, 1990; Lavrenov, 1998; Olagnon, Athanassoulis, 2001; Mori et al., 2002; MaxWave, 2003; Dysthe et al., 2008; Kharif et al., 2009). При этом в большинстве работ исследуются волны-убийцы на глубокой воде.

**Рис. 2.** Волна-убийца на пляже Мэверикс, США в 2010 г. (© Scott Anderson).

Впоследствии стало очевидным, что волны-убийцы могут возникать и в прибрежной зоне. Впервые проблема волн-убийц на мелководье была поднята в работе (Chien et al., 2002), которая представляет собой каталог волн-убийц (всего 140 событий) в прибрежной зоне Тайваня за последние 50 лет (1949–1999). Вслед за этим последовали другие исследования мелководных волн-убийц (Cherneva et al., 2005; Didenkulova, Anderson, 2010; Didenkulova, 2011).

В настоящее время доказано, что волны-убийцы существуют как на глубокой, так и на мелкой воде, а также на берегу. На плавных пляжах волны-убийцы обычно представляют собой короткое и внезапное затопление (рис. 2), а на крутых берегах и прибрежных сооружениях – неожиданно высокие всплески (рис. 3). Вследствие более плотного населения и активного использования прибрежных районов такие события часто приводят к человеческим жертвам и к повреждениям береговой инфраструктуры (Nikolkina, Didenkulova, 2011; 2012). Описание некоторых из них дано в приведенных выше обзорах и в работе (Dean, Dalrymple, 2002).

Последние двадцать лет волны-убийцы являются актуальной проблемой исследований. Результаты исследований морских волн-убийц собраны в трудах (Захаров, Шамин, 2010; 2012; Рубан, 2010; Дьяченко и др., 2011; Бадулин, Ивонин, 2012; Dyachenko, Zakharov, 2005; 2008; MaxWave, 2003; Olagnon, Athanassoulis, 2001; Olagnon, Prevosto, 2005, 2009), обзорах (Kharif, Pelinovsky, 2003; Dysthe et al., 2008; Didenkulova, Pelinovsky, 2011; Slunyaev et al., 2011) и книгах (Kharif et al., 2009). Были предложены физические механизмы возбуждения волн-убийц, они описаны в книгах и обзорах и представляют собой: а) модуляционную неустойчивость (неустойчивость Бенжамина-Фейера); б) геометрическую (пространственную) и дисперсионную фокусировку; в) волновое взаимодействие с течением и дном; г) ветровое воздействие. Следует отметить, что механизмы возникновения мелководных волн-убийц отличаются от глубоководных. Из-за уменьшения роли дисперсии глубоководный механизм модуляционной неустойчивости не работает в прибрежной зоне, зато нелинейное взаимодействие волн, а также их усиление и фокусировка на разных донных геометриях становятся первостепенными в формировании волн-убийц вблизи берега.

**Рис. 3.** Волна-убийца на крутом откосе о. Сутра, Норвегия, 2007 г.

Первоначально известные как волны на воде, со временем волны-убийцы были открыты в различных средах, в частности, в нелинейных оптических волокнах и в многокомпонентной плазме, что делает эту тематику еще более значимой.

*Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда 16-17-00041.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадулин С.И., Ивонин Д.В. Трехмерные волны-убийцы. Еще раз о Новогодней волне // Фундамент. и приклад. гидрофизика. 2012. Т. 5, № 1. С. 37–51.
2. Дьяченко А.И., Захаров В.Е., Шамин Р.В., Бадулин С.И. Волны-убийцы и задачи их исследований // Мировой океан: сб. науч. тр. / под ред. Р.И. Нигматулина, Л.И. Лобковского. М.: Наука, 2011.
3. Захаров В.Е., Шамин Р.В. О вероятности возникновения волн-убийц // Письма в ЖЭТФ. 2010. № 91. С. 68–71.
4. Захаров В.Е., Шамин Р.В. Статистика волн-убийц в вычислительных экспериментах // Письма в ЖЭТФ. 2012. № 96. С. 68–71.
5. Рубан В.П. Гигантские волны в слабо-скрещенных состояниях морской поверхности // Письма в ЖЭТФ. 2010. № 137. С. 599–607.
6. ABC Science Online: Seas awash with monster waves, http://www.abc.net.au/science/articles/2004/07/26/1161681.htm#.UaNa90AW00k/, последнее посещение: 27.05.2013.

7. Cherneva Z., Petrova P., Andreeva N., Guedes Soares C. Probability distributions of peaks, troughs and heights of wind waves measured in the black sea coastal zone // Coast. Eng. J. 2005. Vol. 52. P. 599–615.
8. Chien H., Kao C-C., Chuang L.Z.H. On the characteristics of observed coastal freak waves // Coast. Eng. J. 2002. Vol. 44, № 4. P. 301–319.
9. Dean R.G., Dalrymple R.A. Water wave mechanics for engineers and scientists. Singapore: World Sci. Pub. Co. Inc. 1991. 353 p.
10. Didenkulova I. Shapes of freak waves in the coastal zone of the Baltic Sea (Tallinn Bay) // Boreal Env. Res. 2011. Vol. 16. Suppl. A. P. 138–148.
11. Didenkulova I., Anderson C. Freak waves of different types in the coastal zone of the Baltic Sea // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2010. Vol. 10, Iss. 9. P. 2021–2029.
12. Didenkulova I., Pelinovsky E. Rogue waves in nonlinear hyperbolic systems (shallow-water framework) // Nonlinearity. 2011. Vol. 24, Iss. 3. P. R1-R18.
13. Dyachenko A.I., Zakharov V.E. Modulation instability of Stokes wave –> freak wave // JETP Lett.+. 2005. Vol. 81, № 6. P. 318–322.
14. Dyachenko A.I., Zakharov V.E. On the formation of freak waves on the surface of deep water // JETP Lett.+. 2008. Vol. 88, № 5. P. 356–359.
15. Dysthe K., Krogstad H.E., Müller P. Oceanic rogue waves // Annu. Rev. Fluid. Mech. 2008. Vol. 40. P. 287–310.
16. Kharif C., Pelinovsky E. Physical mechanisms of the rogue wave phenomenon // Eur. J. Mech. B – Fluid. 2003. Vol. 22, №. 6. P. 603–634.
17. Kharif C., Pelinovsky E., Slunyaev A. Rogue Waves in the Ocean. Berlin: Springer-Verlag, 2009. 216 p.
18. Lavrenov I. The wave energy concentration at the Agulhas current of South Africa // Nat. Hazards. 1998. Vol. 17, Iss. 2. P. 117–127.
19. Mallory J.K. Abnormal waves on the south-east of South Africa // Int. Hydrogr. Rev. 1974. Vol. 51. P. 89–129.
20. MaxWave. Rogue waves: forecast and impact on marine structures. Geesthacht: GKSS Research Center, 2003. 109 p.
21. Mori N., Liu P., Yasuda T. Analysis of freak wave measurements in the Sea of Japan // Ocean Eng. 2002. Vol. 29, Iss. 11. P. 1399–1414.
22. Nikolkina I., Didenkulova I. Rogue waves in 2006 – 2010 // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. Vol. 11, Iss. 11. P. 2913–2924.
23. Nikolkina I., Didenkulova I. Catalogue of rogue waves reported in media in 2006–2010 // Nat. Hazards. 2012. Vol. 61, Iss. 3. P. 989–1006.
24. Rogue Waves 2000 / eds. M. Olagnon, G.A. Athanassoulis. Actes de Colloques: Proc. Workshop. France: Ifremer, 2001. 395 p.
25. Rogue Waves 2004 / eds. M. Olagnon, M. Prevosto. Actes de Colloques: Proc. Workshop. France: Ifremer, 2005. 277 p.
26. Rogue Waves 2008 / eds. M. Olagnon, M. Prevosto. Actes de Colloques: Proc. Workshop. France: Ifremer, 2009. 275 p.
27. Slunyaev A., Didenkulova I., Pelinovsky E. Rogue Waters // Contemporary Phys. 2011. Vol. 52, Iss. 6. P. 571–590.
28. Toffoli A., Lefevre J.M., Bitner-Gregersen E., Monbaliu J. Towards the identification of warning criteria: analysis of a ship accident database // Appl. Ocean Res. 2005. Vol. 27, Iss. 6. P. 281–291.
29. Water Wave Kinematics /eds. A. Torum, O.T. Gudmestad. Dordrecht: Kluwer, 1990. 771 p.

УДК 550.334.42

# ПРИМЕНЕНИЕ РАСЧЁТОВ КИНЕМАТИКИ ВОЛНОВЫХ ФРОНТОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЫСОТЫ ЦУНАМИ

*А.Г. Марчук*

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск
mag@omzg.sscc.ru

В работе рассматривается кинематика волновых фронтов и лучей цунами над неровным дном. Выводятся формулы, дающие высоту цунами вдоль волновой трубки. Разработанный в рамках кинематической модели численный алгоритм позволяет оценивать высоту волны над произвольным рельефом дна. Проведено тестирование метода на точных решениях, а также сравнение с результатами численного расчёта распространения цунами по модели мелкой воды.

**Ключевые слова:** *волны цунами, кинематика фронта волны, волновой луч, оценка высоты цунами.*

Поведение волн цунами над неровным дном хорошо описывается системой дифференциальных уравнений мелкой воды (Стокер, 1959), при этом линеаризованная модель хорошо описывает волны в глубоком океане, а нелинейная модель хорошо описывает поведение волны практически до точки уреза. Там же, у Стокера (1959) выводится формула для скорости распространения фронта волны цунами

$$c = \sqrt{gD}\,. \tag{1}$$

Здесь $g$ – ускорение силы тяжести, а $D$ – глубина. Волновыми лучами называются линии, которые ортогональны волновому фронту во время всего процесса распространения волны (Романов, 1978). Лучевой трубкой называется пространство между близлежащими волновыми лучами. В работе автора (Марчук, 2015) исследованы свойства уравнений мелкой воды и получены зависимости высоты цунами в лучевой трубке от её ширины и глубины океана

$$\eta_2 = \eta_1 \sqrt{\frac{L_1}{L_2}} \sqrt[4]{\frac{D_1}{D_2}}\,, \tag{2}$$

где $L_1$ – ширина лучевой трубки в начальный момент (расстояние между соседними точками волнового фронта), $D_1$ – глубина там же, $L_2$ – ширина той же волновой трубки в более поздний момент времени, где глубина уже $D_2$.

Сначала опишем метод расчёта кинематики фронта цунами, базирующийся на ортогональном продвижении точек волнового фронта. Рассмотрим прямоугольную расчётную область, где в каждой точке известна скорость распространения волны $c(x,y)$, $0<x<X_{max}$, $0<y<Y_{max}$. В случае волны цунами скорость её распространения может быть вычислена по формуле Лагранжа (1), если известно распределение глубин. Рассмотрим кривую начального положения волнового фронта. Как правило, в качестве таковых будут браться замкнутые выпуклые кривые. Например, окружность или эллипс. Их гладкость не требуется, потому что в численном методе начальный фронт представляет собой конечное число точек, расположенных вдоль такой кривой. Будем считать, что область, ограниченная этой кривой, вся целиком является источником возмущений, то есть является очагом цунами. Поэтому, волна будет распространяться в направлении внешней нормали к этой кривой. Перед началом численного расчёта требуется выбрать шаг по времени, определяющий разницу во времени между каждым последующим положением волнового фронта. Очевидно, что чем меньше этот шаг, тем точнее результат численного моделирования, но при этом увеличивается время расчёта.

Итак, имеется конечное множество точек $P_i$ с координатами $(x_i,y_i)$ $i=1,...N$, расположенных вдоль замкнутой кривой начального волнового фронта. При этом точка с индексом N является соседней по отношению к точке с индексом, равным 1. Величину шага по времени $\Delta t$ рекомендуется выбирать обратно пропорционально максимуму градиента скорости распространения волн в рассматриваемой области. Требуется определить положение, которое займут точки исходного волнового фронта через время $\Delta t$. Сначала надо найти направление перемещения каждой из $N$ расчётных точек. Как уже говорилось, они будут перемещаться в ортогональном к линии текущего волнового фронта направлении. Так как вместо непрерывного гладкого фронта мы имеем ломаную, проходящую через расчётные точки, то искомое ортогональное направление в точке с индексом $i$ можно строить разными способами. В программной реализации этого метода это направление строится как внешняя нормаль к окружности, проведённой через три точки $P_{i-1}$, $P_i$ и $P_{i+1}$. Таким образом, очередное положение расчётной точки с индексом $i$ строится перемещением точки $P_i$ вдоль найденного направления на расстояние $c(x_i,y_i)\Delta t$ , где скорость $c(x_i,y_i)$ определяется по формуле Лагранжа (1). Перемещая таким образом все точки исходного волнового фронта, мы получим положение фронта волны в момент времени $\Delta t$. Итак, повторяя эту процедуру столько, сколько требуется для достижения фронтом волны нужной точки или границы расчётной области, можно построить кинематическую картину распространения волны цунами в рассматриваемой области от заданного начального очага, граница которого и является начальным положением волнового фронта. Здесь надо заметить, что по определению волнового луча (Романов, 1978) расчётные точки фронта будут перемещаться вдоль волновых лучей, что является определяющим фактором для оценки амплитуды волны, реализация которой будет описана позже.

Протестируем программу на основе описанного алгоритма на задаче распространения волны от начального кругового фронта над параболическим дном. В этом случае глубина в расчётной области возрастает от нижней границы пропорционально квадрату расстояния до неё

$$D(x,y) = 9 \cdot 10^{-9} \cdot y^2 . \qquad (3)$$

На верхней границе расчётной области глубина равна 9000 м. Над таким донным рельефом фронт также все время сохраняет форму окружности, но при этом центр этой расширяющейся окружности постоянно смещается, удаляясь от берега (Боровских, 2006). Сравнение численного и точного решения этой задачи приведено на рис. 1. Здесь в расчётной области 1000×1000 км начальный волновой фронт состоял из 40 точек, располагающихся вдоль окружности радиусом 50 км, центр которой располагался на расстоянии $y_0$=300 км от берега. Окружность большего радиуса визуализирует точное решение уравнения эйконала (Marchuk and Moskalensky, 2010), дающее положение волнового фронта на момент времени T=3000 сек. Положения точек волнового фронта, соответствующие этому же моменту времени, но полученные предлагаемым численным методом, изображены чёрными точками, расположение которых на рисунке данного масштаба визуально не отличается от теоретического.

Приведённый тест пока касался только поведения фронта волны. Но, как уже отмечалось, каждая расчетная точка волнового фронта движется вдоль волнового луча. Поэтому, можно сравнить полученные таким методом траектории лучей с точным решением, которое имеется для некоторых модельных рельефов дна (Marchuk and Moskalensky, 2010). Прежде всего, для параболического рельефа дна известна точная форма не только волнового фронта, но и волновых лучей. Если глубина в рассматриваемой области пропорциональна квадрату расстояния до одной из границ области, то лучи имеют вид дуг окружностей. С этой целью проведён вычислительный эксперимент, где в области 1200×1200 км глубина задавалась по формуле (3), а исходный волновой фронт изначально состоял из 50 точек, расположенных вдоль окружности радиусом 50 км с центром в точке (450, 500) (рис. 2).

Если область моделирования достаточно велика, то рано или поздно соседние расчётные точки волнового фронта могут удалиться одна от другой на значительное расстояние. При этом между их траекториями могут оказаться неоднородности рельефа дна, способные существенно повлиять на поведение волнового фронта. В этом случае требуется добавлять новые расчётные точки волнового фронта, если расстояние между соседними расчётными точками превысит

установленное допустимое значение. Но делать это следует корректным образом, не нарушая «общей кривизны» фронта в этом месте. Этот алгоритм добавления новых расчётных точек волнового фронта тестировался на модельной задаче с параболическим дном, результаты моделирования которой уже приводились на рис. 1. Там начальный фронт состоял из 40 расчётных точек, а в процессе моделирования их число увеличилось почти до двухсот (рис. 1).

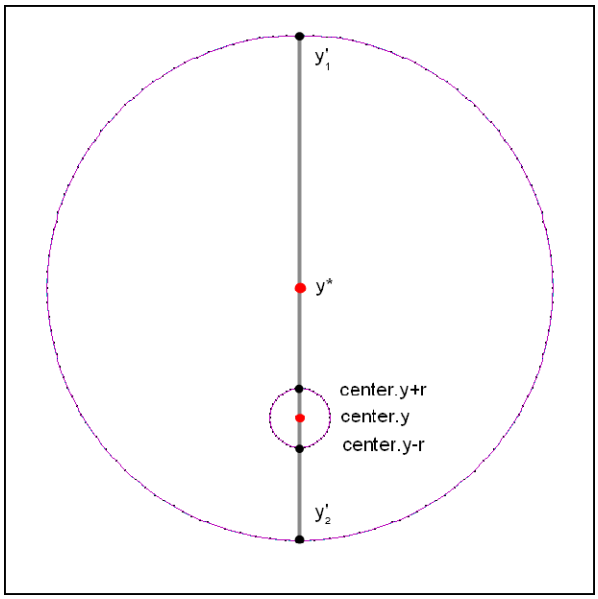



**Рис. 1.** Сравнение результатов численного расчёта волнового фронта с точным решением над параболическим рельефом дна.

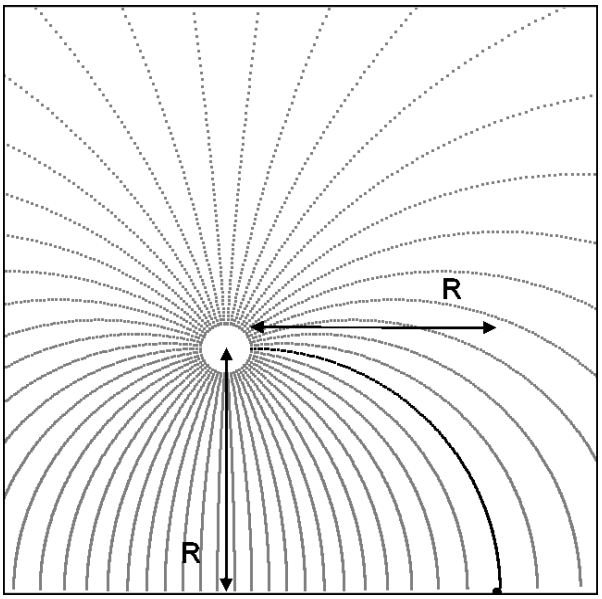



**Рис. 2.** Волновые лучи от границы круглого источника над параболическим рельефом дна.

Итак, описываемый метод позволяет находить кроме положения волнового фронта в различные моменты времени (изохроны цунами) также и траектории волновых лучей. Если рассмотреть два волновых луча, образованных перемещением двух соседних расчётных точек волнового фронта, то они образуют, так называемую, лучевую трубку (рис. 2), в которой энергия волны цунами постоянна. То есть, нет перетекания волновой энергии из одной лучевой трубки в соседние. Это даёт возможность применить формулу (2), позволяющую оценить амплитуду волны в лучевой трубке вследствие изменения ширины трубки и из-за изменения глубины. Она даёт приближённое значение высоты цунами в любой точке расчётной области, где с помощью этого метода были найдены положения волнового фронта и траектории волновых лучей. Как уже говорилось, иногда происходит добавление расчётных точек волнового фронта, которое уменьшает вдвое ширину лучевой трубки. Для каждой расчётной точки учитывается то, сколько раз рядом с ней происходило добавление новой точки волнового фронта. Пусть эта процедура в течение всего численного расчёта по соседству с рассматриваемой движущейся точкой фронта повторялась N раз. Тогда формула (2) примет вид

$$\eta_2 = \eta_1 \sqrt{\frac{L_1}{L_2 \cdot 2^N}} \sqrt[4]{\frac{D_1}{D_2}} . \qquad (4)$$

Но если при этом мы M раз удаляли расчётные точки из-за чрезмерного их сближения, то показателем степени у двойки в формуле (4) будет (N-M)

$$\eta_2 = \eta_1 \sqrt{\frac{L_1}{L_2 \cdot 2^{N-M}}} \sqrt[4]{\frac{D_1}{D_2}} . \qquad (5)$$

Таким образом, реализован метод численного расчёта кинематики волнового фронта, позволяющий делать оценку амплитуды волны без моделирования динамических параметров, таких как амплитуда и компоненты скорости течения воды. Для сравнения распределения высот цунами в области с модельным рельефом, рассчитанного описываемым методом, та же задача рассчитана также и по двумерной дифференциальной модели мелкой воды с применением алгоритма MOST (Titov and Gonzalez, 1997). Рассмотрим задачу: в области 1000×1000 км расположен центрально-симметричный источник цунами (начальное смещение водной поверхности), имеющий профиль

$$\eta(x,y) = 1 + \cos\left(\pi \frac{R}{R_0}\right), \quad R=[0,R0], \tag{6}$$

где $R$ расстояние от точки $(x,y)$ до центра с координатами $x_0$=500 км, $y_0$=300 км. Радиус источника $R_0$ был равен 50 км. Из формулы (6) видно, что в центре очага цунами начальное смещение составило 200 см. Глубина расчётной области менялась только в направлении оси ординат следующим образом: от нижней границы области, где $y$=0, до линии y=200 км глубина линейно возрастала от нуля до 2000 м (рис. 3–4). Далее шла плоская терраса постоянной глубины (2000 м), а от y=400 км вплоть до верхней границы расчётной области глубина линейно возрастала от 2000 м до 8000 м. Источник цунами (начальное вертикальное смещение водной поверхности) находится над террасой постоянной глубины. Результаты оценки высоты цунами над описанным модельным рельефом приведены на рис. 3 в виде траекторий движения точек волнового фронта, где в соответствии с цветовой легендой значения максимумов высоты цунами отображены оттенками серого цвета.

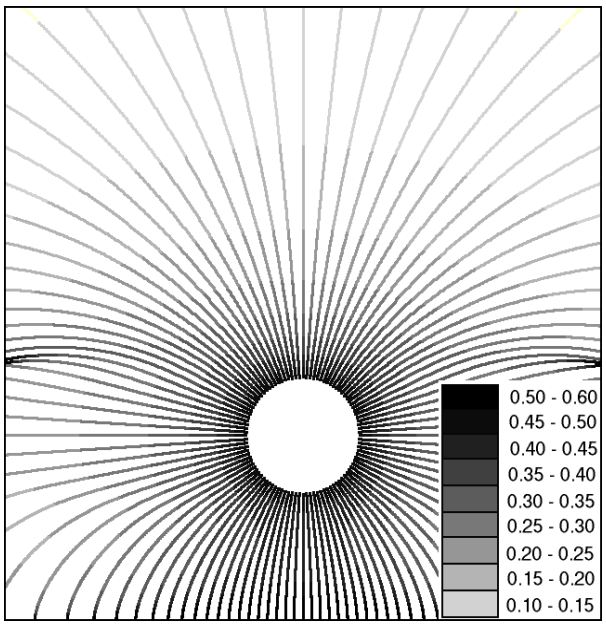



**Рис. 3.** Траектории волновых лучей от кругового начального фронта при наличии модельного рельефа дна с террасой.

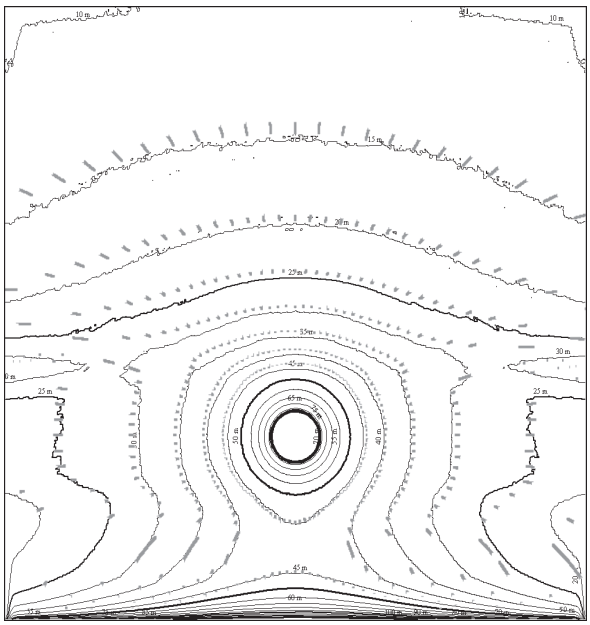


**Рис. 4.** Изолинии поля максимумов высот цунами, полученные в результате расчёта по программе MOST (черные линии) и результаты оценок в рамках описанного метода (отрезки серого цвета).

На рис. 3 хорошо заметно, что над областью постоянной глубины траектории волновых лучей представляют собой прямые линии. И, наконец, для количественного сравнения результатов решения задачи этими двумя методами, на рисунке 4 чёрным цветом нанесены изолинии (с интервалом 5 см) распределения максимумов высот цунами, полученными в результате расчёта по программе MOST, и результаты моделирования кинематическим

методом в виде отрезков волновых лучей (на рисунке 4 представлены серым цветом), где в соответствии с формулой (2) высота волны равна уровням изолиний плюс-минус 5 мм. Изолиния с максимальным значением высоты (90 см) практически совпадает с границей очага (рис. 4). Сравнение показывает близость (с точностью в несколько километров) расположения соответствующих изолиний максимумов высот волны цунами, рассчитанных двумя различными методами.

Итак, разработан и протестирован метод приближённой оценки высоты цунами на основе расчёта кинематики волнового фронта. По сравнению с численными методами расчёта динамики волны цунами на основе решения дифференциальных уравнений мелкой воды предложенный метод требует на два порядка меньше вычислительных ресурсов и машинного времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровских А.В. Двумерное уравнение эйконала // Сибирский математический журнал. 2006. Т. 47, № 5. С. 993–1018.
2. Марчук А.Г. Вычисление высоты цунами, распространяющейся над наклонным дном, в лучевом приближении // Сибирский журнал вычислительной математики. 2015. Т. 18, № 4. С. 377–388.
3. Романов В.Г. Обратные задачи для дифференциальных уравнений. Новосибирск: НГУ, 1978. 88 с.
4. Стокер Дж. Дж. Волны на воде. М.: ИЛ, 1959. 617 с.
5. Marchuk An.G., Moskalensky E.D. Some analytical solutions for tsunami wave rays and front // Bulletin of the Novosibirsk Computing Center, Series: Mathematical Modeling in Geophysics. NCC Publisher, Novosibirsk, 2010. Iss. 13. P. 113–126.
6. Titov V.V., Gonzalez F. Implementation and Testing of the Method of Splitting Tsunami (MOST) // Technical Memorandum ERL PMEL-112, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington DC, 1997.

УДК 582.4:581.143.32

# НЕСПЕЦИФИЧНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ АНОМАЛИИ ДРЕВЕСНЫХ

*Н.Н. Николаева*

Институт леса Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск
nnnikol@krc.karelia.ru

Неспецифичные структурные аномалии ксилемы встречаются у широкого круга растений всего мира и могут быть распределены в две большие группы. Первая – отклонения в строении древесины – не оказывает существенного влияния на морфологию ствола и вторая группа, когда формирование аномальной древесины локализовано в конкретной зоне и морфологически проявляется в виде наплыва на стволе растения. Рассмотрены отличия и сходство морфологии и анатомии капов, сувелей, сферобластов и карельской березы.

**Ключевые слова:** *кап, сувель, сферобласт, карельская береза, аномальная ксилема.*

## ВВЕДЕНИЕ

Значительные отклонения в строении проводящих тканей, которые имеют внешнее выражение в виде наплывов и наростов, встречаются у широкого круга древесных пород всего мира. Причины формирования данных образований могут быть различны. Участки с аномальным строение древесины в зонах развилок и комле отмечены у целого ряда древесных пород. Мы придерживаемся разделения всего массива случаев аномального ксилогенеза на две большие группы: специфичные и неспецифичные аномалии. Под специфичными мы понимаем аномалии когда денормализующий агент нарушает существующую систему регуляции и вместо нее навязывает растению (метамеру, ограниченному участку образовательной ткани) иную, специфичную для данного денормализующего агента формообразовательную программу (Коровин и др., 2003), например формирование корончатых галлов (Pacurar et all., 2011). В качестве неспецифичной структурной аномалии мы рассматриваем факт нарушения деятельности образовательной ткани или ее ограниченного участка и изменения процессов дифференциации под воздействием какого-либо денормализующего агента (или комплекса воздействий), и вместо нарушенной (генетически детерминированной) системы регуляции ничего другого растению не предоставлено. Способность меристематических клеток делиться сохраняется, нарушаются только формообразовательные процессы. Капы, сувели, сферобласты и древесина карельской березы относятся к неспецифическим структурным образованиям (Коровин и др., 2003).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для данного исследования являются результаты обследования проведенные в лесах на территории Республики Карелия, Псковской, Ленинградской, Московской, Мурманской областей, Абхазии, Республики Беларусь, Украины в 2007–2016 гг. Одним из результатов данной работы является экспозиция аномальной древесины, созданная лабораторией физиологии и цитологии древесных растений Института леса КарНЦ РАН на основании собранных образцов. Данная экспозиция была дополнена образцами из Северной и Южной Америки, Австралии, Азии и Европы. Анатомические исследования выполнены с помощью светового (AxioImager A1, Carl Zeiss, Germany, оснащенного камерой ProgRess C10plus, Jenoptic, Germany) и сканирующего микроскопов (Teskan с оксфордовской приставкой INKA).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В качестве неспецифических структурных аномалий рассмотрим капы, сувели, сферобласты и узорчатую древесину карельской березы (рис. 1). Довольно часто данные образования путают между собой. Они действительно имеют много общего (рис. 2), вместе с тем, отличать их друг от друга позволяет ряд основных характеристик (табл. 1).

**Табл. 1.** Сходство и отличие между групп неспецифических структурных аномалий.

| Характеристики | Группы | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **Кап** | **Сувель** | **Сферобласт** | **Карельская береза*** |
| **Расположение на растении** | ветви<br>ствол<br>корни | ветви<br>ствол | ствол<br>кап | ветви<br>ствол<br>корни |
| **Характер роста** | односторонний, периферический | односторонний, периферический | односторонний | односторонний, периферический, пульсирующий |
| **Форма** | нароста на стволе | | | рельефа поверхности ствола |
| | сферическая, неправильная | сферическая, неправильная | сферическая | сферическая, ребристая, дискообразная, муфтообразная |
| **Количество наростов на растении** | одиночно, группами | одиночно, группами | одиночно, группами | утолщения по стволу одиночно, группами |
| **Размер, вес** | от нескольких см до сотен кг весом | от нескольких см до сотен кг весом | от нескольких см до килограмма весом | узорчатая древесина по всему стволу или отдельными участками |
| **Механизм формирования** | аномальная активность камбия и активность спящих и адвентивных почек | аномальная активность камбия | аномальная активность камбия, меристематическ. очаги в коре | аномальная активность камбия |
| **Почки и побеги на поверхности** | почки – всегда, побеги – иногда | никогда | никогда | зона прикрепления ветвей, развилки – плотная узорчатость |
| **Поверхность ксилемы** | игольчатая, почки сгруппированы в многовершинные пучки, «холмы» | гладкая | гладкая | ямчатая, в виде бороздок, углублений, м.б. сгруппирована в «листочки» |
| **Рисунок древесины (тангентальный срез)** | темные глазки, окруженные свилеватой древесиной. | волнистый рисунок | волнистый рисунок | темные включения паренхимы разной формы и размера, свилеватая древесина |
| **Следы спящих почек в древесине** | имеются четкие следы | отсутствуют | отсутствуют | отсутствуют |
| **Включения коры, пустоты** | иногда | иногда | не отмечено | не отмечено |
| **Годичные кольца** | иногда | всегда хорошо видны | всегда хорошо видны | всегда хорошо видны |

* в отношении карельской березы речь идет об участках, содержащих узорчатую (аномальную) древесину.

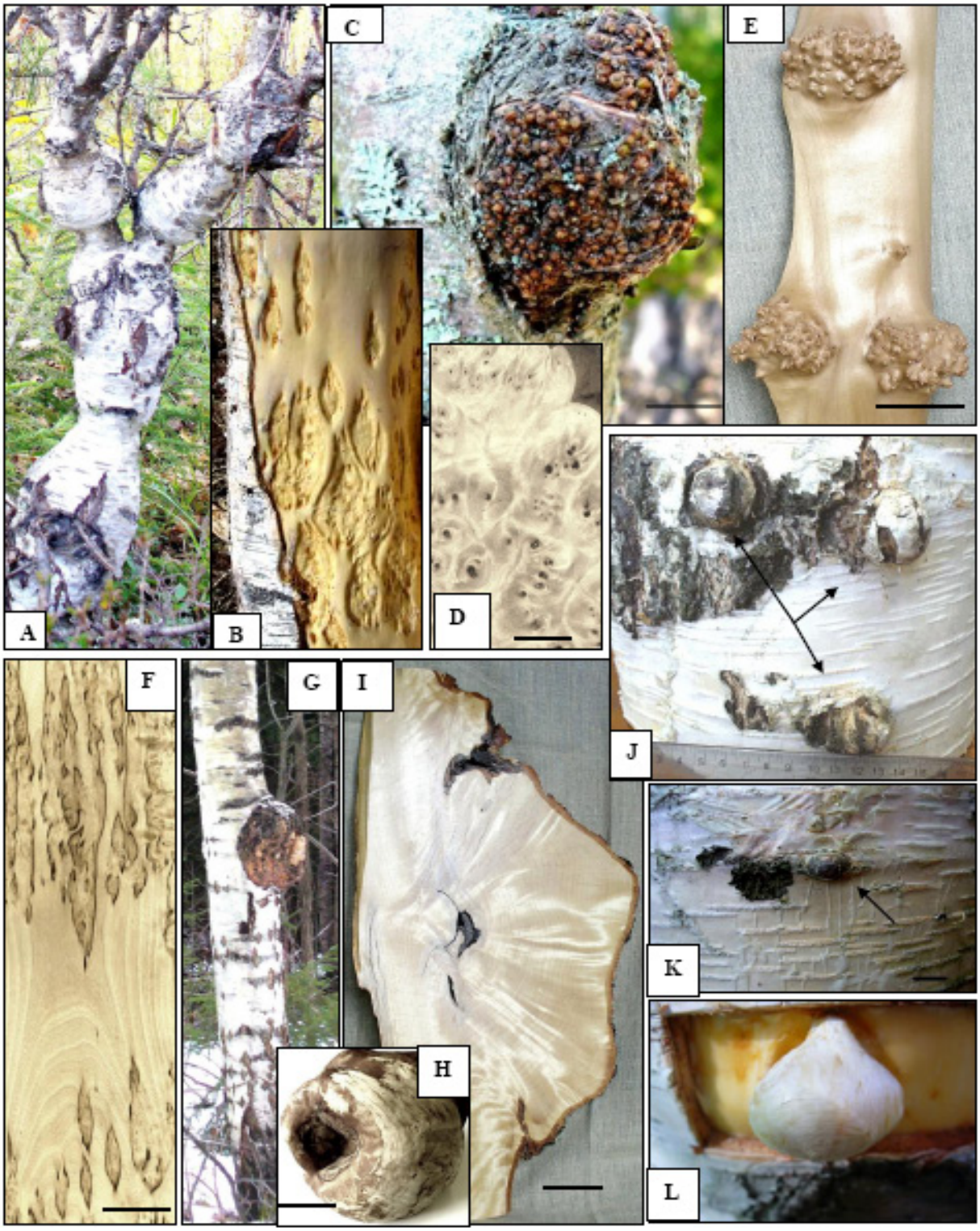



**Рис. 1.** Некоторые неспецифические структурные аномалии: A – внешний вид растения карельской березы шаровидно-утолщенной формы; B – наличие углублений (ямчатость) на окоренной поверхности ствола карельской березы; C – внешний вид капа на стволе березы повислой; D – текстура древесины капа березы на тангентальном (относительно оси ствола) срезе; E – окоренная поверхность древесины капа березы; F – узорчатая древесина карельской березы; G – внешний вид сувеля на стволе березы повислой; H – окорена поверхность древесины сувеля березы; I – радиальный (относительно оси ствола) срез сувеля березы; J – формирование группы сферобластов (стрелки) на стволе березы повислой; K – начальные этапы формирования сферобласта (стрелка) на стволе березы повислой; L – окоренная поверхность древесины сферобласта на стволе березы повислой. Масштаб: C, F, H-I – 5 см, D, K – 1 см, E – 10 см.

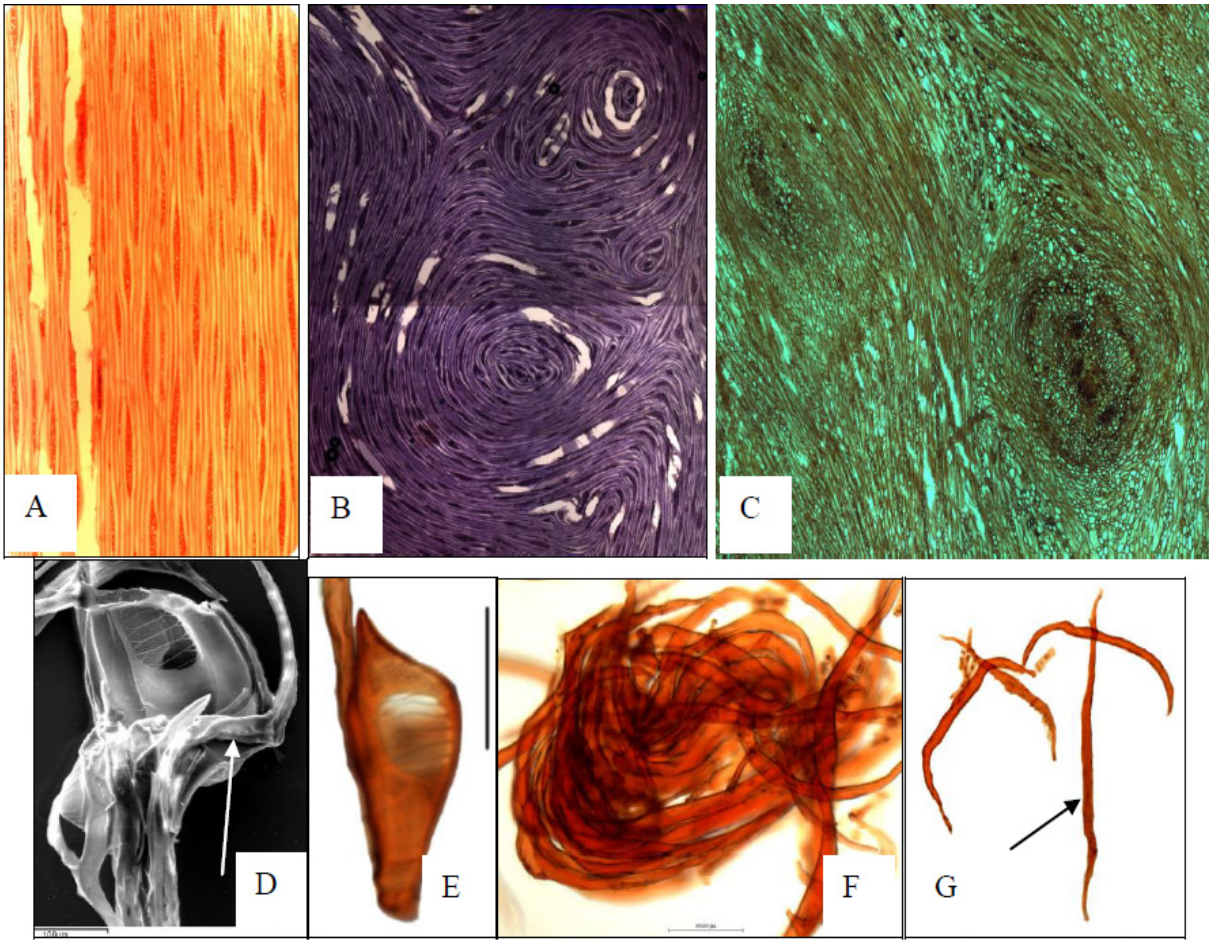



**Рис. 2.** Тангентальные (A, B, C) срезы и мацерированные (D, E, F, G) структурные элементы ксилемы: A – тангентальный срез ксилемы (обычное, вертикально-тяжевое расположение волокон и сосудов) березы повислой (*Betula pendula)*; B – тангентальный срез через участок аномальной древесины (волокна и сосуды сформированы под различными углами к вертикальной оси ствола) карельской березы (*Betula pendula* var. *carelica)*; C – тангентальный срез древесины капа (значительные отклонения от вертикального расположения трахеальных элементов ксилемы) липы (*Tilia cordata*); D, E – изображение редуцированного сосуда аномального участка ксилемы (D – сканирующий микроскоп, стрелка – волокно в форме бумеранга, bar – 100 µm; E – световой микроскоп, bar – 100 µm; F – волокна ксилемы карельской березы из участка аномальной древесины, bar – 100 µm; G – волокна обычной (стрелка) и скобкообразной формы у карельской березы.

Кап – древесный нарост сферической или иной формы, односторонний или периферический, сформированный в результате аномальной деятельности камбия и придаточных почек. Капы образуются у широкого круга древесных растений во всем мире. Данные формирования можно встретить на ветвях, стволах и в прикорневой зоне. До сих пор нет единого мнения о причинах их образования. Часть исследователей рассматривает капы как вегетативные органы, которые выполняют функцию вегетативного возобновления.

В формировании сувелей камбиальная активность имеет решающее значение. Изменения в деятельности камбиальной меристемы, как правило, ограничиваются локальной зоной и редко охватывают ствол по окружности. Природа паренхимных тканей в древесине сувелей имеет существенные отличия от древесины капов и карельской березы (Nikolaeva et al., 2014). Результаты исследований в области экологической анатомии древесины показывают значительную корреляцию между структурой древесины (рис. 2), морфологией органа и макроклиматическими факторами (температура, смена сезонов, доступность воды и т.д.)

Удивительным примером аномалии являются сферобласты. Область их формирования, в большей степени, связана с тканями коры, и возможны два механизма образования. Первый,

когда формирование сферобластов происходит в связи с потерей частью спящих почек связи с древесиной ствола (Stone, Cornwall, 1968). Второй описывает путь заложения и развития сферобласта, не связанного с почками (Kuster, 1925). Механизм образования сферобласта, капа и сувеля различны.

Специфическим свойством карельской березы (*Betula pendula* var. *carelica*) является ее способность к формированию узорчатой (аномальной) древесины при определенном сочетании ряда факторов и связана с существенными изменениями в деятельности камбиальной меристемы. Формирование аномальной древесины может носить локальный характер или распространяться на весь ствол, может происходить чередование зон с узорчатой и безузорчатой древесиной по радиусу ствола, асимметричное распределение узорчатой древесины по окружности и т.д. Опосредовано на наличие аномальной древесины в стволе могут указывать изменения в рельефе поверхности ствола, который создается за счет тканей коры и древесины (Николаева, 2015). В процессе образования древесины с аномальным строением большая роль отводится фитогормонам (ауксину и гиббереллину), потоковой концентрации сахарозы, доступности азота.

## ВЫВОДЫ

1. Результаты изучения любых отклонений от нормы играют большую роль в понимании механизма нормального процесса и возможности эффективно управлять им.

2. Формирование структурных аномалий ствола часто становится причиной снижения общей продуктивности древесного растения и качества древесины, однако в ряде случаев является источником высокодекоративной древесины и открывает пути для изучения закономерностей ее формирования.

3. Часть аномалий наследуется; возникновение многих экзогенных и эндогенных аномалий связано со значительными изменениями целого комплекса факторов окружающей среды: засухой, подтоплением, загрязнением промышленными отходами, пестицидами, радиоактивными веществами и др., и, соответственно, древесные растения могут служить индикаторами мощности таких воздействий.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Коровин В.В., Новицкая Л.Л., Курносов Г.А. Структурные аномалии стебля древесных растений. 2-е изд., испр. и доп. М.: МГУЛ, 2003. 280 с.
2. Николаева Н.Н. Роль тканей коры в создании рельефа поверхности ствола *Betula pendula* var. *carelica* // Материалы V Международного симпозиума РКСД «Строение, свойства и качество древесины – 2014»: сб. тр. М.: МГУЛ, 2015. 232 с.
3. Kuster E. Patologische Pflanzenanatomie. 3 neubearb. Jena, 1925. 558 p.
4. Nikolaeva N.N., Novitskaya L.L., Kushnir F.V. Peculiarities of parenchyma inclusions in the decorative wood of Karelian birch, burls and gnarls // Wulfenia. 2014. Vol. 21. P. 103–110.
5. Pacurar D.I., Thordal-Christensen H., Pacurar M., Pamfil D., Botez C., Bellini C. *Agrobacterium tumefaciens*: from crown gall tumors to genetic transformation // Phys. and Mol. Pl. Pathology. 2011. Vol. 76. P. 76–81.
6. Stone E.L., Cornwell S.M. Basal bud burls in *Betula populifolia* // For.Sci. 1968. Vol. 14, № 1. P. 64-65.

УДК 582.4:581.143.32

# МОРФО-АНАТОМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТЕБЛЯ КАРЕЛЬСКОЙ БЕРЕЗЫ

*Н.Н. Николаева*

Институт леса Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск
nnnikol@krc.karelia.ru

Рассмотрены морфологические формы по характеру роста, рельефу поверхности ствола и габитусу, а также некоторые анатомические особенности строения аномальной узорчатой древесины карельской березы.

**Ключевые слова:** *карельская береза, аномальная ксилема, морфологические формы.*

Карельская береза (*Betula pendula* var. *carelica*) является экологической формой березы повислой (*Betula pendula*) и относится к древесным породам, которые характеризуются декоративной древесиной. Однако, не все растения карельской березы способны формировать аномальную узорчатую древесину. В семенном потомстве всегда представлены две группы растений: первая – особи, способные к формированию аномальной узорчатой древесины (при свободном опылении их менее 20 %, при контролируемом выход может увеличиться до 80 %) и вторая – безузорчатые растения, практически неотличимы по внешнему виду и строению древесины от деревьев березы повислой. На поперечном срезе узор древесины карельской березы образуется за счет V-образных включений темного цвета (паренхима), перламутрового блеска (свилеватость волокон и трахеальных элементов) и волнистости годичных колец (рис. 1A). На тангентальном срезе узор древесины образуют скопления паренхимной ткани различной формы и размеров и перламутровый блеск (рис. 1B).

Помимо этого, для нее характерно большое формовое разнообразие (Nikolaeva, 2014). Выделяют четыре основные формы (Saarnio, 1976) по рельефу поверхности ствола (рис. 2): шаровидно-утолщенную, мелкобугорчатую, ребристую и дискообразную (ледяную). Помимо основных, существует большое количество переходных форм – различных сочетаний выше названных. Соколов Н.О. (1950) первым предложил деление карельской березы по высоте ствола на высокоствольные и короткоствольные. В дальнейшем были разработаны и предложены различные классификации. Растения карельской березы могут иметь различный стволовой габитус: стелющаяся форма роста, кустообразная, кустовидная, одноствольное и многоствольное растение, древовидный куст и т.д.

Большое значение в характере формирования узорчатой древесины имеют факторы окружающей среды. Они могут как стимулировать формирование плотного узора, так и привести к заложению незначительных по площади и протяженности участков аномальной узорчатой древесины. Одним из лидирующих факторов является освещенность. Растения карельской березы очень светолюбивы, и затенение сдерживает формирование узорчатой древесины. Как ответная реакция на затенение возможно асимметричное расположение узора на поперечном срезе: узор формируется на освещенной стороне ствола. Формирование узорчатой древесины происходит и в тканях ветвей и корней карельской березы, однако, самая насыщенная по узору древесина характерна для стволов.

Пульсации в формировании аномальной узорчатой древесины так же являются характерной чертой узорчатой карельской березы. Изменение конкурентных отношений с окружающими растениями, формирование «окон» в пологе, изменение гидрологического режима и т.д. могут стимулировать или тормозить формирование аномальной узорчатой древесины.

Основными характерными чертами аномальной узорчатой древесины карельской березы (рис. 1A, B, E, F, G) являются наличие больших агрегатов запасающей ткани (паренхимы) среди типичных структурных элементов (волокон, сосудов, незначительного количества клеток аксиальной паренхимы), свойственных древесине березы в целом (рис. 1C, D) и дезориентация сосудов и волокон, ответственная за перламутровый блеск, хорошо видимый на отполированных срезах древесины.

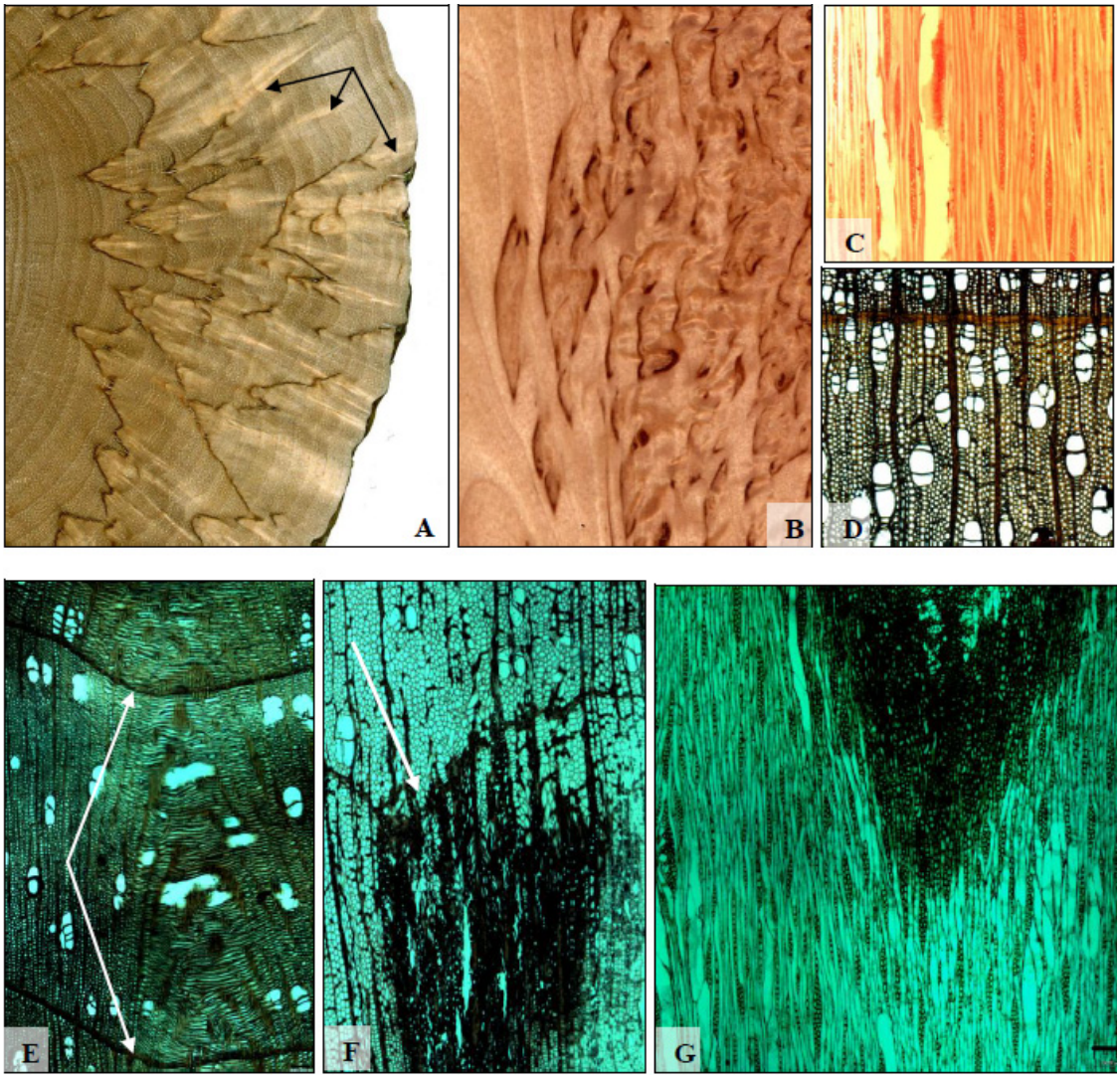



**Рис. 1.** Поперечные (A, D, E, F) и тангентальные (B, C, G) спилы и срезы Betula pendula (C, D) и Betula pendula var. carelica (A, B, E, F, G): A – поперечный спил аномальной узорчатой древесины карельской березы (*Betula pendula* var. *carelica*), темные линии V-образной формы –включения паренхимы, стрелками показан перламутровый блеск; B – тангентальный спил узорчатой древесины карельской березы, узоры различной формы и размера образованы скоплениями клеток паренхимы; C – тангентальный срез древесины березы повислой (Betula pendula); D – поперечный срез древесины березы повислой (*Betula pendula*); E, F – поперечный срез аномальной узорчатой древесины карельской березы; E – в центральной части аномальная зона, все структурные элементы утратили вертикально-тяжевое расположение, что ведет к появлению перламутрового блеска древесины на макроуровне (A, черные стрелки). Белыми стрелками показаны годичные кольца в зоне прогиба; F – большое скопление паренхимной ткани в зоне прогиба годичного кольца (клетки с темным содержимым); G – тангентальный срез аномальной узорчатой древесины карельской березы. Масштабная линейка – 100 μм.

Особенности анатомического строения аномальной узорчатой древесины карельской березы обусловлены изменениями в деятельности камбиальной меристемы в ответ на избыток сахарозы, которая может изменять направление метаболизма и, соответственно, изменять программы дифференцировки клеток. Одну из ключевых ролей играют растительные гормоны: формирование волокон древесины индуцируется гиббереллином, трахеиды индуцируются смесью гиббереллина и ауксина, дифференциация члеников сосудов обусловлена только ауксином (Aloni, 2015). Потоки сахарозы способны связывать свободные гормоны, переводя их в неактивное состояние и стимулировать формирование запасающей ткани – паренхимы, вместо типичных структурных элементов ксилемы.

Карельская береза является полиморфным растением с высоким адаптационным потенциалом. На реализацию генетически обусловленной программы развития большое влияние оказывают внешние факторы на протяжении всего онтогенеза. Реализация аномальной деятельности камбия приводит к формированию специфического рельефа поверхности ствола (рис. 2). Карельская береза является уникальным объектом для исследования ксилогенеза, так как в пределах одной особи сочетаются участки ствола с нормально и аномально функционирующей камбиальной меристемой.

**Рис. 2.** Рельеф поверхности ствола карельской березы (*Betula pendula* var. *carelica*) с аномальной узорчатой древесиной: A – шаровидноутолщенный, стрелки указывают на утолщения ствола шаровидной формы; B – мелкобугорчатый; C – ребристый; D – дискообразный (ледяная береза).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Николаева Н.Н. Морфологические формы карельской березы // Modern Phytomorphology. 2014. № 6. С. 161–166.
2. Соколов Н.О. Карельская береза. Петрозаводск. 1950. 114 с.
3. Aloni R. Ecophysiological implications of vascular differentiation and plant evolution // Trees. 2015. 29: 1–16.
4. Saarnio R. Viljeltyjen visakoivikoiden laatu ja kehitys Etelä-Suomessa. [The quality and development of cultivated curly-birch (*Betula verrucosa* f. *carelica* Sok.) stands in southern Finland] Folia Forestalia. 1976. Vol. 263. P. 3–28.

УДК 551.466

# ПРИМЕНЕНИЕ ДЛИННОВОЛНОВЫХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ВОЛН ЦУНАМИ: ОСНОВНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ И ОПТИМИЗАЦИЯ ВЫЧИСЛЕНИЙ

*М.А. Носов*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
nosov@phys.msu.ru

Обсуждается условие применимости теории длинных волн для моделирования цунами. Условие накладывает ограничение на период воспроизводимых волн, минимальное значение которого определяется размерами расчетной области и глубиной океана. Описаны принципы построения неструктурированных сеток для численного моделирования длинных волн в океане. Показано, что применение неструктурированных сеток способно снизить вычислительную трудоемкость задачи на три порядка.

**Ключевые слова:** *волны цунами, фазовая дисперсия, теория длинных волн, численное моделирование, неструктурированные сетки.*

К настоящему времени разработано множество программных средств, предназначенных для гидродинамического моделирования волн цунами. Не претендуя на полноту списка, перечислим некоторые наиболее известные модели: TSUNAMI (Imamura et al., 2006), MOST (Titov et al., 2003), COMCOT (Liu et al., 1998), NAMI DANCE (Zaytsev et al., 2010), MGC (Shokin et al. 2008), TsunAWI (Harig et al., 2008), NEOWAVE (Yamazaki et al., 2009), GeoClaw (LeVeque et al., 2011). Все упомянутые выше программные средства построены на основе теории длинных волн, в рамках которой исходная 3D гидродинамическая задача, путем интегрирования уравнений вдоль вертикальной координаты, сводится к 2D задаче. Несмотря на активное развитие и внедрение в практику 3D численных моделей цунами, вертикальноинтегрированные (2D) модели, несомненно, останутся востребованными в силу следующих двух причин (Носов, 2014). Во-первых, такие модели достаточно адекватно отражают физическую сущность рассматриваемого явления. Во-вторых, 2D моделирование сопряжено со сравнительно небольшим объемом вычислений.

К серьезным недостаткам 2D моделей, основанных на теории длинных волн, следует отнести пренебрежение фазовой дисперсией, проявления которой свойственны волнам цунами. Строго говоря, применять теорию длинных волн к описанию цунами возможно только в том случае, если размер расчетной области $L$ меньше, чем расстояние дисперсионного разрушения $L_0$ (Levin, Nosov, 2016):

$$L_0 = \frac{\lambda\sqrt{gH}}{\sqrt{gH} - C_{gr}},$$

где $H$ – глубина океана, $g$ – ускорение силы тяжести, $C_{gr} = d\omega/dk$ – групповая скорость гравитационных волн. Это условие накладывает ограничение на период волн, которые могут быть воспроизведены в рамках теории длинных волн:

$$T > T_{\min} \equiv \frac{(2\pi^2 H^{1/2} L)^{1/3}}{g^{1/2}}, \qquad (1)$$

Из формулы (1) следует, что для короткопериодных цунами ($T \sim 100$ с) длинноволновая модель работоспособна до расстояний не более 100 км и только в случае шельфовых глубин ($H \sim 100$ м). Если размер расчетной области составляет ~ 1000 км, а глубина океана 3–5 км, то применение теории длинных волн возможно для волн с периодами не менее 300–400 с. Трансокеанское распространение цунами (размер области более 10 тыс. км, глубина 4–5 км) будет корректно описываться только в том случае, если период волн превысит 700 с.

Итак, возмущение, которое вводится в длинноволновую модель, не должно содержать в себе компонент с периодом меньше, чем $T_{\min}$. Следовательно, первая процедура, которую необходимо выполнить перед моделированием волн цунами в рамках теории длинных волн, состоит в низкочастотной фильтрации источника волн (например, сглаживании начального возвышения (Носов, Семенцов, 2014)). Причем период среза фильтра $T_{\min}$ следует оценивать в соответствии с формулой (1).

Важно заметить, что знание минимального периода волн $T_{\min}$, позволяет однозначно определить шаг сетки по пространству. В соответствии с теоремой Котельникова (Nyquist–Shannon–Kotelnikov theorem), следует потребовать, чтобы на одну длину волны приходилось по крайней мере два шага сетки по пространству $\Delta$: $\lambda_{\min} = T_{\min}\sqrt{gH} \geq 2\Delta$.

Наиболее распространенным подходом к численному решению уравнений, описывающих динамику цунами, является метод конечных разностей, использующий структурированные (регулярные) сетки. В тех случаях, когда требуется детальное описание динамики волн в некоторой заранее определенной области, применяют метод вложенных сеток (nested grids). При этом в расчетной области выделяются одна или несколько (обычно прямоугольных) подобластей 1-го уровня, шаг сетки в которых измельчается. В подобласти 1-го уровня могут быть выделены подобласти 2-го уровня, в которых происходит дальнейшее измельчение сетки, и т.д. На границе между подобластями *n* и *n+1* уровней решение динамически сшивается. Метод вложенных сеток достаточно прост в реализации, и поэтому он широко распространен (TUNAMI, MOST, NAMI DANCE, MGC).

Кроме метода конечных разностей, для моделирования цунами применяют метод конечных элементов с использованием неструктурированных сеток (с переменным шагом) (Harig et al., 2008; Piatanesi et al., 1999; Walters, 2006; Zhang, Baptista, 2008; Androsov et al., 2011). Метод конечных элементов сложнее в реализации, чем метод конечных разностей. Но неструктурированные сетки обладают важным преимуществом: они могут сгущаться там, где требуется повышенное пространственное разрешение.

В последние годы стали появляться работы, в которых при моделировании цунами используют динамически адаптивные сетки (LeVeque et al., 2011; Popinet, 2012; Liang et al., 2015). Основная идея этого подхода состоит в измельчении сетки в тех зонах расчетной области и в то время, где и когда решению свойственна мелкомасштабная структура. Если задача нелинейная, а структура решения непредсказуема, то применение динамически адаптивных сеток, безусловно, представляет собой один из наиболее оптимальных подходов. Но динамика волн цунами на больших глубинах является линейной, и все пространственные особенности волнового поля однозначно связаны с распределением глубин. Поэтому динамическая адаптация сетки в открытом океане нецелесообразна, расчетную сетку возможно адаптировать к распределению глубин «статически», т.е. единственный раз перед расчетом.

Для численного описания динамики линейных длинных волн, скорость которых определяется формулой $\sqrt{gH}$, а период сохраняется неизменным при распространении, следует варьировать шаг сетки в зависимости от глубины следующим образом:

$$\Delta(H) = \Delta_{\max}\sqrt{H / H_{\max}}, \qquad (2)$$

где $\Delta_{\max}$ – максимальный шаг сетки, устанавливаемый в окрестности точки с максимальной глубиной $H_{\max}$. Закономерность (2) обеспечивает сохранение числа узлов сетки, приходящихся на длину волны. Следовательно, автоматически исключается возможность того, что на мелководье длина волны может уменьшиться до «опасного» предела $\lambda = 2\Delta$, устанавливаемого теоремой Котельникова.

Для построения прямоугольной расчетной сетки на плоскости закономерность (2), конечно, не может быть использована напрямую. В этом случае возможно только кратное уменьшение шага сетки. Например, для диапазона глубин $H_{\max}/4 < H \leq H_{\max}$ строится сетка 1-го уровня с шагом по пространству $\Delta_1 = \Delta_{\max}$, для диапазона глубин $H_{\max}/16 < H_{\max}/4$ – сетка 2-го уровня с шагом $\Delta_2 = \Delta_{\max}/2$ и т. д. Сетке *n*-го уровня соответствуют диапазон глубин $H_{\max}/4^n < H \leq H_{\max}/4^{n-1}$ и шаг $\Delta_n = \Delta_{\max}/2^{n-1}$. Пример такой сетки представлен на рис. 1а. Более-менее плавное уменьшение шага сетки в соответствии с закономерностью (2) возможно при использовании треугольного разбиения (рис. 1б).

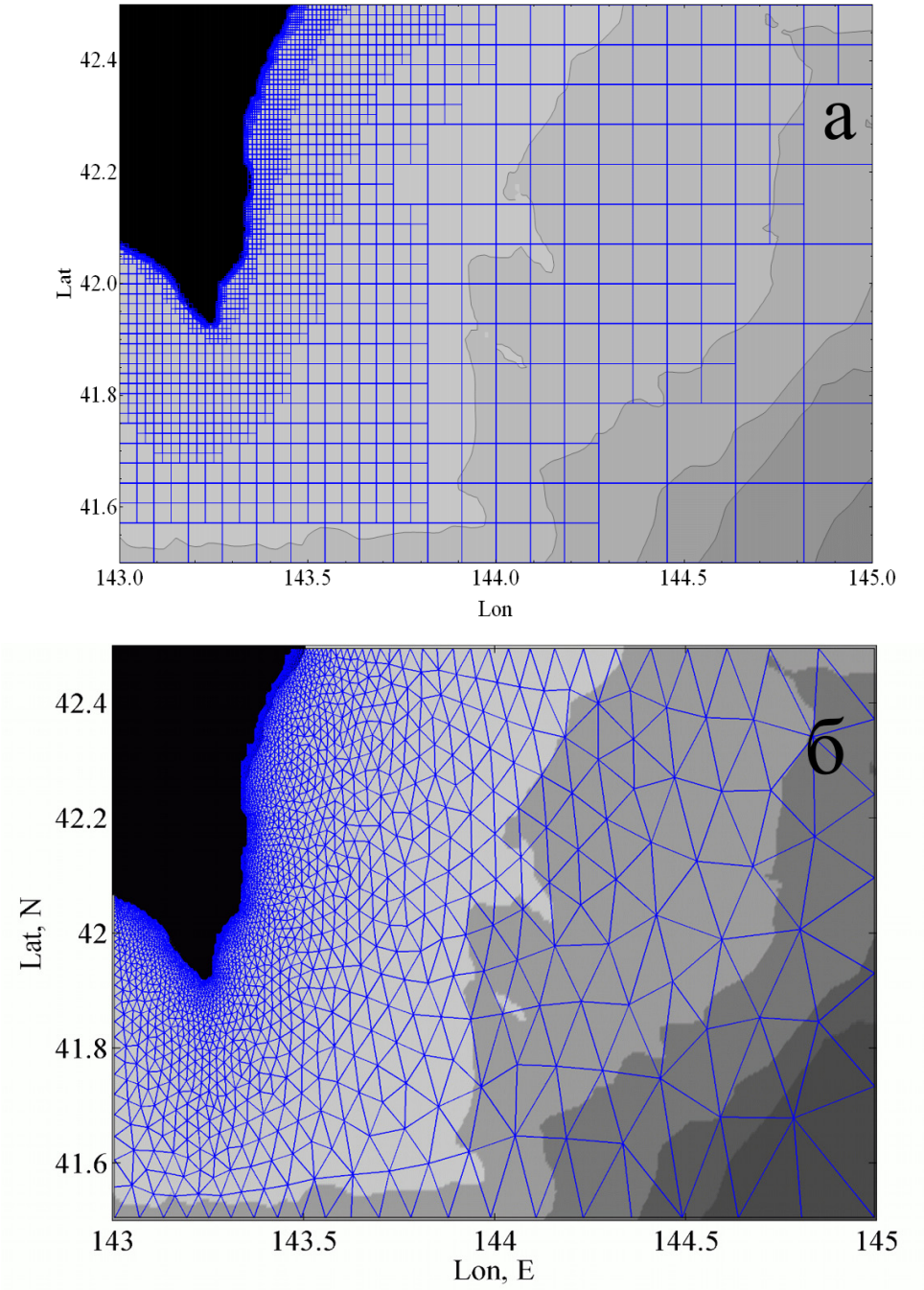



**Рис. 1.** Примеры неструктурированных сеток, адаптированных к глубине океана.

Оценим вычислительную трудоемкость численного решения задачи о распространении длинных волн при использовании сеток с постоянным и переменным (в соответствии с формулой (2)) шагом. Под вычислительной трудоемкостью будем понимать число узлов сетки, помноженное на необходимое число шагов по времени $N = N_x N_y N_t$. Для оценки будем полагать, что расчетная область имеет характерную горизонтальную протяженность $L$. Расчет распространения цунами, очевидно, следует вести хотя бы до того времени, за которое волна успеет пробежать расстояние, равное размеру расчетной области: $t_{\max} \sim L/\sqrt{gH_{\max}}$.

Число узлов сетки с постоянным шагом $\Delta$ определяется простой формулой $N_x N_y \sim (L/\Delta)^2$. Шаг по времени определяется критерием Куранта-Фридрихса-Леви: $\Delta t < \Delta/\sqrt{gH_{\max}}$. Необходимое число шагов по времени оценивается как $N_t \sim t_{\max}/\Delta t = L/\Delta$. Итак, при использовании сетки с постоянным шагом вычислительная трудоемкость задачи

возрастает очень быстро – пропорционально кубу отношения размера расчетной области и шага сетки: $N \sim (L/\Delta)^3$.

Далее оценим вычислительную трудоемкость задачи при использовании сетки с переменным шагом, определяемым формулой (2). Для подсчета числа узлов неструктурированной сетки разобьем расчетную область на подобласти, глубина океана в которых варьируются в диапазонах $H_{\max}/4^n < H \le H_{\max}/4^{n-1}$. Шаг сетки в подобласти уровня $n$ определяется формулой $\Delta_n = \Delta_{max}/2^{n-1}$. Общее число узлов сетки оценивается следующим образом:

$$N_{xy}^U = \sum_n \frac{S_n}{\Delta_n^2} \sim \frac{L^2}{\Delta_{max}^2} \sum_n \frac{S_n}{S} 4^{n-1}, \tag{3}$$

где $S_n$ – площадь, занимаемая подобластью уровня $n$, $S$ – площадь всей области.

Шаг по времени определяется критерием Куранта-Фридрихса-Леви $\Delta t^U < \Delta(H)/\sqrt{gH}$, из которого, с учетом закономерности (2), получаем $\Delta t^U < \Delta_{\max}/\sqrt{gH_{\max}}$. Теперь можем оценить необходимое число шагов по времени

$$N_t^U \sim T/\Delta t^U \sim L/\Delta_{max}. \tag{4}$$

В итоге имеем оценку вычислительной трудоемкости задачи, решаемой с применением неструктурированной сетки,

$$N^U \sim N_{xy}^U N_t^U \sim \frac{L^3}{\Delta_{max}^3} \sum_n \frac{S_n}{S} 4^{n-1}.$$

Преимущество применения неструктурированной сетки определяется отношением величин $N$ и $N^U$

$$N/N^U \sim \frac{1}{\sum_n \frac{S_n}{S} 4^{n-1}} \left(\frac{\Delta_{max}}{\Delta}\right)^3. \tag{5}$$

Точный подсчет суммы, входящей в формулу (5) требует задания конкретной батиметрии. В качестве примера рассмотрим область вблизи острова Хоккайдо, которая показана на рис. 1. Ограничимся выделением 6 подобластей. В этом случае шаг сетки меняется от $\Delta_{max}$ на больших глубинах до $\Delta_{max}/32$ в прибрежной области. Используя батиметрию GEBCO08 (30 угловых секунд) для суммы, входящей в формулу (5), получаем следующее значение:

$$\sum_n \frac{S_n}{S} 4^{n-1} \approx 14.3.$$

При использовании структурированной сетки для обеспечения пространственного разрешения, эквивалентного разрешению неструктурированной сетки, необходимо во всей области задать шаг по пространству $\Delta = \Delta_{max}/32$. В итоге, для рассматриваемого примера расчетной области, получаем $N/N^U \approx 2300$. Отсюда следует важный вывод: применение неструктурированной сетки позволяет уменьшить вычислительную трудоемкость задачи в тысячи раз при сохранении необходимого пространственного разрешения в мелководной области.

Уменьшение длины волны при выходе на мелководье – это не единственный фактор, провоцирующий возникновение коротковолновых возмущений и требующий сгущения расчетной сетки. При дискретном представлении функции, описывающей глубину океана, возможны ситуации, когда значительное изменение глубины приходится на один шаг сетки по пространству. В этом случае мы приходим к аналогии с классической задачей о взаимодействии длинной волны, распространяющейся в канале со скачком глубин (Lamb, 1932). В точке скачка глубин выполняются условия непрерывности смещения свободной поверхности $\xi_1 = \xi_2$ (давления) и потока жидкости $u_1 H_1 = u_2 H_2$ (индексы «1» и «2» относятся к областям, разделяемым скачком глубин). Следовательно, в этой точке формируется разрыв скорости течения и разрыв пространственной производной от смещения поверхности

$$u_2 - u_1 = u_1 \frac{H_1 - H_2}{H_2}, \tag{6}$$

$$\frac{\partial \xi_2}{\partial x} - \frac{\partial \xi_1}{\partial x} = \frac{\partial \xi_1}{\partial x}\frac{H_1 - H_2}{H_2}. \quad (7)$$

Конечно, дискретное представление функций при решении задачи конечно-разностным методом, подразумевает их скачкообразное изменение. Но корректность метода явно будет нарушена, если эти скачкообразные изменения будут сильно менять значения функций. Очевидно, что в области резкого изменения глубин следует измельчать расчетную сетку таким образом, чтобы вычисляемые функции не претерпевали больших изменений на расстояниях порядка шага сетки. Математически это условие можно записать следующим образом:

$$\left|(u_2 - u_1)/u_1\right| << 1, \quad (8)$$

$$\left|\left(\frac{\partial \xi_2}{\partial x} - \frac{\partial \xi_1}{\partial x}\right) \Big/ \frac{\partial \xi_1}{\partial x}\right| << 1. \quad (9)$$

С учетом формул (6) и (7) из выражений (8) и (9) вытекает единое условие: $\left|(H_1 - H_2)/H_2\right| << 1$, которое может быть переписано в следующем виде:

$$\left|(H_1 - H_2)/H_2\right| \approx \left|grad(H)\right|\Delta / H << 1. \quad (10)$$

Из формулы (10) получаем условие на величину шага по пространству, которое легко может быть использовано на практике при построении расчетной сетки,

$$\Delta < H/\left|grad(H)\right|. \quad (11)$$

На рис. 2 показано распределение величины $H/\left|grad(H)\right|$, рассчитанное для области вблизи о-ва Хоккайдо, показанной на рис. 1. Типичный диапазон исследуемой величины $10^3 - 10^6$ *м*, причем в большинстве случаев она превышает $10^4$ *м*. Следовательно, в соответствии с критерием (11), в большинстве случаев шаг по пространству может быть установлен на уровне $10^3$ *м*. Однако, в некоторых случаях, величина $H/\left|grad(H)\right|$ может достигать $10^3$ *м*, что вынуждает сократить шаг по пространству до величины $\Delta \sim 10^2$ *м*.

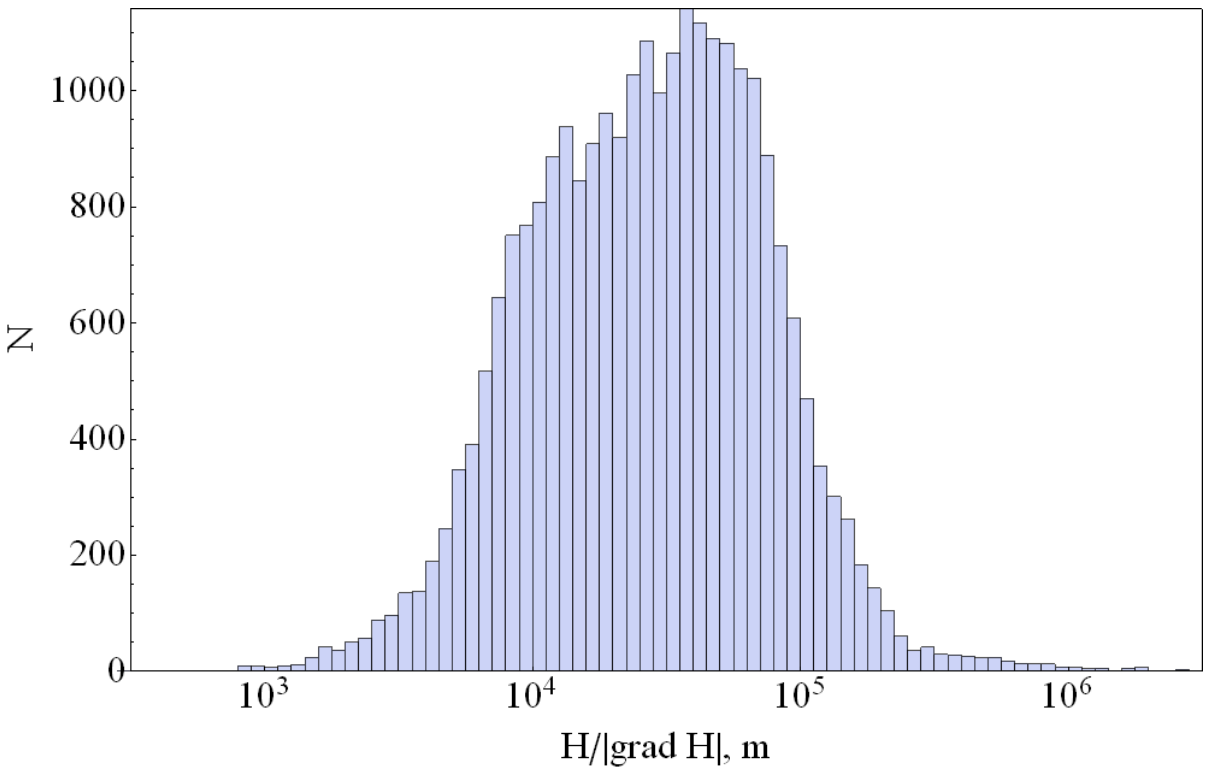



**Рис. 2.** Распределение величины $H/\left|gradH\right|$ для области, показанной на рис. 1. Для расчета использовалась батиметрия GEBCO08 с разрешением 30 угловых секунд.

При построении неструктурированной сетки в качестве шага по пространству следует, конечно, выбирать минимальную из величин, предписываемых формулами (2) и (11).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 16-05-00053, 16-55-50018).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Androsov A., Behrens J., Danilov S. Tsunami Modelling with Unstructured Grids // Interaction between Tides and Tsunami Waves. Computational Science and High Performance Computing IV Notes on Numerical Fluid Mechanics and Multidisciplinary Design. 2011. Vol. 115. P. 191–206.
2. Harig S., Chaeroni C., Pranowo W.S., Behrens J. Tsunami simulations on several scales: Comparison of approaches with unstructured meshes and nested grids // Ocean Dynamics. 2008. Vol.. 58. P. 429–440.
3. Imamura F., Yalciner A.C., Ozyurt G. Tsunami Modelling Manual (TUNAMI model). Revision due on APRIL 2006. 58 p.
4. Lamb H. Hydrodynamics. Cambridge University Press, 1932.
5. LeVeque R.J., George D.L., Berger M.J. Tsunami modelling with adaptively refined finite volume methods // Acta Numerica. 2011. Vol. 20. P. 211–289.
6. Levin B.W., Nosov M.A. Physics of Tsunamis, Second Edition. Springer International Publishing AG Switzerland, 2016. P. 388.
7. Liang Q., Hou J., Amouzgar R. Simulation of Tsunami Propagation Using Adaptive Cartesian Grids // Coastal Engineering Journal. 2015. Vol. 57. Article Number 1550016.
8. Liu P.L.F., Woo S.B., Cho Y.S. Computer programs for tsunami propagation and inundation. Tech. rep. Cornell University. 1998. 104 p.
9. Piatanesi A, Tinti S, Bortolucci E. Finite-element simulations of the 28 December 1908 Messina straits (Southern Italy) tsunami // Phys Chem Earth (A). 1999. Vol. 24. P. 145–150.
10. Popinet S. Adaptive modelling of long-distance wave propagation and fine-scale flooding during the Tohoku tsunami // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2012. Vol. 12. P. 1213–1227.
11. Shokin Yu.I., Babailov V.V., Beisel S.A., Chubarov L.B., Eletsky S.V., Fedotova Z.I., Gusyakov V.K. Mathematical Modeling in application to regional tsunami warning systems operations // Computational Science and High Performance Computing III, Springer. Notes on numerical fluid mechanics and multidisciplinary design. 2008. Vol. 101. P. 52–68.
12. Titov V.V., Gonzalez F.I., Mofjeld H.O., Venturato A.J., NOAA Time Seattle Tsunami Mapping Project: Procedures, Data Sources, and Products. NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-124. 2003. 21 p.
13. Walters R.A. Design considerations for a finite element coastal ocean model // Ocean Modelling. 2006. Vol. 15. P.90–100.
14. Yamazaki Y., Kowalik Z., Cheung K.F. Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and run-up // Int. J. Numer. Meth. Fluids. 2009. Vol. 61. P. 473–497.
15. Zaytsev A.I., Chernov A.G., Yalciner A.C., Pelinovsky E.N., Kurkin A.A. MANUAL Tsunami Simulation/Visualization Code NAMI DANCE versions 4.9. February/2010.
16. Zhang Y.J., Baptista A.M. An Efficient and Robust Tsunami Model on Unstructured Grids. Part I: Inundation Benchmarks // Pure Appl. Geophys. 2008. Vol. 165. P. 2229–2248.
17. Носов М.А. Волны цунами сейсмического происхождения: современное состояние проблемы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 5. С. 540–551.
18. Носов М.А., Семенцов К.А. Расчет начального возвышения в очаге цунами с использованием аналитических решений. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 5. С. 612–620.

УДК 550.4:553.98:550.84

# ГАЗОГИДРАТЫ, МЕТОДЫ ИХ ПОИСКОВ И ВОЗМОЖНОСТЬ ДОБЫЧИ ИЗ НИХ МЕТАНА КАК АЛЬТЕРНАТИВНОГО ИСТОЧНИКА УГЛЕВОДОРОДОВ

*А.И. Обжиров*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
obzhirov@poi.dvo.ru

В работе рассмотрены традиционные и альтернативные залежи углеводородов, их условия формирования. Понимание этих процессов помогает понять источники углеводородов, закономерности их формирования, методы поиска и добычи из них углеводородного сырья.

**Ключевые слова:** *традиционные и альтернативные источники углеводородов, метод поиска и извлечения углеводородов.*

## ВВЕДЕНИЕ

Важно отметить, что разграничение на традиционные и нетрадиционные (альтернативные) углеводородные ресурсы является искусственным. Надо разобраться, какие источники углеводородов создают традиционные и альтенативные залежи углеводородов. Детальное рассмотрение геологических закономерностей формирования скоплений углеводородов показывает, что понимание этих процессов помогает в вопросах поисков углеводородов, оценки количества УВ в них и методов извлечения углеводородов.

## АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ИСТОЧНИКИ УВ

Перечислим альтернативные источники УВ. Это – газогидраты, угольный метан, сланцевый газ, плотные коллектора, биогаз. Добавим еще одно – углегазовые сланцы, названные как разновидность сланцевого газа. Дадим характеристику этим источникам и покажем взаимосвязь их с традиционными источниками УВ.

**Газогидраты.** Это твердое вещество, похожее на лед, образуется при внедрении углеводородов в пространство между молекулами воды при высоком давлении и низкой температуре. 1 м$^3$ газогидрата содержит около 160 м$^3$ метана. Газогидрат играет очень важную роль в геологической истории Земли и формировании залежей нефти и газа. Газогидрат консервирует углеводороды, которые мигрируют к поверхности из нефтегазовых залежей, мантии и других источников. Важность изучения газогидратов состоит в том, что в них сохраняются триллионы кубических метров углеводородов, которые можно добывать как альтернативные залежи.

**Угольный метан.** Это один из значительных источников углеводородов. Кроме углей угленосные бассейны содержат большое количество метана, тяжелых углеводородов ($C_2$-$C_4$), частично нефть и другие газы, в том числе водород. Метаноносность угленосных отложений и метанообильность горных выработок шахт зависят не только от степени метаморфизма углей. Важным является особенность геолого-структурных условий, в которых находится угольный бассейн. Наличие очень значительных запасов метана на Угловском угольном бассейне Приморского края на месторождениях Артемовском и Тавричанском позволяет отнести их к альтернативному источнику добычи метана.

**Углегазовые сланцы**. Фактически это разновидность сланцевых газов. Отличие состоит в том, что источником углеводородных газов и нефти являются некондиционные угленосные породы с пластами угля небольшой мощности и угленосные аргиллиты. При определенных условиях – температуры, давлении, катализаторах – образуются жидкие и газообразные углеводороды. Такая установка УП-48 сделана Куликовым Н.А. в Приморье.

**Биогаз**. Образование биогаза рассмотрим на примере его изучения на свалке твердых бытовых отходов (ТБО) Горностай Приморского края. На полигоне складировались все виды бытовых отходов, в том числе химических производств. Через определенное время отходы частично возгорались, частично под действием тепла и микробов выделяли свалочные газы. В составе газов были метан (до 40–60 %), углекислый газ (10–20 %), сернистые газы, угарный газ CO. водород и другие газы. В перспективе, очищенный биогаз может быть использован в различных областях народного хозяйства.

**Сланцевый газа и плотные коллектора.** Многие специалисты – нефтяники относят их к категории некондиционных традиционных нефтегазовых месторождений. Разработка современными способами извлечения нефти и газа из них с использованием гидроразрыва и химических реагентов позволяет извлекать углеводороды из сланцев и коллекторов с низкой проницаемостью. Разработка таких месторождений приносит серьезный вред окружающей среде. Химические реагенты отравляют подземные воды, они насыщаются метаном и становятся непригодными как для питьевых, так и технических целей.

В тоже время, все эти альтернативные источники углеводородов взаимосвязаны с традиционными залежами. Это две стороны одного процесса формирования традиционных нефтегазовых месторождений в определенных структурно-геологических условиях.

## ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ ПОТОКОВ МЕТАНА И ГАЗОГИДРАТОВ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

Изучение распределения метана в водной толще и колонках осадков Охотского моря проводятся лабораторией газогеохимии с 1984 г. Первоначально основной целью исследований было использование метана и тяжелых углеводородов как критериев прогноза нефтегазовых месторождений. В этот период сейсмическими исследованиями на шельфе Охотского моря было обнаружено несколько сотен структур, имеющих перспективный облик на поиск в них нефти и газа. Но бурением залежи углеводородов были обнаружены не на всех структурах. Почти 50 % структур не содержали залежей. Тогда компания «Сахалинморнефтегаз», г. Южно-Сахалинск, предложила лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН провести газогеохимические исследования на перспективных структурах для проверки наличия в них углеводородов. Нами были проведены эталонные газогеохимические измерения на уже открытых месторождениях. Отбирались пробы воды на различных горизонтах и в донных осадках. Из проб извлекался газ, который анализировался на газовом хроматографе. Определялись метан, тяжелые углеводороды ($C_2$-$C_4$), $CO_2$, $O_2$, $N_2$, He, $H_2$. В результате было обнаружено, что лучшим индикатором наличия углеводородов в структуре, выделенной сейсмической съемкой МОВ ОГТ, являются поля аномальных концентраций метана и тяжелых углеводородов в придонной воде над структурами (Обжиров и др., 1989; Обжиров, 1993; Обжиров и др., 2002). В последующем, буровые работы показали, что на структурах, где отсутствовали аномальные поля углеводородов в придонной воде, залежей углеводородов обнаружено не было. На 85 % структур, где аномальные концентрации углеводородов в придонном слое воды присутствовали, были обнаружены залежи углеводородов с коммерческими запасами, и на 15 % структур в скважинах были проявления углеводородов на некоторых горизонтах, но без коммерческих объемов запасов. После совместного рассмотрения результатов бурения и характера геохимических аномалий была выработана некоторая корректировка интерпретации газогеохимических данных, что дало возможность повысить достоверность прогноза залежей углеводородов с использованием газогеохимии (Obzhirov et al., 2004; Обжиров и др., 2008).

В период с 1984 по 1988 гг. в придонной воде северо-восточного присахалинского шельфа и склона Охотского моря были зафиксированы фоновые концентрации метана 20–30 нл/л. Концентрации метана в придонной воде возрастали до 300–400 нл/л над месторождениями нефти и газа. В дальнейшем изучение метана в воде и осадках выполнялось в комплексе с геологическими, геофизическими, геохимическими, гидроакустическими, морфоструктурными исследованиями, что позволило выявить некоторые закономерности распределением метана в Охотском море.

В 1988 г. в процессе гидроакустических исследований на Сахалинском северо-восточном склоне нами был обнаружен впервые в этом регионе на глубине 700 м выход пузырей метана

из донных осадков в воду (Обжиров и др., 1989), который представлял собой вертикальное конусообразное тело. Высота потока составляла около 300–400 м с диаметром в придонном слое 50–100 м, причем основной поток сопровождался некоторыми более мелкими выходами пузырей преимущественно метана (рис. 1). В районе обнаруженного потока метана донные осадки были насыщены метаном, и керн распадался на кусочки. В 1991 г. в другой экспедиции в районе этого потока метана в донных осадках были обнаружены газогидраты. В экспедиции 1988 г. керн осадка, поднятый в районе потока, содержался долго в геологической трубке и газогидрат при атмосферном давлении и температуре в лаборатории разложился и превратился снова в метан, разрушив при этом керн на кусочки. Газогидрат образуется при наличии достаточного количества метана, который в осадке при наличии воды, высоком давлении и низкой температуре внедряется между молекулами воды и образует твердое тело, похожее на лед или уплотненный снег (рис. 2). В 1 $см^3$ газогидрата содержится около 160 $см^3$ метана. При повышении температуры и (или) уменьшении давления газогидрат разрушается с выделением большого количества метана. В Охотском море газогидрат образуется в донных осадках на минимальной глубине моря около 400 м, так как температура придонной воды составляет +2,4 °С. При температуре 0 °С зона стабильности газогидрата и его образование в донных осадках достаточно при давлении 30 атм., то есть, минимальной глубины моря 300 м.

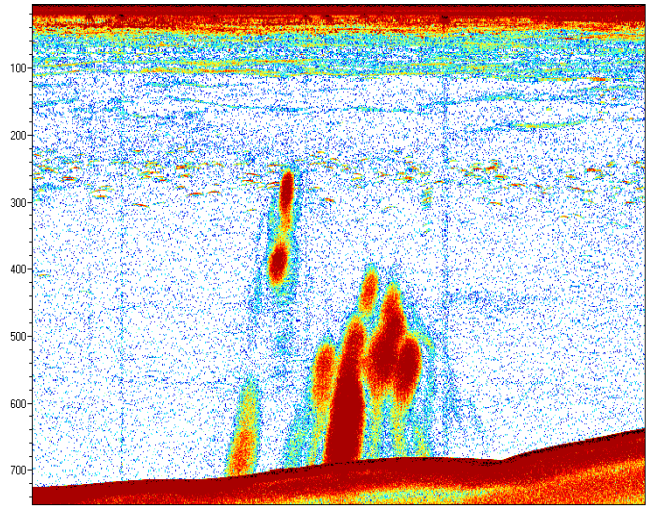



**Рис. 1.** Поток пузырей метана из донных отложений в воду на Сахалинском склоне Охотского моря. Впервые он был открыт в экспедиции 1988 г. и позже назван «факел Обжирова». Высота потока пузырей метана превышает 400 м. (Гидроакустическая запись сделана впервые сделана Казанским В.А. (Обжиров и др., 1989), а затем Саломатиным А.С.)

**Рис. 2.** Слой газогидрата (белый цвет) мощностью 35 см. Сахалинский северо-восточный склон Охотского моря (рейс LV36, станция LV39H, 2005 г.). Отбором осадков и газогидратов руководил Деркачев А.Н.

После 1988 года на восточном шельфе Сахалина в придонной воде концентрации метана резко увеличились. Фоновые его концентрации повысились до 70–80 нл/л, а аномальные возросли в 10000 нл/л (рис. 3). Эти резкие изменения концентраций метана в водных колонках связаны с сейсмо-тектонической активизацией присахалинской зоны Охотского моря, раскрытием зон разломов и потоками метана по ним из нефтегазсодержащих слоев глубоких горизонтов осадочных пород. На графике (рис. 3) отражена аномалия метана в промежуточном слое на горизонте 150 м. Этот показатель характеризует наличие выхода метана на шельфе из нефтегазовой залежи. Слой более холодной воды с высоким содержанием метана с шельфа внедряется в колонку воды на склоне. Изменения концентраций метана в колонках воды в разрезе от шельфа к склону в этом районе Сахалиского северо-восточного шельфа и склона Охотского моря представлены на рис. 4.

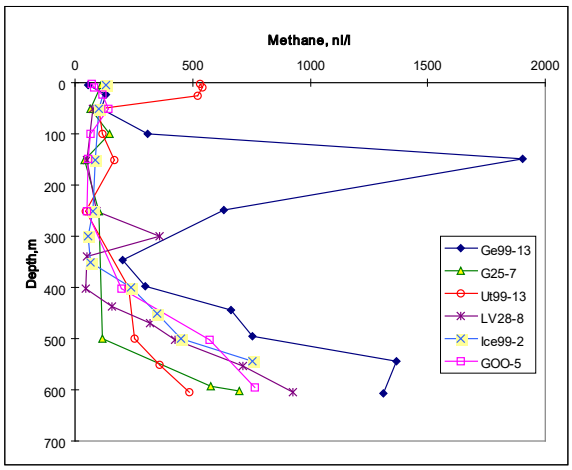



**Рис. 3.** Распределение метана в водных колонках Сахалинского северо-восточного склона в районе одной структуры (факел «Обжиров»), где были обнаружены впервые слои газогидратов. Разными значками показаны результаты измерений метана в различных экспедициях с 1998 по 2005 гг. Концентрации метана в придонной воде превышают фон в 10–100 раз. Этот параметр является одним из поисковых признаков наличия полей газогидратов и нефтегазовых залежей.

В результате сейсмо-тектонической активизации на северо-восточном Сахалинском склоне Охотского моря с 1988 г. по настоящее время (Обжиров и др., 2002; Obzhirov et al., 2004). было обнаружено более 500 потоков метана и 17 площадей, где отобраны газогидраты. В результате исследований была установлена важная закономерность – прослежена взаимосвязь между нефтегазовыми залежами и газогидратами. Газогидраты консервируют углеводородный поток в верхних слоях донных осадков и препятствуют миграцию углеводородов в воду и атмосферу, являясь хорошей покрышкой. В фоновых полях концентрация метана в донных осадках Охотского моря обычно не превышает 0.001–0.002 мл/л в верхнем горизонте 0–200 см ниже поверхности дна. С увеличением глубина интервала осадка, начиная с 200 см и глубже (300–400 см) концентрация метана постепенно увеличивается в 10 раз. Этот процесс образования метана связан с деятельностью метанобразующих бактерий. Но, если существует подток метана из нижних метансодержащих горизонтов в районе залежей углеводородов, то эта закономерность нарушается. Независимо от интервала поддонной глубины донного осадка концентрация метана может достигать 100–500 мл/л, и в осадке образуется газогидрат в зоне его стабильности, то есть при высоком давлении и низкой температуре (рис. 2). В районе выходов пузырей метана из донных отложений в воду в осадках образуются карбонатные конкреции и накапливаются раковины бентосных организмов, живущих за счет хемосинтеза метана.

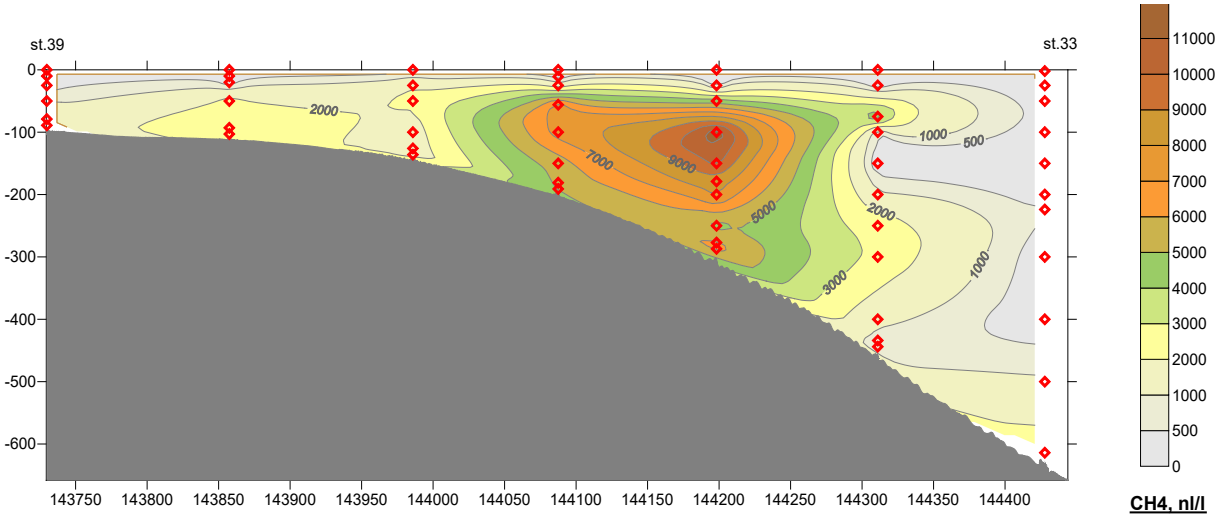



**Рис. 4.** Распределение метана в водных колонках по профилю станций 33-39 в районе Сахалинского северо-восточного шельфа и склона Охотского моря. Рейс № 56, 2011. (Разрез составлен Верещагиной О.Ф.)

## ВОЗМОЖНЫЙ ВАРИАНТ УСТРОЙСТВА ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕТАНА ИЗ ГАЗОГИДРАТОВ

В настоящее время многие страны прилагают усилия по добычи метана из газогидратов. На суше этот процесс уже хорошо изучен на Месояхском месторождении газогидратов, расположенном на севере Красноярского края. Газогидраты были впервые открыты на этом

месторождении. На море газогидраты залегают на больших глубинах – 400 м и глубже. Они распределены в донных отложениях островными площадями в районе потоков пузырей метана. Поэтому извлекать метан из газогидратов сложно и до настоящего времени коммерчески не эффективно. Существуют некоторые предложения по сбору газогидратов на дне по типу разработки углей открытым способом. Этого нельзя делать из-за загрязнения, замутнения и нарушения окружающей среды. Предлагаются способы закачки теплой воды в скважины, пробуренные в газогидратсодержащей толще. Этот метод экономически не эффективен.

Предложен способ добычи метана, не нарушающий донные осадки. Метан отбирается из потока пузырей в воде. Под куполом пузыри метана на такой глубине моря снова образуют газогидрат, который всплывает к поверхности (Обжиров, Тагильцев, 2010; Обжиров, 2009; Юсупов и др., 2008). На поверхности он превращается в газ и отбирается через шланг судном газосборщиком (Обжиров, Тагильцев, 2010; рис. 5а и 5б).

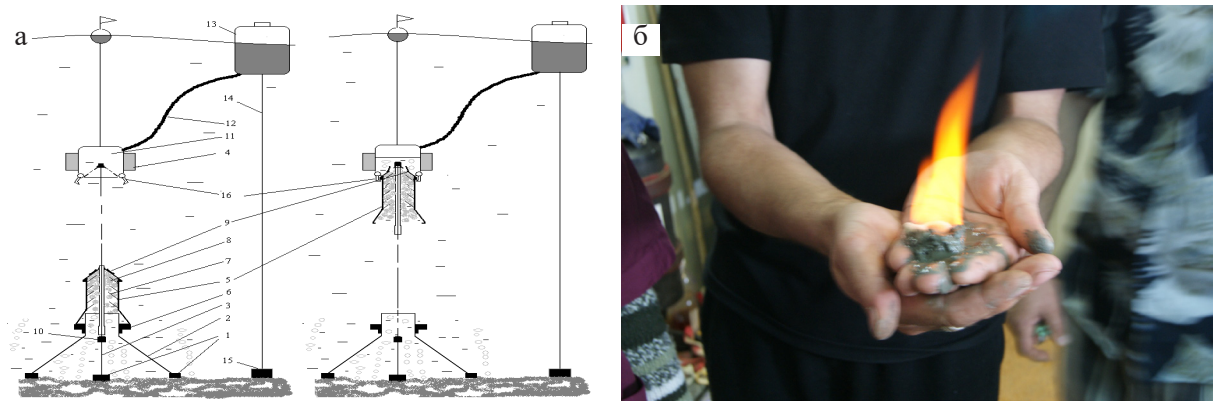



**Рис. 5.** а – принципиальная схема отбора газа (метана) из потоков метана и газогидратов. Пузыри метана попадают сначала в сферу, затем в коллектор, в котором на глубине образуется газогидрат. Коллектор с газогидратам поднимается вверх и, достигая глубины 200 м, внедряется в замок. Газогидрат переходит в газ (метан), который по шлангу переходит в емкость. Таких ловушек устанавливается много в районе потоков пузырей метана, и баржа объезжает их, собирая газ из емкостей; б – горит метан, который выделяется из газогидратов в атмосферных условиях.

Для изготовления и проверки такой схемы требуется финансирование и экономическая необходимость. Интересно, что в Японии пришли к выводу полезности использования газогидратов наоборот. То есть, когда имеются небольшие источники метана (например, попутный газ нефтяных скважин), из них делается газогидрат с помощью установки с высоким давлением. В нее впрыскивается вода, напускается метан и образуются шарообразные кусочки газогидратов. Они загружаются в рефрижератор и развозятся по потребителям. Кроме экономической выгоды этот метод способствует очищению окружающей среды..

Таким образом, существуют многочисленные природные источники метана, углекислого газа. Эти и другие газы поступают в донные осадки, приземную часть атмосферы и оказывают влияние на глобальные процессы изменения (потепления-похолодания) климата. Наши предки не имели фабрик и заводов, но и в их периоды жизни происходили процессы потепления и похолодания. Это говорит о том, что в первую очередь природные изменения влияют на глобальные процессы потепления-похолодания. Антропогенные нагрузки современной техники и производства несут загрязнения, которые негативно влияют на здоровье людей в приземной части атмосферы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Природные газогидраты приобрели широкую известность в настоящее время в связи с их некоторыми особенностями: 1) они являются мощными аккумуляторами газа (метана); 2) слои газогидратов играют роль хорошего экрана (покрышки), который задерживает миграцию метана к поверхности; 3) при разрушении газогидрата выделяется большое количество метана;

4) в районе газогидрата нарушается поверхность морского дна; 5) в районе распространения газогидратов в донных осадках морей формируются оазисы биологической жизни с ростом бентоса, появлением крабов и рыбы; 6) процессы формирования и разрушения газогидрата возможно участвуют в циклах глобального потепления и похолодания климата; 7) обнаружена важная закономерность – формирование газогидратов и нефтегазовых залежей взаимосвязаны (то есть, газогидраты участвуют в накоплении углеводородов и за определенное геологическое время создают условия образования залежей нефти и газа); 8) метан газогидрата можно использовать как энергетическое или химическое сырье.

Изучение геологических условия и закономерностей формирования потоков метана и газогидратов имеет важное научное и прикладное значение и продолжается в настоящее время (рис. 6).

**Рис. 6.** Участники 67-ого рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 17 июня – 3 июля 2014 г.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Обжиров А.И. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 119–121.
2. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
3. Обжиров А.И., Соснин В.А., Салюк А.Н. и др. Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
4. A.Obzhirov, R. Shakirov, A. Salyuk, E. Suess, N. Biebow and A. Salomatin. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // Geo-Marine Letters. 2004. Vol. 24, № 3. P. 135–139.
5. Обжиров А.И., Саломатин А.С., Юсупов В.И. Газогидроакустический комплекс для оценки сейсмоакустической активизации. Патент RU 78333 U1. 2008. Бюлл. № 32.
6. Обжиров А.И., Тагильцев А.А. Технологический комплекс для разработки газогидратных залежей в Охотском море. Патент № RU 2386015 C1. 2010. Бюлл. № 10.
7. Обжиров А.И. Способ прогноза залежей углеводородов. Патент № RU 2359290 C1. 2009. Бюлл. № 17.
8. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009. R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 47 / H. Shoji, Y.K. Jin, A. Obzhirov and B. Baranov. 2010. 123 p.
9. Юсупов В.И., Саломатин А.С., Обжиров А.И. Газогеофизический комплекс для обнаружения подводных выходов газогидратов. Патент № РФ № 70377 U1. 2008. Бюлл. № 2.

УДК 550.4:553.98:550.84

# КОМПЛЕКС ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРОГНОЗ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В МОРСКИХ УСЛОВИЯХ

*А.И. Обжиров*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
obzhirov@poi.dvo.ru

В работе рассмотрена задача поиска залежей углеводородов с использованием комплекса газогеохимических, геофизических и гидроакустических методов исследований. Предложено инновационное решение повышения эффективности прогноза и поиска нефтегазовых месторождений, газогидратов, потоков пузырей газа (метана) из донных отложений в воду, оценки сейсмической активизации региона и поступления парниковых газов в атмосферу. Использование комплекса исследований способствует пониманию закономерностей геологического развития региона.

**Ключевые слова:** *газогеохимический и геофизический комплекс исследований, нефтегазовые залежи, газогидраты, потоки метана.*

## ВВЕДЕНИЕ

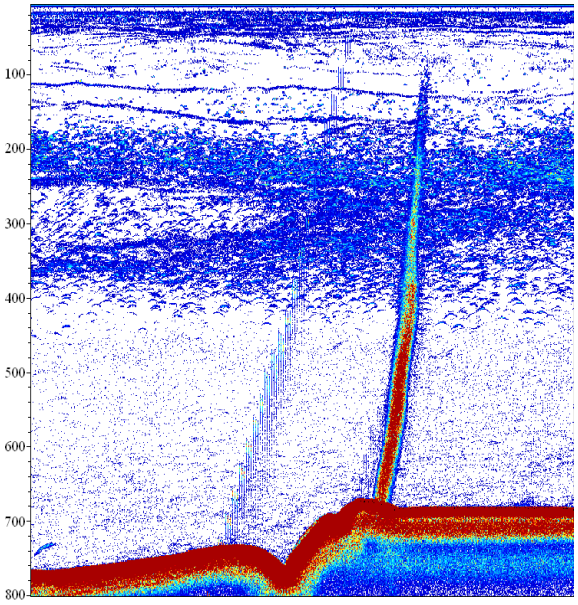
Лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН с 1984 г. выполняет изучение распределения природных газов в воде и на морском дне в морях Мирового океана. Первоначально газогеохимические исследования проводились в Охотском море, главной целью которых было использование газогеохимических характеристик как критериев поиска нефтегазовых залежей на морском дне. Отбирались пробы придонной воды и донных осадков. Из них извлекался газ и анализировался на хроматографе. Определялись метан, тяжелые углеводороды ($C_2$-$C_4$), углекислый газ, водород, гелий, кислород, азот. Аномальные концентрации углеводородных газов характеризовали возможное наличие в недрах залежей углеводородов, газогидратов, аномалии углекислого газа, водорода и гелия показывали присутствие вулканогенных источников, зон разломов и их сейсмическую активизацию.

В 1998 г. был подписан договор о сотрудничестве между нашим институтом ТОИ ДВО РАН и институтом ГЕОМАР (Геология морей) г. Киль, Германия. На основе договора был составлен международный Российско-Германский проект КОМЕКС 1998–2003 гг. Затем геолого-геофизические исследования продолжились в рамках международных проектов России, Японии и республики Корея (проекты ХАОС и SSGH – Sakhalin Slope Gas Hydrate, 2004–2017 гг.). В рамках проектов выполнялись международные экспедиции в Охотском и Японском морях по поиску и выяснению условий формирования потоков метана и газогидратов. Применялся комплекс исследований, включающий геологические, геофизические, гидроакустические, газогеохимические, гидрологические, батиметрические работы и сонарные съемки дна (Обжиров и др., 2002). Благодаря этому комплексу, были обнаружены некоторые закономерности, которые позволили эффективно искать потоки пузырей метана из донных отложений в воду и газогидраты.

В процессе газогеохимических исследований морского дна в Охотском море появилась важная информация о состоянии поверхности морского дна в районе потоков пузырей метана из донных отложений в воду, наличия газогидратов в донных осадках, зон разломов и других геологических особенностей. Эти явления необходимо учитывать при инженерном проектировании прокладки трубопроводов на морском дне, постановки буровых платформ и строительства других инженерных объектов.

## ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКОГО ДНА В РАЙОНЕ АНОМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ГАЗА И ГАЗОГИДРАТОВ

Отметим, что в 1988 г. в процессе газогеохимических исследований был обнаружен первый поток пузырей метана из донных отложений в воду на Сахалинском склоне Охотского




моря, на глубине моря 700 м (Obzhirov et al., 2004), (рис. 1). В 1991 г. на этой площади были обнаружены газогидраты. Гидроакустическая запись в районе потока пузырей метана, представленная на рис. 1, показала изменение профиля поверхности дна в этом районе. Изменение поверхности дна связано с тем, что газы мигрируют к поверхности по зоне разлома и нарушают ее поверхность. Причем, в верхних слоях донных осадков формируются газогидраты. При высоком давлении и низкой температуре при наличии метана и воды образуются газогидраты. Они внедряются в осадок в виде слоев, фрагментов и как мерзлота расширяют осадок, создавая возвышения (рис. 2). Течение размывает разрыхленные слои осадков, что создает на дне серии бугров, ям, долин потоков размыва.

**Рис. 1**. Субвертикальное тело, записанное гидроакустической эхолокацией в рейсе № 56, 2011 г. на глубине моря 700 м в районе открытия первого потока пузырей метана из донных отложений в воду (факел Обжирова) на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря.

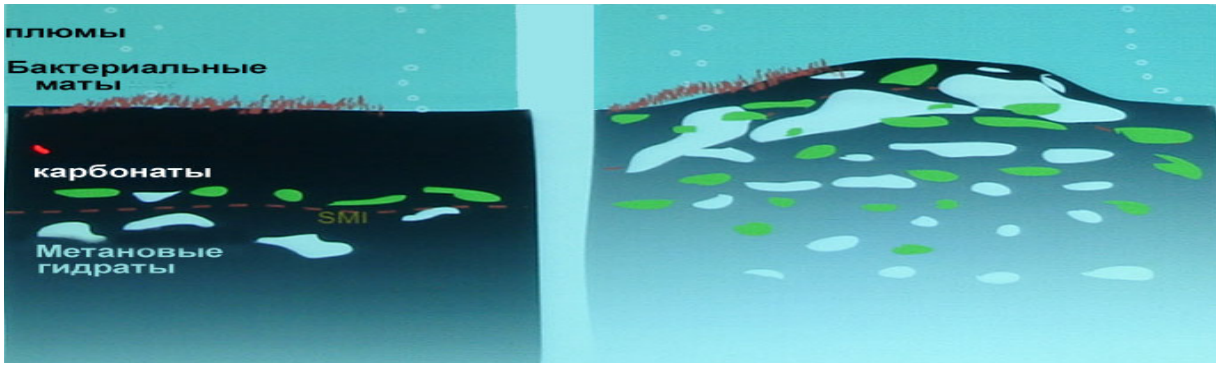



**Рис. 2.** Изменение поверхности дна в процессе формирования газогидратов.

Слева (рис. 2) – начальный этап образования газогидратов, карбонатов, бактериальных матов в районе потоков пузырей метана из донных отложений в воду, справа – нарушение (вспучивание) поверхности дна слоями газогидратов при внедрении их в осадок. В период повышения температуры и (или) уменьшения давления газогидраты разрушаются, превращаясь в газ и воду, а на поверхности дна образуются провалы, схожие с процессом оттаивания многолетней мерзлоты.

Эти открытия повысили интерес к газогеохимическим исследованиям в Охотском и других Дальневосточных и Арктических морях. В процессе исследований были обнаружили важные закономерности изменения поверхности морского дна в районе потоков газа (преимущественно метана) и газогидратов, выяснялись геологические условия, которые являлись причиной формирования этих аномальных явлений (Обжиров и др., 2015; Wallmann et al., 2006).

## В РЕЗУЛЬТАТЕ ВЫПОЛНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ИССЛЕДОВАНИЙ БЫЛО ОБНАРУЖЕНО СЛЕДУЮЩЕЕ:

1. Поверхность дна нарушается в районе потока пузырей метана. Во-первых, на поверхности дна образуются ямы и бугры высотой и глубиной около 10–20 м (относительно

линии поверхности дна). Диаметр таких нарушений дна достигает 500–1000 м (рис. 3). Эти неровности дна хорошо зафиксированы сонарной съемкой (Гладыш и др., 2010) и обитаемым подводным аппаратом «Мир» в районе потока метана на склоне о. Парамушир в Охотском море, изученным сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (Обжиров, 1993). Как на Сахалинском склоне (глубина моря 700 м), так и на Парамуширском склоне (глубина моря 700 м) Охотского моря наблюдаются потоки пузырей метана, в районе их верхних слоёв донных осадков обнаружены газогидраты и нарушения поверхности дна.

2. Каждый год в Охотском, а с 2012 г. в Охотском и Японском морях, выполнялись международные экспедиции, в которых использовался комплекс исследований. Гидроакустический метод позволял искать потоки пузырей метана и обнаруживать изменения поверхности дна, высокочастотная сейсмическая съемка (спаркер) способствовала изучению геологических структур до глубины 100–150 м от поверхности дна в районе потоков метана и газогидратов. Сканирование дна давало возможность определить масштаб нарушения поверхности дна в районе выходов пузырей газа (преимущественно метана) из донных отложений в воду (рис. 3). Газогеохимические измерения толщи воды и донных осадков позволяли оценить источники потока пузырей метана и участие газовой составляющей в геологических, биологических, экологических процессах, которые должны учитываться при инженерном проектировании на морском дне.

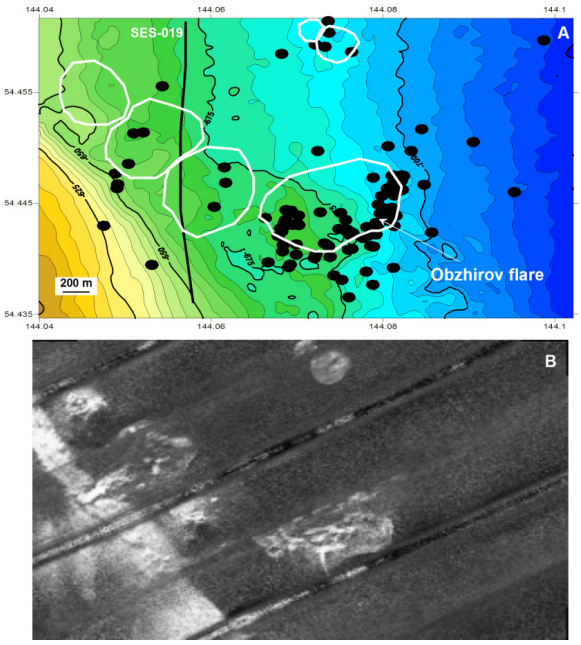



**Рис. 3.** Нарушение морского дна в районе выходов пузырей метана и газогидратов: А – черные кружки – потоки пузырей метана, стрелкой указан район потока метана, показанного на рис. 1, (Obzhirov flare); В – сканирование дна (сонарная съемка выполнена (Гладыш и др., 2010). В районе потоков пузырей метана образуются бугры и ямы (белые пятна).

3. Благодаря выполнению многолетних комплексных исследований в Охотском и Японском морях выяснилась очень важная закономерность. Потоки пузырей метана и газогидраты в основном приурочены к зонам разломов. Причем, выяснено, что с 1988 г. в Охотском море стала увеличиваться сейсмотектоническая активность (Обжиров и др., 1989). Результаты исследовании показали, что сейсмическая активность возрастала до 1998 г. и в этот период произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение в 1995 г. Затем сейсмическая активность то возрастала, то стабилизировалась, но общий фон сейсмической активности увеличивался как в Охотском (рис. 4), так и в других морях Дальневосточного региона.

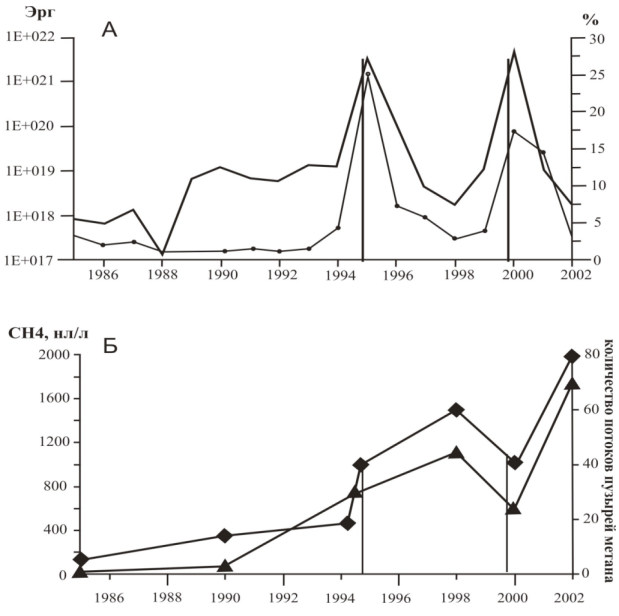



**Рис. 4.** А – график ежегодного изменения сейсмической активности; В – концентраций метана в придонной воде (квадраты) и количества потоков пузырей метана (треугольники) (Кулинич и др., 2007).

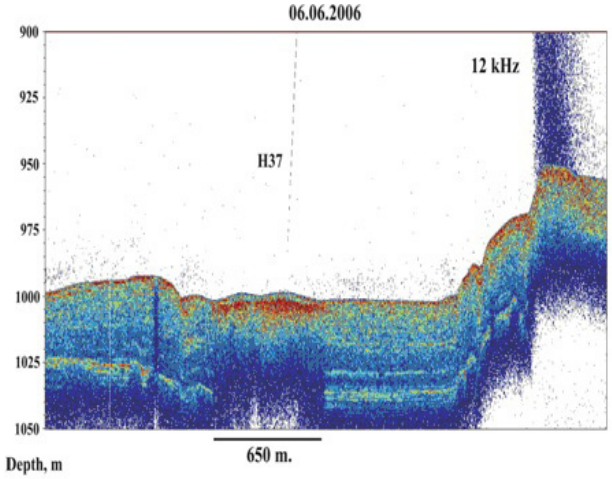



**Рис. 5.** Пример изменения места положения потока пузырей метана на структуре в районе Сахалинского склона Охотского моря. Прежде поток был в центре структуры, газ разрушил верхние осадочные слои, образовав структуру диаметром 650 м. Затем газовый поток был перекрыт коркой карбонатов и газогидратов, а газовый поток сместился вправо, создав новую структуру. Эти процессы являются очень опасными для построенных объектах на морском дне, что следует учитывать при инженерном проектировании.

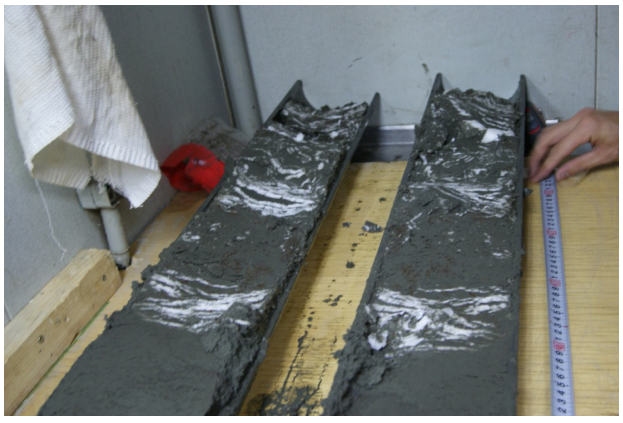


**Рис. 6.** Газогидраты (белые слои) в керне донных осадков. Керн отобран А.Н .Деркачевым и др. (Николаева и др., 2009).

Особенно сильные землетрясения магнитудой около 7–8 по шкале Рихтера произошли в районе г. Невельск, 2007 г., Японское море, и в районе АЭС Фукусимы, 2011 г. на побережье Тихого океана Японии, которое сопровождалось катастрофическим цунами.

Важно подчеркнуть, что наблюдается не только режим сейсмической активизации и стабилизации, но и пульсационный режим активизации и стабилизации потоков пузырей газа (метана) из донных отложений в воду. Иногда в течении суток поток пузырей газа то исчезает, то появляется снова. На некоторых структурах поток газа перекрывается карбонатной коркой и (или) слоями газогидратов, и тогда газ находит или создает трещины в толще осадков и прорывается к поверхности в другом месте, на некотором расстоянии в стороне от его первоначального местоположения (рис. 5). Эти процессы создают проблемы для построенных сооружений на морском дне (трубопроводы, нефтяные платформы и др.), что необходимо учитывать при их инженерном проектировании их на морском дне.

В чем важность этой закономерности. Зоны разломов являются путями миграции газа из недр Земли к поверхности. Сейсмическая активизация расширяла трещины зоны разломов и способствовало увеличению поступлению газа (метана) из недр к поверхности. Наличие в осадочных отложениях нефтегазсодержащих пород являются источниками метана, который по зонам разломов мигрирует к поверхности и при низкой температуре и высоком давлении на глубинах моря более 400 м образуется зона стабильности газогидратов и в донных осадках при наличии достаточного количества метана и воды формируются газогидраты (рис. 6).

4. Именно зоны разломов и сейсмические активизации являются важными характеристиками, требующими изучения при инженерно-геологических изысканиях. При проектировании и строительстве инженерных сооружений на морском дне необходимо оценить возможные опасности разрушения инженерных построек. Чем зоны разломов опасны для строительства на суше и морском дне геологам и инженерам известно. Но кроме общего понимания механического движения в зоне разломов, есть еще важные факторы – сейсмические активизации и увеличение потоков пузырей газа (метана) в этих зонах. При этом потоки газа расширяют трещины, формируют воздушную подушку, и способствуют резкому перемещению блоков земной коры относительно друг друга и возникновению землетрясений и цунами. В этих районах в донных осадках происходят нарушения верхних осадочных

слоев и пород. Образуются газогидраты, которые при формировании внедряются в осадок, поднимая слои к поверхности на высоту 10–20 и более метров. При изменении условий стабильности газогидрата, увеличения температуры и (или) снижения давления, происходит диссоциация газогидрата с выделением большого количества метана и других газов. В 1 $см^3$ газогидрата содержится 160 $см^3$ метана. При этом бугры становятся ямами глубиной 10–20 м. Эти характеристики очень важно знать при проектировании и строительстве инженерных сооружений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения геолого-геофизического комплекса исследований в Охотском и Японском морях, в том числе по международным проектам КОМЕКС (Россия–Германия, 1998–2003), ХАОС и SSGH (Россия–Япония–Корея, 2004–2006, 2007–2012–2017) стало возможным определить закономерности формирования потоков пузырей метана из донных отложений в воду и частично в атмосферу, картировать зоны разломов, которые являются путями миграции газов, в основном метана, из нефтегазсодержащих пород к поверхности. В этих зонах образуются газогидраты, которые формируют на поверхности дна в осадке бугры высотой 10–20 и более метров. При повышении температуры и (или) уменьшения давления газогидраты разрушаются с выделением большого количества метана и на поверхности дна образуются ямы глубиной 10–20 м. Эти характеристики являются важными критериями для безопасного выбора площадок под проектирование и строительство на морском дне.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гладыш В.А., Логвина Е.А., Сазонов А.Ю., Горемыкин Ю.В., Смирнов Б.Н., Джин Я.К., Шоджи Х., Обжиров А.И., Николаева Н.А. Геофизические исследования в рамках программы «Газовые гидраты в прибрежье о. Сахалин» в Охотском море // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане (ВНИИОкеангеология) / [науч. ред. Г.А. Черкашев]. Москва, 2010. С. 18–22.
2. Кулинич Р.Г., Бессонова Е.А., Обжиров А.И. О корреляции метановых эманаций со структурой фундамента северо-восточного шельфа и склона острова Сахалин и сейсмической активности региона // Дальневосточные моря России. Москва, 2007. С. 277–282.
3. Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Обжиров А.И. Характерные особенности проявлений газо-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 38–52.
4. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1989. Т. 8, № 2. С. 119–121.
5. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов / отв. ред. М.Ф. Стащук. Москва, 1993. 75 с.
6. Обжиров А.И., Телегин Ю.А., Болобан А.В. Потоки метана и газогидраты в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2015. № 1(19). С. 56–63.
7. Wallmann K, Aloisi G., Haeckel M., Obzhirov A., Pavlova G., Tishchenko P. Kineticks of organic matter degradation, microbial methane generation, and gas hydrate formation in anoxic marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 3905–3927 (SCI).

УДК 551.214 (265)

# ИЗУЧЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ТИХОГО ОКЕАНА С БОРТА НИС «ВУЛКАНОЛОГ»

*В.А. Рашидов*

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
rashidva@kscnet.ru

В 1977-1991 гг. с борта НИС «Вулканолог» в Тихом океане были изучены подводные вулканы в районе «горячей точки» Сокорро, в Новогвинейском и Южно-Китайском окраинных морях, в Кермадек, Соломоновой, Марианской, Идзу-Бонинской и Курильской островных дугах, в южной части Командорской котловины, а также гайоты Магеллановых гор и гор Маркус-Неккер. Полученные результаты отражены в монографиях и статьях, представлены на различных картах и сайтах.

**Ключевые слова:** *подводные вулканы, НИС «Вулканолог», Тихий океан.*

Всестороннее изучение Мирового океана является одной из важнейших и насущных задач, стоящих перед современной наукой. В комплексе решаемых проблем большое место принадлежит и геологическим наукам.

Одной из характерных особенностей океанического дна является широкое развитие подводных гор. Подводные горы встречаются во всех основных морфоструктурах Мирового океана, представляя собой как изолированные постройки, так и различные цепи и группы. Большинство подводных гор является подводными вулканами, имеющими, как правило, конусообразную форму. Сложены они, в основном, вулканогенными породами. Небольшое количество подводных гор имеет глыбовое происхождение. Встречаются как островершинные, так и плосковершинные горы. Вершины многих подводных гор поднимаются над поверхностью воды, образуя вулканические острова. На многих подводных вулканах развиты железомарганцевые образования.

Для вулканов островных дуг характерны породы известково-щелочной серии от базальтов до дацитов. В окраинных морях развиты толеитовые и щелочные базальты, трахибазальты и ферробазальты. Для подводных вулканов, вершины которых располагаются глубже первых сотен метров, характерны лавовые излияния. Эксплозивные извержения резко преобладают у субаквальных вулканов.

Современная подводная вулканическая деятельность приурочена к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов, к «горячим точкам», к островным дугам и окраинным морям. Это, по сути, различные геотектонические типы вулканизма, отличающиеся условиями проявления, составом изверженных продуктов, характером извержений и другими особенностями. Современный подводный вулканизм по объему продуктов извержений примерно в четыре раза превосходит наземный.

Исследование активных и потенциально активных подводных вулканов, а также палеовулканов представляет собой актуальную задачу. С точки зрения фундаментальных задач геотектоники и геодинамики, подводные вулканы – это эффективные индикаторы геодинамических процессов, формирующих литосферу Мирового океана. Но изучение подводных вулканов имеет и чрезвычайно важное практическое значение, так как области современного вулканизма оказывают огромное непосредственное воздействие на природную среду и жизнедеятельность людей.

Изучение строения Тихоокеанской зоны перехода представляет несомненный интерес, так как здесь в настоящее время происходят интенсивные геологические процессы, поверхностным проявлением которых являются высокая сейсмичность и современный вулканизм. Подавляющее большинство подводных гор Тихого океана расположено в его западной и северо-западной частях.

В отличие от наземного вулканизма, более или менее доступного непосредственному наблюдению, для изучения подводного вулканизма требуются специальные транспортные средства, аппаратура, регистрирующая различные физико-химические параметры и оборудование. Большую роль в изучении подводного вулканизма играет интуиция и везение исследователей.

26 апреля 1976 г. было спущено на воду научно-исследовательское судно (НИС) «Вулканолог». В 39 проведенных экспедициях камчатские вулканологи совместно с отечественными и иностранными коллегами в период 1977-1991 гг. плодотворно изучали различные типы проявления подводного вулканизма Тихого океана. Во время рейсов были изучены подводные вулканы в районе «горячей точки» Сокорро, в Новогвинейском и Южно-Китайском окраинных морях, в Кермадек, Соломоновой, Марианской, Идзу-Бонинской и Курильской островных дугах, в южной части Командорской котловины, а также гайоты Магеллановых гор и гор Маркус-Неккер (рис. 1). Результаты исследований вошли составными частями в Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана (Международный …, 2003) и Тектоническую карту Охотоморского региона (Тектоническая …, 2000), представлены в целом ряде востребованных монографий (Геотраверс …, 1991; Подводный …, 1992; Магнитное …, 1993; Гавриленко, 1997; Егоров, 2001; Антонов, 2008; Селиверстов, 2009; Родников и др., 2014; и др.) и отражены в многочисленных публикациях в отечественных и зарубежных журналах (Рашидов, 2006, 2015; Glasby et al., 2006; Аникеева и др., 2008; Рашидов и др., 2009, 2014, 2015; Блох и др., 2013, 2014; Жулева и др., 2015; Малиновский, Рашидов, 2015; Колосков и др., 2016 и др.). Материалы, полученные в рейсах НИС «Вулканолог», составили основу целого ряда успешно защищенных докторских и кандидатских диссертаций.

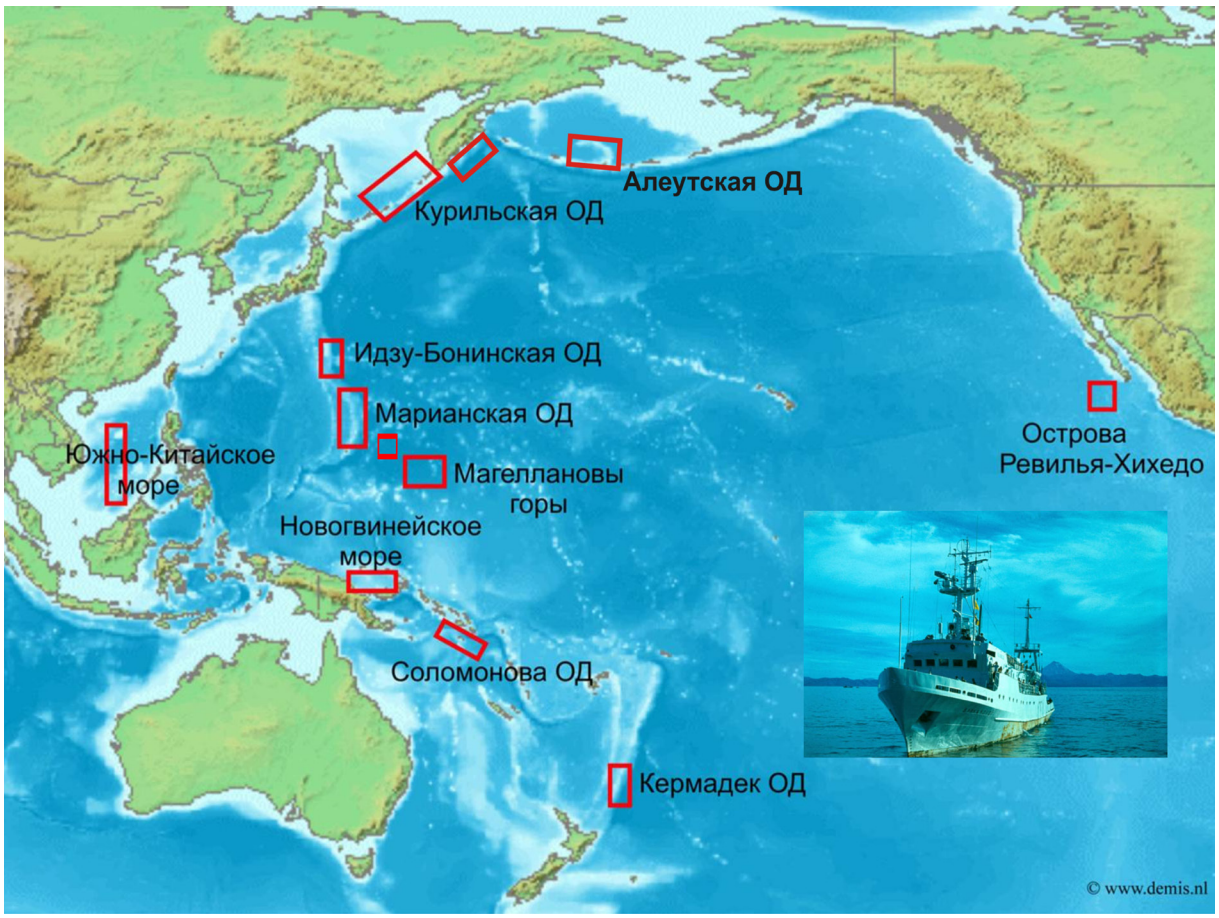



**Рис. 1.** Районы исследований подводных вулканов Тихого океана с борта НИС «Вулканолог» (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/index.html).

До настоящего времени с помощью современных компьютерных технологий и аналитического оборудования в рамках интеграции академической, вузовской и отраслевой науки обрабатываются материалы выполненных геофизических исследований и геологические коллекции, собранные при драгировании и геологических маршрутах на вулканических островах во время проведения рейсов НИС «Вулканолог». Для выполнения исследований также используются материалы, полученные во время проведения полевых работ на территории Вьетнама и на острове-вулкане Алаид (о. Атласова), расположенном в северной части Курильской островной дуги. На различных этапах к выполнению работы привлекаются аспиранты, молодые ученые и студенты, которым маститые ученые передают свои знания и опыт. Таким образом, проводимые исследования имеют не только научную, но и образовательную составляющую.

В комплекс вулканологических исследований, применяемых на НИС «Вулканолог», в качестве обязательных методов входили эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка, драгирование и отбор проб донных осадков. В отдельных рейсах выполнялись измерения теплового потока, температурные и газогидрохимические исследования, сейсмологические работы, измерение магнитной восприимчивости донных осадков. Комплексирование различных геолого-геофизических методов позволило с одной стороны уменьшать неоднозначность решения обратной задачи и строить наиболее реалистичные модели, а с другой стороны оценивать информативность каждого из применяемых методов.

Исследования проводились в два этапа. На первом этапе на ходу судна выполнялись профильные или полигонные (площадные) геофизические исследования, а на втором – в выбранных точках отрабатывались станции геологического и газогидрохимического опробования, а также теплового потока.

Полигонные геофизические исследования выполнялись при скорости судна от 1–2 до 7–11 узлов в зависимости от решаемых задач. Они проводились по сети галсов, выбранной с учетом задач, стоящих перед комплексными вулканологическими исследованиями, и наличия судового времени. Станции литологического и газогидрохимического опробования, измерения теплового потока отрабатывались в дрейфе, а драгирование проводилось на малых скоростях судна.

При проведении геофизических исследований использовалась единая служба судового времени, которая позволяла синхронизировать работу измерительной аппаратуры различных методов исследований и приводить результаты измерений к единым координатам времени и пространства.

Применяемая на НИС «Вулканолог» методика проведения комплексных вулканологических исследований оказалась весьма эффективной и с успехом применялась для исследования различных типов проявления подводной вулканической деятельности в Тихом океане. Выявлены закономерности проявления подводного вулканизма в различных регионах Тихого океана. Оценены масштабы, форма, продолжительность и, в ряде случаев, стадийность проявления подводной вулканической деятельности.

При изучении изолированных подводных вулканов, вулканических массивов и зон получены материалы высокого качества и обнаружены современные подводные вулканы. В пределах островных дуг выделены отдельные лавовые потоки, вершинные кальдеры, лавовые пробки, сделаны предположения о местоположении подводящих каналов и магматических камер. В окраинных морях выделены зоны трещинных подводных излияний.

В районе «горячей точки» Сокорро исследован подводный хребет, который венчает остров-вулкан Сан-Бенедикто. Установлено, что магнитное поле, наблюдаемое над подводным вулканическим хребтом, обусловлено его глубинным строением, а сам хребет сложен переслаивающимися вулканическими породами.

Высокая эффективность применения комплексных геолого-геофизических исследований на НИС «Вулканолог» позволила обнаружить действующий вулкан Вулканолог в островной дуге Кермадек, сложенный породами дациандезитового состава и лишь сверху перекрытый маломощной коркой органогенного известняка.

В Соломоновой островной дуге детально изучен один из наиболее активных подводных вулканов Тихого океана – Ковачи, входящий в состав одноименной вулканической группы. Впервые построена кондиционная батиметрическая карта и изучены физико-механические

свойства драгированных пород. В результате проведения комплексных исследований сделано заключение о наличии подводного вулкана к югу от острова Симбо и отсутствии подводного вулкана Кук.

Выполненное магнитное моделирование подводных вулканов Марианской островной дуги показало, что постройка подводного вулкана Эсмеральда сложена преимущественно порфировыми базальтами и андезибазальтами, а афировые андезибазальты, обладающие высокой естественной остаточной намагниченностью, характерны лишь для последних извержений и создают локальные аномалии в прикратерной части. Отмеченный ряд экстремумов аномального магнитного поля над подводным вулканом Фукудзин вызван соммой, а основным источником магнитной аномалии, зафиксированной над подводным вулканом Минами-Хиоси, является лавовая пробка, расположенная в верхней части вулканической постройки.

В Идзу-Бонинской островной дуге глубоководная стадия проявления подводной вулканической деятельности группы Софу характеризуется базальтовым вулканизмом, промежуточная – андезибазальтовым, мелководная – эксплозивно-эффузивным дациандезитовым, а вулканические постройки группы образовались в момент западного экскурса геомагнитного поля.

В Курильской островной дуге открыты новые подводные вулканы и подводные кальдеры. Выявлены активные вулканический центры, отдельные лавовые потоки, лавовые купола и участки проявления газогидротермальной активности.

В центральной части Новогвинейского моря в пределах рифтоподобной структуры выявлена зона подводных трещинных базальтовых излияний, формирующих горизонтально залегающие покровы без образования вулканических построек. Формирующиеся базальтовые покровы заполняют собой погружающиеся участки и неровности морского дна. Проявляются они на площади не менее 10000 км$^2$. Общий объем излившихся лав по минимальным оценкам составляет 2000–3000 км$^3$. Возраст этой зоны не древнее 2,4 млн. лет.

На шельфе Южно-Китайского моря в пределах западной краевой части субмеридионального линеамента (108–110$^o$ в.д.) выявлены три участка проявления позднекайнозойской подводной вулканической деятельности, фрагментарно проявляющихся на расстоянии более 700 км, на двух из которых вулканизм проявляется и на островах. Здесь идентифицированы небольшие подводные вулканические постройки, размеры которых не превышают 3 км в диаметре и 200 м по высоте. Продукты вулканической деятельности распространены на площади ~ 3400 км$^2$. Наблюдается выдержанность преобладающих направлений зон линейных магнитных аномалий и системы разломов, с которыми связана вулканическая деятельность, что подтверждается и современными работами вьетнамских ученых.

Подводный вулкан Пийпа, слагающий центральную часть массива Вулканологов, объем которого достигает 1100 км$^3$, расположен в южной части Командорской котловины примерно в 70 км к СВ от о-ва Беринга. Вулкан Пийпа состоит из трех сросшихся построек, образующих хребет, субмеридионального простирания. По химическому составу породы, слагающие этот вулкан, относятся к среднекалиевой известково-щелочной серии, в которой содержание $Na_2O$ в 4–5 раз выше, чем $K_2O$. Установлено, что в баритах вулкана Пийпа происходит именно изоморфное замещение бария радием и образуется радиобарит, концентрирующий и консервирующий радий. Радиоактивное равновесие между $^{238}U$ и $^{226}Ra$, $^{232}Th$ и $^{228}Ra$ резко нарушено.

В пределах Магеллановых гор исследованы двухвершинные гайоты Вулканолог и Коцебу. Установлено, что интенсивные аномалии магнитного поля, зафиксированные над этими гайотами, вызваны вулканическими породами, слагающими ядро гайота. Рифогенные известняки и железомарганцевые корки мощностью 12–15 см, широко развитые в пределах гайотов, существенного влияния на структуру магнитного поля не оказывают.

При драгировании вершины гайота Сет, входящего в состав Западно-Тихоокеанской провинции подводных гор и расположенного на западе гор Маркус-Неккер, подняты органогенные известняки, оливиновые базальты и железомарганцевые конкреции и корки. В опробованных железомарганцевых корках оказалось ураганное содержание ртути (Михайлик и др., 2015). Оригинальная интерпретационная технология моделирования данных гидромагнитной съемки позволила выявить подводящие каналы гайта Сет, которые могут ассоциироваться с многожерловой структурой вулканической постройки.

В результате проведенных исследований с борта НИС «Вулканолог» установлено, что над 17 % позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана отмечены отрицательные аномалии магнитного поля (ΔT)a. Над 13 % отмечены положительные аномалии с амплитудой до 100 нТл. По 10% составляют вулканы – с амплитудой 101–200 и 401–501 нТл.

35 % подводных вулканов расположены в пределах Курильской, а 19 % – в пределах Марианской островных дуг. У 30% вулканов вершины расположены на глубинах 0-200 м. 26 % составляют вулканы с относительной высотой от 500 до 1000 м, а 41 % – с размером основания от 5 до 10 км. На долю подводных вулканов, с объем построек от 1 до 50 км$^3$ приходится 56 %.

Составлен «Каталог позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана» (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/catalogue.html) и создан web-сайт «Сравнительный анализ материалов геомагнитных исследований различных типов проявлений позднекайнозойского подводного вулканизма в Тихом океане» (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/index.html), являющийся в настоящее время единственной обобщающей работой по геомагнитным исследованиям подводных вулканов Тихого океана. Подсчитаны объемы подводных вулканических построек, выполнены измерения естественной остаточной намагниченности драгированных образцов и приведены сведения о химическом составе пород, слагающих вулканические постройки.

Для обобщения материалов, полученных при изучении гайотов Магеллановых гор отечественными и зарубежными исследователями, создан web-сайт «Магеллановы горы (Тихий океан)», расположенный по адресу http://guyot.ocean.ru/ .

Материалы выполненных исследований, широко представленные в научной литературе и в сети Интернет, предоставляют различным исследователям уникальные информационные возможности для изучения подводного вулканизма.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1, Вып. 11. С. 10–31.
2. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2008. 250 с.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1, Вып. 21. С. 77–85.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2, Вып. 24. С. 27–40.
5. Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 164 с.
6. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб / отв. ред.: А.Г. Родников (СССР), Н. Иседзаки, У. Сики (Япония), Лю Годун (Китай). М.: Наука, 1991. 150 с.
7. Егоров Ю.О. Геологическое строение и газонасыщенность морских осадков современных вулканических областей. Владивосток: Дальнаука, 2001. 138 с.
8. Жулева Е.В., Рашидов В.А., Метальников А.А., Чесалова Е.И. Специализированный информационный ресурс «Магеллановы горы (Тихий океан)» // Геоинформатика. 2015. № 4. С. 54–62.
9. Колосков А.В., Федоров П.И. , Рашидов В.А. Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 3–28.

10. Магнитное поле океана / отв. ред. А.М. Городницкий М.: Наука, 1993. 285 с.
11. Малиновский А.И., Рашидов В.А. Особенности вещественного состава осадочных и вулканогенно-осадочных пород островов группы Фу-Куй – Катуик (шельф Вьетнама) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3, Вып. № 27. С. 12–34.
12. Михайлик П.Е., Рашидов В.А., Михайлик, Зарубина Н.В., Блохин М.Г., Иванов М.В., Плетнев С.П. Особенности железомарганцевого рудогенеза гайота Сет (С-З Пацифика) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 2. С. 218–221.
13. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Удинцев Г.Б. (ред.). МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, Москва-Санкт-Петербург, 2003. 192 с.
14. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / отв. ред. Ю.М. Пущаровский М.: Наука, 1992. 528 с.
15. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13–20.
16. Рашидов В.А Геомагнитные исследования подводных вулканов Тихого океана // Шестнадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике: сб. науч. мат-лов. Лекция. Пермь: ГИ УрО РАН, 2015. С. 331–338.
17. Рашидов В.А., Долгаль А.С., Новикова П.Н. Геомагнитные исследования гайотов Вулканолог и Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009 № 1. Вып. № 13. С. 98-106.
18. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Ладыгин В.М. Сравнительный анализ магнитных свойств пород пяти действующих подводных вулканов западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 37–52.
19. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 36–51.
20. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
21. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
22. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000 / отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
23. Glasby G.P., Chercashov G.A., Gavrilenko G.M., Rashidov V.A., Slovtsov I.B. Submarine hydrothermal activity and mineralization on the Kurile and western Aleutian island arcs, N.W. Pacific // Marine Geology. 2006. Vol. 231. P. 163–180.

УДК 551.214(265.53)

# ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

*В.А. Рашидов*

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
rashidva@kscnet.ru

Первые сведения о подводных вулканах Курильской островной дуги получены 1949–1955 гг. в рейсах на НИС «Витязь» и «Крылатка». В 1970–1980 гг. в рейсах на НИС «Пегас», «Морской геофизик» и «Орлик» изучен вещественный состав ряда подводных вулканов. Комплексные исследования в рейсах НИС «Вулканолог» в 1981–1991 гг. и последующая обработка полученных данных позволили выделить здесь 125 подводных вулканов. Результаты работ отражены в публикациях, представлены на картах и сайтах.

**Ключевые слова:** *геолого-геофизические исследования, подводные вулканы, Курильская островная дуга, Охотоморский склон.*

Сколько подводных вулканов на дне Мирового океана является активными, в настоящее время неизвестно. Любое визуально зафиксированное подводное извержение имеет огромное значение для фундаментальной науки для оперативного оповещения населения об оценке негативных явлений, которые возникают при возникновении этого природного процесса. К таким негативным явлениям относятся подводные взрывы, излияние лавы, выбросы вулканического пепла и дрейфующие поля пемзы. Извержения подводных вулканов представляют собой завораживающее зрелище.

Единственное достоверное подводное извержение в пределах Курильской островной дуги (КОД), происходившее на глазах людей, – извержение побочного конуса Такетоми вулкана Алаид (о. Атласова) в 1933–1934 гг. Оно было изучено японскими вулканологами (Tanakadate, 1934; Рашидов, 2013) и явилось, по существу, рождением нового побочного вулкана. Такетоми – единственный вулкан на территории Российской Федерации, извержение которого, происходившее на глазах людей, началось под водой, а закончилось на суше, образовав побочный остров-вулкан, впоследствии ставший полуостровом (Рашидов, 2013).

Курильская островная дуга – важный элемент Тихоокеанской зоны перехода (рис. 1). С юго-востока она сопряжена с Курило-Камчатским глубоководным желобом, а с северо-запада – с глубоководной Курильской котловиной.

На Охотоморском склоне КОД располагается большое количество подводных вулканов, многое годы успешно изучается отечественными и зарубежными учеными (Безруков и др., 1958; Yasui et al., 1967; Кичина, Остапенко, 1977; Остапенко, 1978; Голого-геофизический …, 1987; Бондаренко, 1990; Подводный …, 1992; Бондаренко и др., 1994; Гавриленко, 1997; Gaedicke et al., 1997; Бондаренко, Рашидов, 2003а, 2003б, 2006, 2013; Рашидов, Бондаренко, 2003, 2004; Емельянова, 2004; Glasby et al., 2006; Атлас …, 2009; Рашидов 2009а, 2009б; Батурин и др., 2012, 2014; Блох и др., 2012а, 2012б, 2013, 2014, 2016; Козлов, 2015; Рашидов и др., 2016; и др.).

Сведения о 47 подводных вулканах КОД получены 1949–1955 гг. в экспедициях на НИС «Витязь» и «Крылатка» (Безруков и др., 1958). Некоторые из этих вулканов были названы в честь выдающихся отечественных ученых, мореплавателей и научно-исследовательских судов, на борту которых осуществлялись экспедиции.

В конце 1960-х годов в северной части КОД японские исследователи провели эхолотный промер и гидромагнитную съемку двух подводных вулканов (Yasui et al., 1967).

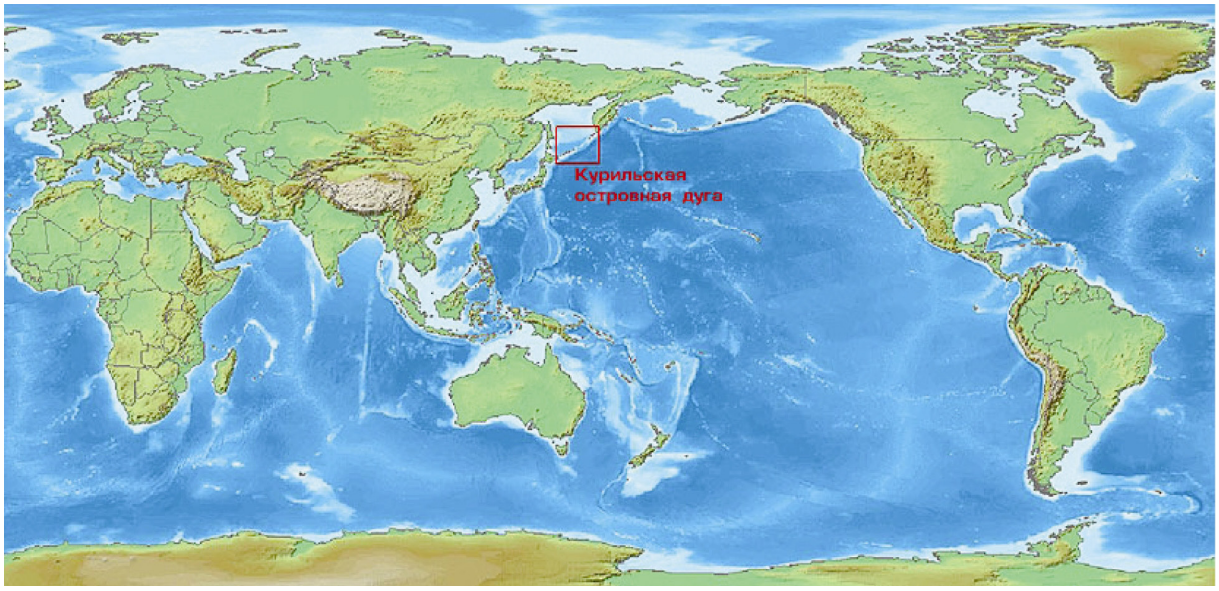



**Рис. 1.** Курильская островная дуга (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_05/kurily/index.html).

В 1970–1980-е годы сахалинские ученые на НИС «Пегас», «Морской геофизик», «Орлик» и «Витязь-2» провели ряд экспедиций, в которых был изучен вещественный состав 12 подводных вулканов КОД (Кичина, Остапенко, 1977; Остапенко, 1978; Рашидов, 2009а, 2009б), выполнены батиметрическая съемка пяти и гидромагнитная съемка четырех подводных вулканов. В результате этих исследований составлен Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы (1987), часть материалов из которого вошла в Атлас Курильских островов (2009). В это же время единичные публикации по подводным вулканам КОД были написаны сотрудниками ИО АН СССР (Рашидов, 2009а, 2009б).

В конце XX – начале XXI веков к изучению подводных вулканов КОД подключились немецкие исследователи (Gaedicke et al., 1997; Рашидов, 2009а, 2009б).

Изучению вещественного состава горных пород, слагающих некоторые вулканы КОД, посвящены работы владивостокских ученых (Емельянова, 2004; Рашидов, 2009а, 2009б).

В последние годы сахалинские ученые эффективно проводят батиметрические исследования кальдерных озер в южной и центральной частях КОД (Козлов, 2015).

Планомерное изучение подводного вулканизма КОД было выполнено в 11-ти комплексных вулканологических экспедициях на НИС «Вулканолог» в 1981–1991 гг. камчатскими учеными. В этих экспедициях для бо́льшей части КОД и прилегающих участков Охотского моря были выполнены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование и гидромагнитная съемка по системе пересекающихся галсов со средним межпрофильным расстоянием 5 км и со сгущением на отдельных участках до 0,5–1 км. Общий объем отработанных профилей составил ~ 60000 погонных км (Подводный …, 1992).

Разработанная и удачно апробированная эффективная технология количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, позволила проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети (Блох и др., 2012а, 2012б, 2013, 2014).

Во время проведения экспедиций на НИС «Вулканолог» и при последующей обработке полученных материалов в пределах КОД были открыты новые подводные вулканы и кальдеры, выявлены активные вулканические центры и оконтурены отдельные лавовые потоки, сделаны предположения о местоположениях подводящих каналов и магматических камер, построены объемные модели застывших магматических систем (Бондаренко, 1990; Подводный …, 1992; Бондаренко и др., 1994; Бондаренко, Рашидов, 2003а, 2003б, 2006, 2013; Рашидов, Бондаренко,

2003, 2004; Рашидов 2009а, 2009б; Блох и др., 2012а, 2012б, 2013, 2014, 2015; и др.). Определен возраст формирования подводных вулканов. Изучены образцы оксидных железомарганцевых корок, драгированные со склонов и вершин подводных вулканов (Гавриленко, 1997; Аникеева и др., 2008; Glasby et al., 2006; Батурин и др., 2012, 2014; и др.).

При современном уровне изученности в пределах КОД в настоящее время выделено 125 подводных вулканов, составляющих 8 вулканических зон. Охарактеризован вещественный состав 80-ти подводных вулканов.

Относительные высоты подводных вулканов КОД иногда превышают 3 км, а крутизна склонов изменяется от 1–15º у подножий до 30º и более – в привершинных частях. Размеры основания подводных вулканов изменяются в диапазоне 3–25 км, а объемы вулканических построек – в диапазоне от 1–3 до 400–450 км$^3$. В пределах КОД выявлены как островершинные, так и плосковершинные подводные вулканы, причем островершинные вулканы составляют 56 % от общего количества, а плосковершинные – 44 %. Суммарный объем исследованных подводных вулканов КОД по минимальным оценкам составляет 9151 км$^3$.

Подводные вулканы КОД образуют цепочки, причленяющиеся, как правило, косо к Большой Курильской гряде. Часто подводные вулканы объединены в массивы. На некоторых из них отмечены признаки недавних извержений. Подводные вулканы сложены породами андезибазальтового, реже андезитового и базальтового составов, а в привершинных частях островершинных вулканов часто наблюдаются экструзии дацитов и риодацитов (Подводный …, 1992).

Вкрест КОД прослеживается поперечная зональность с бимодальным изменением плотности подводных вулканов (Подводный …, 1992). Большинство подводных вулканов расположено в тыловой и промежуточной зонах, а во фронтальной зоне преобладают субаэральные вулканы. Вулканы тыловой и фронтальной зон различаются по петрогеохимическим, изотопным и минералогическим характеристикам. Отмечена четкая поперечная и менее характерная продольная зональность четвертичных продуктов КОД.

В пределах КОД получили значительное распространение гидротермальная деятельность, эрозионные и оползневые процессы (Бондаренко, Рашидов, 2003а, 2003б; 2006, 2013; Рашидов, Бондаренко, 2004).

Образцы горных пород, драгированные на клонах и вершинах подводных вулканов, сильно дифференцированы по своим магнитным характеристикам (Подводный…, 1992; Рашидов и др., 2016), причем наиболее интенсивно намагничены свежие неизмененные разности.

Большинство подводных вулканов КОД четко отражается в магнитном поле, и к ним приурочены локальные аномалии, не нарушающие общий характер поля. Преобладают изометричные аномалии, хотя в ряде случаев отмечены и вытянутые формы. Интенсивность аномалий, наблюдаемых над подводными вулканами КОД, изменяется от 70 до 1000 нТл. Выявлено большое количество высокоградиентных зон, а горизонтальный градиент магнитного поля нередко превышает 100 нТл/км.

Материалы, полученные при проведении комплексных исследований подводных вулканов КОД, выполненных с борта НИС «Вулканолог», представлены в монографиях (Подводный …, 1992; Гавриленко, 1997; Новейший …, 2005; Родников и др., 2014; и др.), вошли составными частями в Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана (2003) и Тектоническую карту Охотского моря (2000), использованы при составлении комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:200000 Курильской серии. Они составили основу целого ряда успешно защищенных докторских и кандидатских диссертаций и представлены в многочисленных публикациях отечественных и зарубежных ученых (Бондаренко, 1990; Бондаренко и др., 1994; Бондаренко, Рашидов, 2003а, 2003б, 2006, 2013; Рашидов, Бондаренко, 2003, 2004; Glasby et al., 2006; Аникеева и др., 2008; Рашидов 2009а, 2009б; Батурин и др., 2012, 2014;. Блох и др., 2012а, 2012б, 2013, 2014, 2015; Рашидов и др., 2016; и др.).

Результаты проведенных исследований отражены в специализированных сайтах «Подводный вулканизм Курильской островной дуги: геодинамические условия и формирование геохимической специфики» (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_06/06-3-A-08-326/index.html) и «Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги» (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_05/kurily/index.html), и доступны для широкого круга исследователей.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1, Вып. 11. С. 10–31.
2. Атлас Курильских островов / гл. ред. Н.Н. Комедчиков. М.- Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. 516 с.
3. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Железомарганцевые корки Охотского моря // Океанология. 2012. Т. 52, № 1. С. 95–108.
4. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Пузыристая лава со дна Охотского моря // ДАН. 2014. Т. 456, № 2. С. 207-212.
5. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. лаб. вулк. 1958. Вып. 13: Молодой вулканизм. С. 71–88.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2, Вып. 24. С. 27–40.
7. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинфоматика. 2012а. № 4. С. 8–17.
8. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012б. № 2. С. 58–66.
9. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1, Вып. 21. С. 7—85.
10. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2, Вып. № 26. С. 5–10.
11. Бондаренко В.И. Новая подводная кальдера у о-ва Онекотан (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 92–95.
12. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003а. № 3. С. 35–51.
13. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003б. № 2. С. 80–88.
14. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2, Вып. 8. С. 69–85.
15. Бондаренко В.И. Рашидов В.А. Геоморфология подводного хребта Шокальского (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2, Вып. № 22. С. 44–54.
16. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 13–18.
17. Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 164 с.
18. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / под. ред. К.Ф. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.

19. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 147 с.
20. Козлов Д.Н. Кратерные озера Курильских островов. Южно-Сахалинск: ГБУК «Сахалинский областной краеведческий музей», ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 112 с.
21. Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Щелочные базальты подводного вулкана Белянкина (Охотское море) // ДАН. 1977. Т. 232. № 1. С. 205–208.
22. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / ред. Г.Б. Удинцев; МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО. М.-СПб., 2003. 192 с.
23. Новейший и современный вулканизм на территории России / отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
24. Остапенко В.Ф. Подводные вулканы прикурильской части Охотского моря и их значение для понимания новейшей истории этого региона // ДАН. 1978. Т. 242, № 1. С. 168–171.
25. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / отв. ред. Ю.М. Пущаровский М.: Наука, 1992. 528 с.
26. Рашидов В.А. История изучения подводных вулканов Курильской островной дуги // Материалы Всероссийской научной конференции «100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908-1910 гг.». Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2009а. С. 199–210.
27. Рашидов В.А. Изучение подводных вулканов Курильской островной дуги // История наук о Земле: сб. ст. Вып. 3. М: ИИЕТ РАН, 2009б. С. 33–42.
28. Рашидов В.А. Уникальный побочный вулкан Такетоми. Россия, Курильская островная дуга, о. Атласова: сб. науч.-попул. ст. – победителей конкурса РФФИ 2012 года. Вып. 16 / под ред. чл.-корр. РАН В.А. Шахнова. М.: Молнет, 2013. С. 264–273.
29. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3–13.
30. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 65–76.
31. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.
32. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
33. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000 / отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
34. Gaedicke C., Baranov B.V., Obzhirov A.I. et al. Seismic stratigraphy, BSR distribution and venting of metan - rich fluids west off Paramushir and Onekotan Islands, northern Kurils // Marine Geology. 1997. Vol. 136. P. 259–276.
35. Glasby G.P., Chercashov G.A., Gavrilenko G.M. et al. Submarine hydrothermal activity and mineralization on the Kurile and western Aleutian island arcs, N.W. Pacific // Marine Geology. 2006. Vol. 231. P. 163–180.
36. Tanakadate H. Morphological Development of the Volcanic Islet Taketomi in the Kuriles // Proceedings of the Imperial Academy 1934. Vol. 10, № 8. P. 494–497.
37. Yasui M., Hashimoto Y., Ueda S. Geomagnetic and Bathymetric Study of the Okhotsk Sea – (1) // Oceanographical Magazine. 1967. Vol. 19, № 1. P. 75–85.

УДК 550.343.6

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О РЕЖИМЕ СЕЙСМИЧНОСТИ В ОКРЕСТНОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*М.В. Родкин*[1,2]

[1] Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва
[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
rodkin@mitpan.ru

Построена обобщенная окрестность сильного землетрясения как совокупность данных о сейсмическом режиме в окрестности большого числа (здесь 1000) сильнейших землетрясений. Метод позволяет наиболее полно выявить типичные особенности фор- и афтершокового режима. Выявлены ряд новых эффектов, предложена их интерретация, обсуждается применение полученных результатов для прогноза землетрясений.

**Ключевые слова:** *комплекс предвестников, обобщенная окрестность сильного землетрясения, физика сейсмического процесса.*

## ВВЕДЕНИЕ

Режим сейсмичности, в частности, режим предвестниковой активизации и афтершоковых последовательностей крайне изменчив, высказывались даже мнения о невыполнимости закона Омори и существования различных сценариев предвестниковой и форшоковой активизации (Ромашкова, Кособоков, 2001). Следствием такой вариабельности является и высокая неустойчивость проявления различных предвестников, и неясность представлений о типовом сценарии развития фор- и афтершокового поведения, а, соответственно, и о механизме реализации сильных землетрясений. Ранее автором была сделана попытка решения этого вопроса путем построения обобщенной окрестности сильного землетрясения как обобщения данных о сейсмичности в окрестности большого числа (сотни, до тысячи) сильнейших землетрясений (Родкин, 2008; Rodkin, 2012; Rodkin, Tikhonov, 2016). Такой подход позволяет резко уменьшить роль случайной компоненты и точнее выявлять скрытые систематические особенности развития сейсмического процесса. Наиболее удобен для такого рода построений Гарвардский каталог сейсмических моментов (теперь GCMT каталог). Удобство этого каталога обусловлено дополнительной возможностью сравнения данных по первым вступлениям и по положению «центра масс» процесса излучения сейсмических волн. В GCMT без пропусков фиксируются землетрясения с магнитудой Mw более 5,4, но такие события составляют менее половины всех представленных в каталоге землетрясений. Большинство – более слабые и незакономерно фиксируемые события. При анализе сейсмичности можно использовать либо все имеющиеся определения, либо только данные о надежно (без пропусков) фиксируемых землетрясениях. В более ранних работах (Родкин, 2008; Rodkin, 2010) были использованы все имеющиеся землетрясения. Такой подход встречает, однако, то возражение, что результаты могут оказаться неточными ввиду большой доли слабых, хуже регистрируемых событий. В данной работе, во многом следующей результатам (Rodkin, Tikhonov, 2016), выполненной по более полной поздней версии каталога, рассматриваются только землетрясения магнитудой Mw≥5,4. Результаты полностью подтверждают выводы (Родкин, 2008; Rodkin, 2010), но также и позволяют выявить ряд ранее неизвестных закономерностей. Результатом анализа является построение комплекса систематически проявляющихся предвестников, который позволяет лучше понять физику сейсмического процесса и может быть использован далее при построении алгоритмов прогноза землетрясений.

## ДАННЫЕ И МЕТОД

Как указывалось выше, в работе использованы данные мирового каталога сейсмических моментов (GCMT, 1977–2015 гг.). Использование именно этого источника данных обусловлено тем, что определения параметров сейсмического момента землетрясений, совместно с данными, получаемыми по первым вступлениям, позволяет охарактеризовать очаг землетрясения более полно. При этом параметры сейсмического момента характеризуют «центр масс» сейсмического излучения и величину события в низкочастотном пределе, а данные по первым вступлениям и магнитуда Mb характеризуют точку начала вспарывания и величину события в высокочастотной области. Разница пространственного положения и момента времени этих двух решений характеризуют полупродолжительность сейсмического процесса и полуразмер очаговой области.

Формирование обобщенной окрестности предусматривает объединение событий, произошедших в окрестности большого числа разных сильных землетрясений в одну обобщенную окрестность, где каждое событие характеризуется своей магнитудой и пространственным и временным растоянием от обобщенного сильного землетрясения. Это расстояние можно измерять или в обычных единицах измерения времени и расстояния, или в нормированных, зависящих от магнитуды данного конкретного сильного главного события. Как показано в (Смирнов, 2003), время созревания очага слабо зависит от магнитуды события. Поэтому для временной области используется обычный метод наложения эпох. Для оценки пространственного расстояния до главного события использовались как обычная шкала в км, так и нормированные расстояния. В этом случае расстояние L от слабого землетрясения до соответствующего главного события задавалось в единицах размера очага данного сильного землетрясения, например, в соответствии с регрессионными формулами из (Соболев, 1993) как

$$L, km = 10^{0.5M - 1.9}, \quad (1)$$

где M – магнитуда. В качестве других вариантов использовались регрессионные соотношения, приводимые в работе (Wells, Coppersmith, 1994). Как показал опыт, вариант измерения расстояния в километрах дает более размазанную картину, а использование разных соотношений связи магнитуды и размера очага меняет картину получаемой обобщенной окрестности не принципиально. Ниже рассматривается вариант представления, когда время измеряется в долях суток, а расстояние нормировано на размер очага соответствующего сильного землетрясения.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Метод построения обобщенной окрестности сильного землетрясения позволил сформировать базу данных с очень большим числом фор- и афтершоков. В рамках анализа сейсмического режима в обобщенной окрестности сильного землетрясения рассматриваются последовательные по времени (относительно момента обобщенного сильного землетрясения) группы событий. Для получения приемлемой точности рассчитываемых параметров обычно достаточно рассматривать группы по 50 землетрясений (с шагом по времени 25 событий). Для некоторых характеристик, в частности, при анализе поведения графика повторяемости Гутенберга-Рихтера, использовались группы по 100 событий с шагом 50 событий.

Сначала рассмотрим изменения в интенсивности потока событий. Результаты анализа потока событий выявили два режима активизации, качественно схожие в пред- и в постшоковой области. Первая мода активизации соответствует слабому росту фоновой интенсивности числа землетрясений. Этот рост выявляется за несколько лет до сильного события и продолжается некоторое время после него.

Вторая мода роста активности более тесно связана с моментом сильного землетрясения и представлена фор- и афтершоковым каскадами. В обобщенной окрестности эта мода описывается хорошо известным обобщенным законом Омори

$$n \sim (c + t) - p, \quad (2)$$

где n – поток событий, c, p – параметры, различающиеся для фор- и афтершоковой последовательности. Для форшоковой последовательности $c = 0$, и параметр $p \approx 0{,}8$, что значимо меньше значения $p \approx 1{,}0$, типичного для афтершоковой последовательности. Важным результатом является подтверждение дефицита числа ранних афтершоков, которое в данном случае – только

достаточно сильных событий с Mw≥5,4 и при продолжительности дефицита около суток – не может объясняться неполной регистрацией слабых землетрясений. Начало форшокового каскада прослеживается примерно за 100 дней до обобщенного сильного землетрясения.

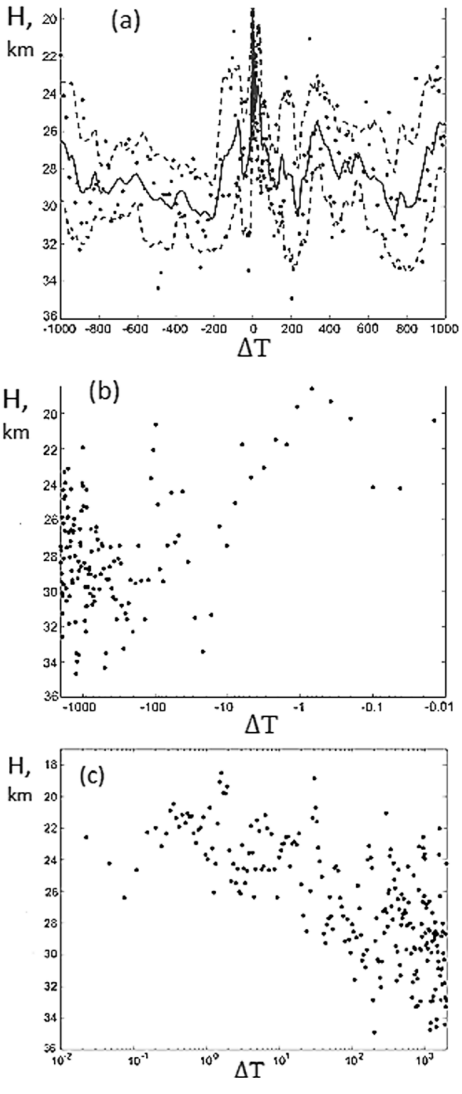
Аналогично, примерно за 100 дней до обобщенного сильного землетрясения – начинает прослеживаться и аномальное изменение наклона графика повторяемости. Формула расчета b-value методом максимального правдоподобия (Utsu, 1965) имеет вид:

$$b = \log e / (Mav - Mc), \quad (3)$$

где Mav – среднее значение магнитуды в выборке, Mc - пороговое значение надежной регистрации (Mc=5.4). Из (3) видно, что эквивалентным образом можно анализировать среднее значение магнитуды Mav или величину наклона графика повторяемости b.

Использование метода построения обобщенной окрестности сильного землетрясения позволило уточнить режим изменения наклона графика повторяемости; уменьшение b-value оказывается пропорциональным логарифму времени, остающегося до момента сильного события. Отметим, что такой же режим изменения b-value наблюдался в экспериментах по акустической эмиссии (Lei Xinglin, Ma Shegli, 2014), где большое число регистрируемых микрособытий позволяет получать хорошую статистику.

Восстановление фоновых значений средней магнитуды и b-value после сильного землетрясения протекает примерно за те же первые сутки, когда наблюдается и дефицит числа (в нашем случае сильных) афтершоков. Параллельно с изменением величин b-value и средней магнитуды аномально изменяется и целый ряд других параметров (см. подробности в (Родкин, 2008; Rodkin, 2012; Rodkin, Tikhonov, 2016)). Часть из этих аномалий хорошо вписываются в теоретически ожидаемый сценарий развития критической неустойчивости, а именно, отвечают развитию эффекта критического замедления (Rodkin, 2012); такое согласие могло бы служить теоретическим объяснением наблюдаемых аномалий. Однако эти изменения могут иметь также и вторичный характер, а именно, порождаться изменениями средней магнитуды землетрясений; данный вопрос требует дальнейших исследований.




К интересным новым результатам относится также выявление типичности эффекта всплывания фор- и афтершоков в окрестности обобщенного главного события и сильное нарушение закона Гутенберга-Рихтера в узкой пред- и постшоковой окрестности сильного землетрясения.

Предположения о всплывании слабых землетрясений в окрестности сильного события уже высказывались ранее, но эти замечания касались отдельных очагов. Типичность такого поведения, явственно видная на рис. 1, была показана впервые. Эффект начинает проявляться примерно за 10 дней до сильного землетрясения, и фоновое значение глубины восстанавливается, в среднем, в течение месяца после главного события. Отметим, что иногда процесс изменения средней глубины афтершоков может затягиваться на несколько лет (Rodkin, Mandal, 2012).

**Рис. 1**. Значения средней глубины землетрясений (H, км) в последовательных группах по 50 событий (точки) в окрестности обобщенного сильного землетрясения в линейном масштабе времени (a) и в логарифмическом масштабе по оси времени для форшоков (b) и афтершоков (c). На рис (a) дана тенденция изменения средней глубины и разброс, полученные бутстреп-методом. По оси x – время от обобщенного главного события, дни.

Интересным новым результатом является также то, что для нескольких сот событий, ближайших к моменту обобщенного землетрясения, наблюдается аномально большая доля событий большей магнитуды (сильный рост средней магнитуды) и резко скривленный характер графика повторяемости. Резонно предположить, что искривление графика порождается сильным ростом средней магнитуды при условии ограниченности величины максимально возможного события.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Трудно, видимо, предположить иное объяснение эффекту всплывания очагов слабых землетрясений в окрестности очагов сильных событий (рис. 1), чем прорыв вверх, по аномально трещиноватой очаговой зоне, масс флюида низкой плотности. Таким орбразом, полученные данные дают новые свидетельства вовлеченности флюида в процесс сейсмогенеза. При этом длительность проявления этого эффекта характеризует как процесс подготовки разрушения, так и эффективную скорость залечивания образующихся при землетрясении нарушений.

Эффект роста средней магнитуды землетрясений и сильная изогнутость графика повторяемости землетрясений связана, видимо, как с развитием неустойчивости и способностью системы генерировать все более сильные землетрясения, так и с ограниченностью возможной максимальной магнитуды землетрясения.

В заключении отметим, что метод построения обобщенной окрестности сильного землетрясения позволяет получить совокупность прогнозных аномалий, которая может быть использована при разработке алгоритмов прогноза землетрясений. Естественным подходом при этом является мониторинг величины условного расстояния между текущей реализацией сейсмического процесса и идеализированным осредненныи сценарием развития очага обобщенного сильного землетрясения.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 14-05-00866.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ромашкова Л.Л., Кособоков В.Г. Динамика сейсмической активности до и после сильнейших землетрясений мира, 1985-2000 // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 162–189.
2. Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66-77.
3. Смирнов В.Б. Оценка длительности цикла разрушения литосферы Земли по данным каталогов землетрясений // Физика Земли. 2003. № 10. С. 13-32.
4. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.
5. Lei Xinglin, Ma Shegli. Laboratory acoustic emission study for earthquake generation process // Earth. Sci. 2014. Vol. 27 (6). P. 627–646.
6. Rodkin, M.V. Patterns of seismicity found in the generalized vicinity of a strong earthquake: Agreement with common scenarios of instability development // Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective: Geophys. Monogr. Ser. 2012. Vol. 196. P. 27–39.
7. Rodkin M.V., P. Mandal. A possible physical mechanism for the unusually long sequence of seismic activity following the 2001 Bhuj Mw7.7 earthquake, Gujarat, India // Tectonophysics. 2012. Vol. 536–537. P. 101–109.
8. Rodkin, M.V., Tikhonov, I.N. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake, Physics and Chemistry of the Earth (2016). http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2016.04.001
9. Utsu, T. A method for determining the value of b in a formula log n j a – bM showing the magnitude-frequency relation for earthquakes // Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 1965. № 13. P. 99–103. (In Japanese).
10. Wells, D.L., Coppersmith, K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // BSSA. 1994. Vol. 84 (4). P. 974–1002.

УДК 530.343, 534.11

# ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

*А.Л. Собисевич*

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва
alex@ifz.ru

Рассмотрено современное состояние проблемы изучения глубинного строения, механизмов деятельности и мониторинга активных вулканических центров геофизическими методами, включая и технологии дистанционного зондирования.

**Ключевые слова:** *вулканический центр, глубинное строение, магматические структуры, геофизические методы.*

Вулканизм – природное явление планетарного масштаба, неразрывно связанное с магматизмом и со всей геологической историей Земли. Вулканическая деятельность на территории России проявлена с переменной интенсивностью прежде всего на Камчатке и Курильских островах. Однако, существуют и другие регионы (например, Северный Кавказ), где вулканическая деятельность ещё, по-видимому, не завершена (рис. 1).

Обобщённые представления о строении магматических питающих систем вулканов схематически показаны на рис. 2. Подъём первичного расплава в виде диапиров в астеносфере и верхней мантии продолжается в литосфере в виде даек и магматических колонн, далее следует накопление магмы в очагах в нижней коре и постепенное продвижение к поверхности посредством образования периферических магматических камер и различных интрузий. После этого возможно извержение.

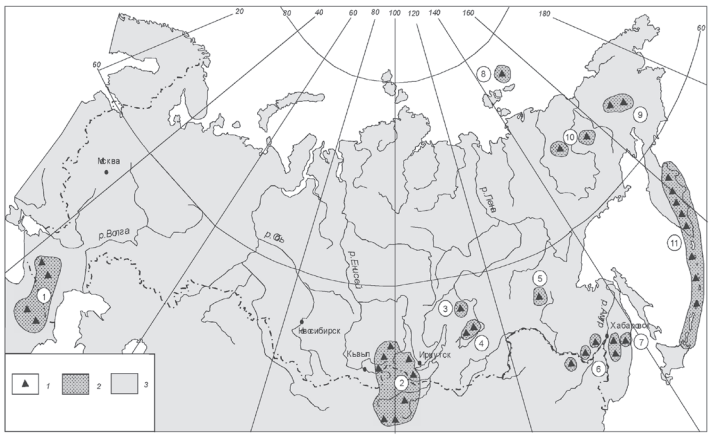



**Рис. 1.** Вулканические области и районы новейшего (менее 1 млн. лет) вулканизма на территории России: 1 – Кавказская; 2 – Южно-Байкальская; 3 – Удоканский; 4 – Витимский; 5 – Токинский; 6 – Амуро-Уссурийская; 7 – Совгаваньский; 8 – островов Де Лонга; 9 – Анюйско-Алугинский; 10 – Среднеколымский; 11 – Курило-Камчатская (Лаверов и др.; 2005).

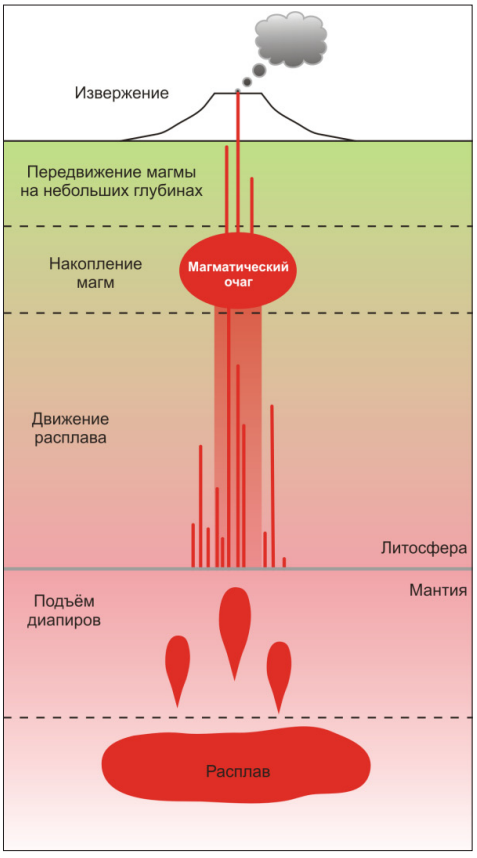



**Рис. 2.** Схематическое представление процесса формирования вулканической системы.

По мере продвижения магмы в литосфере происходит растрескивание вмещающих пород. На микроскопическом уровне это хрупкое разрушение, которое носит случайный характер и сопровождается акустической эмиссией и слабыми землетрясениями.

Вулканическая сейсмология – это изучение сейсмических колебаний, возникающих в результате развития вулканических процессов, таких как перемещения магмы в магматической питающей системе, газовой или флюидной компонент в гидротермальной системе. Изучение различных типов вулканических землетрясений позволяет объяснить физику процессов, происходящих в магматической питающей системе, однозначно связать их с определенным механизмом в источнике и таким образом получить информацию о состоянии вулкана.

Данный подход к решению проблемы локализации магматических структур реализован на примере Ключевской группы вулканов (рис. 3). Слабые вулканотектонические землетрясения, происходящие в окрестности магматических структур, оконтуривают глубинный магматический очаг и близповерхностные магматические камеры вулканов Ключевской и Безымянный (Собисевич, 2010).

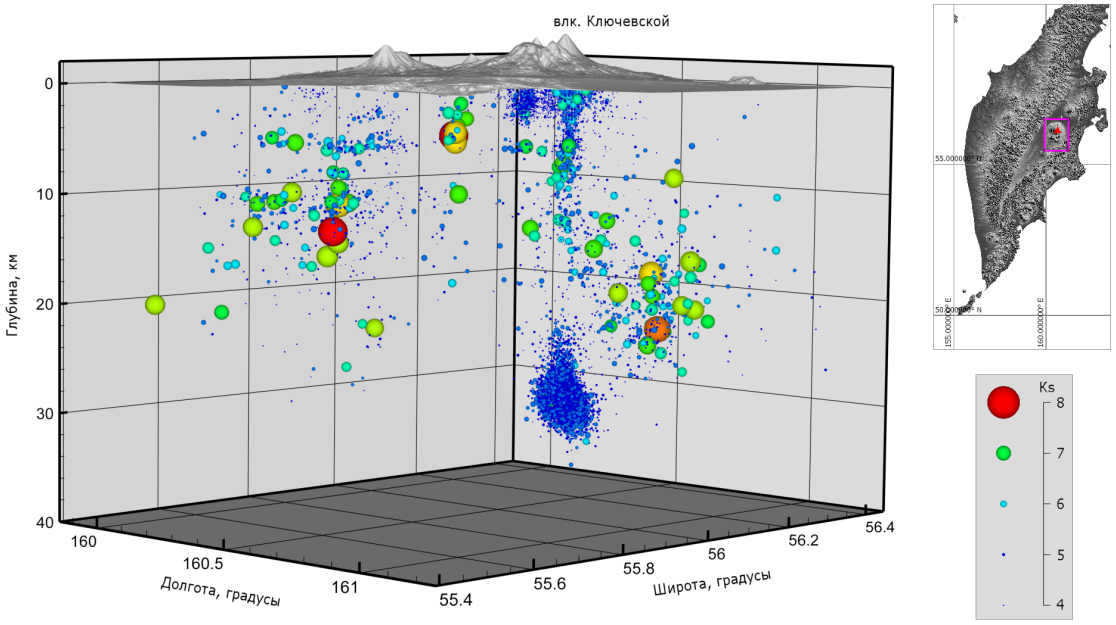



**Рис. 3.** Пространственное распределение гипоцентров местных землетрясений в районе Ключевской группы вулканов в 2001–2007 гг. по данным регионального каталога Камчатского филиала ГС РАН. Слабые вулканотектонические землетрясения (энергетический класс менее 5), происходящие в окрестности магматических структур фактически оконтуривают глубинный магматический очаг Ключевского вулкана и близповерхностные магматические камеры вулканов Ключевской и Безымянный. Использована цифровая модель рельефа SRTM-3 (Jarvis, Reuter et al., 2006).

Движение магмы в магматическом канале, как правило, неравномерное. Вибрации стенок питающего канала приводят к появлению другого класса вулканических землетрясений, называемых гармоническим вулканическим дрожанием. К этому классу относят также низкочастотные квазигармонические сейсмические события «второго типа» – длиннопериодные (LP) и сверхдлиннопериодные события (VLP). Квазигармонический характер этих сейсмических событий обусловлен резонансными явлениями в магматических и гидротермальных системах (Chouet, 1986; Собисевич, Собисевич, 2001; Собисевич, Руденко, 2005). На широкополочных сейсмометрах резонансные колебания в основном наблюдаются в виде сигналов LP (0,5–5 Гц) и VLP (0,01 – 0,5 Гц).

Существует целый ряд моделей процессов, порождающих сейсмические сигналы LP и/или VLP. Генерация сигналов LP хорошо объясняется с позиций акустических колебаний трещин, заполненных флюидом (модель для трещины, заполненной флюидом или fluid-filled crack model, рис. 4) (Modeling…, 2012). Однако для лучшего понимания поведения флюидов ответствен-

ных за появление этих сигналов необходимо проводить дополнительные лабораторные эксперименты. Следует отметить, что длиннопериодные землетрясения исключительно полезны в краткосрочном прогнозе вулканической деятельности, поскольку частота их появлений и амплитуда гармонических колебаний свидетельствуют о нарастании давления в магматической питающей системе непосредственно перед извержением. Собственно нарастание сейсмической активности в районе вулканической постройки и является одним из самых ранних предвестников возможного извержения.

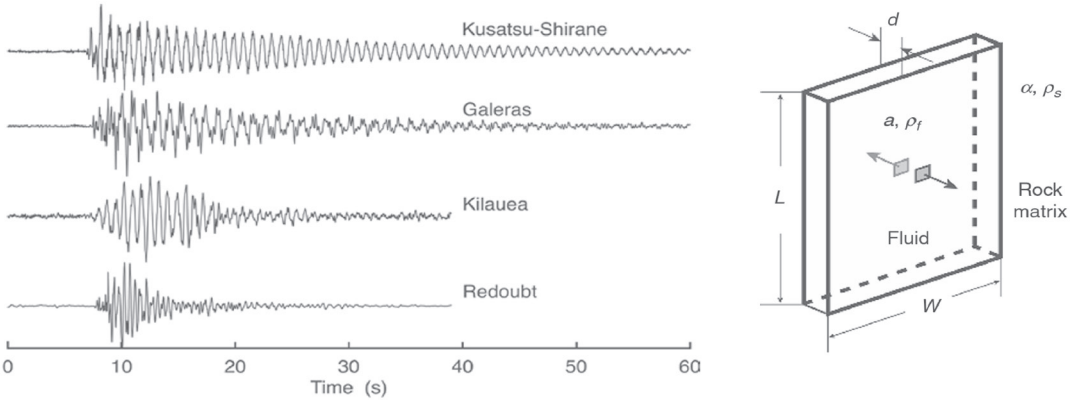



**Рис. 4.** Длиннопериодные события на разных вулканах объединяют характерные особенности: гармонические колебания в коде и обогащённое высокими частотами вступление. Постановка задачи для модели трещины, заполненной флюидом (fluid-filled crack model). Трещина длиной L, шириной W и толщиной d заполнена флюидом. Скорость звука во флюиде a и плотность $\rho_f$. Трещина расположена в упругой среде, где скорость продольных волн $\alpha$ и плотность $\rho_s$. Возбуждение колебаний происходит в результате изменения давления, приложенного в ограниченных областях симметрично на бортах трещины (Chouet, 1986).

Одна из основных задача сейсмического мониторинга активных вулканов состоит в выявлении характерных сценариев (рис. 5) поведения для каждого конкретного вулкана, в основном на основе пополняемого архива экспериментальных данных. Следует признать, что для подавляющего большинства активных вулканов Земли данных таких накоплено ещё недостаточно. Прежде всего, это связано с тем, что лишь ограниченное число активных вулканов оборудовано стационарными системами сейсмологических наблюдений. Даже «сейсмическая сеть» состоящая из одного вертикального сейсмометра способна работать как счётчик вулканических землетрясений. На основании данных сети из 4–6 приёмников можно с высокой точностью определять гипоцентры вулканических землетрясений, получать решения для механизмов очагов этих событий и даже частично решать задачи сейсмической томографии. Более плотные сети широкополосных трёхкомпонентных приёмников позволяют успешно применять для изучения особенностей глубинного строения вулканических систем сейсмические томографические методы (Tikhotsky, Achauer, 2008, 2009; Тихоцкий, Ахауер, 2011; Koulakov, 2009; Koulakov et al., 2011, 2012).

Мониторинг активных вулканов с применением комплекса геолого-геофизических методов и данных дистанционного зондирования преследует как минимум две цели: расширить наши представления о глубинном строении магматической питающей системы и следить за признаками вулканической активизации. Эти два процесса тесно взаимосвязаны, чем больше мы знаем о конкретном вулкане, тем большим смыслом наполняются наблюдаемые индикаторы его активизации и возможного приближающегося извержения. Сейсмические методы изучения глубинного строения вулканов являются одним из основных источников первичных данных о состоянии магматических структур и опасных изменениях этого состояния. В тоже время вулканическая сейсмология практически ничего не может сказать о том, каковы будут объёмы, продолжительность и характер возможного извержения. Подъём магматических расплавов может в ряде случаев происходить практически незаметно, не сопровождаться нарастанием сейсмичности. Причиной такого явления может быть наличие открытого канала или очень

малые скорости протекания деформационных процессов в среде. Кроме того возможны и «ложные срабатывания», то есть возникновение множественных вулканических землетрясений, за которыми не следуют извержения. Не заканчивающиеся извержением эпизоды возникновения роев вулканотектонических землетрясений в сочетании с увеличением выхода углекислого и сернистого газов могут быть связаны с внедрением интрузий (даек и силлов) на небольших глубинах, а также процессами в гидротермальной системе вулкана.

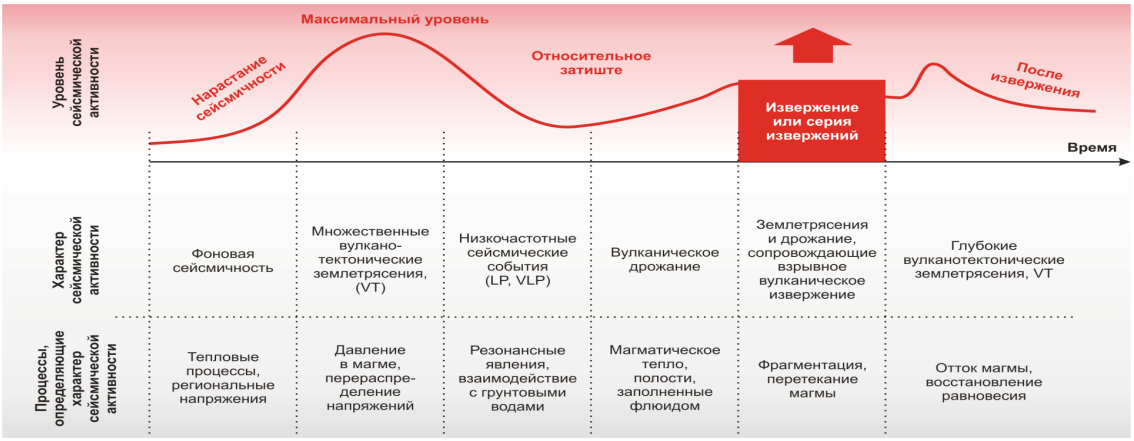



**Рис. 5.** Характерные особенности проявления вулканической сейсмичности, которые могут возникать на интервалах времени от месяцев до часов перед извержением (по материалам работы (McNutt, Benoit, 1995)).

Запуски искусственных спутников Земли сделали возможным развитие целого ряда новых методов дистанционного зондирования (ДЗЗ), в частности – мониторинга вулканов. Современные инструментальные платформы орбитального базирования могут следить за состоянием поверхности Земли, изменениями цвета, текстуры и отражающей способности. Мониторинг концентрации двуокиси серы в атмосфере позволяет судить о масштабе вулканической деятельности и оценить её возможное влияние на изменения климата нашей планеты (Лаверов и др., 2005).

Хорошо зарекомендовали себя в деле изучения глубинного строения вулканических районов данные, получаемые электромагнитными геологоразведочными методами. Результаты работ по Приэльбрусскому профилю (Арбузкин и др., 2002) методом магнитотеллурического зондирования позволили выявить области пониженных значений сопротивлений (до 40 Ом·м и ниже) на глубинах 5–10 и 30–60 км, пространственно совпадающие с низкоскоростными структурами по данным МОВЗ (Арбузкин и др., 2002), а также с результатами линеаментного анализа (Богатиков и др., 2002) и интерпретируемые как магматические структуры (Собисевич, 2010, 2012).

Современные геолого-геофизические методы и технологии позволяют с различной степенью детализации получать информацию о глубинном строении вулканических областей и следить за процессами изменения состояния магматических питающих систем активных вулканов. Дальнейшее развитие исследований в области теоретической и экспериментальной вулканологии связано, в первую очередь, с доступностью качественных (в идеале – непрерывных) данных инструментальных наблюдений, миниатюризацией и мобильностью технических средств мониторинга, разработкой новых методов и алгоритмов для более точного детектирования слабых вулканических землетрясений в присутствии помех, созданием глобальной сети вулканологических обсерваторий.

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований № 15 Президиума РАН, грантов РФФИ 16-29-02046 и 14-05-00762.*

## *ЛИТЕРАТУРА*

1. Арбузкин В.Н., Компаниец М.А., Швец А.И., Греков И.И., Литовко Г.В. и др. Отчёт о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю / ФГУП «Кавказгеолсъемка». Ессентуки, 2002. С. 120.

2. Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // ДАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 1–6.
3. Большое трещинное Толбачинское извержение, 1975-1976 гг., Камчатка / отв. ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 638 с.
4. Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. , Бондур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарёва В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолюк В.В. Новейший и современный вулканизм на территории России / отв ред. Н.П. Лаверов; Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: Наука, 2005. 450 с.
5. Лебедев Т.С. и др. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. Киев, 1986. 184 с.
6. Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды // Третий Международный аэрокосмический Конгресс IAC 2000: сб. тез., Москва, 23–27 августа 2000 г. М., 2000. С. 293–294.
7. Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. М.: ИФЗ РАН, 2012. 510 с.
8. Собисевич А.Л., Гриднев Д.Г., Собисевич Л.Е., Канониди К.Х. Аппаратурный комплекс Северокавказской геофизической обсерватории // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44. С. 12–25.
9. Собисевич А.Л., Руденко О.В. О резонансных свойствах магматических структур // Акустический журнал. 2005. Т. 51. Приложение. С. 169–176.
10. Тихоцкий С.А., Ахауер У. Строение вулкана Везувий по данным активной сейсмической томографии – новые результаты интерпретации данных, полученных в ходе проекта TOMOVES // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17, № 1. С. 34–44.
11. Benoit J.P., McNutt S.R. New Constraints on Source Processes of Volcanic Tremor at Arenal Volcano, Costa Rica, Using Broadband Seismic Data // GRL. 1997. Vol. 24, № 4. P. 449 – 452.
12. Chouet, B. Resonance of a fluid driven crack: Radiation properties and implications for the source of long period events and harmonic tremor // Journal of Geophysical Research. 1986. Vol. 93. P. 4375–4400.
13. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. Vol. 99, № 1. P. 194–214.
14. Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A., Senyukov S., Jakovlev A. Feeding paths of the Kluchevskoy volcano group (Kamchatka) from the results of local earthquake tomography // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. Article Number L09305.
15. Koulakov, I., Gordeev, E.I., Dobretsov, N.L., Vernikovsky, V.A., Senyukov, S., Jakovlev, A., Jaxybulatov, K. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2012. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.10.014.
16. Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism / eds.: Sarah A. Fagents, Tracy K. P. Gregg, and Rosaly M. C. Lopes. Cambridge University Press, 2012.
17. Tikhotsky S., Achauer U. Inversion of controlled-source seismic tomography and gravity data with the self-adaptive wavelet parameterization of velocities and interfaces // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 172. P. 619–630.
18. Tikhotsky S., Achauer U., Fokin I. Controlled-Source Seismic Tomography with Wavelets: Inversion Algorithm and its Application to Vesuvius Volcano // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. 2009. Vol. 11. EGU2009-8626.

УДК 551.89

# ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР – ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ ОБ ЭВОЛЮЦИОННЫХ И КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

*Д.А. Субетто*

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
subetto@mail.ru

Донные отложения озёр являются уникальными природными архивами, в которых записана информация обо всех физических, химических, геологических и биологических процессах происходивших в прошлом и протекающих в настоящее время как в самом озере, так и вне его с момента его образования. В докладе представлены последние данные исследований донных отложений озер Севера Евразии, результаты реконструкций эволюционных и катастрофических изменений природной среды в плейстоцене и голоцене. Показано, что трансформация природно-климатических обстановок на рубеже позднего плейстоцена и голоцена могла, когда произошел переход от холодных ледниковый условия к теплым межледниковым, сопровождаться катастрофическими явлениями, такими, как падение крупного метеорита, существенными колебаниями морских бассейнов и изменениями условий озерного осадконакопления.

**Ключевые слова:** *озёра, донные отложения, палеолимнология, плейстоцен, голоцен, природно-климатические обстановки, катастрофы.*

Озёра являются уникальными природными объектами, донные отложения которых являются геологическими летописями о прошлых природно-климатических обстановках регионального и планетарного уровня с разрешением от тысячелетий и столетий до года.

Север России богат озёрами, которые являются источниками ценнейшего природного ресурса – пресной воды. Донные отложения озёр – это природный архив, в котором изо дня в день в течение тысячелетий консервируется «информация» в виде минеральных и органических частиц обо всех изменениях, протекавших как в самом водоеме, так и на территориях, окружающих его.

**Палеолимнология** – это отрасль палеогеографии, предметом которой является реконструкция физических, гидрологических, химических и биологических процессов в самом водоеме и природно-климатических изменений на его водосборе на основе послойного изучения строения и состава донных отложений озер.

К настоящему времени достаточно детально реконструирована история развития климата и природной среды в позднем плейстоцене и голоцене для территорий, прилегающих к Северной Атлантике. Собран большой эмпирический материал и выполнены климатические и палеогеографические реконструкции для территорий севера и северо-запада России.

В последние годы все большее внимание уделяется проблеме климатической изменчивости, а также изучению факторов, приводящих к сменам ледниковых и межледниковых эпох. Установлено, что переход от холодного и сухого климата позднего плейстоцена к тёплым и влажным условиями голоцена привел к изменению природной обстановки как на водосборах озер, так и в водной экосистеме. Следствием этого стала трансформация процессов озерного седиментогенеза. Специалисты палеогеографы ведут работы, направленные на построение высокоразрешающих летописей природно-климатических изменений, основанных на детальном, послойном изучении разрезов озерных отложений с использованием современных методов исследований. Активно ведутся также научные исследования по выявлению корреляции природно-климатических событий в Атлантическом регионе, по созданию стратотипа для позднего плейстоцена и голоцена на основе ледового керна из Гренландии. Изучение процессов

озерного осадкообразования необходимо для решения вопросов эволюции озер и детализации природно-климатических изменений в прошлом. Важным результатом палеолимнологических исследований является возможность сопоставления современных условий природы и климата с прошлыми, и на основании этих сопоставлений выявление трендов и динамики природно-климатических изменений в будущем. Данные изучения донных отложений озёр могут быть использованы для стратиграфических целей в четвертичной геологии и палеогеографии, а также служить основой геоэкологического мониторинга озер и природоохранных мероприятий.

В последние годы значительно вырос интерес к палеолимнологическим исследованиям Северного полушария, что вызвано, в первую очередь, проблемой глобального потепления климата, особенно в высоких широтах. В приполярных областях Северного полушария располагается огромное количество озер различного генезиса и морфометрии, заархивировавших в своих донных отложениях подробную информацию об изменениях климата, ландшафтов и гидрологии в плейстоцене и голоцене. Суммарная площадь северных озер может быть оценена как $>80\times10^3$ км$^2$. Среди них преобладают озера ледникового и термокарстового генезиса.

Ведутся активные научно-исследовательские работы по изучению стратиграфии донных отложений озер Севера Евразии и реконструкции палеогеографических и палеоклиматических обстановок прошлого учеными различных учреждений России при участии зарубежных коллег в рамках международных проектов «Озеро Эльгыгытгын», «Озера Сибири» и др.. В настоящее время вскрыты отложения в уникальном оз. Эльгыгытгын метеоритного происхождения, послойное изучение которых позволит реконструировать изменения климата на протяжении 3,6 млн. лет. Новые оригинальные данные совместно с немецкими и якутскими коллегами получены в рамках проекта “Озера Сибири” по изучению истории озер Якутии, таких, например, как Биллях, Сатагай и др. (рис. 1), история которых охватывает временной интервал до 30–40 тыс. лет. Установлено, например, что накопление донных отложений в оз. Биллях, расположенного в районе Верхоянского хребта, идет непрерывно не менее 40 тыс. лет, что свидетельствует об отсутствии в исследуемом регионе значительных ледниковых шапок в максимум последнего оледенения. Получена детальная картина колебаний климата и природных обстановок в голоцене для северо-восточной Сибири и выявлены изменения характера озерного органонакопления в зависимости от солнечной активности. Палеолимнологические исследования подтвердили факт, что Арктика является регионом, который быстрее и сильнее реагирует на изменение климата Земли (феномен «арктического преувеличения»). В процессе исследований севера Сибири был получен огромный палеогеографический материал, который послужил основанием для оценки современного состояния, прогнозирования развития, а также биомониторинга экологических условий тундровых экосистем.

Активно ведутся палеолимнологические исследования на европейском севере, включающие в себя реконструкции природно-климатических обстановок в послеледниковое время, динамики уровня крупных бассейнов по периферии Балтийского кристаллического щита, выявление причин и механизмов резких климатических изменений на границе плейстоцена и голоцена. Например, проведены исследования донных отложений разновысотных озер Соловецкого архипелага, позволившие реконструировать динамику изменения уровня Белого моря в послеледниковое время. Аналогичные исследования были выполнены ранее для восточной части Балтийского моря и Ладожского озера.

Детальные литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования донных отложений малых озер северо-запада России позволили выявить уникальные природные события на границе позднего плейстоцена и голоцена (13000–10000 лет назад). Резкое изменение климата в позднем плейстоцене (позднедриасовое похолодание) связывают с резким ослаблением термохалинной циркуляции в результате массового поступления пресной воды в Северную Атлантику из крупных приледниковых бассейнов Северной Америки и Европы. Есть и другая гипотеза, связывающая позднедриасовое похолодание с метеоритным ударом. Согласно этой гипотезе, незадолго до начала похолодания, около 12900 лет назад, крупный болид (диаметром до 4 км) взорвался над Лаврентийским ледниковым щитом Северной Америки. Последствия этого катастрофического события могли привести к резкому изменению климата. Если метеорит взорвался над Северной Америкой, то преобладающее движение воздушных масс с запада на восток

могло перемещать микрочастицы, образовавшиеся при взрыве, достаточно далеко, в том числе в Западную и Восточную Европу. Ряд исследований показал, что в позднеплейстоценовых отложениях в Западной Европе присутствует материал, который может быть связан с метеоритным ударом. Для того, чтобы выявить геохимические признаки метеоритного удара, были проанализированы позднеплейстоценовые осадки из наиболее глубокой части оз. Медведевского, расположенного на Центральной возвышенности Карельского перешейка. Геохимические исследования донных отложений показали, что содержание и особенности распределения микроэлементов в разрезе позднеплейстоценовых осадков указывают на присутствие здесь материала из источников, нетипичных для озерных отложений региона. Возможно, что осадки оз. Медведевского содержат микрочастицы, образовавшиеся в результате метеоритного удара, произошедшего около 12900 лет назад. Поскольку обогащение осадков оз. Медведевского маркирующими микроэлементами очень незначительно, то можно предположить, что территория СЗ России, вероятно, является наиболее удаленным восточным регионом распространения переносимого воздушным путем материала, образовавшегося в результате позднеплейстоценового метеоритного удара (Андроников и др., 2014).

В настоящее время с целью систематизации данных о генезисе озер Восточно-Европейской равнины разрабатывается и наполняется база данных PaleoLake, в которой анализируются сведения об изученных палеолимнологическими методами озерах. Аналогичные исследования ведутся и в Европе, и на Американском континенте.

**Рис. 1.** Отбор кернов донных отложений с плавучей платформы на оз. Кютюнда, северная Якутия, 2010 г.

Структура метабазы данных включает в себя следующие категории: наименование озера, географическое положение (географические координаты; регион, в котором озеро расположено), морфометрические показатели (глубина средняя, глубина максимальная, площадь, объем), высота над уровнем моря, происхождение котловины, донные отложения (пробоотбор, тип материала, мощность отложений), виды проводимых с образцами анализов (литологический, диатомовый, геохимический, спорово-пыльцевой), методы датирования (валовый радиоуглеродный анализ, AMS-спектрометрия и пр.), а также интервал времени осадконакопления). Кроме того, база данных содержит библиографические источники, которые были использованы в работе.

Смена климатических условий от холодных, арктических позднего плейстоцена к теплым и влажным условиям голоцена около 11000 лет назад (10000 $^{14}$C л.н.) привела к серьёзным палеогеографическим изменениям, включающим: быструю деградацию ледникового щита валдайского оледенения; катастрофический спуск Балтийского ледникового озера на 25–28 м в связи с отступлением ледника от среднешведской возвышенности, в результате чего снизился базис эрозии и понизились уровни озер; исчезновение приледниковых бассейнов; таяние вечномерзлых грунтов; смену тундро-степных ценозов лесными сообществами; переход от азональности к зональности в распределении растительности; формирование устойчивого почвенного покрова.

Весь комплекс палеогеографических изменений привел к смене характера осадконакопления в озерах Севера Евразии. Серые, минерогенные, глинистые отложения сменяются вверх по разрезу бурыми, зеленовато-коричневыми, органогенными илами (сапропелями). Этот переход

был настолько резок, что во многих разрезах озерных отложений можно наблюдать ясную, четкую границу смены позднеледниковых отложений, отложениями голоцена. Возраст этой границы перехода от минеральных осадков к органогенным отложениям в северных регионах варьирует в узком диапазоне 10500–10000 лет назад. Это свидетельствует, по-видимому, о запоздалой реакции наземных и водных экосистем на резкое потепление около 11000 лет назад, что связано с отличием природно-климатических условий восточной и западной частей Европы. Запоздалая реакция озерных экосистем и наземной растительности на быстрое (катастрофическое) потепление на рубеже плейстоцена и голоцена может быть объяснена различием циркуляции воздушных масс на севере России по сравнению с западными районами Европы, прилегающими к Северной Атлантике. Экстремальная континентальность климата и/или антициклональная циркуляция из-за возможного господства сильных восточных ветров к югу от Скандинавского ледникового щита, могли способствовать сохранению многолетней мерзлоты на СЗ России. Зона высокого давления над территорией распространения многолетней мерзлоты и преобладание восточных ветров могли блокировать перенос теплых воздушных масс с запада на восток на протяжении более 2000 лет (12500–10500 лет назад).

Палеолимнологические исследования показали, что керны озерных отложений имеют, как правило, двухчленное строение. Нижние части разрезов донных отложений большинства озер Восточно-Европейской равнины представлены минерогенными отложениями позднеледниковья, формировавшихся в условиях сурового, холодного, континентального (нивального) климата, а верхние части разрезов – органогенными отложениями голоцена, формировавшихся в условиях умеренно теплого, влажного (гумидного) климата. Следует отметить, что тип донных отложений довольно резко сменяется от серых глин позднеледникового возраста к темно-коричневым сапропелям голоцена. Все это свидетельствует о катастрофических природно-климатических изменениях.

Похолодание на границе аллерёда и позднего дриаса 12900 лет назад было быстрым и резким. Это может быть объяснено внезапным, катастрофическим притоком больших масс пресной воды в Северную Атлантику из-за спуска огромных приледниковых бассейнов – озера Агассиса, располагавшегося у края ледникового щита в Северной Америке, и Балтийского ледникового озера, прилегавшего к южной окраине Балтийского ледникового щита. Продолжительность позднедриасового похолодания составила около 1000 лет. Температура воздуха в течение позднего дриаса была существенно ниже, по сравнению с температурой во время среднего дриаса и пребореального похолодания.

Относительно недавно появилась гипотеза, связывающая позднедриасовое похолодание с метеоритным ударом. Согласно этой гипотезе, незадолго до начала похолодания, около 12900 лет назад, крупный болид (диаметром до 4 км) взорвался над Лаврентийским ледниковым щитом Северной Америки. Последствия этого катастрофического события (т.н. «импактная зима») могли привести к резкому изменению климата. Если взрыв метеорита произошел над Северной Америкой, преобладающее движение воздушных масс с запада на восток могло перемещать микрочастицы, образовавшиеся при взрыве, достаточно далеко, в частности, в Западную и Восточную Европу. Результаты геохимических исследований озёрных донных отложений на Карельском перешейке свидетельствует о высокой вероятности такого события в прошлом.

Исследования кернов донных отложений одного из озер на Карельском перешейке (оз. Медведевское) показали, что на определенных глубинах наблюдается повышенное содержание ряда микроэлементов. Наличие метеоритного компонента может быть определено на основании изменений в концентрациях таких элементов-маркеров, как Ni, Cr, Cu и элементов платиновой группы (ЭПГ), которые в метеоритах присутствуют в гораздо более высоких концентрациях, чем в земных осадках. Наиболее явным индикатором возможного присутствия внеземного компонента являются повышенные концентрации ЭПГ, содержание которых в метеоритном веществе на несколько порядков выше, чем в земной коре (450 мг/т против менее 0,1 мг/т соответственно). В исследованиях, связанных с определением наличия внеземного материала в земных породах/осадках, возрастание концентраций Ir (часто, но не всегда совместно с другими ЭПГ) является важным индикатором присутствия метеоритного вещества.

Особенности распределения микроэлементов в донных отложениях оз. Медведевское предполагают воздействие какого-то события, оставившего свои следы в осадках с глубины около 5,90 м. Эти осадки характеризуются резким возрастанием концентраций таких "метеоритных" элементов, как Ni, Cr, Cu, Ir, Pt и в несколько меньшей степени Ru. Кроме того, рассматриваемый горизонт также характеризуется уменьшением содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), концентрация которых весьма низка в метеоритах. Если простое обогащение (либо обеднение) любым из указанных элементов может быть объяснено воздействием земных процессов (изменение источника аллохтонного материала в осадконакоплении или влияние биотической составляющей), то одновременное изменение концентраций всех этих элементов может указывать на присутствие внеземного компонента. Признаки геохимических пертурбаций, вовлекающих, в частности, "метеоритные" микроэлементы, могут быть прослежены вверх по разрезу как минимум до глубины 5,83 м, т.е. воздействие предполагаемого внеземного события могло сказываться на протяжении не менее 200 лет, что указывает на его достаточно глобальный характер. Геохимический маркер "5,90 м" располагается на 11 см ниже границы аллерёд – поздний дриас (12,65 тыс. кал. л. н.) и, следовательно, отвечает времени около 13 тыс. кал. л. н., что очень близко к возрасту 12,9 тыс. кал. л. н., предложенному для препозднедриасового метеоритного удара. К тому же необходимо учитывать, что, поскольку точная скорость осадконакопления в каждый конкретный отрезок времени неизвестна, сделанные возрастные оценки весьма приблизительны и, следовательно, разница в 100 лет находится в пределах ошибки определения возраста.

Присутствие вулканического материала в озерных осадках может быть определено не только по наличию вулканических стекол, но также по содержанию и распределению таких элементов, как РЗЭ, Zr, Hf, Sr, Ti, т.е. тех, которые обычны для продуктов вулканических извержений. Как и в случае с ЭПГ, обогащение/обеднение каким-либо одним из этих элементов-маркёров может отражать изменение локальных условий осадконакопления, в то время как когерентное поведение всех или большинства элементов-маркёров может указывать на значительно более масштабные события. Таким образом, содержание и особенности распределения микроэлементов в позднеплейстоценовых осадках оз. Медведевское указывают на присутствие здесь материала из источников, не характерных для озерных отложений региона. Хотя авторы пока не могут провести прямую связь между предположительно случившимся в позднем плейстоцене метеоритным ударом и началом похолодания в позднем дриасе, они предполагают, что осадки оз. Медведевское содержат микрочастицы, образовавшиеся в результате метеоритного удара, произошедшего около 12900 кал. л.н. Поскольку обогащение осадков оз. Медведевское маркирующими микроэлементами очень незначительно, можно предположить, что территория северо-запада России, вероятно, является наиболее удаленным восточным регионом распространения переносимого воздушным путем материала, образовавшегося в результате позднеплейстоценового метеоритного удара. Кроме того, осадки оз. Медведевское, помимо обнаруженного ранее прослоя пепла Ведде, предположительно содержат вулканический материал, образованный в результате извержения вулкана Лаахер-Зее и, возможно, некоторых других позднеплейстоценовых вулканов Западной Европы и/или Исландии.

*Исследования ведутся при поддержке проектов РФФИ 13-05-41457 РГО_а «Природные катастрофы в позднем плейстоцене и голоцене: палеогеографическая диагностика».*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андроников А.В., Субетто Д.А., Лауретта Д.С., Андроникова И.Е., Дросенко Д.А., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Сырых Л.С. Поиск следов метеоритного удара: особенности распределения микроэлементов в позднеплейтоценовых осадках оз. Медведевского (Карельский перешеек, Россия) // ДАН. 2014. № 1. С. 69–73.
2. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 309 с.

УДК 556

# ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО – ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФОРМИРОВАНИЯ И СОВРЕМЕННЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

*Д.А. Субетто*

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
subetto@mail.ru

Проблема исследования и рационального использования ресурсов двух крупнейших озер Европы – Онежского и Ладожского – является одной из важнейших научных и социально-экономических задач современного развития России. Такая задача была сформулирована и поставлена 20.11.2013 г. Советом Безопасности России. Онежское озеро является вторым по величине после Ладожского озера пресноводным водоемом Европы. Вместе они входят в водосборный бассейн реки Невы, безальтернативного источника водоснабжения крупнейшего мегаполиса северо-запада России – г. Санкт-Петербурга, а также во многом определяющего качество воды Финского залива и всего Балтийского моря. Онежское озеро является объектом комплексного использования: служит источником питьевого, коммунально-бытового, промышленного водоснабжения и приемником сточных вод, является водохранилищем Верхне-Свирской ГЭС и водно-транспортной магистралью, имеет большое рыбохозяйственное и бытовое значение. Именно поэтому остро стоит вопрос о необходимости комплексного исследования Онежского озера и его водосбора, которое станет основой для организации и проведения научно-общественного мониторинга качества воды, среды и биологических ресурсов, а также разработки научно-обоснованного режима водопользования, водопотребления и рационального использования четвертичных отложений водосбора в народном хозяйстве. В последние десятилетия наметились тенденции ускоренной трансформации озера под влиянием естественных и антропогенных факторов. В частности, олиготрофное состояние озера изменилось в некоторых районах до мезотрофного, сократилась численность ценных видов рыб, таких, например, как пресноводный лосось. В результате стихийной интродукции появились новые виды, которые начали оказывать все усиливающееся влияние на естественные экосистемы. В последние годы большое влияние на изменения экосистемы имеет активное развитие аквакультуры и садкового рыбоводства. Последние 30 лет существенное влияние на изменение экосистемы имеет потепление климата. Поэтому решается актуальная проблема рационального природопользования – оценки и прогноза развития экосистемы Онежского озера на перспективу.

**Ключевые слова:** *Онежское озеро, экосистема, трансформация, атропогенные и природные факторы.*

Онежскому озеру, наряду с Ладожским озером, было уделено особое внимание на Совете Безопасности Российской Федерации (20 ноября 2013 г.), как крупнейшему пресноводному резервуару, ухудшение качества воды в котором может привести к проблемам с обеспечением питьевой водой всего Северо-Западного региона Российской Федерации. Особенно было отмечено, что вопросами охраны данных водоемов следует заняться более предметно как на федеральном, так и на региональном уровнях. Онежское озеро является вторым по величине после Ладожского озера пресноводным водоемом Европы. Вместе они входят в водосборный бассейн реки Невы, безальтернативного источника водоснабжения крупнейшего мегаполиса Северо-Запада России – Санкт-Петербурга, а также во многом определяющего качество воды Финского залива и всего Балтийского моря. При этом следует отметить, что Онежское озеро является объектом комплексного использования: служит источником питьевого, коммунально-бытового, промышленного водоснабжения и приемником сточных вод, является водохранилищем Верхне-Свирской ГЭС и водно-транспортной магистралью, имеет большое рыбохозяйственное и бытовое

значение. Именно поэтому остро стоит вопрос о необходимости комплексного исследования Онежского озеро и его водосбора, которое станет основой для организации и проведения научно-общественного мониторинга качества воды, среды и биологических ресурсов, а также разработки научно-обоснованного режима водопользования и водопотребления.

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН более 60-ти лет ведет наблюдения на Онежском озере. К настоящему времени изучены температурный, гидрологический, химический режим, рассмотрена роль биоты в процессах функционирования озер, разработаны модели, позволяющие проследить реакцию экосистемы Онежского озера на различную фосфорную нагрузку и изменение температуры (Экосистема ..., 1990; Астраханцев и др., 1997; Онежское озеро, 1999; Филатов и др., 2006; Руховец и др., 2006; Ladoga and Onego ..., 2010, Атлас Онежское озеро, 2010). Накоплен достаточный объем информации о различных процессах, протекающих в экосистеме Онежского озера: оценены распространение и накопление загрязняющих веществ в воде и донных отложениях, получена оценка элементов баланса органического вещества, рассмотрены закономерности антропогенного эвтрофирования, дана оценка биоресурсного потенциала, разработан простой в применении биотический индекс, отражающий степень нарушенности донных сообществ глубоководных участков Онежского озера (Современное ..., 1998; 2007; Биоресурсы ..., 2008).

Ладожское и Онежское озера являются крупнейшим европейскими озёрами с огромным общим водосборным бассейном 258000 км$^2$. Они расположены на границе Восточно-Европейской платформы и Фенноскандинавского кристаллического щита в древних тектонических котловинах, преобразованных экзарационной и аккумулятивной деятельностью ледников четвертичных оледенений, а также эрозионной и аккумулятивной деятельностью морских и пресноводных бассейнов в межледниковые эпохи.

Онежское озеро с его притоками являются верхним звеном самой большой европейской озерно-речной системы р. Нева. Водосбор озера принадлежит бассейну Балтийского моря и занимает значительную территорию, различную по геологическому строению, орографии, климатическим условиям, растительности, заболоченности, гидрографии. Бассейн водоема расположен на двух крупных резко различающихся геологических формированиях – Балтийском (Фенноскандинавском) кристаллическом щите и Русской платформе. Большая часть водосбора сложена труднорастворимыми породами архейско-протерозойского возраста. Коренные кристаллические породы перекрыты четвертичными отложениями различной мощности. В среднем мощность четвертичных отложений на водосборе составляет 7–10 м. Различная глубина залегания коренных пород под толщей четвертичных отложений оказывает существенное влияние на дренирование с водосборной площади поверхностного и подземного стока рек-притоков Онежского озера, его гидрологический режим. Площадь водосбора составляет 53100 км$^2$, площадь зеркала озера – 9720 км$^2$. Наибольшая длина водосбора – 400 км, наибольшая ширина – 360 км. Бассейн озера асимметричен. Большая часть площади водосбора озера расположена с восточной и западной сторон водоема. До начала 50-х гг. гидрологический режим озера был естественным. После строительства в 1953 г. Верхне–Свирской ГЭС озеро стало водохранилищем с водосборной площадь 57300 км$^2$ и площадью зеркала 9840 км$^2$, состоящее из собственно Онежского озера и Ивинского разлива (затопленной части р. Свири) (Государственный водный кадастр.., 1986). Около 70 % территории бассейна относится к Республике Карелия, остальная часть расположена в Ленинградской, Вологодской и Архангельской областях. Гидрографическую сеть бассейна озера образуют 6765 рек общей длиной 22741 км и 9516 озер общей площадью 13441 км$^2$. Максимальное количество водотоков (95 %) составляют малые, длиной менее 10 км, и лишь 7 рек имеют протяженность более 100 км. Коэффициент густоты речной сети равен 0,44 км/км$^2$.

Геологические и палеолимнологические исследования донных отложений Ладожского и Онежского озер в последние десятилетия, основанные на изучение кернов длиной до 4 м, позволили восстановить основные этапы их палеогеографического развития в позднe- и послеледниковое время. Котловины Ладожского и Онежского озер стали заполняться водой по мере разрушения и таяния ледника последнего валдайского оледенения. Согласно варвохронологическим, радиоуглеродным и палеомагнитным исследованиям озерно-ледниковых ленточных глин, вскрытых в котловинах обоих озёр, было установлено, что Онежское озеро освободилось ото льда в интервале 14000–12500 лет назад, и с этого времени оно существовало как отдельный водоем, сток из которого менял свое местоположение и направление в зависимости от послеледниковых

тектонических движений в Прионежье и в самой котловине. Котловина Ладожского озера начинает освобождаться ото льда чуть позже около 13300 лет и на протяжении почти 2000 лет является частью крупного приледникового пресноводного бассейна – Балтийского ледникового озера. Резкое потепление климата на рубеже позднего плейстоцена и голоцена привело к активному таянию и сокращению площади Балтийского ледникового щита, в результате чего в районе современной г. Биллинген в центральной Швеции около 11500 лет назад произошло формирование каналов стока, известных в литературе как среднешведских проливов. Это привело к резкому падению уровня Балтийского ледникового озера на 25 м и, как следствие, к освобождению из-под воды обширных территорий, понижению порога стока для всего водосборного бассейна Балтики, изоляции Ладожского озера, к изменению гидрографической сети.

Онежское озеро играет исключительную роль в поддержании высокого качества вод Ладожского озера и имеет большое значение в первую очередь как источник питьевого водоснабжения для 30 % населения Республики Карелия, но его уникальность определяется не только водоресурсным, но и биоресурсным потенциалом. Озеро и его притоки являются резерватами генофонда (фауны и флоры), служат для сохранения биологического разнообразия. Ихтиофауна отличается значительным видовым разнообразием (36 видов рыб и круглоротых), большинство видов являются холодолюбивыми, сохранившимися в Онежском озере благодаря его холодноводности и олиготрофному статусу.

Проблема рационального использования крупнейших озер Европы – Онежского и Ладожского – является одной из важнейших научных и социально-экономических задач развития России, которая приобретает все большую актуальность в связи с необходимостью сохранения их ресурсов как стратегического источника для питьевого и промышленного водоснабжения. Такая задача была поставлена Советом Безопасности России.

В настоящее время экосистема Онежского озера на большей части своей акватории (обширный профундальный район озера – Центральное, Большое, Малое Онего, центральная часть Повенецкого залива) сохраняет природный статус, который характеризуется как олиготрофный (низкие концентрации питательных веществ, высокая прозрачность воды). Вместе с тем, особую тревогу вызывает состояние северо-западных заливов Онежского озера (Кондопожская и Петрозаводская губы), испытывающих воздействие сточных вод целлюлозно-бумажного производства и коммунально-бытового хозяйства. Более 80 лет крупнейший в Европе Кондопожский ЦБК сбрасывает в Кондопожскую губу сточные воды с высоким содержанием органических и минеральных компонентов. Именно в этом районе за последние 30 лет произошли наиболее существенные преобразования биоценозов в связи с изменением антропогенной нагрузки (использование рассеивающего выпуска сточных вод, введение в строй станции биологической очистки и увеличение фосфорной нагрузки).

Сточные воды промкомплекса г. Петрозаводска характеризуются высокой фосфорной нагрузкой на экосистему Петрозаводской губы. Основные последствия подобного мощного антропогенного прессинга – это изменение гидрохимического режима (концентрации растворенного в воде кислорода и загрязнение донных отложений – основной депонирующей среды) и неизбежное изменение биотической составляющей экосистемы Онежского озера.

Процессы трансформации экосистем заливов в настоящее время продолжаются. Важнейшим признаком является накопление в эвтрофируемых заливах биогенных элементов (питательных веществ) и загрязняющих веществ, расширение зоны антропогенного влияния на центральный район озера. Кроме того, серьезное воздействие на экосистему Онежского озера оказывают ускоряющиеся процессы распространения видов-вселенцев (не характерных для данной территории), масштабы последствий которых до сих пор остаются неизвестными.

Уникальность Онежского озера определяет необходимость разработки особых подходов к его хозяйственному использованию, а значит, и создание закона об охране Онежского озера. На наш взгляд, этот документ должен включать особые разработанные для Онежского озера системы критериев и регламентов водопользования, учитывающие геоэкологические особенности региона и особую уязвимость северных экосистем к антропогенному воздействию.

*Исследование проводится при поддержке гранта РНФ 14-17-00766 «Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние».*

УДК 550.3

# ПРИНЦИПЫ ДИСКРИМИНАЦИИ ТЕХНОГЕННОЙ И ЕСТЕСТВЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

*С.Б. Турунтаев[1,2], Е.О. Слинькова[1,2], А.Е. Губанова[2]*

[1]Институт динамики геосфер РАН, г. Москва
[2]Московский физико-технический институт, г. Москва
stur@idg.chph.ras.ru

Рассматривается проблема отличия техногенной сейсмичности от естественной. Зачастую объекты воздействия человека на недра расположены в сейсмически активных районах, что затрудняет ответ на вопрос, связанно ли повышение сейсмической активности с воздействием, или это вариация естественных сей–смических процессов. В статье на основе анализа техногенной и естественной сейсмичности предлагаются принципы дискриминации сейсмических явлений естественной и техногенной природы.

**Ключевые слова:** *техногенная сейсмичность, естественная сейсмичность, сейс-мический процесс, землетрясение.*

## ВВЕДЕНИЕ

Техногенная сейсмичность и деформационные явления, связанные с инженерной дея-тельностью человека, получили достаточно широкое распространение и интенсивно изуча-ются специалистами различных отраслей промышленности и учеными (McGarr et al., 2002, Адушкин, Турунтаев, 2015). В связи с развитием индустриальной деятельности человека, следует ожидать дальнейшего обострения этой проблемы. Условия возникновения техногенных сейсмических событий определяются деформационными процессами, протекающими в данном районе, локальными геомеханическими и гидрогеологическими свойствами пород коллектора и вмещающих пород в области воздействия, уровнем напряжений в данном месте и рядом дополнительных параметров среды и процессов в ней, которые в настоящий момент до конца не изучены. Следует подчеркнуть разницу между условиями возникновения собственно индуцированной сейсмичности и такими условиями, которые могут послужить «спусковым крючком» для разрядки накопившихся тектонических напряжений посредством «триггерных» землетрясений. В том случае, если благодаря действию тектонических сил напряженное состояние в месте источника техногенных возмущений близко к критическому, то воздействие, даже незначительное по абсолютным значениям создаваемых напряжений, может изменить значение критерия разрушения, что приведет к высвобождению накопленной энергии деформации в серии сейсмических событий.

Особую актуальность в последнее время получила проблема отличия техногенной сейсмичности от естественной. Рост интереса к этой проблеме, в частности, связан с далекими, казалось, от проблем сейсмичности задачами уменьшения поступления в атмосферу парниковых газов: переходом к так называемым «зеленым» источникам энергии (среди которых – геотермальные электростанции) и закачкой $CO_2$ в недра. Оказалось, что воздействие, которое при этом производится на недра, в ряде случаев приводит к возникновению сейсмических событий. Часть геотермальных электростанций расположена в сейсмически активных районах, что затрудняет ответ на вопрос, является ли повышение сейсмической активности связанным с воздействием, или это просто вариация естественных процессов. Ответ на этот вопрос важен как для развития альтернативных источников энергии, так и для оценки промышленной безопасности и определения ответственности компаний за ущерб, причиняемый землетрясениями.

## ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рассматривались следующие наборы данных:

1. Сейсмичность и характеристики добычи и закачки жидкости в районе Ромашкинского месторождения нефти (Turuntaev, Razumnaya, 2002).
2. Сейсмические события на Североуральском бокситном руднике (Турунтаев, 1994).
3. Сейсмическая активность до и после проведения крупномасштабных взрывов на р. Бурлыкия и р. Уч-Терек, Кыргызстан (Турунтаев, Петрович, 2007).
4. Сейсмические события на Таштагольском железорудном руднике (Turuntaev et al., 2013).
5. Сейсмичность на шахтах Воркутинского каменоугольного бассейна (Zmushko et al., 2013).
6. Сейсмичность в районе угольных шахт Баренцбурга, Шпицберген.
7. Сейсмичность в районе месторождений углеводородов на шельфе о-ва Сахалин (Konovalov, Turuntaev, 2010).
8. Сейсмичность в районе гидротермальных электростанций Гейзеры, Калифорния, США (Melchaeva, Turuntaev, 2011).
9. Сейсмичность в районе Бишкекского геофизического полигона РАН (Северный Тянь-Шань, Кыргызстан), зарегистрированная при интенсивном электромагнитном воздействии (Сычев, 2008; Turuntaev, Melchaeva, 2010).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Одной из основных характеристик сейсмического режима является угол наклона графика повторяемости, который, по сути, характеризует соотношение слабых и сильных землетрясений. В таблице 1 приводятся результаты оценки углов наклона графиков повторяемости для рассматривавшихся сейсмических каталогов. Там же даны оценки углов наклона графиков повторяемости для естественной сейсмичности того же или наиболее близкого районов. Из полученных результатов следует, что углы наклона графиков повторяемости для техногенных сейсмических событий имеют более высокие значения, чем для естественной сейсмичности.

**Табл. 1.** Значения тангенса угла наклона графиков повторяемости.

| **Объект** \ **Тангенс угла наклона** | | **Во время или после воздействия** | **Естественная сейсмичность региона** |
|---|---|---|---|
| СУБР | шахта 14 | 1,3 | 0,99 |
| | шахта 15 | 1,02 | |
| Ромашкинское нефтяное месторождение | | 1,02 – 1,3 | |
| Район шельфовых месторождений Сахалина | | 0,9 | 0,78 |
| Район взрывов на р. Бурлыкия и Уч-Терек | | 0,77 | 0,68 |
| Таштагольский рудник | | 0,82 | 0,68 |
| Воркутинский угольный бассейн | шахта Северная | 1,17 | 0,99 |
| | шахта Комсомольская | 1,03 | |
| Угольная шахта в Баренцбурге | | 0,95 | 0,6 |

В качестве другой характеристики сейсмического процесса используются параметры распределения интервалов времени между последовательными сейсмическими событиями

(время ожидания события). Если для естественной сейсмичности, которую можно рассматривать как Пуассновский процесс (Садовский, Писаренко, 1991), это распределение является экспоненциальным, то для техногенной сейсмичности распределение интервалов лучше описывается распределением Вейбулла (Lasocki, 1992; Турунтаев и др., 1994; Turuntaev, Razumnaya, 2002) с параметром формы, меньшим единицы. В табл. 2 приведены значения параметра формы для рассмматривавшихся каталогов.

**Табл. 2.** Значения параметра формы распределения Вейбулла, используемого для приближения распределения интервалов времени между сейсмическими событиями.

| **Объекты** | | **Параметр формы распределения Вейбулла** |
|---|---|---|
| СУБР | | 0,81 |
| Таштагольский рудник | | 0,57 |
| Ромашкинское нефтяное месторождение | | 0,50 |
| Район шельфовых месторождений Сахалина | до 1991 | 1,15 |
| | после 2006 | 0,74 |

Рассмотрение пространственного положения эпицентров сейсмических событий по отношению к области воздействия показывает вполне естественную приуроченность очагов техногенных сейсмических событий к областям воздействия. Для примера на рис. 1 показано перемещение областей сейсмической активности вслед за перемещением выработок на шахте Северная Воркутинского угольного бассейна. Такая же приуроченность отмечается и для всех других рассмотренных случаев.

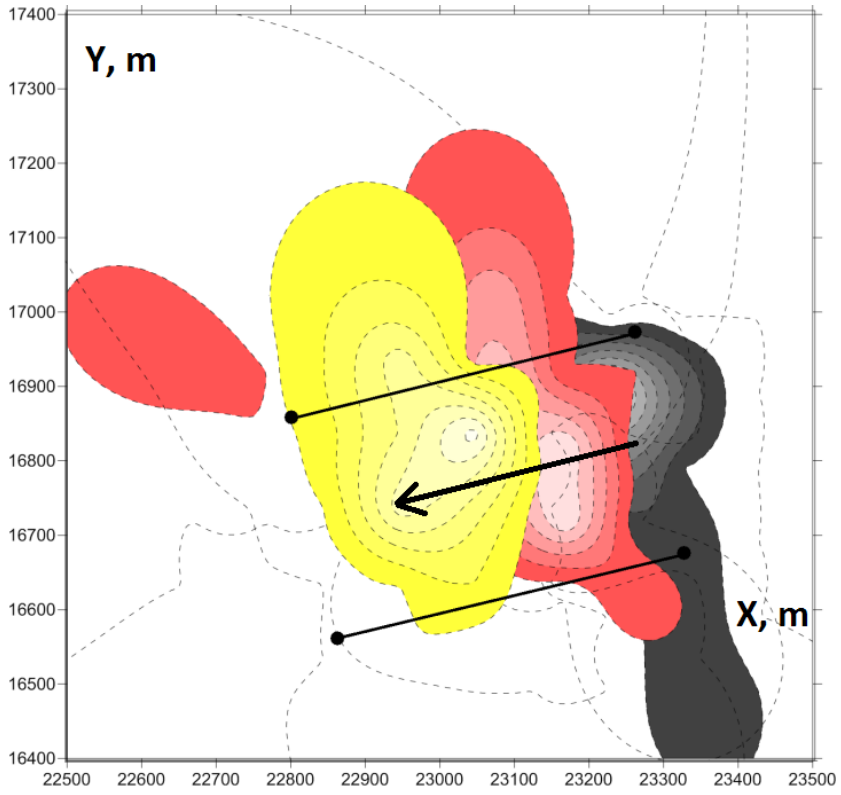



**Рис. 1.** Изолинии количества сейсмических событий, происходивших в течение полугода на шахте Северная. Прямые линии показывают границы разрабатываемой лавы, стрелка – направление разработки. Более темные области соответствуют более ранним событиям, градация тона в пределах области от темного к светлому соответствует росту количества событий на единицу площади.

Если сейсмический процесс изменился в результате воздействия, то он будет содержать детерминированную составляющую, определяемую воздействием. Появление такой детерминированной составляющей должно привести к понижению фрактальной размерности аттрактора в фазовом пространстве состояний системы (если таковой выделяется) и к уменьшению числа существенных параметров, необходимых для описания поведения системы (Турунтаев и др., 2012). Для выявления наличия детерминированной составляющей использовался метод Грассбергера-Прокаччиа (1983) оценки корреляционной размерности. Было найдено, что во всех рассматривавшихся случаях корреляционная размерность и размерность вложения после воздействия (начала разработки) понижалась. На рис. 2, 3 приведены примеры зависимости корреляционной размерности от размерности вложения, показывающие наличие устойчивых состояний невысоких размерностей.

Наиболее прямым свидетельством техногенного характера сейсмичности является наличие корреляции между показателями воздействия и вариациями сейсмической активности. На рис. 4 показаны коэффициенты корреляции между изменением во времени сейсмической активности и изменением во времени объемов добычи и закачки флюидов, дисбаланса между закачкой и добычей, эффективности закачки (отношение объема добычи к объему закачки) для Ромашкинского месторождения нефти; на рис. 5 – зависимость сейсмической активности (сумм корней кубических из энергии событий), регистрируемой после взрывных работ на Таштагольском руднике, от энергии взрывов.

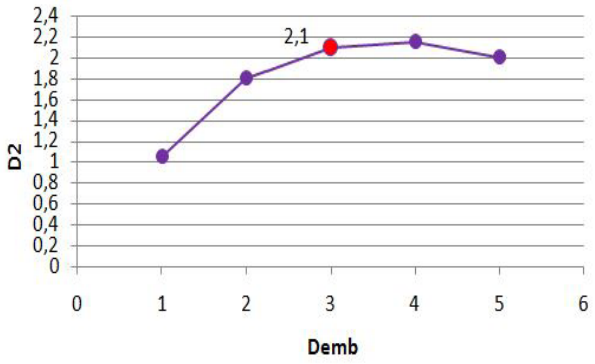



**Рис. 2.** Зависимость корреляционной размерности от размерности вложения, построенная по данным о техногенной сейсмичности шахт Воркуты. Красной точной показан выход зависимости на насыщение, что дает оценку корреляционной размерности 2,1 и размерности вложения 3.

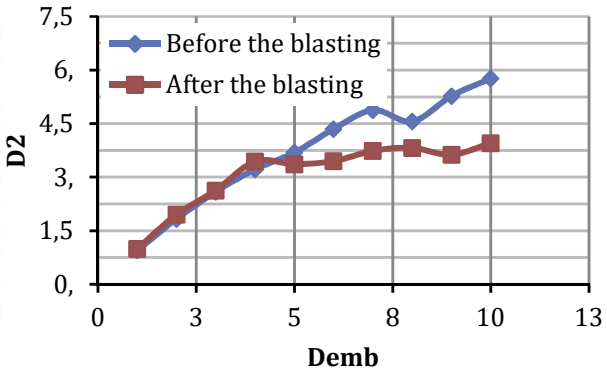



**Рис. 3.** Зависимость корреляционной размерности от размерности вложения, построенная по данным о сейсмичности в районе взрывов на р. Бурлыкия и Учтерек. До проведения взрывов данные о сейсмичности не позволяют выявить устойчивое состояние, после взрывов удается получить оценку корреляционной размерности 3,7 и размерности вложения 4.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт анализа техногенной и естественной сейсмичности позволяет предложить следующие принципы дискриминации явлений естественной и техногенной природы:

1. Угол наклона графиков повторяемости: для техногенной сейсмичности характерны более высокие значения коэффициентов пропорциональности между магнитудой и количеством сейсмических событий, имеющих данную магнитуду, по сравнению с естественной сейсмичностью рассматриваемого района. Это означает большее количество слабых сейсмических событий по отношению к сильным в случае техногенной сейсмичности, что можно объяснить более локальным характером действия сил, приводящих к землетрясениям, чем в случае сейсмических событий тектонической природы.

2. Распределение интервалов времени между последовательными сейсмическими событиями (времена ожидания землетрясения). Если каталог сейсмических событий очистить от

афтершоков, то последовательность землетрясений может с той или иной степенью достоверности рассматриваться как Пуассоновский процесс. Для техногенной сейсмичности характерно, что распределение интервалов времени между последовательными событиями описывается распределением Вейбула.

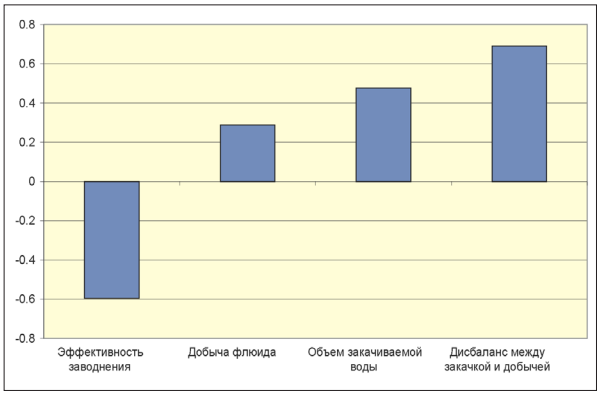



**Рис. 4.** Коэффициенты корреляции сейсмической активности и параметров разработки (эффективность заводнения, объем добычи флюида, объем закачки воды, дисбаланс между закачкой и добычей) Ромашкинского месторождения нефти.

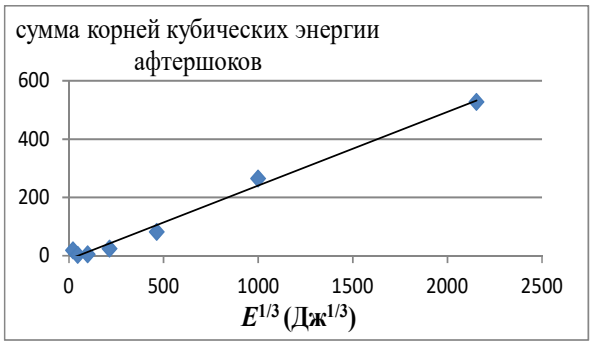



**Рис. 5.** Зависимость нормированной суммы корней кубических из энергии сейсмических событий за время затухания сейсмической активности после взрывов от корня кубического из энергии взрывов на Таштагольском руднике.

3. Важным признаком техногенной активизации сейсмических процессов является пространственная миграция гипоцентров землетрясений (микроземлетрясений) по отношению к области воздействия (приближение).

4. Наличие детерминированной составляющей, определяемой воздействием, понижение фрактальной размерности аттрактора в фазовом пространстве состояний системы (если таковой выделяется) и к уменьшению числа существенных параметров, необходимых для описания поведения системы.

5. Наличие корреляционных связей между параметрами воздействия (давление, объемы закачки и добычи и т.д.) и параметрами сейсмического режима является наиболее прямым доказательством техногенности землетрясений.

Наряду с определением изменений характеристик сейсмической активности, для решения вопроса о техногенности сейсмических событий необходимо иметь данные о режиме воздействия. Например, для решения вопроса о наличии корреляционных связей между разработкой месторождения нефти и сейсмичностью нужно знать объемы добычи и закачки жидкости (обычно достаточно в условных единицах), иметь данные о вариациях пластовых давлений, давлений закачки, применяемых методах интенсификации добычи.

Наличие корреляции между сейсмической активностью и параметрами разработки воздействий означает, что они взаимосвязаны, но не позволяет определить, что является причиной, а что – следствием, и какова временная задержка между причиной и следствием. Лучшим статистическим методом определения причины и следствия и временного интервала между ними является расчет изменения коэффициентов корреляции при сдвиге рядов наблюдений по времени относительно друг друга и нахождение временного сдвига, обеспечивающего максимальную корреляцию рассматриваемых рядов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00869).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН, 2015. 364 с.
2. Сычёв В.Н. Исследование влияния импульсных энергетических воздействий на вариации пространственно-временных распределений сейсмичности на территории Северного Тянь-Шаня: дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Научная станция РАН в г. Бишкеке, 2008.

3. Турунтаев С.Б., Ворохобина С.В., Мельчаева О.Ю. Выявление техногенных изменений сейсмического режима при помощи методов нелинейной динамики // Физика Земли. 2012. № 3. С. 52–65.
4. Турунтаев С.Б., Петрович И. А. Влияние сильных взрывов на сейсмичность региона их проведения // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер: сб. науч. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 233–240.
5. Турунтаев С.Б., Пономарев В.С., Воинов К.А. Выявление пространственно-временных структур шахтной сейсмичности ПО «Севруралбокситруда» // Тексты докладов X Международной конференции по механике горных пород. М.: ИГД, 1994. С. 104–118.
6. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica. North-Holland Publishing Company. 1983. Vol. 9D. P. 189–208.
7. Konovalov A.V., Turuntaev S.B. Induced seismicity due to hydrocarbon production in the Northeastern part of Sakhalin Island: weak motion monitoring and further prospects // ECGS-FKPE Workshop Induced Seismicity. Luxembourg, 2010. P. 60–61.
8. Lasocki, S. Weibull distribution for time intervals between mining tremors // Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. 1992. M-16 (245). P. 241–260.
9. McGarr A., Simpson D., Seeber L. Case Histories of Induced and Triggered Seismicity // International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology / eds.: W.H.K. Lee, H. Kanamori. Academic Press, 2002. Vol. 81A. P. 647–660.
10. Melchaeva O.Yu., Turuntaev S.B. Fluid injection related seismicity in The Geysers: non-linear analysis and model // SEG 2011 Conference Expanded Abstracts, SEG. San Antonio, 2011. P. 244–248.
11. Turuntaev S.B., Melchaeva O.Yu. Non-linear analysis of seismic regime response to electromagnetic powerful source actions // Proceedings of the European Centre for Geodynamics and Seismology. Luxembourg, 2010. Vol. 30. P. 48–56.
12. Turuntaev S.B., Zmushko T.Yu., Vorokhobina S.V., Eremenko A.A. Mine seismicity and blasting in Tashtagol iron-ore mine // Rock dynamics and applications – state of the art: Proceedings of the 1st International conference on rock dynamics and appliations (RocDyn-1), Lausanne, Switzerland, 6-8 June 2013. CRC Press / Balkema, 2013. P. 579–584.
13. Turuntaev, S. B., Razumnaya, O.A. An application of induced seismicity data analysis for detection of spatial structures and temporal regimes of deformation processes in hydrocarbon fields // Pure and Applied Geophysics. 2002. Vol. 159. P. 421–447.
14. Zmushko T., Turuntaev S., Kulikov V. Mine seismicity of Vorkuta coal mine, // Rock dinamics and applications – state of the art: Proceedings of the 1st International conference on rock dynamics and applications (RocDyn-1), Lausanne, Switzerland, 6-8 June 2013. CRC Press / Balkema, 2013. P. 585–590.

УДК 550.34

# ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ВЗРЫВОВ НА ЮЖНОМ САХАЛИНЕ

*Т.Е. Воронина*

Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Южно-Сахалинск
voronina@seismo.sakhalin.ru

В статье обобщаются особенности записей волновых форм от взрывов в карьерах Южного Сахалина.

**Ключевые слова:** *взрывы, волновые формы, сейсмический мониторинг, Южный Сахалин.*

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время сейсмический мониторинг о. Сахалин осуществляется региональной сетью сейсмических станций, а также сетью полевых станций, расположенных на юге острова. Контроль на региональном уровне обеспечивается станциями, оснащенными сейсмометрическим оборудованием известных фирм производителей Guralp Systems Limited (UK), G. STRECKEISEN, AG (Switzerland) и др. Сеть стационарных станций дополняет группа из восьми выносных автоматизированных пунктов сильных движений, расположенных на юге Сахалина и оборудованных акселерометрами Guralp CMG-5T (TD). Данные в режиме, близком к реальному времени, передаются по различным каналам связи в региональный информационно-обрабатывающий центр (РИОЦ) в Южно-Сахалинске.

Локальная сеть непрерывных инструментальных наблюдений на юге острова создана с целью выявления слабой сейсмичности. В настоящее время сеть состоит из девяти полевых сейсмических станций DAT (CloverTech, Япония). Система наблюдений станциями мониторинга обеспечивает надежную регистрацию сейсмических сигналов в широком частотном и динамическом диапазонах и идентификацию землетрясений на территории Южного Сахалина с ML≥2.0. (Левин и др., 2015; Левин и др., 2015).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

За период наблюдений 2015–2016 гг. более 30 % от общего числа зарегистрированных РИОЦ «Южно-Сахалинск» сейсмических событий на юге Сахалина составляют взрывы. На рис. 1 показаны эпицентры взрывов в карьерах юго-восточнее г. Южно-Сахалинска, южнее пос. Сокол и на Солнцевском угольном разрезе Углегорского района. Эпицентры взрывов оперативно определяются по данным региональной сети с использованием станций сильных движений. К дальнейшему переопределению параметров взрывов привлекаются данные полевых наблюдений. В целом, параметры эпицентров взрывов, определенные по данным региональной сети и по данным полевых станций, совпадают в пределах точности локализации.

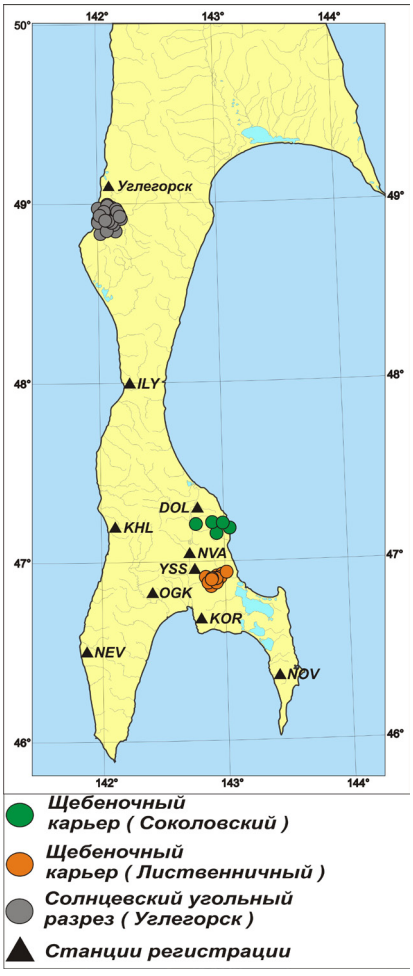


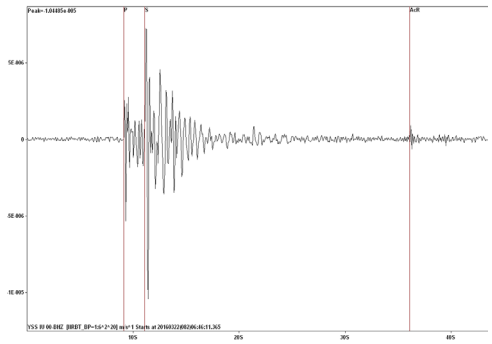

**Рис. 1.** Карта с эпицентрами взрывов и станциями сейсмического мониторинга на Южном Сахалине.

Наиболее активная разработка производится на двух участках «Южный-1» и «Южный-2» Солнцевского угольного месторождения, расположенного в Углегорском районе Сахалинской области, где, начиная с 1987 г., осуществляется добыча угля открытым способом. От общего числа событий около 80 % составляют взрывы. Остальная доля зарегистрированных взрывов приходится на щебеночные карьеры, расположенные южнее и севернее областного центра, где ведется промышленная добыча и переработка строительного камня (щебня).

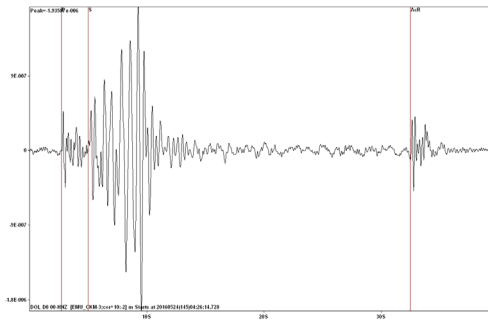
Ближайший к Южно-Сахалинску карьер Лиственничный функционирует с 1950-х годов. Он находится в 4 км от автодороги Южно-Сахалинск – Охотское и имеет шесть участков: Верхний, Лысая Гора, г. Майорская, Центральный, Западный и Змеевский. Наиболее активно разрабатываются 3 участка: Лысая Гора, Западный и Змеевский. Соколовский карьер находится в Долинском районе, в 5 км восточнее пос. Сокол. Был разработан в 1994 г.

Записи волновых форм взрывов в щебеночных карьерах и на одном из крупнейших угольных разрезов острова в Углегорском районе были сгруппированы по принадлежности к месту разработки и хорошо изучены (рис. 2).

*Карьер Лиственничный*
*Запись станции YSS*



*Карьер Соколовский*
*Запись станции DOL*



*Солнцевский угольный разрез, Углегорск*
*Запись станции UGL*

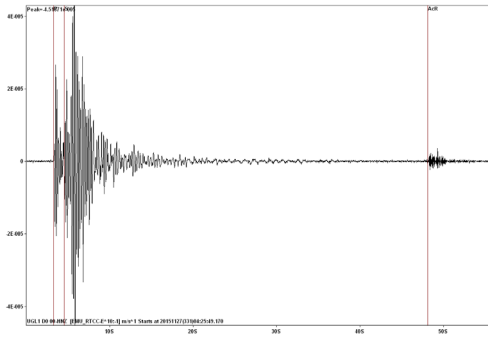


**Рис. 2.** Фото с мест разработки и записи волновых форм на станции регистрации.

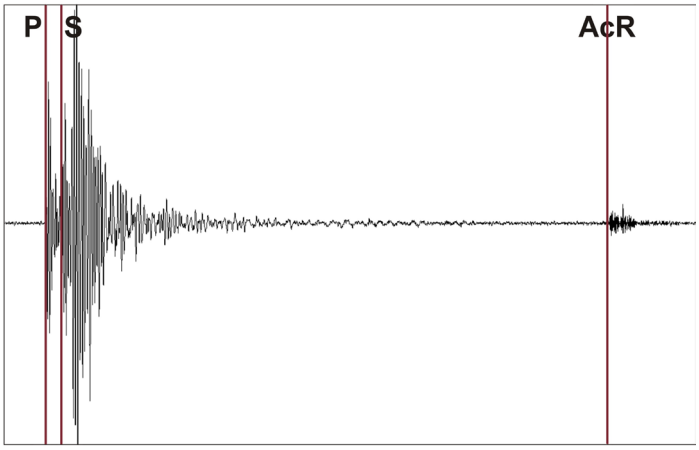



**Рис. 3.** Запись волновой формы сейсмической станции Углегорск от взрыва на Солнцевском угольном разрезе (г. Углегорск, 27 ноября 2015 г. О=04-25-49).

Удалось выявить следующие характерные особенности волновой картины от взрывов:

1. Высокочастотный характер записи карьерного взрыва напоминает форму импульса с быстрым затуханием.
2. Четкие вступления Pg- и Sg- волн не составляют особого труда для идентификации.
3. Р-волна является волной сжатия и имеет четкое положительное вступление на вертикальной компоненте.
4. Интенсивность записи на вертикальной составляющей значительно ниже по сравнению с горизонтальной.
5. Отчетливо проявляется вступление ударно-воздушной волны AcR.
6. Ориентировочное время взрывных работ на юге острова, как правило, светлое время суток.
7. Энергетический потенциал взрывов небольшой и находится в интервале магнитуд $0<ML\leq2{,}2$.

Энергетическая оценка взрывов выполняется по номограмме О.Н. Соловьёвой и С.А. Соловьёва (по формуле Н.В. Краевой), но было бы правильнее использовать номограмму Т.Г. Раутиан.

Все это позволяет распознавать карьерные взрывы уже на стадии визуальной обработки записей волновых форм.

## ВЫВОДЫ

При исследовании волновых форм цифровых записей промышленных взрывов на карьерах Южного Сахалина были выявлены их характерные особенности, которые послужили указаниями обработчикам при интерпретации близких землетрясений. Характеристика волновой картины от взрывов помогает правильной интерпретации сейсмических событий при мониторинге слабой сейсмичности юга острова.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Левин Ю.Н., Горожанцев С.В., Семенова Е.П., Верхоланцев Ф.Г., Шулаков Д.Ю., Пятунин М.С. Сейсмический мониторинг Южного Сахалина для задач раннего предупреждения о сильных землетрясениях и цунами // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы IX Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 207–212.
2. Левин Ю.Н., Семенова Е.П., Фокина Т.А. Сейсмичность севера Сахалина и состояние региональной сети сейсмических станций накануне и после Нефтегорского землетрясения 1995 г. // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: сб. матлов. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 1. С. 35–40.

УДК 551.24 + 550.34+550.348

# ПРОГНОЗНЫЕ МОДЕЛИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РАЗЖИЖЕНИЯ ГРУНТА ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ НА ГЛАВНОМ САЯНСКОМ РАЗЛОМЕ (ЮГ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

*И.А. Денисенко[1,2], О.В. Лунина[1]*

[1] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
[2] Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск

На основании имеющихся данных о возможном землетрясении в зоне Главного Саянского разлома были построены прогнозные модели локализации процесса разжижения грунта для сейсмических событий с магнитудами Ms=7.5 и 8.

**Ключевые слова:** *разломы, разжижение, тектонофизика, сейсмичность.*

## ВВЕДЕНИЕ

Главный Саянский разлом (ГСР) прослеживается в северо-западном направлении от южной оконечности оз. Байкал до бассейна р. Мана и является крупнейшей структурной границей между кристаллическим выступом фундамента Сибирской платформы и складчатой областью. Протяженность разлома составляет почти 1000 км. Строение выражено зонами субпараллельных разрывов, сопровождающихся дроблением, трещиноватостью и милонитизацией. Заложившись в докембрии, глубинный разлом активно влиял на тектоническую обстановку пограничной зоны Сибирской платформы и складчатой области. В настоящее время сейсмический потенциал его юго-восточного сегмента соответствует магнитуде M=8 (Имаев и др., 2015).

Исследователями с помощью методов сейсмологии и GPS-геодезии, было установлено, что в данный момент времени ГСР находится в запертом состоянии, происходит накопление упругих напряжений, разрядка которых будет сопровождаться сильным землетрясением (Лунина и др., 2014). Было рассчитано, что при вероятной периодичности 95 % Главный Саянский разлом может представлять опасность, начиная с 2120 г., при снижении порога вероятности до 72 % время начала периода потенциальной опасности снижается до 2030 г. (Иванов и др., 2009). Учитывая, что ГСР находится вблизи крупных населенных пунктов и даже пересекает транспортные магистрали федерального значения, встаёт вопрос о необходимости изучения закономерности распределения опасных геологических процессов вблизи разлома.

Как известно, при сильных землетрясениях под действием сейсмических волн может происходить разжижение водонасыщенных дисперсных грунтов, которое сопровождается почти полной потерей их несущей способности. Считается, что сейсмическое разжижение происходит из-за резкого снижения прочности связного грунта в результате разрушения структурных связей при прохождении через него сейсмических волн (Вознесенский и др., 2005). В результате развиваются деформации, проявляющиеся течением грунтовой массы. Последствия таких событий могут быть катастрофическими. Поэтому оценка разжижения водонасыщенных дисперсных грунтов при ожидаемых землетрясениях и его последствий является важнейшей и комплексной инженерной задачей для проектирования и строительства сооружений в сейсмически активных районах, а также для предотвращения чрезвычайных ситуаций в населённых пунктах, находящихся в области сейсмической опасности. Целью настоящей работы является построение прогнозных моделей локализации процесса разжижения грунта для возможных землетрясений в зоне ГСР.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ

Для построения прогнозных моделей использовались закономерности, которые свидетельствуют, что при наличии грунтов способных к разжижаемости, проявления

разжижения распространяются в зависимости от магнитуды на определенное расстояние от эпицентра землетрясения (Лунина и др., 2014). При оценке потенциально опасных площадей, в первую очередь, учитывался тип и состав грунта. На исследованной территории грунты, способные к разжижению, в основном представлены песками разной зернистости, галечником и супесью, имеющие четвертичный возраст. Сам процесс начинает активизироваться при землетрясениях с $M_S \geq 5.2$ (Гладков и др., 2010). В рассматриваемом случае предполагается, что в юго-восточной части ГСР готовится сильное землетрясение M>7 (Саньков и др., 2004).

В качестве основополагающего элемента для построения прогнозной модели послужила Восточно-Саянская палеосейсмодислокация, находящаяся в пределах ГСР. Палеосейсмодислокация фиксируется на протяжении 60 км. Повторные периоды землетрясений в среднем составляют 2300 лет. Максимальная магнитуда составляет 7.6-8.0 (Чипизубов и др., 1999). В случае возникновения землетрясения, ее центр будет являться эпицентром землетрясения (рис. 1). Проанализировав вышеупомянутые работы, местоположение и структуру ГСР было принято решение, что для построения моделей целесообразно будет использовать магнитуды 7.5 и 8.0.

От центра Восточно-Саянской палеосейсмодислокации с помощью уравнений регрессий для сдвигов (Лунина, 2001):

$$Lg\alpha = -1.95 + 0.49 * M,$$

были вычислены длины прогнозируемых сейсмогенных разрывов при разных магнитудах. Для магнитуды M=7.5 общая протяженность сегмента сейсмогенерирующего разрыва равна 53 км, то есть по 26,5 км в обе стороны от центра палеосейсмодислокации (рис. 1). Для магнитуды M=8.0 протяженность сейсмогенерирующего разрыва составляет 94 км. При отложении этого расстояния было принято решение сместить центр палеосейсмодислокации в северо-западном направлении вдоль разлома, тем самым достичь распределения равного расстояния по обе стороны от палеосейсмодислокации, не затрагивая акватории озера Байкал.

Следующим этапом в построении модели был расчет предельного расстояния, на которое могли проявляться процессы разжижения при магнитудах 7.5 и 8.0 с помощью уравнений из работы (Лунина и др., 2014). Вычисленное предельное расстояние при магнитуде 7.5 равно 40 км, при магнитуде 8,0–112 км от сейсмогенерирующего разлома.

Согласно гистограммам распределения геологических опасностей (Лунина и др., 2014) количество случаев их возникновения зависит от близости к разломам земной коры. Таким образом, на расстоянии в 1 км от осевой части ближайшего разлома сосредоточенно 68 % возможных проявлений процессов разжижения, на расстоянии в 2 км – 18 % и на расстоянии 8 км – 14 %.

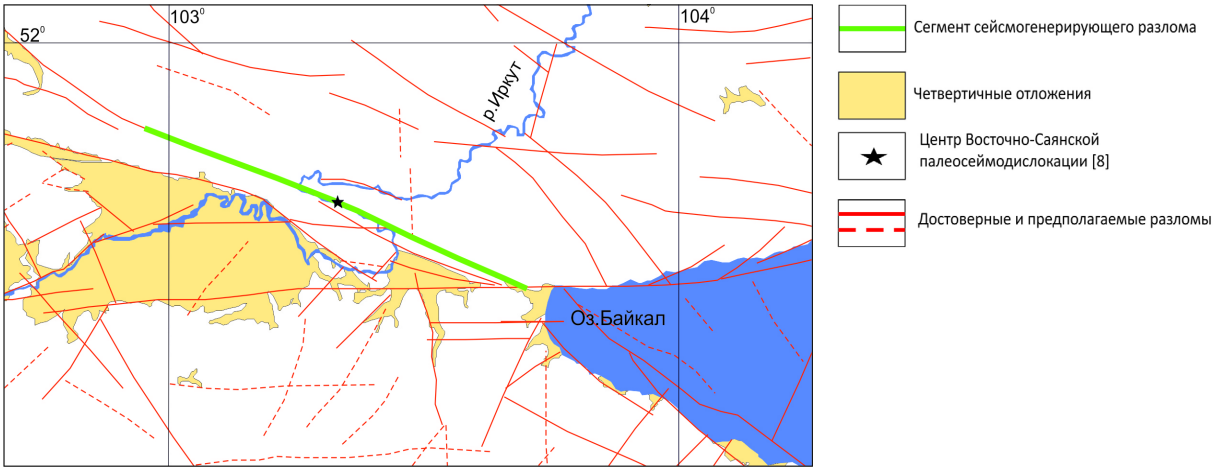



**Рис. 1.** Сегмент сейсмогенерирующего разлома протяженностью 53 км, который может вскрыться при магнитуде 7.5.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно полученным расчётным нами были построены модели локализации процесса разжижения для магнитуд 7.5 и 8.0 (рис. 2).

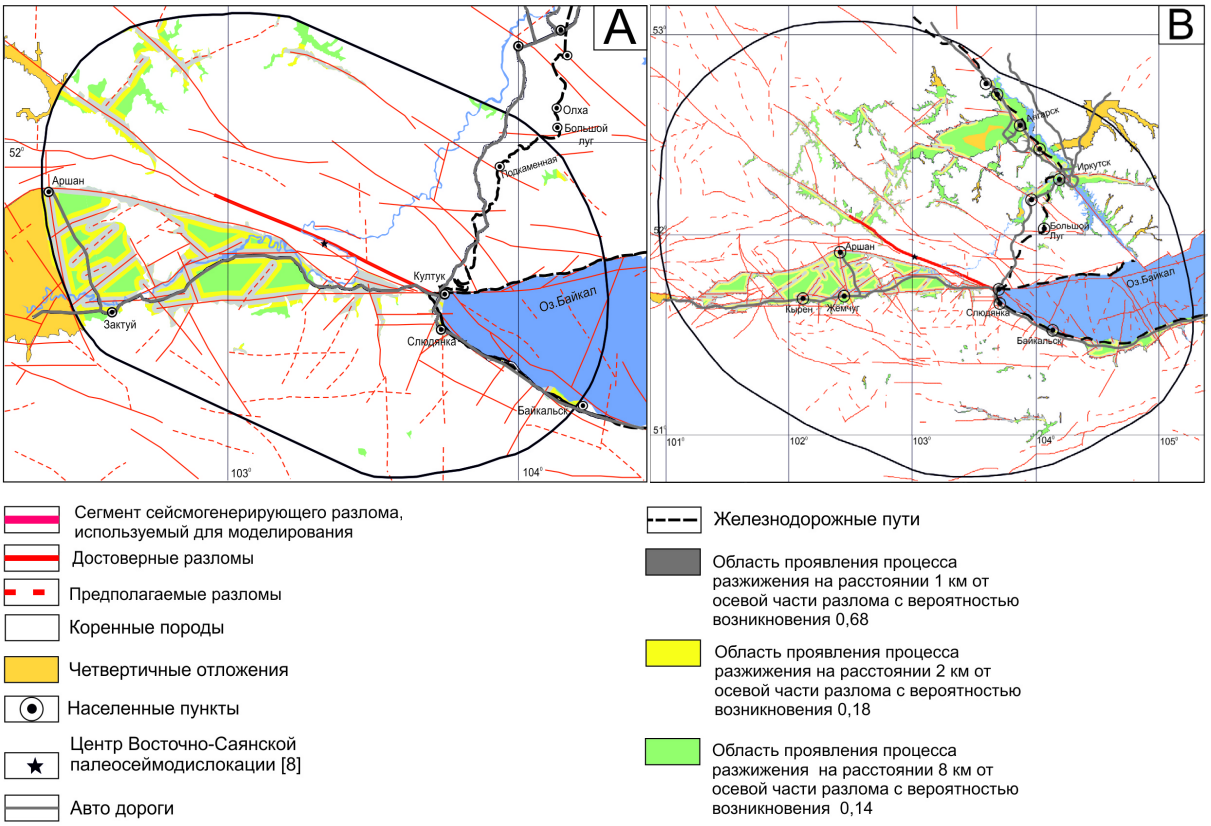



**Рис. 2.** Модели локализации процесса разжижения: A – для магнитуды 7.5; B – для магнитуды 8.0.

Полученные результаты показывают возможные места локализации процесса разжижения в рыхлых грунтах с учетом разломно-блокового строения земной коры. Для более точных результатов нужно проводить лабораторные исследования грунтов, знать, как различный грунт реагирует к сейсмическому воздействию, проводить лабораторную оценку разжижаемости грунтов. Тем не менее, разломы, как правило, трассируются вдоль речных долин, где уровень грунтовых вод расположен в пределах первых метров–десятков метров и чаще всего рыхлые четвертичные отложения находятся в водонасыщенном состоянии. При удалении от разлома степень водонасыщения грунтов уменьшается и, как следствие, уменьшается вероятность возникновения разжижения при землетрясении.

Что касается максимально возможного расстояния, на которое проявились процессы при магнитудах 7.5 и 8.0, они вполне удовлетворяют конкретным природным ситуациям. Для подтверждения этого рассмотрим землетрясения, для которых были зафиксированы случаи разжижения грунта на различных расстояниях от эпицентра.

Нефтегорское землетрясение 27.05.1995 г., M=7.5. На территории г. Нефтегорск грунты представлены в основном мелкозернистыми и пылеватыми песками маловлажными, влажными и обводненными, мощностью более 10 м. Грунтовые воды находятся в пределах города, вскрыты на отметках от 1,5 до 6,0 м. Разжижение грунтов было наиболее проявлено на Пильтунской косе, удаленной от эпицентра на 25–30 км. В местах излияния обводненных песчано-глинистых масс на земной поверхности образовались многочисленные кратеры диаметром до 25–30 м и осадки грунта.

Олюторское землетрясение 21.04.2006 г., M = 7.8. Отложения представлены песками разной крупности, гравийными и галечниковыми грунтами с песчаным заполнителем.

Расстояние, на котором максимально проявился процесс равно 105 км от эпицентра. Произошло практически повсеместное разжижжение грунтов, оно сопровождалось фонтанированием и излиянием из трещин песка, мелкой гальки, щебня и кусков угля. (Константинова, 2013). В нашем случае, потенциально разжижаемые грунты представлены песками разной зернистости, галечником и супесью. А максимальное расстояние, на которое проявится процесс при магнитуде 7.5 равно 40 км, при 8.0 - 112 км, что вполне удовлетворяет конкретным природным ситуациям.

Таким образом, в результате проделанной работы удалось, с помощью определенных закономерностей, построить прогнозные модели разжижения грунта в зоне ГСР с магнитудами 7.5 и 8.0. Разработанные модели могут быть использованы при проектировании и строительстве сооружений в сейсмических районах, а также для предотвращения чрезвычайных ситуаций в населённых пунктах, находящихся в области сейсмической опасности. Они позволяют оценить общую площадь проявления процесса разжижения и дают более точные представления о потенциальных местах их возникновения в зонах разломов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 14-17-00007.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А.В., Лунина О.В. Параметры землетрясений и пространственное распределение косейсмических эффектов на юге Сибири и в Монголии // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39, № 2. С. 37–68.
2. Гладков А.С., Лунина О.В. Сейсмиты юга восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. № 3. С. 249–272.
3. Иванов А.В., Саньков В.А., Смекалин О.П., Чипизубов А.В. Оценка периода повторяемости сильных землетрясений в зонах Главного Саянского и Тункинского разломов по данным радиоуглеродного датирования и статистического анализа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 2. С. 70–80.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П., Козьмин Б.М., Гриб Н.Н., Чипизубов А.В. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. С. 275–287.
5. Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1389–1398.
6. Лунина О.В., Андреев А.С., Гладков А.А. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика. 2014. № 8. С. 1294–1313.
7. Саньков В. А., Чипизубов А. В., Лухнев А. В., Смекалин О. П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж. Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45., № 11. С. 1369–1376.
8. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 936–947.
9. Константинова Т.Г. Разжижение грунтов и макросейсмические последствия сильных землетрясений северной Евразии // Инновации в науке. 2013. № 17. С. 167–175.
10. Вознесенский Е.А., Фуникова В.В., Кушкарева Е.С. Коваленко В.Л. Сейсмическое разжижение грунтов: механизм, последствия и инженерная оценка для целей сейсмического микрорайонирования // Разведка и охрана недр. 2005. № 12. С. 61–65.

УДК 551.24

# КИНЕМАТИКА СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

*В.С. Жижерин[1], М.А. Серов [1], П.Ю. Горнов [2]*

[1] Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск
[2] Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск
votarist@ascnet.ru

Представлены новые данные о современных движениях земной коры в пределах южной части Дальнего Востока России, полученные на основе применения GPS технологий. Вычисленное векторное поле скоростей смещений пунктов Среднеамурского геодинамического профиля позволило установить общую направленность тектонических процессов, а также оценить риск возникновения природных катастроф сейсмической природы.

**Ключевые слова:** *современная геодинамика, GPS-геодезия, деформации земной коры, Центрально-Азиатский складчатый пояс.*

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение современных движений крупных тектонических структур восточной Азии методами GPS-измерений было и остается одним из приоритетных направлений геологического изучения этого региона (Ашурков и др., 2014; Мирошниченко и др., 2008; Meng et al., 2006; и др.). На сегодняшний день установлены общие закономерности движений главных тектонических блоков, тогда как вопросы кинематики отдельных участков земной коры, особенно находящихся на стыке крупных структур, остаются весьма дискутируемыми.

Целью настоящего исследования является оценка методами космической геодезии смещений по основным разрывным нарушениям северо-восточного и меридионального простирания на территории юга Дальнего Востока России.

Район исследований расположен в пределах торцового сочленения восточного обрамления Центрально-Азиатского и южной части Тихоокеанского складчатых поясов. Центрально-Азиатский складчатый пояс, как единая структура, был сформирован к концу палеозоя за счет последовательного объединения различных палеотектонических элементов (островных дуг, микроконтинентов и др.), в то время как Тихоокеанский пояс – структура более молодая, формирование которой проходило в мезозое и кайнозое (Парфенов и др., 2003). Таким образом, исследуемая область характеризуется сложным гетерогенным строением, в составе которой выделяются разнородные и разновозрастные террейны.

Вдоль рассматриваемого в исследовании геодинамического профиля проявлены крупные региональные системы разломов северо-восточного и меридионального направлений. Перечислим основные (пересекаемые профилем вкрест простирания) разломы, отделяющие друг от друга крупные тектонические единицы с запада на восток: Харбинский, Западно-Туранский, Хинганский, Итунь-Иланский, Куканский, Амурский, Центральный Сихотэ-Алинский. Следует отметить, что в зоне влияния этих разломов проживает значительная часть населения юга Дальнего Востока России, а также расположены крупные действующие инфраструктурные объекты, такие как Транссибирская железнодорожная магистраль, нефтепровод «Восточная Сибирь – Тихий океан» и федеральная трасса «Амур», строящийся газопровод «Сила Сибири». Таким образом, качественная и количественная оценка кинематических характеристик смещений по перечисленным выше разломам, приводимая в настоящей работе, является важным этапом в изучении риска возникновения природных катастроф сейсмогенного характера на территории юга Дальнего Востока России.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследование современной кинематики в пределах геодинамического профиля г. Благовещенск п. Сукпай выполнено на основе вычисления величины смещений пунктов (точек наблюдения) Среднеамурского геодинамического полигона за период 2007–2015 гг.

К настоящему времени на профиле организовано 10 точек наблюдения (BLAG, TAMB, POLT, TALA, ARHA, SUTA, BIRO, ZMEY, SUKW, SUKO) (рис. 1). Пункты наблюдения представляют собой закрепленные в коренных породах или бетонных основаниях специальные реперы (стержни из легированной стали). Участки, на которых устанавливались реперы, выбраны таким образом, чтобы исключить влияние склоновых, криогенных и оползневых процессов, на достаточном удалении от каких-либо объектов деятельности человека. Также в работе приведены оценки смещения пункта KHAJ (г. Хабаровск), который входит в международную сеть IGS, данные GPS наблюдений по нему получены через интернет.

Измерения на реперных пунктах, как правило, выполнялись 1 раз в год с использованием спутниковых приемников Ashtech UZ-12, оснащенными антеннами типа choke ring. Запись информации приемниками осуществлялась с 30-ти секундным интервалом при продолжительности сессии не менее 36 часов, что является общепринятым мировым стандартом для проведения полевых работ (Herring et al., 2010). Для минимизации влияния сезонных отклонений на точность позиционирования все полевые кампании проводились в течение июля–августа.

Полученные данные GPS наблюдений обрабатывались с использованием программного пакета GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2010). В процессе обработки, для получения окончательного координатного решения, были использованы навигационные файлы, точные орбиты спутников и RINEX файлы станций международной сети IGS, загружаемые программным пакетом с сервера NASA (cddis.nasa.gov). Для определения системы отсчета использовались данные о положении и скоростях не менее 25 IGS станций, входящих в систему отсчета ITRF2008.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам измерений получено поле скоростей современных горизонтальных движений земной коры Среднего Приамурья. В планетарной системе отсчета исследуемой регион смещается в ЮВВ направлении со скоростями в диапазоне от 25 до 30 мм/год (табл. 1).

**Табл. 1.** Горизонтальные скорости смещений GPS пунктов геодинамического профиля Среднего Приамурья в системе координат ITRF2008.

| **Координаты пунктов в градусах** | | **Компоненты скоростей смещений мм/год** | | **Ошибки определения компонент скоростей мм/год** | | **Название Пункта** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **с.ш.** | **в.д.** | **восток** | **север** | **восток** | **север** | |
| 47,90 | 137,16 | 19,68 | -15,12 | 1,15 | 1,29 | SUKE |
| 48,07 | 136,62 | 20,37 | -15,87 | 0,85 | 1,23 | SUKW |
| 48,10 | 135,59 | 22,67 | -16,53 | 0,92 | 1,20 | ZMEY |
| 48,52 | 135,05 | 22,73 | -14,12 | 0,23 | 0,28 | KHAJ |
| 48,90 | 132,83 | 23,38 | -13,60 | 0,94 | 1,25 | BIRO |
| 48,95 | 131,60 | 24,60 | -15,92 | 0,21 | 0,26 | SUTA |
| 49,41 | 130,22 | 24,72 | -15,12 | 0,30 | 0,37 | ARHA |
| 50,10 | 130,01 | 23,70 | -13,32 | 0,26 | 0,34 | TALA |
| 49,91 | 128,22 | 25,64 | -16,29 | 0,31 | 0,38 | POLT |
| 50,08 | 128,03 | 24,96 | -11,01 | 0,32 | 0,40 | TAMB |
| 50,26 | 127,52 | 24,66 | -12,07 | 0,15 | 0,19 | BLAG |

На векторном поле скоростей (рис. 1), где величина смещений пунктов вычислена относительно опорного пункта BLAG (г. Благовещенск), отчетливо проявляется тенденция к постепенному уменьшению с запада на восток восточной компоненты смещений и увеличению южной, что, в глобальном масштабе, является следствием сложного механизма взаимодействия Евразийской, Амурской и Охотской плит. Следует отметить, что в том же направлении (от континента в сторону океана) отмечается омоложение возраста складчатости.

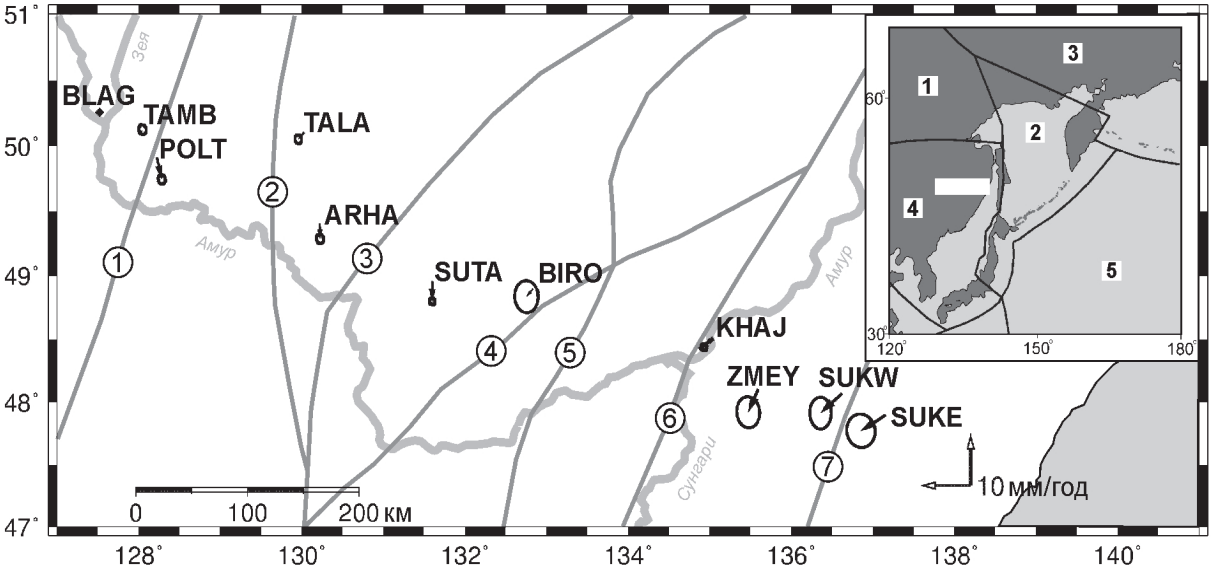



**Рис. 1.** Горизонтальные смещения пунктов GPS–измерений относительно постоянной станции BLAG (Благовещенск) и основные разломы: 1 – Харбинский; 2 – Западно–Туранский; 3 – Хинганский; 4 – Итунь-Иланский; 5 – Куканский; 6 – Амурский; 7 – Центральный Сихотэ-Алинский. Вектора скорости смещений пунктов (стрелки) приведены с эллипсами 95 % доверительного интервала. Белым прямоугольником на врезке обозначен район исследований; цифрами – литосферные плиты: 1 – Евразийская; 2 – Охотская; 3 – Северо-Американская; 4 – Амурская; 5 – Тихоокеанская.

Оценки скорости смещений пунктов геодинамического профиля позволяют установить характер и скорости смещений по активным на современном этапе своего развития разломам, перечисленным во введении.

Так, например, Харбинский разлом характеризуется правосдвиговой кинематикой с установленной величиной смещения по бортам разлома 6±0,7 мм/год. Примечательно, что столь значительная величина подвижек (для внутренних участков литосферных плит) практически никак не отображается в поле сейсмичности (International Seismological Centre, 2013), что, в свою очередь, может говорить о наличии вязкоупругого течения материала земной коры в теле разлома, либо, наоборот, о его заблокированном состоянии. Последнее является весьма опасным с точки зрения риска возникновения сильного землетрясения. О высокой скорости локальных горизонтальных деформаций Нижнезейского бассейна указывалось ранее в исследовании (Мирошниченко и др., 2008), в котором авторами, для этой территории, были получены значения деформаций, характерные для таких высокоподвижных областей, как Байкальский рифт и западная Монголия.

Западно-Туранский разлом с установленной величиной смещений до 5±0,7 мм/год по типу левого сдвига, по своему простиранию отчетливо выделяется в поле сейсмичности. В зоне его влияния инструментально зафиксированы отдельные землетрясения магнитудой близкой к 6.0. Так как в этой же зоне расположены действующая Бурейская и строящаяся Нижне-Бурейская ГЭСы, то потенциал возникновения техногенной катастрофы в результате сильного землетрясения здесь особенно велик.

Установленное смещение по Хинганскому разлому величиной менее 1 мм/год говорит о его неактивном состояния на неотектоническом этапе развития, рассматриваемой территории. Это также подтверждается данными сейсмических наблюдений, которые показывают значительное сокращение численности и величины землетрясений вдоль его простирания по сравнению с внутренними участками, разделяемых им тектонических блоков.

Оценить параметры смещений по Итунь-Иланскому и Куканским разломам в настоящем исследовании не представляется возможным в силу недостаточной плотности пунктов геодинамического профиля. Однако, согласно результатам исследований, приведенным в работе (Wei et al., 2013), риск возникновения сильного землетрясения для территорий, прилегающих к

этим разломам, весьма велик. Авторы, основываясь на интерпретации спутниковых снимков высокого разрешения, обнаружили два сейсмогенных скарпа возрастом первые тысячи лет протяженностью 70 и 20 км. Образование таких скарпов, несомненно, было вызвано значительными по магнитуде землетрясениями, а их повторение в условиях настоящего времени привело к катастрофическим последствиям.

Отметим также, что Куканский разлом, входящий в зону разломов Тан-Лу, является восточным окончанием Центрально-Азиатского складчатого пояса и отделяет его от Тихоокеанского складчатого пояса, маркируя тем самым переход от чисто континентального типа литосферы к переходному типу континент-океан.

К сожалению, достаточно четко охарактеризовать кинематику Центрального Сихотэ-Алинского разлома по полученным оценкам скорости смещений пунктов на его бортах также не представляется возможным в силу недостаточности серий наблюдений на пунктах (полученная скорость смещения по бортам разлома сопоставима с погрешностью определения скоростей смещений пунктов). В поле сейсмичности разлом не выражается.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе представлены оценки скорости смещений пунктов Среднеамурского геодинамического профиля, полученные на основе использования спутниковых GPS технологий. Выполненные исследования позволили установить общую направленность тектонических движений территории юга Дальнего Востока России. Определены кинематические характеристики некоторых основных разломов северо-восточного и меридионального простирания на исследуемой территории, что является очень важным моментом для оценки риска возникновения природных катастроф сейсмической природы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 299–311.
2. Мирошниченко А.И., Сорокин А.П., Саньков А.П., Лухнев А.В., Ашурков С.В., Сорокина А.Т., Панфилов Н.И., Серов М.А., Шерман С.И. Космическая геодезия в задачах геодинамики: Современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 71–79.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
4. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.4. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, 2010. 48 p.
5. International Seismological Centre: On-line Bulletin. Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2013. http://www.isc.ac.uk
6. Meng G., Shen X., Wu J., Rogozhin E. A. Present-day crustal motion in northeast China determined from GPS measurements // Earth Planets Space. 2006. Vol. 58. P. 1441–1445.
7. Wei M., Yugang L., Decheng J., Jian S., Xiaolong P. Evidence for Holocene activity of the Yilan-Yitong fault, northeastern section of the Tan-Lu fault zone in Northeast China // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. Vol. 67-68. P. 207–216.

УДК 550.348+550.37

# ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА САХАЛИНЕ МЕТОДОМ LURR (LOAD-UNLOAD RESPONSE RATIO)

*А.С. Закупин*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.zakupin@imgg.ru

Изучены возможности метода среднесрочного прогноза сейсмической опасности LURR на территории Северного Сахалина. Показано, что, как и для Южного Сахалина, результаты по которому были получены ранее, потенциал метода достаточно высок. Получены как ретроспективные оценки, так и возможные реализации на текущий 2016 г. Рассмотрена возможность использования слабой сейсмичности (M<3) для прогнозных оценок LURR.

**Ключевые слова:** *сейсмичность, прогноз, магнитуда*

## ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия в пределах Сахалинской области наблюдается высокая сейсмическая активность. Особенно тяжелыми последствиями на острове Сахалин сопровождались два события: Нефтегорское 1995 г. (*Mw*=7.2) и Невельское 2007 г. (*Mw*=6.2). В результате первого был практически стерт с лица земли г. Нефтегорск, погибли около 2000 человек. Материальный ущерб от Нефтегорского землетрясения составил более 4 млрд. рублей. Более умеренное по силе Невельское землетрясение 2007 г. разрушило г. Невельск, что привело к материальному ущербу в сумме более 6 млрд. рублей. Складывающаяся сейсмическая обстановка диктует необходимость развития исследований, связанных с выявлением закономерностей подготовки сильных событий, и использования их в средне- и краткосрочных экспериментальных прогнозах. В данной работе будет рассмотрен подход для среднесрочной оценки сейсмической опасности LURR (Yangde Feng et al., 2012; Yin et al., 1995; Yin et al., 2001). Для юга Сахалинской области методом LURR были получены интересные результаты, в частности по Невельскому землетрясению (Закупин, 2016а; Закупин и др., 2016; Тихонов, Закупин, 2016). В северной части острова сейсмичность представляет не меньший интерес (Нефтегорское землетрясение (ЗЛТ)), а в связи с добычей углеводородов на шельфе и вовсе является весьма актуальным вопросом. Интерес к анализу сейсмичности на севере также обусловлен наличием плотной сети сейсмических станций, развернутой в 2006 г. (Stepnov et al., 2014), которая позволяет уверенно регистрировать землетрясения, начиная с *Mw*=2. Результаты получены с помощью программного комплекса “Seis-ASZ”, который был разработан в ИМГиГ ДВО РАН для выполнения расчетов по методу LURR (Закупин, 2016а; Закупин, 2016б).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Методически сам метод LURR очень подробно излагается в работах (Yin et al., 1995; Yin et al., 2001), поэтому предлагается сразу перейти к результативной части материала. В работе (Закупин, 2016) были показаны две близкие области одного размера – с центром в очаге Невельского землетрясения и область, сдвинутая на 1 градус долготы в восточном направлении. В первой области результат улучшался по сравнению с данными, полученными по выборке, включающей весь юг Сахалина в плане интенсивности предвестника, но по времени изменений не отмечалось. Во второй же зоне предвестника перед Невельским событием не отмечалось вовсе (Закупин, 2016). В целом же было понятно, что площадь, которую покрывает каталог, не позволяет выбирать большое количество зон для анализа. Также как и для южной части

Сахалина, исследуемая зона (Северный Сахалин) была разбита на несколько подзон в виде эллипсов, в полуосях по 2 градуса, которых в итоге оказалось 4 (рис. 1). Важной составляющей метода LURR является расчетная выборка, и она для данного каталога удовлетворительна. В диапазоне магнитуд от 3.3 до 5.0 в среднем в год происходит больше 10 землетрясений, что при стандартной математической обработке (окно: 360 дней, сдвиг: 60 дней) допустимо. В то же время на рис. 1 хорошо видно, что в диапазоне магнитуд от 2 до 3.3 (рис. 1а) больше событий, чем в рабочем диапазоне (рис. 1б). Это обусловлено, прежде всего, плотностью сети и, как результат, представительностью выборки уже с магнитуд уровня 2. С учетом этого были проведены расчеты для двух диапазонов: 2–3.3, 3.3–5. Зависимости были построены для всех зон, начиная с 2006 г.

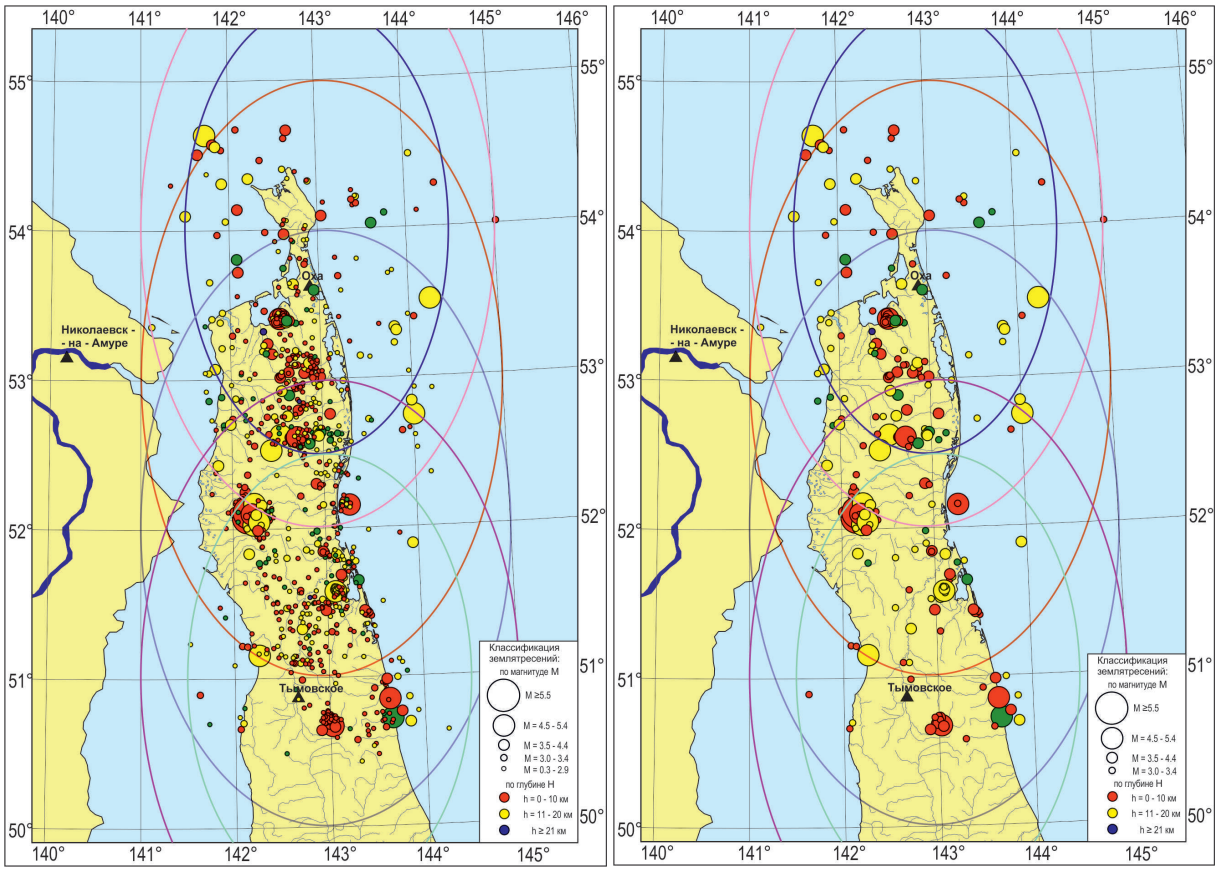



**Рис. 1.** Карта сейсмических событий Северного Сахалина с 2006 по 2016 гг.: слева – полная (все землетрясения); справа – в диапазоне магнитуд от 3.3 до 5.0.

Результат показал, что для всех зон сохраняется единая картина (примеры на рис. 2, 3), более того, она близка к результату, который был получен и для всего каталога (рис. 4). Первое оповещение о переходе в режим ожидания было отмечено в сентябре 2009 г. (рис. 3, 4), причем предвестник был слаб (превышение в два раза) и проявлялся не во всех зонах. Прогноз осуществился серией ЗЛТ в 2010 г. с самым сильным событием по магнитуде 16 марта (*Mw*=5.7; 52,078° с.ш.; 142,167° в.д.). Детальнее рассматривать это событие нет смысла ввиду величины как предвестника (немного больше 2-х), так и магнитуды события. Второй же и последний в эксперименте факт оповещения о сейсмической опасности случился в декабре 2013 г. Это было отражено во всех зонах, причем, если в декабре 2013 г. первое превышение составляло 3×, то к апрелю 2014 г. оно уже составило 8×, соответственно угроза снята не была и тревога не признана ложной. Возврат к фоновым значениям (окончательное формирование предвестника) и переход в режим ожидания (начиная с этого этапа, угроза может быть снята через 2 года) произошел в марте 2015 г. На текущий момент модуль отрабатывает значения LURR не больше 1.

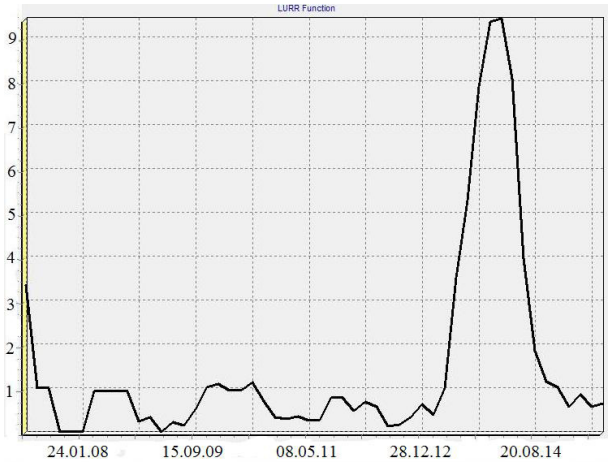



**Рис. 2.** Временная зависимость LURR. Зона с центром – 51 градус северной широты и 143 градуса восточной долготы и радиусом 2 градуса, диапазон магнитуд для событий в обработке – *Mw*=3.3-5.0, ширина окна – 360 дней, сдвиг – 60 дней.

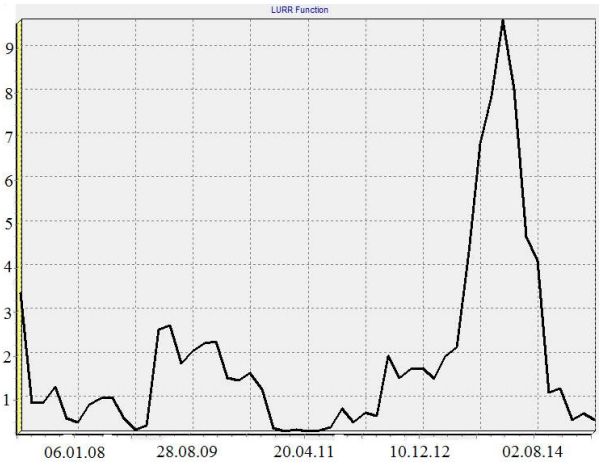



**Рис. 3.** Временная зависимость LURR. Зона с центром – 52 градуса северной широты и 143 градуса восточной долготы и радиусом 2 градуса, диапазон магнитуд для событий в обработке – *Mw*=3.3-5.0, ширина окна – 360 дней, сдвиг – 60 дней.

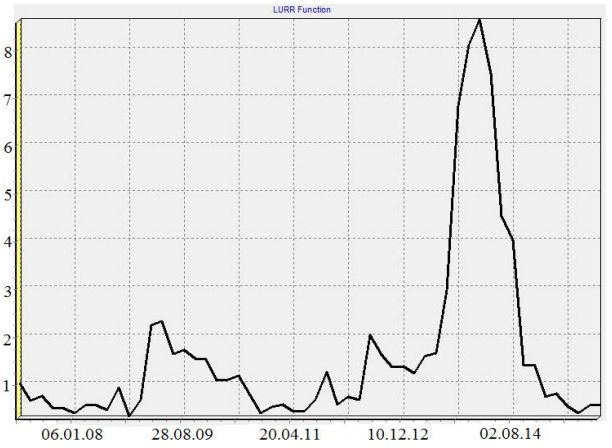



**Рис. 4.** Временная зависимость LURR для полного каталога. Диапазон магнитуд для событий в обработке – *Mw*=3.3-5.0, ширина окна – 360 дней, сдвиг – 60 дней.

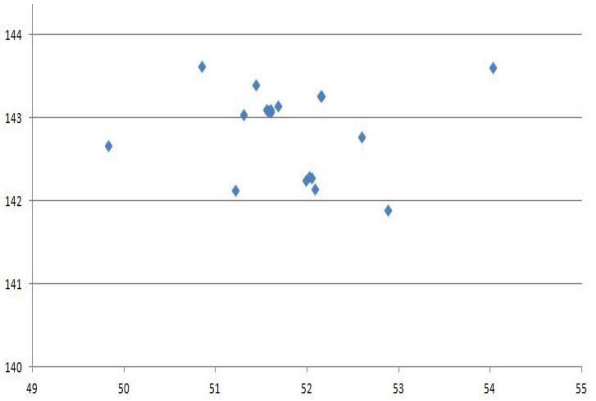



**Рис. 5.** Основные “положительные” ЗЛТ в вариации 2014 г.

На данный момент по используемому каталогу вероятность ошибки типа “ложная тревога” и “пропуск цели” равна 0 %. В тоже время задержка по текущему прогнозу уже составляет 15 месяцев. С учетом максимально допустимой задержки в 24 месяца, вероятность реализации прогноза ещё достаточно велика. Локализация района будущего землетрясения с помощью разбиения на зоны (рис. 1) указала на то, что вероятность наиболее высока для зоны Северного Сахалина между 51 и 53 градусами северной широты. Программа Seis-ASZ (Закупин, 2016) позволяет при обработке определять те землетрясения, которые в некотором временном промежутке играют определяющую роль в формировании предвестника (кластер событий). На рис. 5 показано распределение 18 событий, определивших неустойчивость. Здесь также, за исключением 2-х крайних событий, все остальные группируются по широте между 51 и 53 параллелями, а по долготе – между 142 и 144. При внимательном рассмотрении видно две группы событий (12) которые находятся в области: 51–52,2; 142–143,4. В последние

3 года именно здесь происходят самые сильные события в северной части Сахалина (до *Mw*=5). Уточненная функция LURR в зоне с центром (51,3° с.ш.; 142,6° в.д.) и даже меньшим радиусом – 1,5 градуса, была смоделирована со стандартными параметрами: ширина окна – 360, сдвиг – 60, диапазон магнитуд – 3.3-5.0. Результат показан на рис. 6. Для привлечения дополнительных материалов расчет был проведен в диапазоне магнитуд от 2.0 до 3.3, причем в той же зоне – 51,3° с.ш.; 142,6° в.д. С учетом сильного отличия выборок (791 событие для диапазона 2.0–3.3 и 94 события для диапазона 3.3–5.0) появилась возможность установить ширину окна для слабых событий 90 дней, шаг также уменьшился. Как видно из графика (рис. 7) – до 2016 г. LURR не выходил за пределы критических значений.

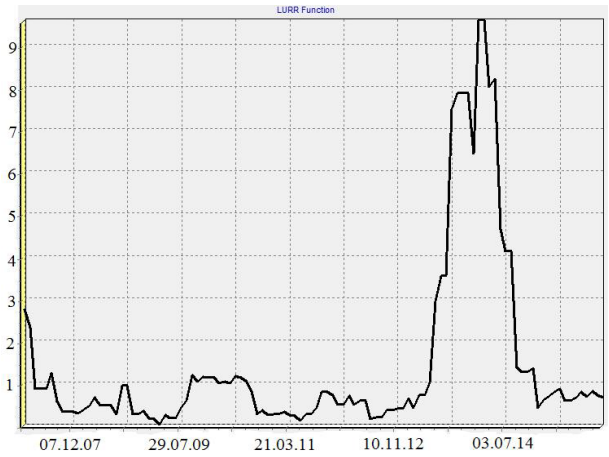



**Рис. 6.** Временная зависимость LURR. Зона с центром – 51,3 градуса северной широты и 142,6 градуса восточной долготы и радиусом 1,5 градуса, диапазон магнитуд для событий в обработке – M=3.3–5.0, ширина окна – 360 дней, сдвиг – 60 дней.

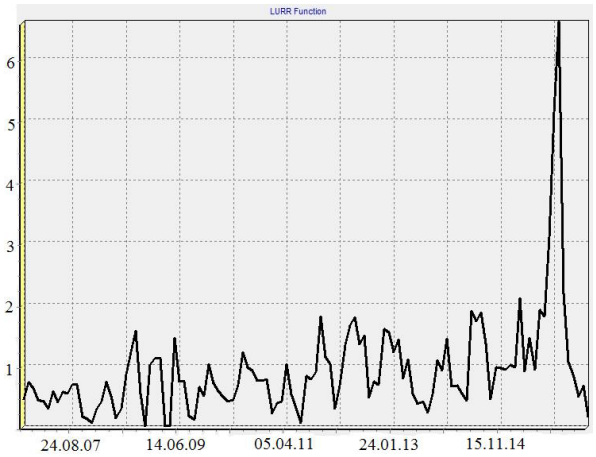



**Рис. 7.** Временная зависимость LURR. Зона с центром – 51,3 градуса северной широты и 142,6 градуса восточной долготы и радиусом 2 градуса, диапазон магнитуд для событий в обработке – M=2.0–3.3, ширина окна – 90 дней, сдвиг – 30 дней.

Оповещение о тревоге было получено при отработке данных за 25 октября 2015 г., а максимальные значения 6х функция показала 25 декабря 2015 г. Значения вернулись к фоновым (меньше 1) 23 февраля 2016 г. По состоянию на 22 июня программа находилась в точке, близкой к нулевому значению (рис. 7).

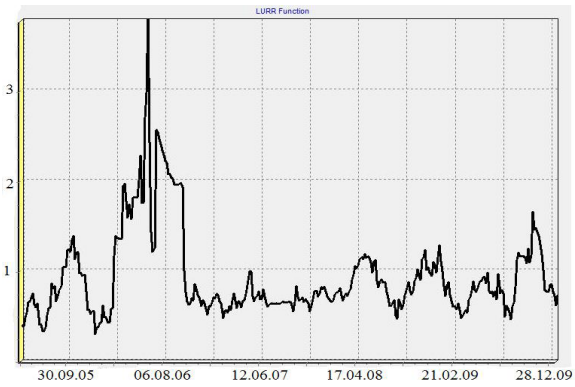



**Рис. 8.** Временная зависимость LURR. Зона с центром – 47 градусов северной широты и 142 градуса восточной долготы и радиусом 1 градус, диапазон магнитуд для событий в обработке – Mw=2.0-3.3, ширина окна – 90 дней, сдвиг – 5 дней.

С теми же параметрами (диапазон магнитуд для событий в обработке – M=2.0–3.3, ширина окна – 90 дней, сдвиг – 30 дней) были обработаны данные каталога СФ ГС РАН по Южному Сахалину (каталог также имеет представительность *Mw*=2) (Ким и др., 2011). Результат показан на рис. 8. Слабая сейсмичность в LURR никак не отражена для Невельского ЗЛТ, однако дала вариацию (единственную) за 6 дней до землетрясения (выход на пик 4× и возврат к значениям близким к 1). Для получения такого результата (краткосрочного) пришлось отстраивать точки каждые 5 дней (параметр сдвиг). Возможно ли, что в диапазоне *Mw*=2.0-3.0 информация пригодна для краткосрочного прогноза сравнительно небольших ЗЛТ? Или каких-то очень выделяющихся ЗЛТ? Методически

такое поведение слабой сейсмичности для LURR не определено никак, однако на это стоит обратить внимание в дальнейшем. Также стоит отметить, что 21 июня в исследуемой области Северного Сахалина произошло значимое событие (51,3° с.ш.; 142,6° в.д.; *Mw*=4.3), которое может иметь отношение к сформировавшемуся прогнозу (рис. 7), учитывая небольшую задержку (в пределах месяца).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты моделирования показали, что несмотря на использование каталогов различных сетей сейсмического мониторинга поведение LURR имеет сходство для южной и северной частей Сахалина. Получены ретроспективные оценки и рассмотрены варианты развития сейсмической ситуации до конца 2016 г.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Закупин А.С. Программный комплекс для анализа неустойчивости сейсмического процесса // Геоинформатика. 2016. № 1. С. 34–43.
2. Закупин А.С., Тихонов И.Н., Тараканов Р.З. Приливные деформационные возмущения как инструмент для прогноза сейсмической опасности (на примере Южного Сахалина) // МОНИТОРИНГ. Наука и технологии. 2016. 1(26). С. 25–30.
3. Закупин А.С. Seis-ASZ. Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2016611230, 28 января 2016 г.
4. Каталог землетрясений юга Сахалина за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций) / Ким Ч.У., Семенова Е.П., Жердева О.А., Сен Рак Се, Михайлов В.И., Левин Ю.Н., Паршина И.С., Урбан Н.А., Касахара М., Ичиянаги М., Такахаши Х. Владивосток: Дальнаука, 2011. 357 с.
5. Тихонов И.Н., Закупин А.С. Ретроспективная оценка применимости двухэтапной схемы краткосрочного прогнозирования землетрясений (M ≥5) Южного Сахалина по данным детального каталога // Вестник ДВО РАН. 2016. 1(185). С. 58–67.
6. Yangde Feng, Guoliang Ji and Wenkai Cui. Parallel Computing for LURR of Earthquake Prediction // International Journal of Geophysics. 2012. Article ID 567293.
7. Stepnov A.A., Gavrilov A.V., Konovalov A.V., Ottemoller L. New Architecture of an Automated System for Acquisition, Storage, and Processing of Seismic Data // Seismic Instruments. 2014. Vol. 50, № 1. P. 67–74.
8. Yin X.C. et al. A new approach to Earthquake Prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) Theory // Pure Appl. Geophys. 1995. Vol. 145, № 3/4. P. 701–715.
9. Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y., Bai Y.L., Wang H.T., Yin X.F. Development of a new approach to Earthquake Prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) Theory // Pure Appl. Geophys. 2001. Vol. 157, № 11/12. P. 2365–2383.

УДК 550.82(571.642)

# О СВЯЗИ МЕЛКОФОКУСНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ БУРЕНИЯ

*А.С. Закупин, П.А. Каменев, Д.М. Зиновьев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.zakupin@imgg.ru

Работа посвящена расчету и анализу напряженного состояния осадочных пород газового месторождения юга Сахалина и их связи с локальной мелкофокусной сейсмичностью. Рассчитаны вертикальные и предельные горизонтальные напряжения для различных глубин. Показано, что на юге Сахалина максимальное субширотное сжатие может превышать вертикальное напряжение в среднем в 2-3 раза. Наблюдения мелкофокусных землетрясений в окрестности Анивского месторождения свидетельствуют, что напряженное состояние осадочных пород Сахалина характеризуется горизонтальными напряжениями, которые близки к оценкам предельных значений по критерию Кулона-Мора.

**Ключевые слова:** *напряжения, скважина, бурение, сейсмичность, Сахалин.*

## ВВЕДЕНИЕ

Сводные данные о напряжениях в земной коре (проект The World Stress Map, WSM, (Heidbach et al., 2010)) свидетельствуют, что Сахалин (как и значительная часть России) остается белым пятном в отношении измерения тектонических напряжений. Ориентация направлений проекции главного сжатия на горизонтальную плоскость, проекта WSM, указывают на субширотное сжатие. Основным типом геодинамического режима (как проявления напряженного состояния) является взброс, реже сдвиг (Heidbach et al., 2010). Для систематизации картины напряженного состояния (геодинамических режимов) при наличии разноориентированных механизмов очагов удобно использовать распределения параметра Лодэ-Надаи $\mu_\sigma$, – инварианта напряженного состояния (Юнга, 1990). Проведенный в работе (Злобин, Каменев, 2003) расчет распределения параметра Лодэ-Надаи продемонстрировал преобладание сжатия на всей территории Сахалина. Однако диапазон глубин от 1 до 5 км является малоизученным. Уточнение значений предельных девиаторных напряжений в этом диапазоне, которые определяют тот или иной критерий разрушения, представляется актуальным в связи с проблемой интерпретации землетрясений с гипоцентром в осадочных породах, попадающим как раз в этот диапазон глубин. Распространено мнение, что тектонические землетрясения на таких глубинах не могут происходить, а случаи регистрации событий с глубиной гипоцентра до 5 км формально объясняются либо погрешностью расчетов, либо приповерхностными факторами (обвалы, техногенные воздействия). Альтернативная точка зрения опирается на возможность значительного разупрочнения породных массивов в сейсмоактивных регионах, в частности, в разломных зонах. В этих условиях даже умеренные по величине сдвиговые напряжения (порядка литостатического давления на глубинах до 5 км) приводят к сейсмическим подвижкам. Задачей настоящей работы является детализация оценок вертикальных и горизонтальных напряжений в осадочных массивах Сахалина на глубинах напряжений 0,5–1,5 км и сопоставление этих оценок с распределением локальной мелкофокусной сейсмичности.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для оценок предельных горизонтальных напряжений были использованы результаты наших предшествующих работ (Каменев и др., 2011), где по каротажным данным были определены геомеханические параметры осадочных массивов юга Сахалина на примере Анивского месторождения. Для оценки изменения литостатического давления $\sigma_3$ в МПа с глубиной $h$, в м, существует ряд подходов. Один из них использует эмпирическую формулу из работы (Bell, 1969):

$$\sigma_3 = 0.85 + 2.6 \cdot 10^{-5}\, h - 2 \cdot 10^{-9} h^2 + 6.6 \cdot 10^{-14} h^3 - 6 \cdot 10^{-19}\, h^4. \quad (1)$$

Подобные соотношения используются в случае отсутствия данных по плотностям горных пород. В более традиционном подходе оценки литостатики используются суммарные данные плотностей ρ в г/см$^3$ и мощностей соответствующих слоев горных пород $h$.

$$\sigma_3 = 9.8\ 10^3\ \Sigma\ \rho_i\ h_i\ . \quad (2)$$

Использовалось как соотношение (1), так и соотношение (2) вместе с результатами расчета плотностей из работы (Каменев, 2014).

Феноменологические оценки литостатического напряжения, коэффициента внутреннего трения и сцепления (Каменев и др., 2011) позволяют определить диапазон возможных значений горизонтального (тектонического) напряжения. В основу этих оценок заложено представление о режиме новейшей геодинамики Сахалина и критерии Кулона-Мора. Исходное выражение для предельного сдвигового напряжения (закон Кулона-Мора) записывается в виде:

$$\tau = f\,\sigma_n + C_0, \quad (3)$$

где τ – максимальное напряжение сдвига вдоль плоскости разрыва, $\sigma_n$ – эффективное напряжение (напряжение в скелете породы) действующее нормально к плоскости разрыва в МПа, f – коэффициент внутреннего трения.

Можно считать, что литостатическое давление соответствует наименьшему из главных напряжений, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , где $\sigma_1$ – наибольшее горизонтальное напряжение (сжатие), $\sigma_2$ – меньшая из двух компонент горизонтального напряжения, $\sigma_3$ – вертикальное напряжение. Об этом свидетельствуют результаты региональной геодинамической обстановки приведенные выше. Для вывода общего выражения для предельного горизонтального напряжения $(\sigma_1)_{max}$ можно воспользоваться формулами пересчета напряжений при повороте системы координат на угол β. В случае, когда рассматриваемая плоскость разрушения наклонена (“повернута”) на угол β относительно горизонтальной плоскости, т.е. направления действия $\sigma_1$, выражения для нормального, $\sigma_n$, и касательного, $\tau_n$, напряжений на этой плоскости принимают форму:

$$|\tau_n| = ½\ (\sigma_1 - \sigma_3)\ \sin 2\beta\ , \qquad \sigma_n = ½\ (\sigma_1 + \sigma_3) - ½\ (\sigma_1 - \sigma_3)\ \sin 2\beta \quad (4)$$

При оценках предельного напряжения $(\sigma_1)_{max}$ величину $|\tau_n|$ можно приравнять к максимальному касательному напряжению τ из выражения (3). Таким образом, после подстановки (4) в (3) и преобразований, учитывающих взаимосвязь между коэффициентом внутреннего трения f и наклоном плоскости наиболее легкого разрушения в случае пологих надвигов (взбросов) tg 2β = 1/f, получается следующее выражение:

$$(\sigma_1)_{max} = \sigma_3 \frac{(1+f^2)^{1/2} + f}{(1+f^2)^{1/2} - f} + \frac{2C_0}{(1+f^2)^{1/2} - f}. \quad (5)$$

В выражении (5) для краткости записи использован коэффициент внутреннего трения f, хотя выше приводились данные для угла внутреннего трения φ. Для получения зависимости предельного горизонтального напряжения $\sigma_1(h)$ в формулу (5) подставлялись значения вертикального (литостатического) давления $\sigma_3(h)$. Также использовались результаты вычислений значений угла внутреннего трения $\varphi(h)$ и сцепления $C_0(h)$. График полученной зависимости предельного горизонтального напряжения представлен на рис. 1 вместе с графиком вертикального (литостатического) давления. Графики свидетельствуют, что в диапазоне глубин 600–1500 м Анивского месторождения предельное горизонтальное напряжение больше вертикального в среднем в 2–3 раза, что соответствует региональной геодинамической обстановке.

Для проверки того, что оценки величин предельных напряжений $(\sigma_1)_{max}$, $\tau_{max}$ отражают реальное напряженное состояние осадочных пород на рассматриваемых глубинах (и поэтому могут использоваться в моделях состояния среды), были проанализированы данные о локальной сейсмичности вокруг Анивского месторождения с привязкой к двум скважинам ЮЛ-14 (46,71° с.ш.; 142,46° в.д.) и Петр-1 (46,79° с.ш.; 142,50° в.д.). Рассматривались землетрясения в радиусе не более 20 километров от скважины, выборки землетрясений в этих зонах показаны на рис. 2а, 3а. Для анализа использовался каталог землетрясений южной части о. Сахалин за

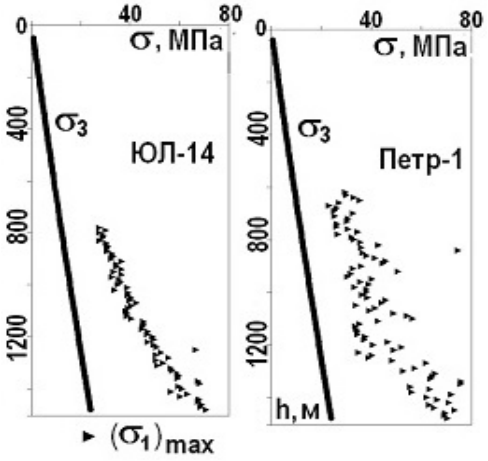



**Рис. 1.** Зависимость и глубины вертикального и предельного горизонтального напряжений в коре по месту расположения для скважин Анивского месторождений.

2003–2010 гг., составленный Сахалинским филиалом ГС РАН и ИМГиГ ДВО РАН. Каталог включает более 5 тысяч событий, диапазон представительных магнитуд 2.0≤M≤6.0 (Каталог …, 2011). По каталогу с помощью сейсмологического программного комплекса Seis-ASZ, разработанного в ИМГиГ ДВО РАН (Закупин, 2016), были выделены события, у которых гипоцентры расположены на малых глубинах (до 3 км) на расстоянии также не более 20 км от каждой из скважин Анивского месторождения (рис. 2б, 3б). Для скважины ЮЛ-14 таких событий оказалось 13, а для Петр-1 – 14 (примерно 10 % от всех событий, расположенных не далее 20 км от центра по месту одной или другой скважины). Магнитуды событий составляют от 2.1 до 3.2. Среди этих двух выборок событий имеются 4 наиболее мелкофокусных, с гипоцентрами на глубинах менее 1,5 км. Также имеется 5 событий, гипоцентры которых удалены от скважины ЮЛ-14 или Петр-1 не более, чем на 10 км.

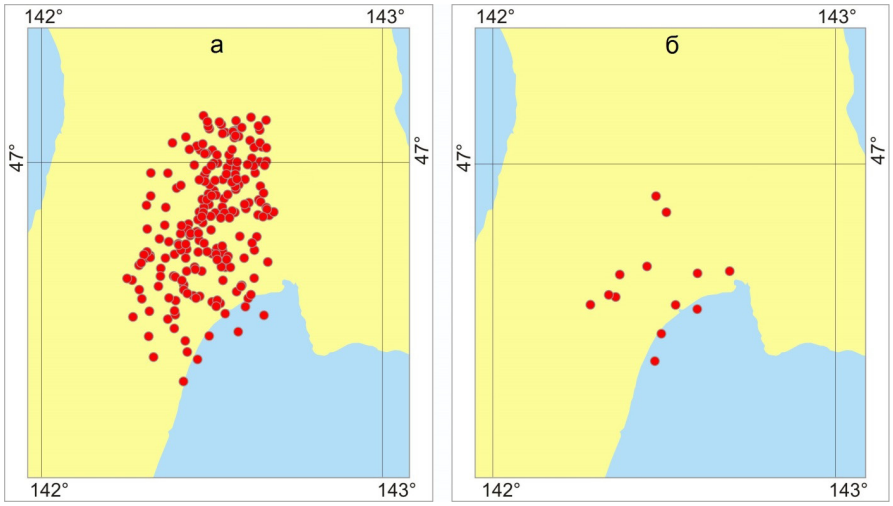



**Рис. 2.** Распределение локальной сейсмичности Анивского месторождения для скважины ЮЛ-14.

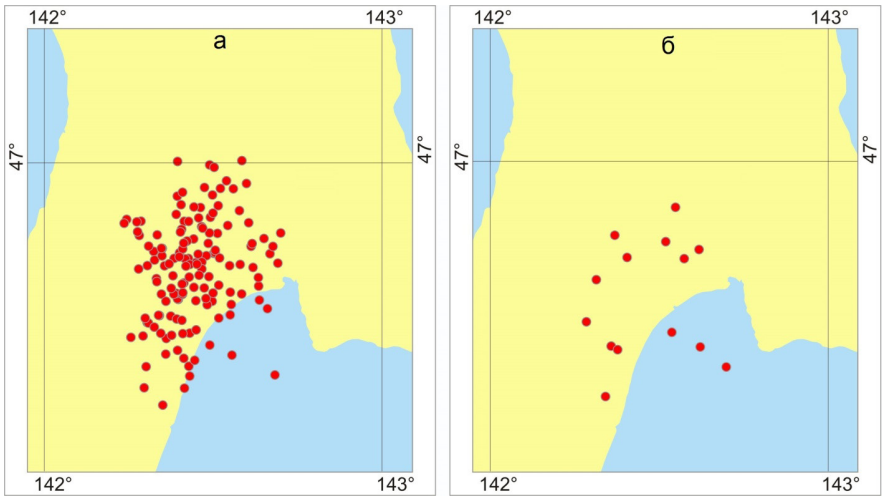



**Рис. 3.** Распределение локальной сейсмичности Анивского месторождения для скважины Петр-1.

Для каждого из выделенных событий время между его датой и временем геофизических исследований на ближайшей скважине (привязка «in situ» оценок по времени) не более 5–10 лет. За такой интервал времени горизонтальное (тектоническое) напряжение не могло значительно измениться, даже с учетом спада напряжений в очагах землетрясений (Ребецкий, 2007; Юнга, 1990).

Таким образом, наблюдения крайне мелкофокусных землетрясений в окрестности Анивского месторождения свидетельствуют, что напряженное состояние осадочных пород Сахалина характеризуется горизонтальными напряжениями, которые близки к оценкам предельных значений по критерию Кулона-Мора. Другими словами, модель субкритического напряженного состояния породных массивов позволяет количественно оценивать напряжение главного сжатия на основе данных комплексного каротажа скважин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Закупин А.С. Программный комплекс для анализа неустойчивости сейсмического процесса // Геоинформатика. 2016. № 1. С. 34–43.
2. Злобин Т.К., Каменев П.А. Особенности поля упругих напряжений в литосфере Сахалина // Материалы XXXVI Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 223–228.
3. Каменев П.А., Богомолов Л.М., Валетов С.А Об оценках геомеханических параметров осадочных породных массивов по данным комплексного каротажа скважин (на примере Сахалина) // Труды Всероссийской конф. «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли». Новосибирск, 2011. С. 133–139.
4. Каменев П.А. Оценка плотностей осадочных пород по данным акустического каротажа с использованием эмпирических соотношений на примере Сахалина // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1, Вып. 23. С. 69–78.
5. Каталог землетрясений юга Сахалина за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций) / Ким Ч.У. и др. Владивосток: Дальнаука, 2011. 357 с.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИЦК «Академкнига», 2007. 406 с.
7. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
8. Bell L.N. Pressures and fracture gradient. New York: Scientific publishing company, 1969. 319 p.
9. Heidbach O., Tingay M., Barth A. The World Stress Map based on the database release 2008. Paris: Commission for the Geological Map of the World. doi:10.1594/GFZ.WSM. Map 2009.

УДК 550.34

# СОЗДАНИЕ И АНАЛИЗ МИРОВОГО КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗА ПЕРИОД 1904-2015 ГГ.

*Д.М. Зиновьев, М.Ю. Андреева*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
d.zinoviev@imgg.ru

Данная работа посвящена анализу мирового каталога землетрясений за период 1904–2015 гг. В список вошли 450126 событий. Выполнен анализ каталога землетрясений по магнитудам и глубинам в целом по миру, а так же по северному и южному полушариям.

**Ключевые слова:** *землетрясение, сейсмичность, магнитуда, гипоцентр, каталог.*

## ВВЕДЕНИЕ

История инструментальных сейсмологических наблюдений не так велика – немногим более ста лет. Землетрясения, особенно те, которые производят разрушения зданий и сооружений, приводят к гибели людей и животных, всегда пугали и до сих пор страшат людей своей непредсказуемостью и страшными последствиями. Учеными–сейсмологами предпринимаются большие усилия как для предсказания землетрясений, так и для уменьшения последствий после них. Для этого составляют каталоги землетрясений за более длительный период (так как повторяемость сильнейших землетрясений может достигать десятков лет) и ретроспективно изучают сейсмический режим определенных регионов.

Все исходные данные о землетрясениях собирают в бюллетени и каталоги, в которых публикуются данные о местоположении, времени и силе землетрясений, произошедших в пределах территории, охваченной станциями сети. Списки каталогов сейсмических данных представляют собой входную информацию для научных и прикладных исследований. Создание мирового списка землетрясений является важнейшей задачей для изучения пространственно-временного распределения гипоцентров землетрясений, приводящих к пониманию геодинамических процессов, происходящих в недрах земли.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Созданный мировой каталог за период с 1904 по 2015 гг. представляет собой сводку, полученную с помощью объединения данных о сильных землетрясениях из литературных источников (Gutenberg, Richter, 1954) за 1904–1953 гг. и (Рихтер, 1963) за 1904–1963 гг., а также данные о событиях с магнитудой $m_b \geq 4$ из бюллетеней Международного Сейсмологического Центра (Bulletin of the International Seismological Center) за 1964–2015 гг.

Из распределения числа землетрясений по годам (рис. 1) можно выделить следующие однородные по числу событий временные интервалы: 1904–1922 гг., 1923–1946 гг., 1947–1963 гг., 1964–1994 гг., 1995–2012 гг., 2013–2015 гг.

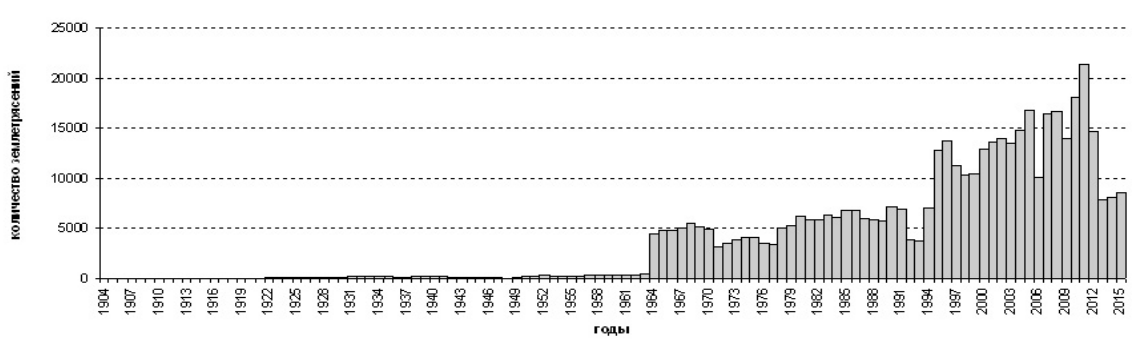



**Рис. 1.** Гистограмма распределения числа землетрясений по годам.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В настоящий мировой каталог землетрясений за период с 1904 по 2015 гг. вошли 450126 событий: 195457 локализовано в южном, а 254669 – в северном полушариях. Карта гипоцентров землетрясений представлена на рис. 2. Количество землетрясений, не известных по глубине, в каталоге составило 8,9 % от общего числа.

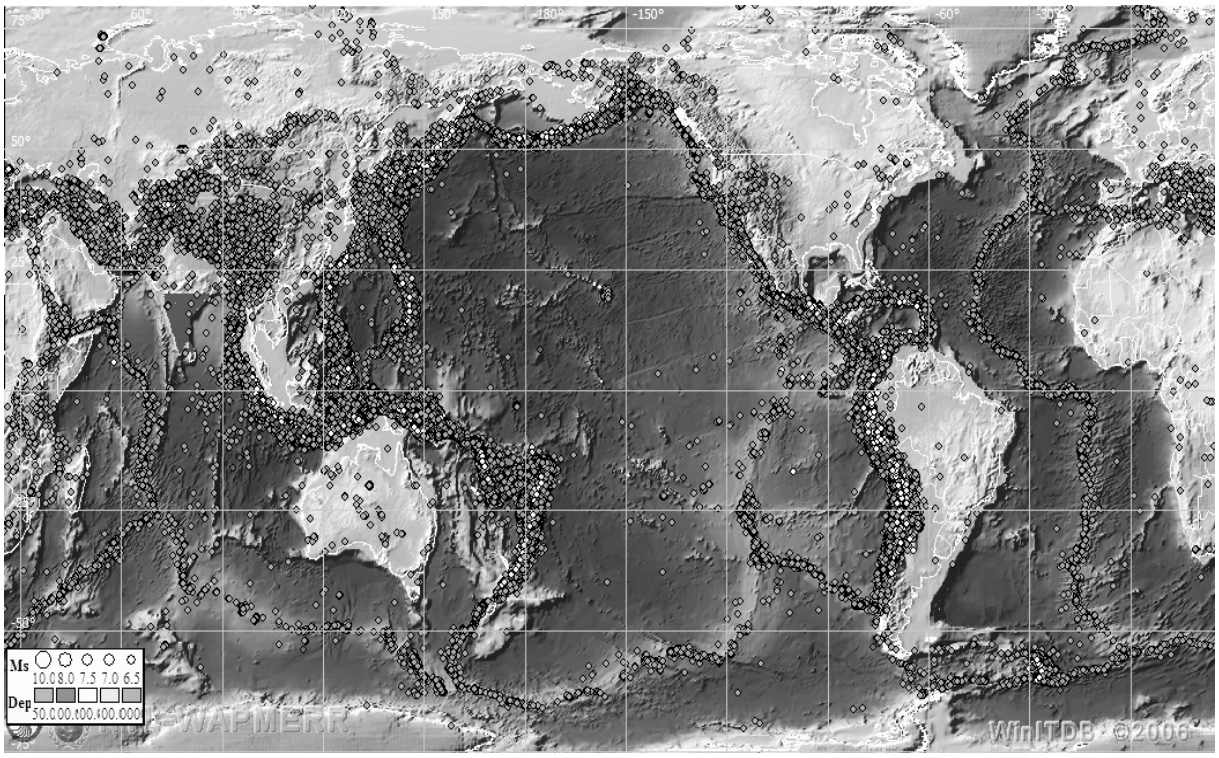



**Рис. 2.** Карта гипоцентров землетрясений.

Гистограмма распределения количества землетрясений по магнитудам и глубинам представлены на рис. 3 (а, б).

15 % (68262) событий составляют землетрясения с магнитудой 4≤M<5, 73 % (329190) событий зарегистрированы с магнитудой 5≤M<6 и 12 % (52667 событий) – с магнитудой M>6. Из гистограммы на рис. 3б видно, что 69 % (309881 событий) локализовано в диапазоне глубин h=10–80 км, а 22 % (100155 событий) – в диапазоне глубин h=90–700 км.

Из гистограммы рис. 3а можно судить, что 85 % (381832 событий) зарегистрированы с магнитудой 4 M<5, 14 % (62101 событий) зарегистрированы с магнитудой 5 M<6 и 1 % (6193 событий) – с магнитудой M>6. Из гистограммы на рис. 3б видно, что 84 % (213796 событий) локализовано в диапазоне глубин h=0–80 км, а 16 % (40873 событий) – в диапазоне глубин h= 81–700 км.

Из гистограммы на рис. 4а видно, что на северное полушарие приходится 254669 землетрясений, 87 % которых (220739 событий) зарегистрированы с магнитудой 4 M<5, 12 % (30536 событий) – с магнитудой 5 M<6 и 1 % (3394 событий) – с магнитудой M>6. Гистограмма распределения землетрясений по глубинам в северном полушарии (рис. 4б) показывает, что 84 % (213796 событий) отмечены в диапазоне глубин h = 0–80 км, а 16 % (40873 событий) – на глубинах h = 81–700 км.

Из гистограммы на (рис. 5а) видно, что на южное полушарие приходятся 195457 землетрясений, из них 82 % (161093 событий) зарегистрированы с магнитудой 4≤M<5, 16 % (31565 событий) зарегистрированы с магнитудой 5≤M<6 и 1,4 % (2799 событий) – с магнитудой M>6. Гистограмма распределения землетрясений по глубинам в южном полушарии рис. 5б показывает, что 59 % (114794 событий) локализованы в диапазоне глубин h=0–80 км, а 30 % (59280 событий) – на глубинах с h=81–700 км.

## ВЫВОДЫ

Собранный каталог землетрясений за период с 1904 по 2015 гг. представляет собой сводку данных о сейсмических событиях. В приведенной статистике мирового каталога представлены гистограммы распределения землетрясений по магнитудам и глубинам в целом по миру, а также по северному и южному полушарию в отдельности. Больше половины землетрясений происходят на глубинах до 80 км. Основная часть всех землетрясений регистрируется с магнитудой меньше 5.0, причем, эта закономерность выявляется как для северного, так и для южного полушария.

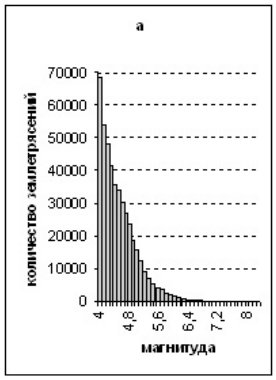



**Рис. 3а.** Гистограмма распределения землетрясений по магнитудам.

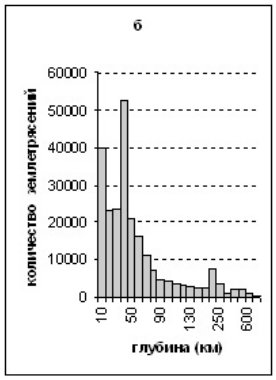



**Рис. 3б.** Гистограмма распределения землетрясений по глубинам.

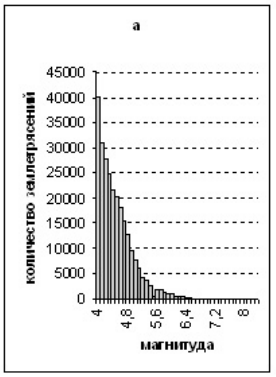



**Рис. 4а.** Гистограмма распределения землетрясений по магнитудам в северном полушарии.

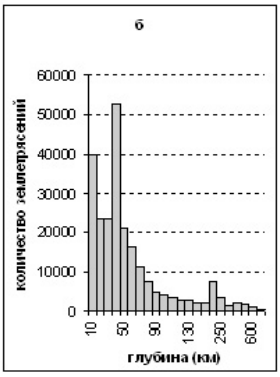



**Рис. 4б.** Гистограмма распределения землетрясений по глубинам в северном полушарии.

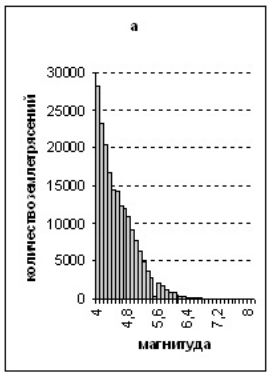



**Рис. 5а.** Гистограмма распределения землетрясений по магнитудам в южном полушарии.

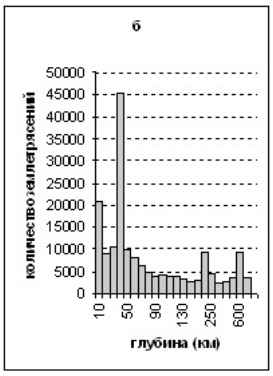



**Рис. 5б.** Гистограмма распределения землетрясений по глубинам в южном полушарии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the earth and associated phenomena. 1954. 310 p.
2. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностранной литературы, 1963. 665 с.

УДК 58.002

# РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМ ВИЗУАЛИЗАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЕСТЕСТВЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В СВЯЗИ С ОПЕРАТИВНЫМ ПРОГНОЗОМ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

*В.А. Паровышный, А.И. Казаков*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.kazakov@imgg.ru

Рассматриваются результаты выявления предвестников сейсмических событий по временным изменениям естественных геофизических полей над залежью газа. Предлагается путь решения оперативной обработки наблюдений и визуализации результатов.

**Ключевые слова:** *временные изменения естественных геофизических полей, залежь газа, активные разломы, оперативный прогноз сейсмических событий, обработка и визуализация результатов наблюдений.*

Экспериментальные исследования по изучению временных изменений геофизических полей над залежью газа проводятся лабораторией геодинамики ИМГиГ ДВО РАН с 2003 г. Основная задача исследований – разработка методики оперативного прогноза сейсмических событий. Под оперативным прогнозом понимается прогноз, содержащий точные сведения о месте, времени и энергии предстоящего сейсмического события.

Наблюдения производятся на стационарных пунктах комплексом геофизических методов, включающим: метод естественного электрического поля, магнитометрию, термометрию.

Стационарные пункты расположены в продуктивных блоках Южно-Луговского месторождения газа (4 км к западу от г. Анива Сахалинской области, рис. 1). Описание месторождения и структура залежи описаны ранее (Паровышный и др., 2008; Паровышный и др., 2009).

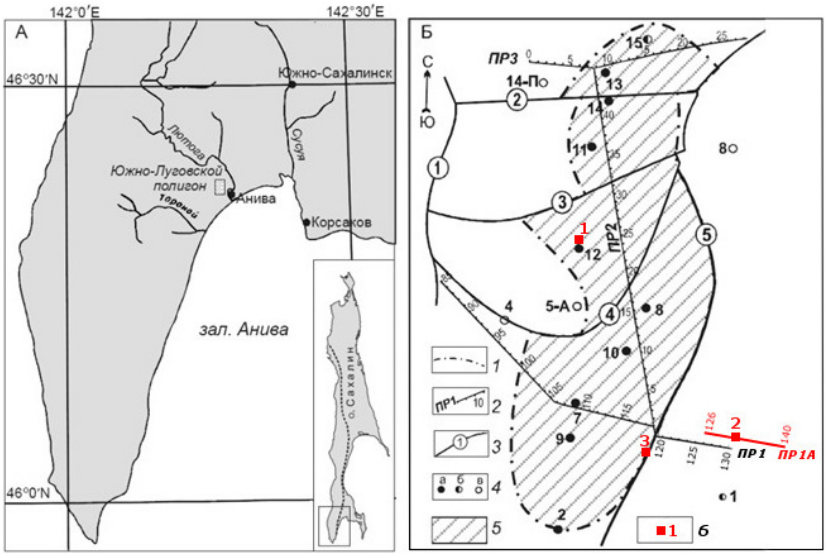



**Рис. 1.** Географическое положение (А) и структурная схема полигона (Б). Условные обозначения: 1 – контур газовой залежи; 2 – профили комплексных геофизических наблюдений; 3 – основные разрывные нарушения по данным сейсморазведки и бурения; 4 – скважины: а – с промышленными притоками, б – с непромышленными притоками, в – непродуктивные; 5 – площадь залежи; 6 – стационарные пункты. На врезке рис.1А показано положение Центрально-Сахалинского разлома. Расстояние между пикетами на профилях – 50 м, на профиле 1А –25 м.

Электрометрические наблюдения производятся цифровой 6-канальной компьютеризированной станцией от 6 диполей, ориентированных от общего центра по истинным азимутам через 30 градусов. Дискретность измерений 10 с по каждому каналу, точность определения Δ U – ±0,5 мкв.

Магнитометрические наблюдения производились до 2015 г. протонным магнитометром ММП-203, в 2015 и 2016 гг. – феррозондовым трехкомпонентным магнитометром Lemi-025 (производитель Австрия), точность определения по каждому вектору не менее ± 0,01 нТл.

Термометрические наблюдения производятся цифровой компьютеризированной станцией от датчиков, погруженных в скважины на глубину 4,7 м. Точность определения температур ±0,05 $^{O}$C. Полученная информация не равноценна по значимости. Наиболее информативны данные ЕП, которые в графической форме позволяют определить время предстоящего сейсмического события и, в большинстве случаев, направление на его эпицентр. Данные магнитометрии и термометрии используются для более точного определения времени события.

За время наблюдений цифровой аппаратурой записано более 300 эпизодов сейсмических событий, по которым прослеживается период подготовки события, момент его реализации и последующий цикл стабилизации полей. В общем виде выявлены следующие основные закономерности:

1. При отсутствии сейсмических событий (спокойная сейсмологическая обстановка) геофизические поля находятся в спокойном состоянии без видимых отклонений от фона (рис. 2).

2. В конечную стадию подготовки сейсмического события наибольшие возмущения естественного электрического поля регистрируются по каналам, ориентированным азимутально близко по направлению на эпицентр. Очевидной связи вариаций температуры воздуха и атмосферного давления с изменением геофизических параметров, определяемых от заземлённых датчиков, не выявлено.

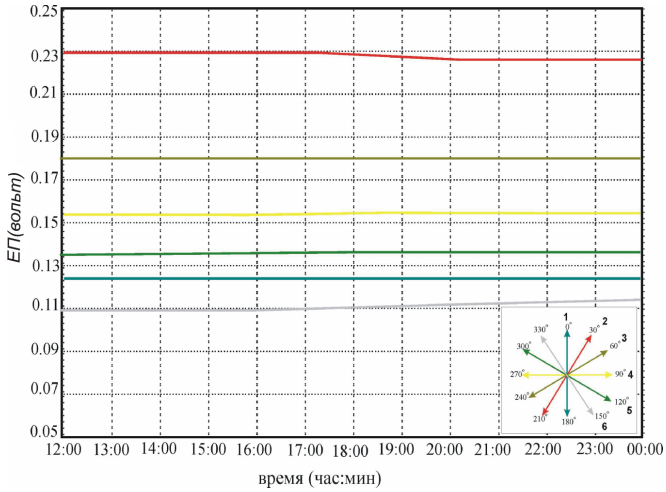



**Рис. 2.** Пример состояния естественного электрического поля (ЕП) в период отсутствия сейсмических событий 1.10.2011 г. Здесь на цветной врезке показаны ориентировка диполей по истинным азимутам и номера каналов записи ЕП.

Изложенное выше показывает, что применяемый комплекс методов и методика наблюдений позволяют определить время предстоящего сейсмического события и направление на его эпицентр. Для определения координат эпицентра необходима организация одновременных наблюдений на трех пунктах, удаленных друг от друга не менее чем на 250 км.

Демонстрируемые здесь материалы наблюдений получены в следующей последовательности: цифровые станции накапливают информацию на собственных носителях, которая периодически скачивается в полевой компьютер, затем запись преобразуется в графическую форму и сопоставляется с официальными данными сейсмологической службы Сахалина. Процедура обработки первичного цифрового массива занимает несколько часов. При очевидной возможности осуществления реального прогноза в данной ситуации он не может быть реализован без специального программного обеспечения.

На рис. 3 и 4 показан пример записи естественного электрического и геомагнитного полей, регистрирующих процесс подготовки и реализации сейсмического события. На рис. 3 представлены графики полей в истинных значениях, на рис. 4 – в градиентах по тем же составляющим. По информативности обе группы графиков примерно одинаковы, однако на рис. 3 хорошо прослеживается направление на эпицентры событий в 12h51m и в 13h46m по амплитудам сигналов, а на рис. 4 они выражены менее четко.

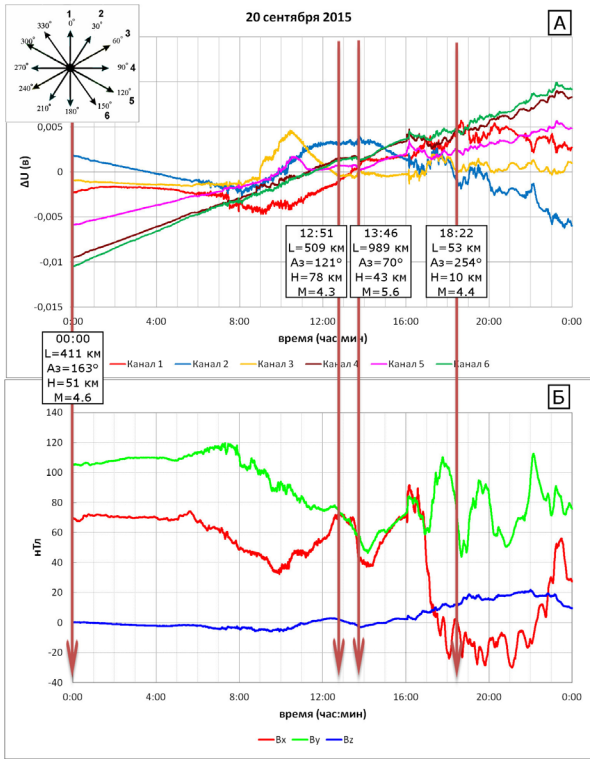



**Рис. 3.** А – графики естественного электрического поля; Б – графики геомагнитного поля по составляющим: Bx, By – горизонтальные, Bz - вертикальная. Здесь и ниже вертикальными красными стрелками показаны моменты сейсмических событий.

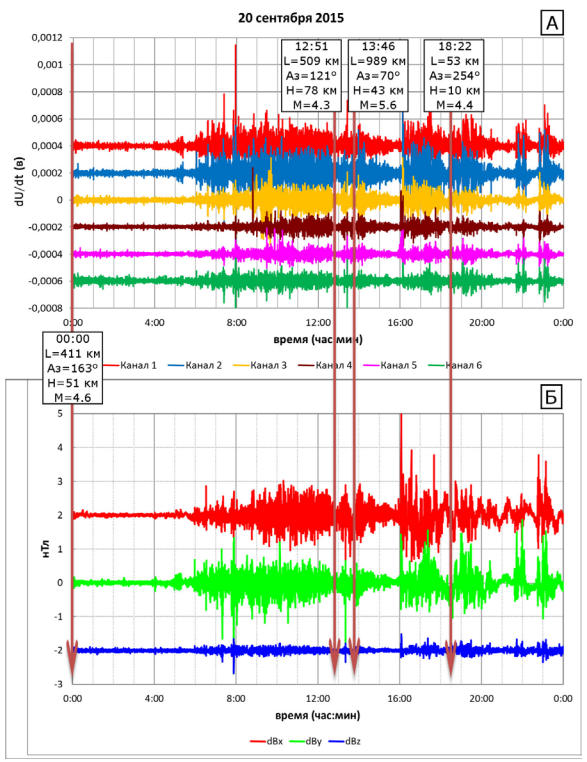



**Рис. 4.** А – производные естественного электрического поля (du/dt); Б – производные геомагнитного поля (dx/dt, dy/dt, dz/dt).

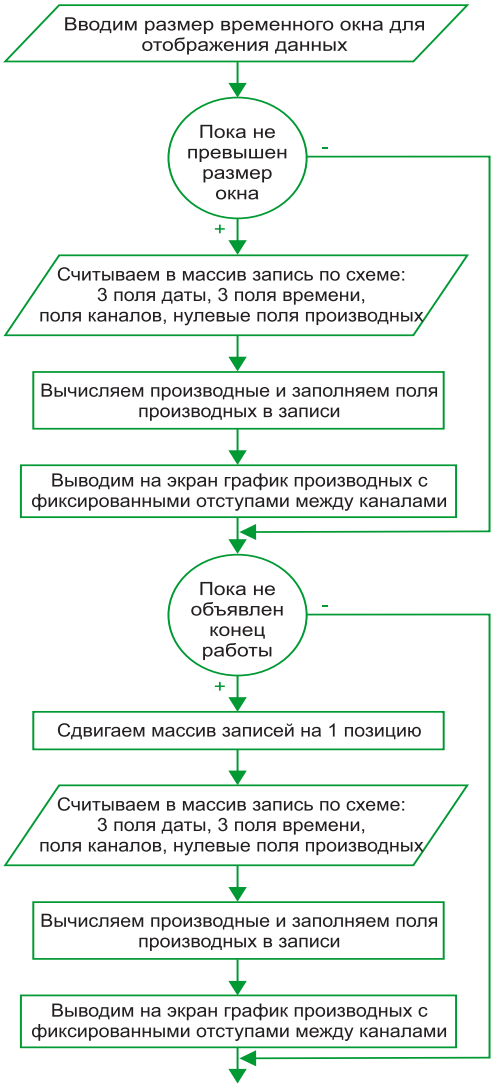



**Рис. 5.** Блок-схема программы, реализующей оперативную обработку первичных материалов на основе вычисления производных.

То есть оба способа визуализации имеют свои преимущества и недостатки. При этом несомненным преимуществом производных является оперативность. Так, если для получения графиков на рис. 3 нужно несколько суток, то графики производных можно получить в текущем режиме, т.е. по мере получения результатов измерений. Блок-схема программы, реализующей оперативную обработку первичных материалов на основе вычисления производных, представлена на рис. 5.

Как видно из фрагмента алгоритма, изображенного на рис. 5, при построении графиков производных составляющих геофизического поля определяющим является параметр «размер временного окна», т. е. горизонтальный масштаб. Возможность изменения тайм-фрейма позволяет обеспечить необходимое графическое разрешение, поскольку вертикальное масштабирование осуществляется автоматически. Кроме того, по мере «устаревания» информации для задачи оперативного прогноза сейсмических событий массив измерений для отображения сдвигается, освобождая память ЭВМ, что способствует сохранению производительности. Вся последовательность действий в алгоритме поддерживает возможность адаптации как под обработку электрометрических записей 6-канальной компьютеризированной станции, так и под обработку 3-компонентных записей магнитометра Lemi-025.

После запуска программы в рабочий режим и организации синхронных наблюдений не менее чем на двух полигонах осуществление оперативного прогноза возможно в опытном варианте.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Паровышный В.А., Веселов О.В. Сеначин В.Н., Кириенко В.С. Временные изменения геофизических полей над газовой залежью (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 3–14.
2. Parovyshny V.A., Senachin V.N., Veselov O.V., Kochergin E.V. Temporal variations in geophysical fields and earthquake issues // Geodynamics and Tectonophysics. 2015. Vol. 6, № 1. P. 63–76.

УДК 550.343.6

# ВАРИАЦИИ В ПОЛЕ ПОДПОЧВЕННОГО РАДОНА ПЕРЕД ЖУПАНОВСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ С M=7.2 (КАМЧАТКА)

*Е.О. Макаров, П.П. Фирстов*

Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба РАН", г. Петропавловск-Камчатский

В работе представлены результаты регистрации подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в период возникновения сильного землетрясения M=7.2. Показано, что этому землетрясению предшествовали аномалии в поле подпочвенного радона, вызванные прохождением геодеформационных волн, вероятно возникающих в районе будущего очага на последней стадии его подготовки. Выделенные аномалии позволили в реальном времени сделать прогноз землетрясения с M>6.5 в районе полуострова Камчатка.

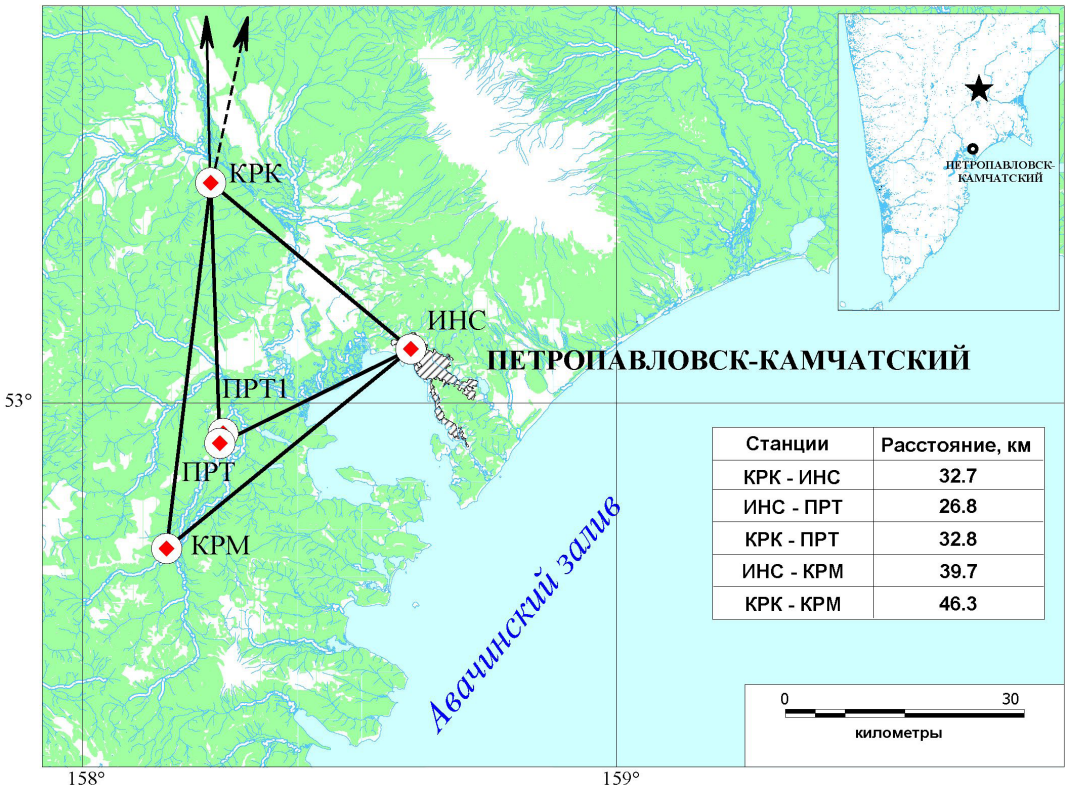
**Ключевые слова:** *подпочвенный радон, предвестники, землетрясения, прогноз, миграция радона.*

Процессы дегазации Земли в значительной степени контролируются величиной напряжений в разломных зонах земной коры различной иерархии. Миграция газов в верхней толще земной коры определяется диффузионными и фильтрационными свойствами горных пород, зависящих от их проницаемости, пористости и трещиноватости. Поэтому, естественно, что на выделение радиоактивных газов из пород и фильтрационные свойства геосреды влияние оказывают и вариации поля напряжений (Рудаков, 2009).

В настоящее время в сейсмически активных районах планеты ведется мониторинг подпочвенного радона с целью поиска среднесрочных и краткосрочных предвестников сильных землетрясений и для разработки методики их прогноза (Ramola at al., 2008; Sedat at al., 2008).

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне сеть пунктов мониторинга подпочвенных газов Камчатского филиала Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба РАН" (КФ ФИЦ ЕГС) с целью поиска предвестников сильных землетрясений начала создаваться в 1998 г. (Фирстов и др., 2015). На всех пунктах осуществляется мониторинг подпочвенного радона ($^{222}$Rn). В качестве датчиков используются газоразрядные счетчики типа СБМ-19, позволяющие вести пассивную регистрацию Rn в зонах аэрации и полного влагонасыщения (от 1 до 3,5 м от дневной поверхности) по β-излучению продуктов его распада. В настоящее время регистрация ведется с помощью современных приборов серии ALMEMO фирмы Ahlborn. Эти приборы позволяют одновременно со счетом импульсов с газоразрядных счетчиков регистрировать метеорологические величины и концентрацию других подпочвенных газов (молекулярный водород, углекислый газ). В пункте ПРТ с поверхности пола в накопительной камере двумя торцевыми счетчиками β-излучения СБТ-10 измеряется плотность потока радона (ППР). Накопительная камера работает по схеме – 5 минут проветривание и 25 минут накопление. Этот вид наблюдений был организован с целью многофакторного эксперимента по процессам переноса Rn в системе "литосфера–атмосфера" (Яковлева и др., 2009).

Пункты сети радонового мониторинга расположены в разных структурных элементах побережья Авачинского залива с апертурой ~50 км, что даёт основание предполагать различный отклик в динамике ОА Rn в связи с разной реакцией отдельных блоков района на геодеформационные процессы, связанные с подготовкой сильных землетрясений (рис. 1). Кроме того, каждый пункт имеет свои особенности строения элювиально-делювиальных отложений, в зоне аэрации которых, как правило, размещены датчики (Фирстов и др., 2015).




| Станции | Расстояние, км |
|---|---|
| КРК - ИНС | 32.7 |
| ИНС - ПРТ | 26.8 |
| КРК - ПРТ | 32.8 |
| ИНС - КРМ | 39.7 |
| КРК - КРМ | 46.3 |

**Рис. 1.** Сеть пунктов регистрации подпочвенных газов на Петропавловск-Камчатском полигоне: ИНС – пункт на базе скважины НИС1 вблизи здания Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС); ПРТ – пункт в долине ручья Коркино (Паратунский грабен); ПРТ1 - геотермальный стационар ИВиС; КРК – пункт в поселке Коряки. Звездочкой на врезке показан эпицентр Жупановского землетрясения.

30 января 2016 г. под восточным побережьем Камчатки на глубине H=161 км произошло сильное землетрясение с магнитудой $M_w$=7.2 (координаты по NEIC φ=54,0°, λ=158,5° (рис. 1). Исходя из географического критерия расположения эпицентральной области в районе долины реки Жупанова и вулкана Жупановский, это сейсмическое событие стали именовать Жупановским землетрясением (ЖЗ). Гипоцентр землетрясения находился примерно в 100 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского. По данным КФ ФИЦ ЕГС землетрясение ощущалось в Камчатском крае с интенсивностью до 6 баллов по MSK-64 (Чебров и др., 2016).

На рис. 2 приведена динамика ОА Rn за период с 01 января 2016 г. по 10 февраля 2016 г. в зоне аэрации в пунктах КРК, ПРТ1, ИНС и динамика ППР в пункте ПРТ. На всех кривых ОА Rn синфазно за 10 суток перед ЖЗ появляется бухтообразное отрицательное возмущение (аномалия). Это возмущение отслеживается так же в концентрации молекулярного водорода в пункте ИНС (рис. 2б) и в плотности потока Rn в пункте ПРТ (рис. 2в). В зоне аэрации на концентрацию Rn существенное влияние могут оказывать вариации атмосферного давления (Фирстов, Рудаков, 2002). Однако, из рис. 2б видно, что в период возникновения аномалии Rn не зарегистрировано сильных вариаций атмосферного давления.

Ранее было показано (Фирстов, Макаров, 2015), что площадная расстановка приборов позволила обнаружить перед землетрясениями района Авачинского залива с M>5.5 «геодеформационные волны» (ГВ) длительностью от полутора до нескольких десятков суток и со временем упреждения от 0,5 до 80 суток. ГВ возникают на последней стадии подготовки сейсмических событий при квазивязком течении геосреды в районе очаговой зоны (Моргунов, 2001). Кажущаяся скорость их распространения по данным камчатской сети радонового мониторинга оценивается 20–100 км/сутки. Авторы полагают, что аномалии в динамике подпочвенного радона на Камчатском геодинамическом полигоне формируются в результате прихода геодеформационных волн солитонового типа, которые, воздействуя на эманирующий горизонт в пунктах регистрации, изменяют величину ОА Rn в зоне аэрации.

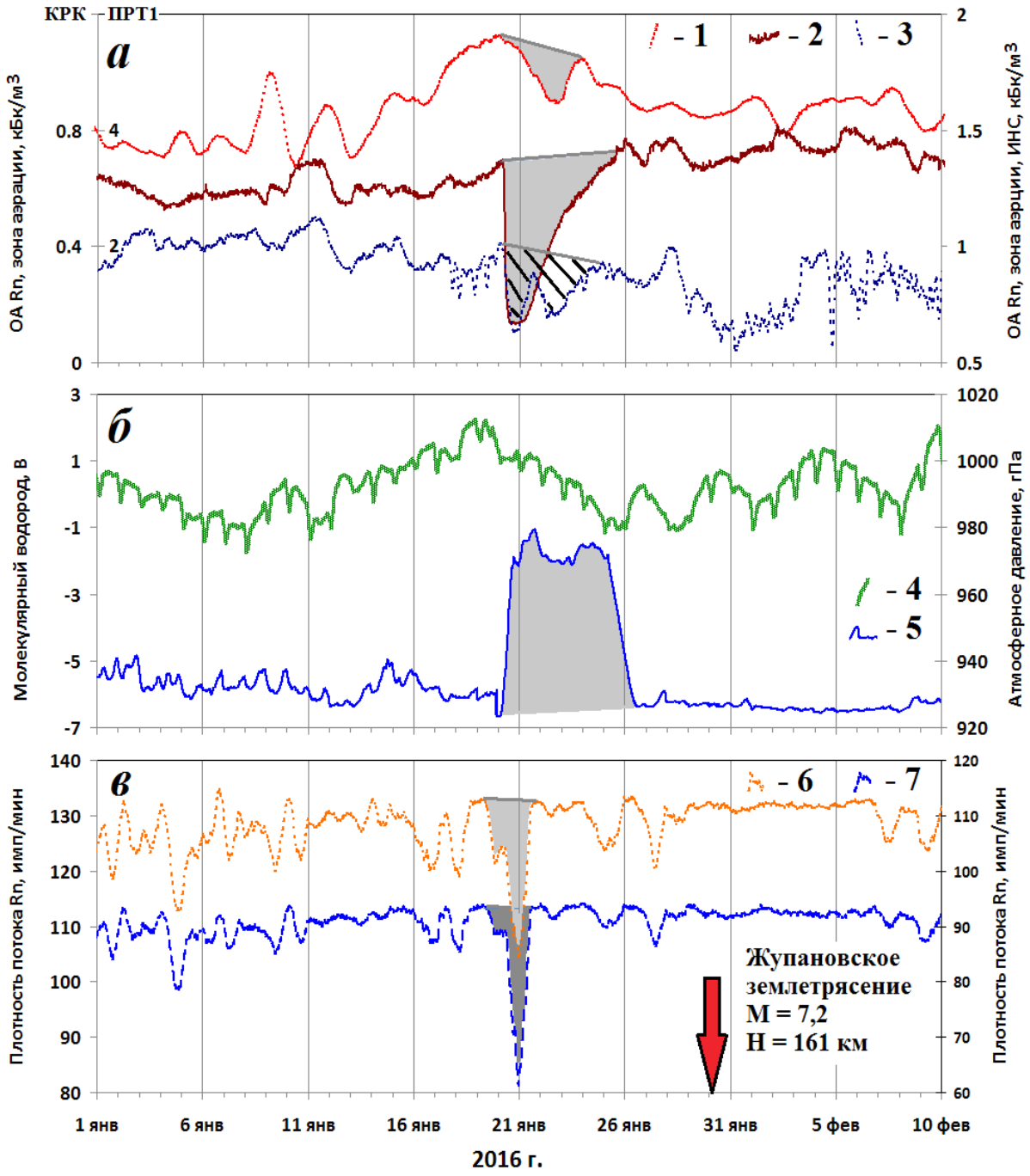



**Рис. 2.** Осредненные скользящим средним в 2,5 часовом окне кривые ОА Rn в зоне аэрации в пунктах: 1 – КРК; 2 – ПРТ1; 3 – ИНС (а); 4 – атмосферное давление; 5 – концентрация водорода в пункте ИНС (б) за период 01.01–10.02.2016 г. Плотность потока радона в пункте ПРТ (в): 6 – датчик №1, 7 – датчик №2. Предвестниковые аномалии выделены серым фоном и штриховкой.

Разность времен вступлений радоновых аномалий, предшествующих Жупановскому землетрясению, на треугольник пунктов сети радонового мониторинга позволила определить направление на источник ГВ. Азимут на источник от пункта КРК составляет 358° и отличается от азимута на эпицентр ЖЗ по NEIC на 14°. В отличие от полученных ранее результатов, кажущаяся скорость распространения ГВ значительно выше и составляет 258 км/сутки, что косвенно указывает на большую глубину ее источника.

Одним из механизмов формирования короткопериодных аномалий перед сильными землетрясениями являются ГВ, механизм которых пока не ясен, но они часто проявляются в

различных методах наблюдений (Быков, 2005). Аномалии в радоновом поле, вызываемые ГВ, имеют относительную амплитуду 10–20 %, что затрудняет их обнаружение по данным одного пункта на фоне помех, обусловленных, прежде всего, вариациями метеорологических величин.

Впервые в мировой практике радоновых исследований по данным сети пунктов с апертурой ~50 км удалось выделить эффект воздействия ГВ на поле подпочвенного Rn за 10 суток перед Жупановским землетрясением 30.01.2016 г. M=7.2. Это подтверждает выводы, сделанные во многих работах (Авдуалиев и др., 1986; Уткин, Юрков, 1997; Рудаков, 2009; Фирстов, Макаров, 2015; Ramola at al., 2008; Sedat at al., 2008; Cicerone et al., 2009), о перспективности радонового мониторинга для краткосрочного прогноза сильных землетрясений с целью принятия превентивных мер для обеспечения безопасности населения.

Следует отметить, что 26 января 2016 г. в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений и в Объединенный Совет ИВиС и КФ ФИЦ ЕГС по прогнозу землетрясений и извержений было подано заключение о сейсмической опасности, в котором указывалось на возможность землетрясения с M>6.5 и глубиной очага меньше 90 км в районе полуострова Камчатка и прилегающей акватории Тихого океана.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00162.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авдуалиев А.К., Войтов Г.И., Рудаков В.П. Радоновый предвестник некоторых сильных землетрясений Средней Азии // ДАН СССР. 1986. Т. 291, № 4. С. 924–927.
2. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
3. Моргунов В.А. Крип горных пород на завершающей стадии подготовки землетрясений // Физика Земли. 2001. № 4. С. 3–11.
4. Рудаков В.П. Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир, 2009. 175 с.
5. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон и проблема тектонических землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 82–94.
6. Фирстов П.П., Макаров Е.О., Акбашев Р.Р. Мониторинг концентрации почвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в связи с прогнозом сильных землетрясений // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51, № 1. С. 60–80.
7. Фирстов П.П., Макаров Е.О. Реакция подпочвенного и растворенного в подземных водах радона на изменение напряженно-деформированного состояния земной коры // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51, № 4. С. 58–80.
8. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 1–16.
9. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р., Дрознина С.Я. и др. Жупановское землетрясение 30.01.2015 г. с $K_S$=15.7, $M_W$=7.2, I=6 (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1, Вып. 29. С. 5–16.
10. Яковлева В.С., Каратаев В.Д., Вуколов А.В., Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Нагорский П.М., Смирнов С.В., Фирстов П.П., Паровик Р.И. Методология многофакторного эксперимента по процессам переноса радона в системе “литосфера–атмосфера” // АНРИ. 2009. № 4. С. 55–60.
11. Cicerone R.D., Ebel J.E., Beitton J. A systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. № 476. P. 371–396.
12. Ramola R.C., Prasad Yogesh, Prasad Ganesh, Kumar Sushil, Choubey V.M. Soil-gas radon as seismotectonic indicator in Garhwal Himalaya // Appl. Radiat. and Isotop.: International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. 2008. Vol. 66, № 10. P. 1523–1530.
13. Sedat İ., Tayfun A., Cemil S., Ruhi S., Süleyman B., Semih E., Mahmut B. Geochemical monitoring in the Marmara region (NW Turkey): a search for precursors of seismic activity // J. Geophys. Res. B. 2008. Vol. 113. № 3. C. B03401/1-B03401/15

УДК 551.24.02:528.344:629.783(571.642)

# СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ О. САХАЛИН ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

*А.С. Прытков, Н.Ф. Василенко*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.prytkov@imgg.ru

На основе GPS скоростей смещений земной поверхности о. Сахалин построены схемы напряженно-деформированного состояния северной, центральной и южной частей острова. Пространственное распределение деформаций островной суши неоднородно. Наряду с доминирующим субширотным сжатием, достигающим скорости деформирования $150\times10^{-9}$ в год, выделяются области достаточно интенсивного растяжения. Неоднородность деформирования земной поверхности свидетельствует о сложном геологическом строении изучаемого региона.

**Ключевые слова:** *геодинамика, деформации, GPS наблюдения, литосферные плиты.*

## ВВЕДЕНИЕ

В рамках глобальной тектоники плит современная геодинамика северо-восточной Азии определяется взаимодействием Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит (рис. 1а). В последние годы вопросы иерархии литосферных плит в регионе и выделение малых плит: Амурской и Охотской – рассматривались в многочисленных работах. Однако однозначное выделение малых плит до сих пор осложняется как сравнительно слабой сейсмичностью, так и геоморфологической невыразительностью межплитных границ.

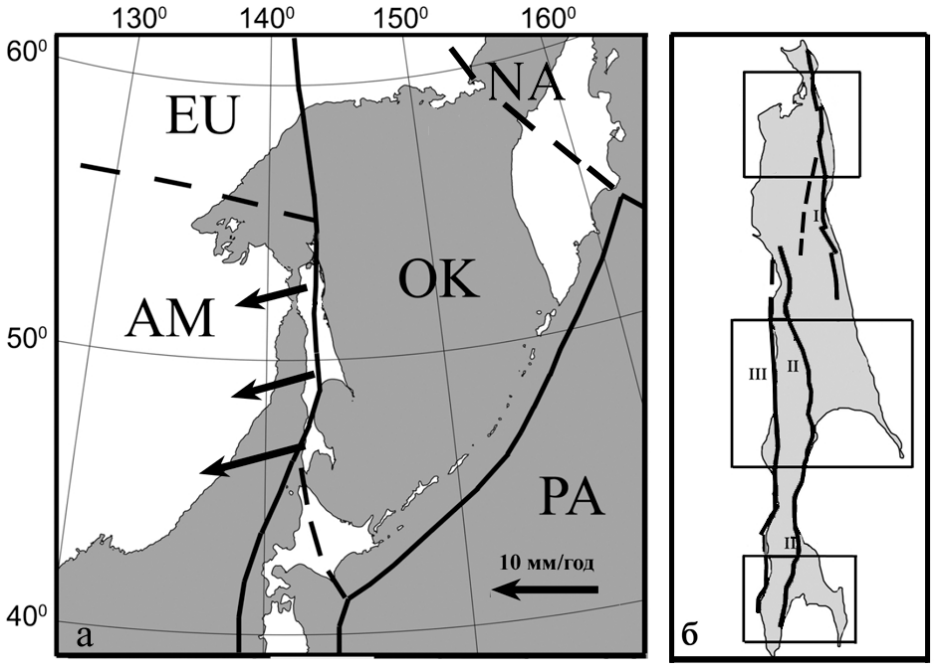



**Рис. 1.** а – Границы литосферных плит региона; б – Схема основных активных разломов о. Сахалин (Рождественский, 1993). EA – Евразийская, NA – Североамериканская, PA – Тихоокеанская, AM – Амурская, OK – Охотская литосферные плиты. Стрелками показаны модельные скорости схождения Евразийской и Североамериканской литосферных плит. Разломы: I – Северо-Сахалинский, II – Центрально-Сахалинский, III – Западно-Сахалинский. Прямоугольниками выделены районы региональных GPS наблюдений, показанные на рис. 2.

На Сахалине граница Евразийской (Амурской) и Североамериканской (Охотской) плит обычно отождествляется с системой главных субмеридиональных разломов острова: Северо-Сахалинским, Центрально-Сахалинским и Западно-Сахалинским (рис. 1б) (Chapman, Solomon, 1976; Zonenshain, Savostin, 1981; Василенко, Прытков, 2012). В зонах этих разломов проявляется высокая сейсмическая активность в виде мелкофокусных землетрясений, более 96 % которых происходит на глубинах до 20 км. По данным геолого-геофизических моделей, построенных в последние годы на анализе глобальных геодезических GPS/ГЛОНАСС сетей, модельные скорости схождения Евразийской и Североамериканской литосферных плит на острове увеличиваются с севера на юг, достигая максимальных значений ~10 мм/год.

Для изучения смещений и деформаций земной поверхности на севере, в центральной и южной частях острова созданы региональные сети геодинамических GPS наблюдений. В результате проведенных исследований, установлен современный характер деформирования земной поверхности островной суши, изучено пространственное положение границы литосферных плит, оценена глубина контакта и скорость их конвергенции (Василенко, Прытков, 2012; Василенко и др., 2016).

Напряженно-деформированное состояние земной коры является важнейшим фактором, отражающим характер современных тектонических процессов региона. Анализ деформаций имеет важное значение для оценки сейсмической опасности района исследований. В работе представлены результаты моделирования деформационного состояния острова Сахалин, выполненного на основе межсейсмических скоростей смещений земной поверхности.

## РЕЗУЛЬТАТЫ GPS ИЗМЕРЕНИЙ

Для изучения деформаций и смещений земной поверхности в 1999–2003 гг. на юге, в центре и на севере острова созданы региональные геодинамические сети GPS наблюдений (рис. 2). К 2013 г. на объектах были проведены 4–6 эпох повторных измерений продолжительностью не менее трех суток на каждом пункте наблюдений. Обработка измерений проводилась с использованием специализированных пакетов программного обеспечения (Dach et al., 2015; King, Bock, 2002). Высокая точность результатов измерений достигалась после учета различных поправок в процессе обработки.

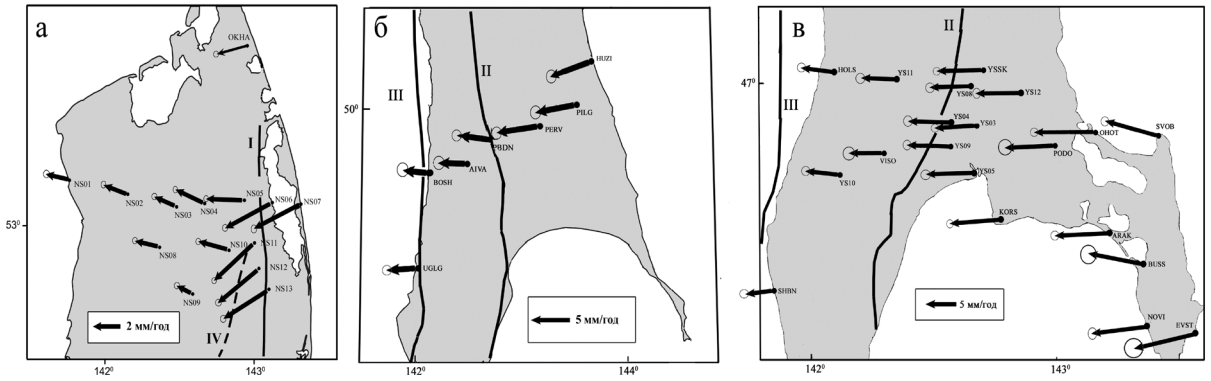



**Рис. 2.** GPS скорости горизонтальных движений земной поверхности о. Сахалин относительно Евразийской литосферной плиты: а – север острова (период наблюдений 2003–2013 гг.); б – центральная часть острова (период наблюдений 2000–2011 гг.); в – юг острова (период наблюдений 1999–2009 гг.). I – Северо-Сахалинский, II – Центрально-Сахалинский, III – Западно-Сахалинский IV – Верхне-Пильтунский разломы. Эллипсы ошибок соответствуют 95 % доверительному интервалу.

Геодинамические GPS наблюдения на поперечном профиле северной части о. Сахалин и пунктах, контролирующих окрестности Верхне-Пильтунского сейсморазрыва, позволили установить характер деформирования земной поверхности после Нефтегорского землетрясения 1995 г. Mw=7.0. Относительно Евразийской литосферной плиты межсейсмические скорости пунктов увеличиваются с запада на восток, достигая максимальных значений около 5 мм/год. Векторы скоростей имеют преобладающие компоненты субширотного направления. На границе Верхне-Пильтунского разлома наблюдается правостороннее смещение со скоростью до 4 мм/год.

В центре и юге острова межсейсмические скорости пунктов возрастают с запада на восток, достигая максимальных значений, соответственно, 6 и 9 мм/год. Векторы скоростей имеют западное направление, практически перпендикулярное границе Евразийской и Североамериканской плит. Уменьшение скоростей в западном направлении свидетельствует о сжатии островной суши и интерпретируется как одна из причин накопления напряжений на границе литосферных плит.

## ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

Для построения поля горизонтальных деформаций острова Сахалин, по данным GPS наблюдений, использовался программный пакет GRID_STRAIN (Teza et al., 2008), реализующий подход модифицированного метода наименьших квадратов (Shen et al., 1996). Анализ пространственного распределения осей напряжений свидетельствует о неоднородности деформирования земной поверхности острова (рис. 3). Преобладающим режимом является сжатие субширотного направления. Зоны растяжения, охватывающие небольшие участки островной суши, присутствуют во всех районах наблюдений.

На севере острова максимальные скорости деформаций проявляются в восточной части района исследований и достигают значений $150\times10^{-9}$ в год (рис. 3а). Район подвержен как сжатию юго-западного направления, так и дилатансии. Характер деформирования области Верхне-Пильтунского сейсморазрыва может отражать свободное состояние взбросо-сдвига после Нефтегорского землетрясения (Нефтегорское землетрясение, 1995).

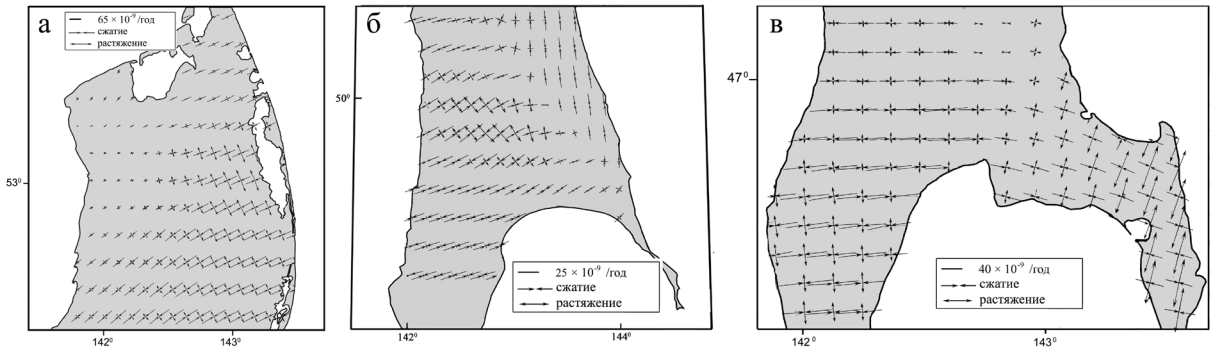



**Рис. 3.** Скорости деформаций земной поверхности о. Сахалин, построенные по данным GPS наблюдений: а – север острова; б – центральная часть острова; в – юг острова.

В центральной части острова вместе с общим сжатием района между Центрально-Сахалинским и Западно-Сахалинским разломом (~ $30\times10^{-9}$ в год) выделяется зона растяжения, скорости деформирования которой, составляют ~ $50\times10^{-9}$ в год (рис. 3б).

На юге о. Сахалин наряду с доминирующим субширотным сжатием островной суши на юго-западе и юго-востоке района исследований выделяются участки растяжения (рис. 3в). Наиболее интенсивное сжатие со скоростью деформирования ~ $80\times10^{-9}$ в год проявляется в северной части геодинамической сети и в окрестности Центрально-Сахалинского разлома. Такой характер деформирования земной поверхности отражает кинематику Центрально-Сахалинской разломной зоны, которая характеризуется взбросо-надвиговой природой. В восточной части района сжатие земной поверхности резко меняет свое направление, а преобладающим режимом деформирования становится растяжение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе межсейсмических скоростей смещений GPS пунктов выполнено моделирование напряженно-деформированного состояние земной поверхности о. Сахалин. Пространственное распределение осей деформаций острова неоднородно. Установлено, что доминирующим деформационным режимом является сжатие, наряду с которым наблюдаются области растяжения. Выявленные области растяжения и сжатия-сдвига свидетельствуют о сложном геологическом строении острова и, скорее всего, являются откликом среды на общее сжатие между разрывными нарушениями.

В целом региональная тектоническая обстановка находит отражение в сейсмичности острова (Коновалов и др., 2014). Оценки напряженно-деформированного состояния территории Сахалина, выполненные методом катакластического анализа разрывных смещений на основе данных о механизмах очагов 162 коровых землетрясений с M=3.0-7.1 за период 1979 по 2014 г. (Татаурова, 2015), также указывают на преобладающее субширотное сжатие.

*Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток»: проект 15-I-2-087.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, №. 1. С. 42–48.
2. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сапрыгин С.М. Геодинамические GPS/ГЛОНАСС наблюдения исследования в Сахалин-Курильском регионе // История науки и техники. 2016. № 6. С. 72–80.
3. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин. Владивосток: Наука, 2014. 252 с.
4. Нефтегорское землетрясение 27 (28) мая 1995 г. // Информ.-аналит. бюл. ФССН; спец. вып. М., 1995. 236 с.
5. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 76–88.
6. Татаурова А.А. Поля напряжений и деформации по данным механизмов коровых землетрясений о. Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3, Вып. 27. С. 92–101.
7. Chapman M.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 921–930.
8. Dach R., Andritsch F., Arnold D. et al. Bernese GNSS Software Version 5.2. Astronomical Institute of University of Berne. 2015. 852 p.
9. King R.W. and Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.0 – December 2000. MIT, 2002.
10. Teza G., Pesci A., Galgaro A. Grid_strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments // Computers and Geosciences. 2008. Vol. 34, № 9. P. 1142–1153.
11. Shen Z.K., Jackson D.D., Ge B.X. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 27957–27980.
12. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. Vol. 76. P. 1–45.

УДК 551.248.2+550.34(235.222)

# ДРЕВНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЯЛОМАНСКОМ ГРАБЕНЕ (КАТУНСКИЙ РАЗЛОМ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

*И.В. Турова[1,2], Ю.М. Ряполова [1,2], Е.Ю. Лобова [1,2]*

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
[2] Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
irinka.turova@yandex.ru

В Яломанском грабене выявлены сейсмодислокации землетрясений, произошедших около 150, 90, 38, 25, 20 тыс. лет назад, в интервале 19–12,5 тыс. лет назад, моложе 12,5 тыс. лет. Эпицентральные зоны двух последних землетрясений с M=6.4 и M=7.2–7.7, интенсивностью I=8–10 и I=10–12 баллов по шкале MSK-64 располагались в самом грабене. Магнитуды других землетрясений составляли M≥5–5.5, интенсивность – I≥6-7, а их эпицентральные зоны могли располагаться вблизи Катунского разлома.

**Ключевые слова:** *древние землетрясения, сейсмиты, четвертичные отложения, Яломанский грабен, Катунский разлом, Горный Алтай.*

## ВВЕДЕНИЕ

Горный Алтай – классическая территория неотектонического горообразования, где процессы орогенеза сопровождаются высокой сейсмичностью. Одна из ключевых неотектонических структур территории – Катунский разлом (рис.), вдоль которого заложена долина р. Катунь (Деев и др., 2012). Эта структура растяжения с оперяющими ее разломами образует зону шириной до 20–40 км и протяженностью до 200 км. Вдоль разлома выделяется несколько грабенов – Яломанский, Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский (Деев и др., 2012; Деев и др., 2015). Грабены выполнены мощным комплексом позднеплейстоцен-голоценовых отложений ининской и сальджарской толщ, мощность которых может достигать 400 м. Их фациальная архитектура детально рассмотрена в работах (Зольников и др., 2015; Деев и др., 2009; Деев и др., 2015).

Инструментальные сейсмологические наблюдения показывают, что с зоной Катунского разлома связаны единичные события с M=4.6–5.0 (Деев и др., 2015). Однако палеосейсмологические и археосейсмологические исследования (Деев и др., 2009; Деев и др., 2012; Деев и др., 2015) показали, что в позднем плейстоцене-голоцене здесь неоднократно происходили землетрясения с M≥5–5.5. Ниже приводятся новые данные о возрасте и параметрах древних землетрясений, следы которых выявлены в Яломанском грабене (рис. 1).

## СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В РАЗРЕЗАХ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

***Усть-Чуйский разрез*** расположен на правом берегу р. Катунь, в 600 м ниже по течению от ее слияния с р. Чуя (рис. 1). В разрезе фиксируется два уровня развития горизонтов с сейсмогенными деформациями (сейсмитами). Первый уровень объединяет залегающие в кровле ининской толщи песчано-гравийную пачку и перекрывающие ее озерные параллельнослоистые алевриты и пески. В нем зафиксировано пять горизонтов сейсмитов, мощностью 10–30 см. Второй уровень объединяет озерные алевриты и пески, залегающие поверх сальджарской толщи. Здесь выделено четыре горизонта сейсмитов мощностью до 14 см. Деформации представлены пламеневидными и облаковидными формами, диапирами, которые возникли при перемешивании различных по гранулометрии слоев, системами микроразломов с амплитудами смещений до 5–7 см.

О возрасте землетрясений, приведших к формированию деформаций, позволяют судить следующие данные. IR-OSL возраст отобранного из верхней части ининской толщи (нижний уровень деформаций) образца песка составил 152,0±20,0 тыс. лет (RLQG 2207-093), образец песка из отложений обвально-подпрудного озера (верхний уровень деформаций) имеет IR-OSL возраст 25,2±1,9 тыс. лет (RLQG 2206-093).

***Разрез Яломанский*** расположен в карьере на левом берегу р. Катунь (правом берегу р. Малый Яломан) (50,498° N, 86,591° E, Alt=756 м). Карьер протяженностью 120 м и высотой до 15 м вскрывает разрез постсальджарского руслового аллювия (Зольников и др., 2015), который представлен гравийно-галечниками и грубозернистыми песками, слагающими многочисленные желобообразные косые серии мощностью от 2 до 4 м, а также прослоями параллельно-слоистых песков толщиной 20–30 см, редко до 1 м. В песчано-гравийной мульде, подстилаемой и перекрываемой недеформированными аналогами, обнаружены системы безкорневых трещин и микроразломов со смещениями до 20 см, флексуры и лежачие складки (Деев и др., 2009; Деев и др., 2015). Кинематика микроразломов указывает на то, что они формировались при подвижках внутри мульды, которые не связаны с направлением возможного гравитационного оползания. Оценить возраст землетрясения, с которым связаны деформации, позволило датирование образца песка, отобранного в основании разреза с глубины 13,2 м. Его OSL возраст составил 89±10 тыс. лет (RIS0-132543) (Зольников и др., 2016).

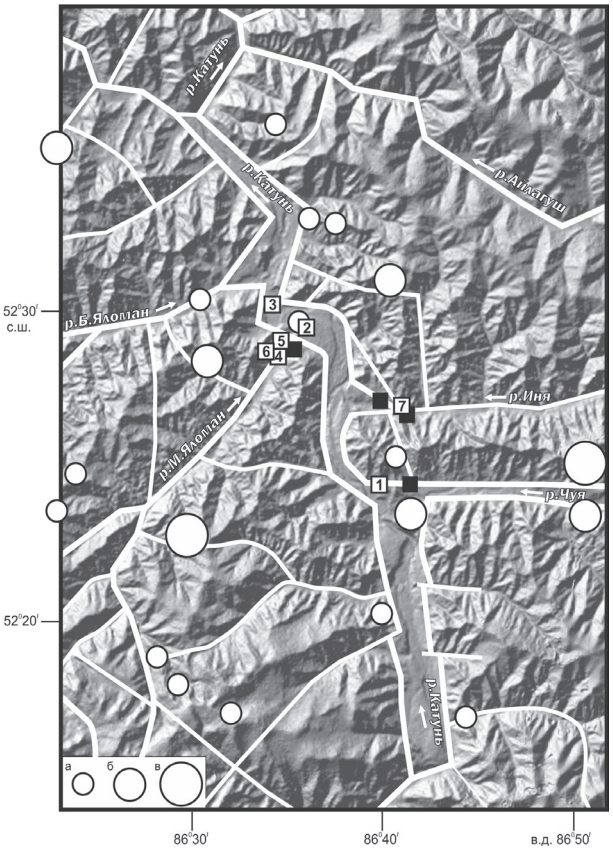



**Рис. 1.** Современная блоковая структура района Яломанского грабена: а-в – эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений за период с 1963 по 2009 г. (по данным АСФ ГС СО РАН): а – К = 6–7, б – К = 8, в – К = 9. Белые квадраты с цифрами – разрезы с сейсмогенными деформациями, обсуждаемые в работе: 1 – Усть-Чуйский; 2 – Яломанский; 3 – Катунский; 4 – Малояломанский; 5 – Малояломанский 2; 6 – Малояломанский 3; 7 – Малоинской. Черные квадраты – прочие разрезы с сейсмогенными деформациями. Белые линии – выраженные в рельефе разноранговые разломы.

***Катунский разрез*** расположен на левом берегу р. Катунь. В обрыве (50,506° N, 86,567° E, Alt =716 м) протяженностью 580 м и высотой до 30 м от уреза воды выделено три толщи. Толща, слагающая нижние 20–24 м цоколя террасы, представляет собой грубокосослоистую серию (с углами падения около 30º), состоящую из пачек дресвяников, щебне-галечников, валунников с отдельными глыбами (сальджарская толща). Они перекрыты постсальджарскими аллювиальными мульдообразно- и косослоистыми гравийно-галечниками и песками второй толщи мощность до 8 м. Параллельно-слоистые пески и алевриты обвально-подпрудного озера выполняют палеорусло Катуни глубиной 20 м и шириной 300 м, врезанное в нижнюю и среднюю толщи.

Сейсмиты сконцентрированы в центральной части озерной толщи, где в интервале около 5 м зафиксировано восемь горизонтов с деформациями (мощность до 10 см). Деформации представлены структурами нагрузки, подушечными и грибовидными формами, дисгармоничными, гармоничными и веерообразными складками (Деев и др., 2009). В 1,5 м ниже пачки с сейсмитами отобран образец песков, OSL возраст которого составил 38±4 тыс. лет (RIS0-142566) (Зольников и др., 2016).

***Разрез Малояломанский*** расположен на левом берегу р. Малый Яломан в 3,5 км выше устья (50,482° N, 86,577° E, Alt=753 м). В основании разреза находится параллельно-слоистый дресвяник сальджарской толщи (слой 1) мощностью более 3,5 м. Он перекрыт озерными отложениями слоя 2. Они представлены субгоризонтально-параллельно-слоистыми алевритами и среднетонкозернистыми песками в нижней и верхней третях, гравийниками и среднекрупнозернистыми песками с прослоями алевритов – в средней. Мощность до 1,5 м.

В слое 2 наблюдаются два уровня развития сейсмитов. Первый уровень (землетрясение 1) располагается в кровле нижней трети и представлен волнообразными изгибами и разрывами тонких слойков алевритов подстилающими песками. Второй уровень (землетрясение 2) располагается в песках верхней трети слоя. Он выражен гармоничными складками высотой до 10 см. IR-OSL возраст образца песка из средней части озерной пачки – 19,7±2,3 тыс. лет (RLQG 2184-053).

Слой 2 частично деформируется и расклинивается линзой мощностью до 1,3 м и протяженность 8 м отломно-щебнистого материала с песчано-алевритовым заполнителем и массивной текстурой – отложения грязекаменного потока (слой 3). В результате внедрения верхняя часть озерной пачки приобрела слабоволнистую форму. Можно предположить, что внедрение грязекаменного потока в озеро связано с землетрясением 3. В результате этого землетрясения озеро опорожнилось, и начинается накопление серых аллювиальных галечников с включением валунного материала (слой 4) мощность до 1 м.

Отложения слоев 1–4 на протяжении 100 м полого изогнуты и разбиты на блоки разномасштабными крутонаклонными сбросами и взбросами с амплитудами смещения до 0,5 м, трещинами (землетрясение 4). IR-OSL возраст образца песка из аллювия составил 18,9±1,5 тыс. лет (RLQG 2205-093).

Деформации срезаются серыми косослоистыми аллювиальными галечниками с включением валунного материала и прослоев песков мощность до 1,5 м (слой 5). В прикровельной части слоя обнаружены костные фрагменты *Cervus elaphus* и *Capra sibirica*. AMS $^{14}$C возраст костей составил 10400±50 лет (GrA-59490), калиброванный возраст – 10481–10112 лет до н.э., и 10570±50 лет (GrA-59489), калиброванный возраст – 10720–10467 лет до н.э. Завершается разрез делювиальными желтовато-серыми дресвяниками, щебне-дресвяниками, песками и алевритами с субгоризонтально-параллельной, пологолинзовидной слоистостью (слой 6) мощностью более 13 м.

Таким образом, в структуре разреза выявлены следы четырех древних землетрясений. Первые три события произошли около 20 тыс. лет назад, во время накопления озерных отложений слоя 2, причем с последним из них мог быть связан спуск самого озера. Разломы, соответствующие четвертому землетрясению, могут рассматриваться как первичные сейсмодислокации. Само землетрясение произошло в диапазоне 19–12,5 тыс. лет назад.

Следы наиболее молодого из выявленных нами землетрясения в Яломанском грабене зафиксированы в следующих двух разрезах.

***Разрез Малояломанский-2*** находится в 5-метровом террасовом уступе левого берега, в 300 м ниже по течению р. Малый Яломан (50,484° N, 86,580° E, Alt=743 м). В его основании также находится серый параллельно-слоистый дресвяник сальджарской толщи (слой 1) мощностью более 1,9 м. В его кровле наблюдается серия клиновидных и грабенообразных структур растяжения, заполненных серыми русловыми галечниками (слой 2). Эти деформации коррелируются с землетрясением 4, выделенным по деформациям в разрезе Малояломанский. Кровля галечников очень неровная, а их мощность колеблется от 0,3 до 3,5 м за счет перемешивания с вышележащими слоями и формирования структур внедрения в них с амплитудой до 2–3 м. Среди галечников присутствуют разномасштабные отторженцы слоев 1, 3 и 4.

Серые алевриты и разнозернистые пески слоя 3 представляют собой пойменный аллювий. Слой также характеризуется очень неровными подошвой и кровлей, значительными колебаниями мощности от 0,2 до 1,5 м, содержит отторженцы подстилающих галечников и делювия слоя 4. Последний сложен желтовато-серыми дресвяниками, щебне-дресвяниками,

песками и алевритами. Нижняя граница очень неровная за счет перемешивания со слоями 2 и 3. Слой сечется системой даек и силлов, сложенных материалом слоя 3.

Таким образом, наблюдается возникшее в результате сильного голоценового землетрясения крупномасштабное перемешивание слоев 1–4 с образованием структур взаимного проникновения различного в гранулометрическом отношении разжиженного материала, амплитуда которых может достигать 2–3 м. Кроме того делювий рассекается системой даек (мощность до 0,9 м и высота до 2,5 м) и силлов алевритопесчаного состава.

Запечатывают столь масштабные деформации: серый русловой галечный аллювий с включением валунов мощностью до 1,1 м (слой 5), делювиальный палевый и белесый алеврит и алевропесок с присутствием гравия и гальки мощностью до 0,4 м (слой 6), современная почва мощностью до 0,2 м (слой 7).

Деформации в делювии, аналогичном слою 4 разреза Малояломанский-2, зафиксированы в разрезе ***Малояломанский-3***. Обнажение расположено в небольшом овраге, вскрывающем следующий по высоте террасовый уступ в 100 м к западу (50,484° N, 86,579° E, Alt=752 м). Делювий разбит трещинами и микроразломами со смещениями до 20 см. Фиксируются алевритопесчаные дайки и силы мощностью от 2–3 до 30–40 см. Деформации срезаются серовато-желтым русловым гравийно-галечным аллювием с мульдообразной слоистостью и мощностью 1,0–1,5 м. Завершают разрез палевый делювиальный алевропесок с присутствием гравия и гальки мощность до 1 м и современная почва толщиной 10–20 см.

Деформации, соответствующие двум наиболее сильным и молодым землетрясениям в разрезах Малояломанский, Малояманский 2 и 3, в аналогичной стратиграфической позиции выявлены нами в разрезе ***Малоинской***, который расположен в 8 км к ЮВ на левом берегу р. Иня, правого притока р. Катунь (50,448° N, E=86,673° Alt=778 м). На нижнем уровне деформации представлены пламеневидными формами и структуры нагрузки, возникшие в результате перемешивания аллювиальных гравийно-галечников с подстилающими озерными алевритами и песками амплитудой до 0,5 м. В пределах верхнего интервала с деформациями мощностью до 1 м, охватывающего верхнюю часть русловых галечников, пойменных алевритов и песков, нижнюю часть делювия, наблюдаются структуры нагрузки, диапиры, пламеневидные формы и складки.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований выявлены кластеры и отдельные землетрясения с возрастом около 150, 90, 38, 25, 20 тыс. лет назад, в интервале между 19–12,5 тыс. лет назад, моложе 12,5 тыс. лет.

Из всех описанных сейсмодислокаций лишь разломы, выявленные в разрезе Малояломанский, могут быть отнесены к разряду первичных, т.е. они указывают на положение эпицентральной зоны древнего землетрясения, произошедшего в диапазоне 19–12,5 тыс. лет. Согласно (Wells, Coppersmith, 1994) магнитуда этого землетрясения могла достигать M=6.4, следовательно, его интенсивность – I=8–10 баллов по шкале MSK-64.

Остальные сейсмодислокации (сейсмиты) являются вторичными. В большинстве своем они связаны с эффектами разжижения и флюидизации, которые проявляются при землетрясениях с M≥5–5,5 (Papathanassiou et al., 2005), т.е. они возникают в областях сотрясений с I≥6–7 по шкале MSK-64. Проблематично использовать сейсмиты для оценки положения эпицентров древних землетрясений, поскольку возможное эпицентральное расстояние до мест разжижения и флюидизации резко возрастает с увеличением магнитуды землетрясения. Но обобщение данных по итальянским землетрясениям за последнюю тысячу лет показало, что эффекты разжижения в 90 % случаев располагают на расстоянии до 50 км от эпицентра (Galli, 2000). Эффекты разжижения и флюидизации при землетрясениях на юге Сибири, в Монголии и Северном Казахстане в 93 % случаев локализуются в 40 км от сейсмогенерирующего разлома (Lunina et al., 2014). Таким образом, эпицентры выявленных нами древних землетрясений могли быть связаны либо с самим Катунским разломом, либо с его разломными оперениями.

Масштабные структуры перемешивания, дайки и силлы в разрезах Малояломанский 2 и 3, позволяют определиться с положением эпицентральной зоны одного из таких землетрясений. Рассчитанные с использованием зависимостей из (Lunina, Gladkov, 2015) Ms=7.2–7.7 и I=10–12 по шкале MSK-64 указывают на то, что нами выявлена эпицентральная зона землетрясения, произошедшего в Яломанском грабене моложе 12,5 тыс. лет, которая совпадает с таковой у предыдущего землетрясения в возрастном интервале 19–12,5 тыс. лет.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 16-35-00264 мол_а).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катуни (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 9. С. 1154–1168.
2. Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмиты в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 6. С.703–722.
3. Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1601–1620.
4. Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1483–1495.
5. Зольников И.Д., Деев Е.В., Русанов Г.Г., Назаров Д.В., Котлер С.А. Новые данные о возрасте послеледникового комплекса четвертичных отложений в долине реки Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1184-1197.
6. Galli P. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction // Tectonophysics. 2000. Vol. 324. P. 169–187.
7. Lunina O.V., Gladkov A.S. Seismically induced clastic dikes as a potential approach for the estimation of the lower-bound magnitude/intensity of paleoearthquakes // Engineering Geology. 2015. Vol. 195. P. 206–213.
8. Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // Journal of Geodynamics. 2005. Vol. 40. P. 257–278.
9. Wells D.L., Coppersmith K.J. New emprical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. Vol. 84. P. 974–1002.

УДК550.34

# ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА САХАЛИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОЙ СЛУЖБЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

*Е.П. Семенова, М.А. Щукин*

Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Южно-Сахалинск

В работе представлены результаты исследования корреляции между энергетическими классами Кс и Кр.

**Ключевые слова:** *энергетическая оценка, землетрясение, номограмма, Сахалин.*

## ВВЕДЕНИЕ

В практике СФ ГС РАН для слабых землетрясений наиболее распространено использование энергетических классов определяемых по номограмме Соловьева С.Л. и Соловьевой О.Н. (Кс, Кс) и по номограмме Раутиан Т.Г. (Кр).

Номограмма Соловьевых (Кс, Кс) рассчитана для определения энергетических характеристик подкоровых землетрясений Дальнего Востока с глубиной очага h=40±30 км на эпицентральных расстояниях Δ=0,5˚–7˚. Энергетический класс Кс определяется по максимуму отношения полной горизонтальной составляющей амплитуды в волне S к ее периоду и эпицентральному расстоянию (Инструкция ..., 1981). Номограмма Соловьевых была аппроксимирована Краевой Н.В. по формуле (Геодинамика тектоносферы…, 1997):

$$Кс \approx 1.944 \log(A/T)s + 3.836 \log (S\text{-}P) + 3{,}70.$$

Определение энергетического класса по номограмме Раутиан Т.Г. (Кр) производится на основе измерения максимальных смещений в волнах P и S (Инструкция ..., 1981). Изначально номограмма была предназначена для землетрясений Средней Азии. Однако, как и землетрясения Средней Азии, землетрясения Сахалина имеют коровую природу, а не подкоровую, для которой больше подходит номограмма Соловьевых.

В 1972 г. было выведено соотношение между энергетическими классами Кс и Кр (Оскорбин, Волкова, 1976):

$$Кр=Кс+1{,}7.$$

Тем не менее, несогласованность в подобной классификации землетрясений по энергетическому классу остается и затрудняет сопоставление данных о сейсмичности.

С переходом к цифровой регистрации сейсмических событий был осуществлен и переход к современным программам обработки данных. В программный комплекс DIMAS были введены расчеты энергетических классов Кр и Кс, первый из которых был реализован в виде программного блока, подготовленного В.Д. Феокфилатовым для программы WSG, а второй введен в алгоритм программы на основании формулы Краевой Н.В.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

По результатам обработки данных сахалинских землетрясений 2014–2016 гг. в региональном информационно-обрабатывающем центре «Южно-Сахалинск» был накоплен достаточный объем данных, чтобы провести коррекцию соотношения используемых оценок энергетических классов для сахалинских землетрясений.

К наблюдению были привлечены данные землетрясений с магнитудой M≥3.0 и выполнена оценка энергетического класса по данным не менее 17 станций. В силу неравномерного покрытия станциями наблюдательной сети островной части Сахалина, данные были разделены на группы в зависимости от эпицентральной принадлежности к Северному (65) или Южному Сахалину (99).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

На начальном этапе было проведено сравнение значений энергетических классов Кс и Кр по югу и северу Сахалина (рис. 1):

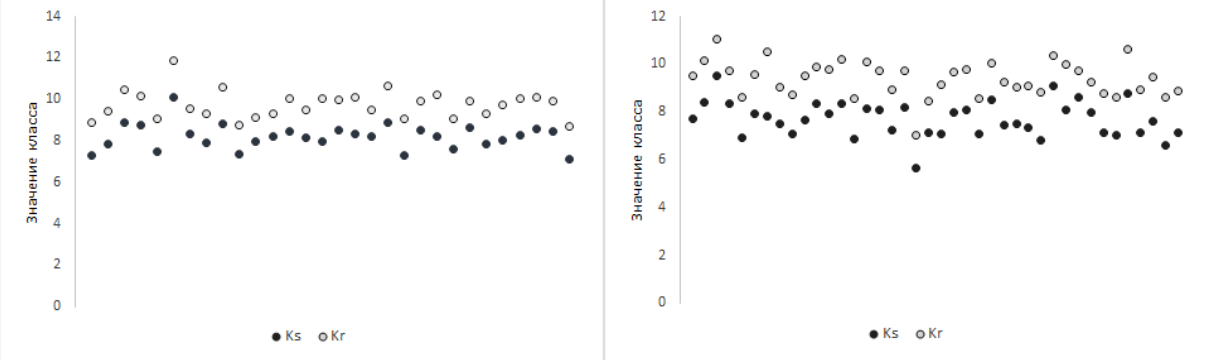



**Рис. 1.** Значения классов Кс и Кр для землетрясений северной части (справа) и южной части (слева) Сахалина.

Из графиков на рисунке прослеживается линейная зависимость между энергетическими классами Кс и Кр. Зависимость Кр от Кс была получена 2 способами:

1. С помощью пересчета свободного коэффициента по формуле

$$C = \frac{\sum_1^n Kr}{n} - \frac{\sum_1^n Ks}{n}$$

были получены следующие соотношения:

Кр=Кс+1,7 для землетрясений с эпицентрами в южной части Сахалина;

Кр=Кс+1,54 для землетрясений с эпицентрами в северной части Сахалина.

2. Используя метод наименьших квадратов, были получены соотношения:

Кр=0,95Кс+1,98 (Южный Сахалин);

Кр=0,96Кс+1,88 (Северный Сахалин).

Достоверность аппроксимации составила 0,91 (север) и 0,93 (юг).

Среднее отклонение значений Кр для полученных соотношений как по методу 1, так и по методу 2 составило 0,27 (юг) и 0,21 (север) соответственно.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, методом наименьших квадратов, а так же с использованием пересчета свободного коэффициента, были выведены формулы для преобразования Кс в Кр. Проведенное сравнение с ранее существующими формулами показало, что среднее отклонение составляет не более 0,27, а при достоверности аппроксимации выше 0,9 данные формулы можно считать пригодными для использования в практике СФ ФИЦ ЕГС РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого Океана с Евразией / под ред. К.Ф. Сергеева. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН, 1997. Т. V. 191 с.
2. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях единой системы сейсмических наблюдений СССР / АН СССР, Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: Наука, 1981. 272 с.
3. Оскорбин Л.С., Волкова Л.Ф. Землетрясения Сахалина и Приморья // Землетрясения в СССР в 1972 году. М.: Наука, 1976. С. 146–152.

УДК 54.084

# РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА СМЕСИ ГАЗОВ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА МЕТОДОМ ГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ

*О.В. Борзова, Н.С. Сырбу*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
borzox@poi.dvo.ru

Излагаются результаты газохроматографического анализа проб с мест газовой разгрузки Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Определен состав газовых смесей. По полученным данным определен тип природного газа. Выявлена связь состава газовой смеси с грязевулканическими процессами.

**Ключевые слова:** *газовая хроматография, Южно-Сахалинский грязевой вулкан, углекислый газ, метан.*

Газовая хроматография является наилучшим методом анализа сложных смесей углеводородов легколетучих органических соединений, которые сложно отличить друг от друга из-за близости химических и физических свойств (Дугов, Родин, 2014; Сазонов, 1969).

Получить реальную картину качества воздуха в местах интенсивной газовой разгрузки, подробно разобраться в составе загрязняющих его веществ, можно сделать, именно, с помощью газовой хроматографии.

В воздухе в газообразном состоянии находятся следующие углеводороды: метан, этилен, этан, пропан, пропилен, и-бутан и бутан (Методы ..., 1987; табл. 1).

**Табл. 1.** Углеводороды в воздухе.

| Вещество | Формула | М.м. | Т.кип, °С | ПДК, мг/м$^3$ | Кл.опасности |
|---|---|---|---|---|---|
| Метан | $CH_4$ | 16,04 | -161,5 | - | - |
| Этан | $C_2H_6$ | 30,07 | -88,6 | - | - |
| Пропан | $C_3H_8$ | 44,09 | -42,2 | - | - |
| Этилен | $CH_2=CH_2$ | 28,05 | -103,9 | 3,0 | 3 |
| Пропилен | $CH_3CH=CH_2$ | 42,08 | -47,8 | 3,0 | 3 |
| н-Бутан | $CH_3CH_2CH_2CH_3$ | 58,12 | -0,5 | 200 | 4 |
| Изобутан | $(CH_3)_2CHCH_3$ | 58,12 | -11,7 | - | - |

Определение такого газового состава проводят методом газосорбционной хроматографии на приборе с пламенно-ионизационным детектором с программированием температуры. Газоанализатор с пламенно-ионизационным детектированием (ПИД) позволяет фиксировать суммарное содержание УВ и метана. ПИД – наиболее широко применяемый универсальный детектор. Основные достоинства этого детектора: высокая чувствительность к органическим соединениям (метан, углеводороды, углекислый газ); широкий линейный диапазон, малая зависимость показаний от внешних параметров (температуры, давления). К недостаткам относится нечувствительность к негорючим веществам. Однако, с другой стороны, отсутствие чувствительности к воде облегчает анализ водных растворов органических соединений.

Анализ газа на наличие неорганической составляющей газовой смеси был проведен с помощью детектора по теплопроводности (катарометра). Принцип работы детектора по теплопроводности (ДТП) основан на изменении электрического сопротивления проводника в зависимости от теплопроводности окружающей среды. Основными достоинствами ДТП являются: универсальность (возможен анализ любых веществ); большой уровень вы-

ходного сигнала, что не требует специальных усилителей; высокая линейность и хорошая воспроизводимость результатов. Недостатками катарометра являются: сравнительно низкая чувствительность (до $10^{-4}$ % объемных) и инерционность, что не позволяет его использовать при работе с капиллярными колонками; сильная зависимость показаний от внешних факторов, что требует наличия специального термостата детекторного блока; необходимость использования дорогого газа-носителя.

ДТП использовался нами для определения $O_2$, $N_2$ и $CH_4$ (при избыточном количестве метана, более 5 объемных процентов). ПИД позволял анализировать содержание углеводородов до одного процента, в том случае, когда концентрации превышали один процент, то анализ осуществлялся на дополнительном катарометре.

Описанные выше хроматографические детекторы откалиброваны методом абсолютной градуировки. Сущность метода заключается в том, что в хроматографическую колонку вводят известные количества стандартного вещества и определяют площади пиков. По полученным данным строят калибровочный график. Затем хроматографируют анализируемую смесь и по графику определяют содержание данного компонента (Аналитическая ..., 2001).

Метод абсолютной градуировки довольно прост, но необходимыми условиями применения его являются точность и воспроизводимость дозирования пробы, строгое соблюдение постоянства параметров режима хроматографирования при градуировке прибора и при определении содержания хроматографируемого вещества. Этот метод градуировки особенно широко применяют при определении одного или нескольких компонентов смеси, в частности при использовании хроматографа для регулирования режима технологического процесса по содержанию в продуктах одного или небольшого числа веществ. Этот метод является основным при определении микропримесей.

Эффективность наших методов, дополнительные плюсы нашей работы заключаются в использовании насадочных колонок. На подобных колонках хорошо разделяются компоненты смеси воздуха, $CO_2$ и углеводородов $C_1$-$C_2$ при температуре 230 °С.

Наш прибор («Хроматэк-Кристалл 9000») в своей комплектации имеет одну насадочную колонку типа NaX (цеолит), а также две последовательно соединенные насадочные колонки Hayesep-R. При этом колонка NaX (цеолиты) и колонки Hayesep-R (полимер на основе дивинил бензола) соединены параллельно в газовой схеме хроматографа, что позволяет наилучшим образом разделять и анализировать компоненты. Насадочная колонка NaX позволяет разделять на компоненты газовую смесь, состоящую из гелия (He), водорода ($H_2$), кислорода ($O_2$), азота ($N_2$), метана ($CH_4$) и оксида углерода (CO). Цеолит отличаются строгорегулярной структурой, из-за своих свойств применяется в качестве молекулярных сит для разделения молекул разного размера. Насадочные колонки Hayesep-R предназначены для разделения диоксида углерода ($CO_2$) и углеводородов ($CH_4$, $C_2H_4$, $C_2H_6$, $C_3H_8$ и $C_mH_n$).

Пробы для газохроматографического анализа отобраны к.ф.-м.н. В.В. Ершовым в местах разгрузки газа Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Южно-Сахалинский вулкан – самый крупный активный вулкан, расположенный в зоне Центрально-Сахалинского взбросо-надвига – одного из основных структурно-тектонических элементов Сахалина. Сахалин – единственный регион на Дальнем Востоке России, где известны наземные грязевые вулканы (Ершов и др., 2010).

По результатам проведенных анализов, можно утверждать, что это не техногенное загрязнение, а природное распределение, об этом свидетельствует такая зависимость $C_1>C_2>C_3>C_4>C_5$, а не $C_1<C_2<C_3<C_4<C_5$ (рис. 1).

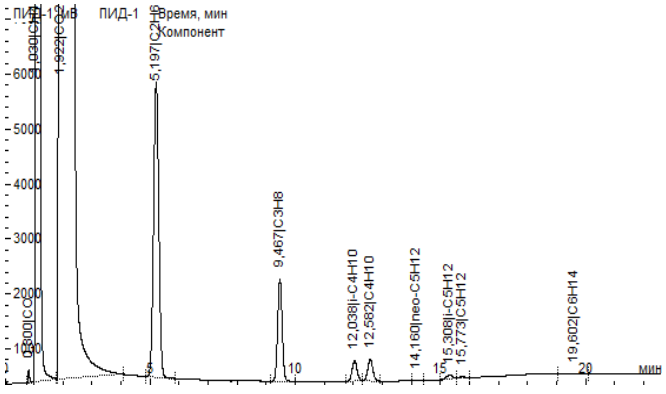



**Рис. 1.** Хроматографическое распределение углеводородов.

На основании полученных нами данных, сделано следующее сравнение газовых проб и пробы стандартного воздуха (табл. 2). Сравнение позволяет увидеть, что газ природный, и его состав говорит о вулканическом происхождении (из-за содержания $CO_2$ приблизительно 70-80 % и метана около 30 %). В отличие от стандартного воздуха в пробах присутствуют углеводородные газы, и углеводородный состав газа проб указывает на возможное присутствие нефтяных флюидов.

**Табл. 2.** Сравнение результатов анализа проб с содержанием газов в воздухе.

| Название компонента | Содержание компонентов в атмосферном воздухе, % | Содержание компонентов в газовой пробе, % |
|---|---|---|
| $CO_2$ | 0,4 | 70-80 |
| $O_2$ | 18 | 0,8 |
| $N_2$ | 79 | 4 |
| $CH_4$ | 0,00019 | 30 |
| $C_2$-$C_5$ | нет | есть |

Сплошное распространение газов преимущественно углекислого состава совпадают с зонами тектонических дроблений и повышенных тепловых потоков. Однако, оставаясь углекислыми, газы этих зон часто несут то или иное количество водорода, азота, углеводородов и т.д. При этом относительное содержание в газовых струях превалирующего газа – $CO_2$ по мере удаления от складчатости и магматического узла чрезвычайно быстро снижается, и химический состав приобретает другой облик, чаще всего углеводородный.

Таким образом, анализируемую смесь газов можно отнести к метано-углекислому, гидротермальному типу. Этот тип характеризуется не только преобладанием углекислого газа в составе газов, но и типичным гидротермальным обликом изотопным составом углерода не только их $CO_2$, но и $CH_4$. Вероятно, гидротермальный тип не распространен широко среди грязевых вулканов мира. Имеющиеся данные скорее свидетельствуют об образовании $CO_2$ из продуктов глубинной дифференциации, что согласуется с данными в пользу глубинного генезиса метана, закономерно связанного с углекислым газом в газах грязевых вулканов (Валяев и др., 1985).

*Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ по научному Проекту № 16-35-00013 «Изучение формирования газогеохимических полей в районе Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и их использование как индикаторов геологических процессов, трассирования зон разломов и газового геохимического картирования».*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аналитическая химия. Физико-химические методы анализа / под ред. О.М. Петрухина. М.: Химия, 2001. 496 с.
2. Валяев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е., Прохоров В.С., Титков Г.А. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. М.: Наука, 1985. № 1. С. 72–87.
3. Другов Ю.С., Родин А.А. Газохроматографический анализ природного газа. М.: Бином. Лаборатория знаний, 2014. 174 с.
4. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 49–57.
5. Методы определения загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест (приложение №1 к списку ПДК № 3086-84 от 27.08.1984). М: Минздрав СССР. 1987. 112 с.
6. Сазонов М.Л. Хроматографический анализ газов (методическое руководство). М.: ВНИГНИ, 1969. 53 с.

УДК 550.361+551.23+553.23(571.645)

# ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАЧНОЕ (О. ИТУРУП) ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*О.В. Веселов, А.И. Казаков, Р.В. Жарков*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.kazakov@imgg.ru

Представлены результаты геологических, геотермических и гидрохимических исследований месторождения термальных вод Дачное (о. Итуруп). Анализ данных малоглубинной термосъемки на площади 6 км$^2$ определил площадки для вывода на поверхность термоминеральных вод, перспективных для бальнеологического использования.

**Ключевые слова:** *месторождение Дачное, о. Итуруп, малоглубинная термосъемка, статистический анализ, гидрохимия.*

Уникальное по физико-химическим характеристикам месторождение углекислых кремнистых гидротерм Дачное находится в межгорном артезианском бассейне, приуроченном к Осеннему перешейку в центральной части о. Итуруп, и расположено в долине ручья Надежда, правого притока реки Высокотравной (рис. 1). Исследования источников Дачные проводились с 1950-х годов отечественными учеными Л.Е. Михайловым, В.В. Ивановым, О.К. Калишевичем, В.Е. Бевзом и др. По определениям В.В. Иванова (Росгеолфонд, 1955), Дачные источники по химическому составу относятся к среднеминерализованным, углекислым, хлоридно-гидрокарбонатным натриевым, нейтральным водам, аналогичным «Есентуки-4». Их повышенная температура и высокое содержание метакремниевой кислоты придают этим водам дополнительные лечебные свойства. С конца 1970-х годов на участке Дачное проводились планомерные геологические и гидрогеологические работы, были пробурены вблизи источников в долине ручья Надежда две скважины небольшой глубины (не более 170 м). Эти скважины вывели на поверхность воды с температурой до 30 °С. По результатам геологических и буровых работ было охарактеризовано строение участка, которое определяется как вулкано-тектоническое поднятие, сложенное вулканогенными породами позднеогенового возраста. Согласно принятой схеме стратификации вулканогенно-осадочные отложения сложены породами четвертичного состава, которые подстилаются лебединской свитой ($N_2^2$-Q*lb*) позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста. Смежной с ней является парусная свита ($N_2$*pr*) плиоценового возраста. В составе ее водоносного комплекса выделяются три пачки, из которых нижняя и верхняя представлены туфами андезитов, туффитами андезибазальтов и андезитов с прослоями песчаников, алевролитов, обладающими хорошей проницаемостью. Породы интенсивно нарушены тектоническими разрывами. Средняя пачка, сложенная аргиллитовыми породами, характеризуется пониженной водопроницаемостью. В блоках участка, обильно инъецированных дайками, по ослабленным приконтактным зонам поднимаются к поверхности глубинные минеральные термальные воды, образуя поверхностные термоаномалии. Системы дизъюнктивных нарушений наиболее интенсивно проявляются в районе Дачных термальных проявлений. На территории участка Дачное в комплексе геолого-геофизических работ в августе-сентябре 1984 г. на площади 6 кв. км была проведена шпуровая малоглубинная термосъемка для оценки потенциальных теплоэнергетических и гидроминеральных ресурсов. Термосъемка проведена отрядом Сахалинской гидрогеологической экспедиции с помощью аппаратуры, разработанной в ИМГиГ ДВО АН СССР.

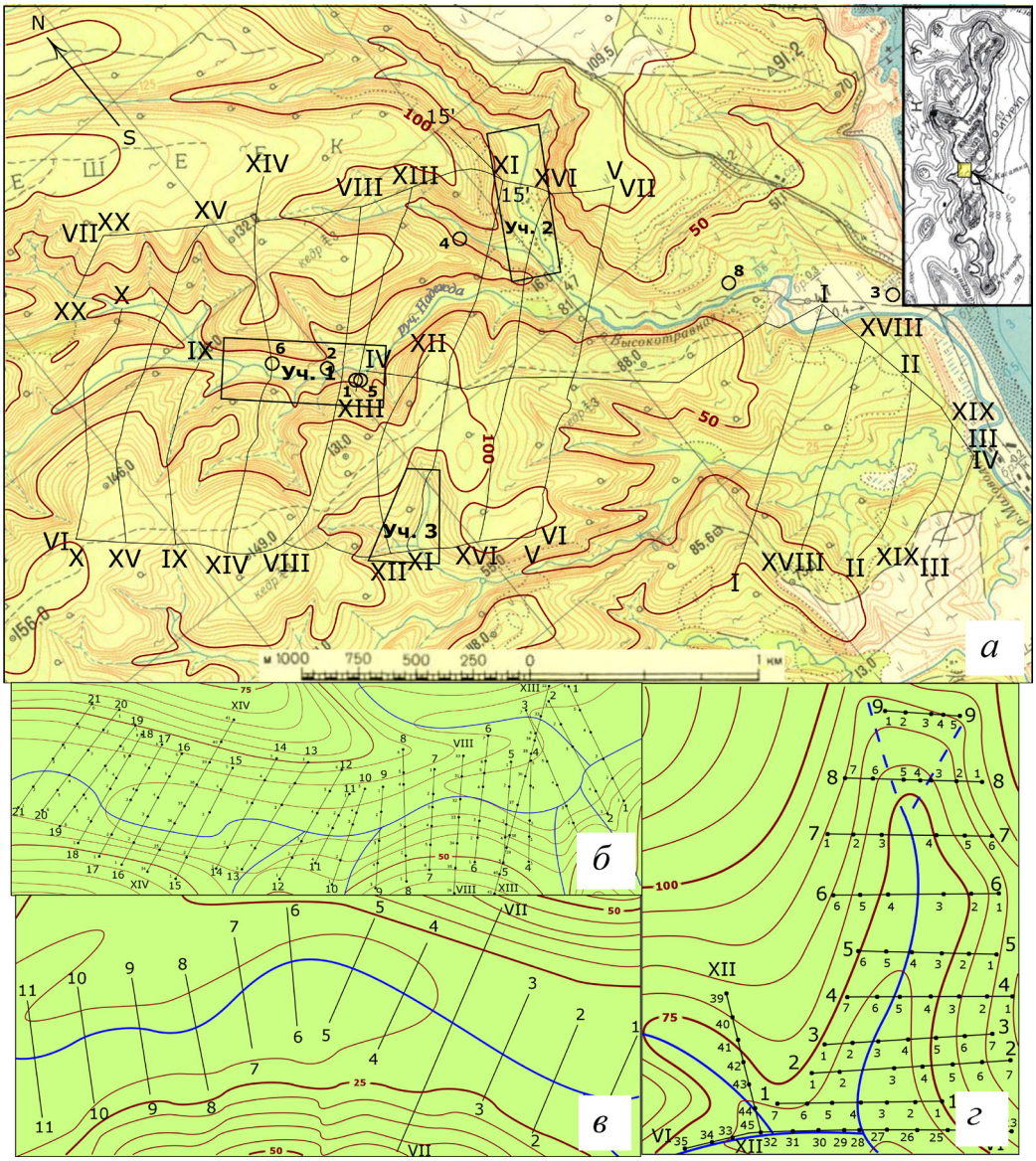



**Рис. 1.** Малоглубинная термосъемка на площади термопроявлений Дачное (о. Итуруп). Римскими цифрами обозначены рекогносцировочные профили измерений, большими арабскими – детализирующие, маленькими арабскими – пикеты, кружками – скважины; а – район работ; б – участок 1; в – участок 2; г – участок 3. На врезке в выделенном квадрате площадь проведенных температурных измерений.

Измерения проведены в 1318 пунктах на профилях общей длиной более 32 км (рис. 1). Более детальные исследования с уплотнением профилей измерений до 25–50 м между ними осуществлены на трех участках термопроявлений с целью оконтуривания участков, перспективных для вывода на поверхность высокотемпературных вод.

Наблюдения проводились электротермометрами, в которых в качестве термочувствительного элемента использовались терморезисторы типа ММТ-1 с коэффициентом сопротивления – 4 Ом/К, отградуированными с точность ±0,05 К. Термисторы помещались в титановые трубки длиной 180 см и диаметром 8 мм. В качестве измерителя применялся мост постоянного тока МО-62. На площади обработаны 19 рекогносцировочных профилей длиной от 375 до 3100 м. На трех участках проведены детальные измерения на 45 профилях длиной в среднем 125 м каждый. Расстояние между шпурами – 25 м (рис. 1). Измерения по сетке 25×25 м позволяют представить в плане температурное поле участков на глубине 1,5 м. Из 1318 измерений в 1033 получены температуры в интервале 7,5–9,5 °С, из них в 690 – в интервале 8-9 °С. В 40 пунктах зафиксированы температуры от 12 до 25 °С. Средняя температура для более

чем 80 % пунктов равна 8,5 °С, которую следует принять как фоновую и типичную на глубине 1,5 м для перешейка Осеннего в период проведения измерений. На трех участках обнаруженных термоаномалий выявлены линейные зоны повышенных температур. Первый участок находится в среднем течении ручья Надежда. Второй – в долине реки Высокотравной в 675 м выше впадения в нее ручья Надежда. Третий участок располагается в 300 м юго-западнее источников Дачные в 1300 м от устья ручья Надежда. На первом участке выявлены две зоны повышенных температур (до 25 °С и выше), обе овальной формы, расположены по берегам ручья и ориентированы в среднем по азимуту 300°. На втором выделена зона относительно повышенных температур (до 13 °С), ориентированная по азимуту 40°. На третьем участке, вытянутом в северо-восточном направлении, выделены две зоны незначительно повышенных температур (до 11,8 °С). Одна из них ориентирована по азимуту 70°, вторая зона является пересечением двух узких полос повышенных температур, ориентированных по азимутам 40° и 310°. Выявленные зоны термальных аномалий линейного простирания отмечают выходы на поверхность глубинных вод по разломным зонам. Ориентация аномальных зон температуры обозначает участки магистральных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. При этом первые соответствуют простиранию оси Большой Курильской гряды. Разломы северо-западного направления являются дизъюнктивами, разделяющими остров на блоки.

Проведенный на первом этапе обработки данных анализ распределения температур на площади термосъемки позволил определить перспективным объектом для дальнейших поисковых работ участок 1, расположенный в среднем течении ручья Надежда.

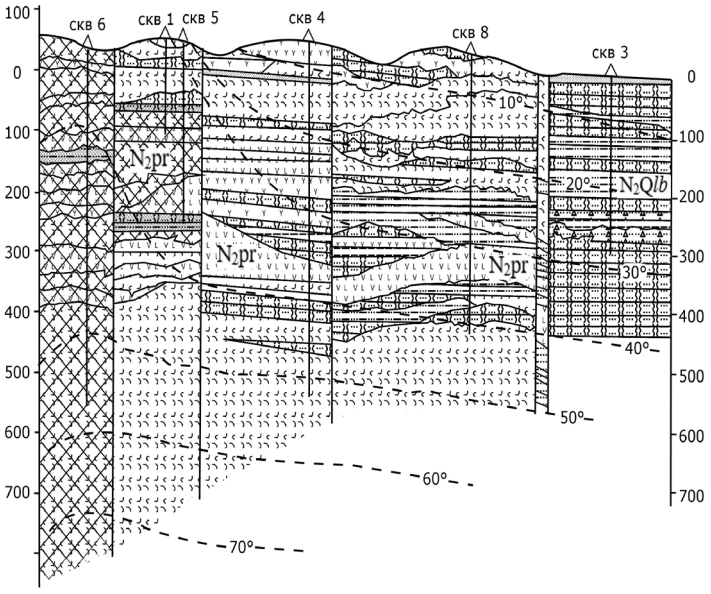



**Рис. 2.** Температурный разрез по субширотному профилю (через скважины 3, 8, 4, 5, 1, 6). Геологический разрез построен по материалам бурения и геологической съемки. Вертикальный масштаб – 1:10000, горизонтальный масштаб – 1:25000.

По результатам геологических исследований и термосъемки были пробурены во второй половине 80-х годов разведочные скважины в зонах термоаномалий и за их контурами с целью определения геологического строения участка Дачное и сопредельных площадей, а также вывода на поверхность термальных вод. Вскрытые скважинами разрезы показали, что на всю глубину бурения (до 600 м) распространены тектонически дробленные породы, особенно в зонах термоаномалий. Термокаротаж скважин свидетельствует о восходящем движении среднетемпературных терм в пределах участка 1, где кроме ранее пробуренных скважин 1 и 2 были пробурены скважины 5 и 6. Этими скважинами выведены на поверхность в режиме самоизлива углекислые минеральные воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с температурами на устье от 28 до 44 °С и дебитом до 5 л/с. Максимальная температура, зафиксированная в скв. 6 на глубине 596 м, равнялась 55,6 °С. За пределами участка на крыльях вулкано-тектонического поднятия в скважинах 3 и 8, пробуренных юго-восточнее участка, содержатся хлоридные, щелочные, слабосоленые воды. Характер распределения температур за контуром термального участка 1 и в его пределах представлен на профиле от скв. 3 до скв. 6 (рис. 2). Судя по разрезу, термальная зона участка 1 характеризуется сильной трещиноватостью, дробленностью вулканогенно-пирокластических образований до глубин более 300 м, что обусловило высокую проницаемость и конвективный вынос высокотемпературных минеральных вод.

В 90-х годах поисково-разведочные работы на площади Дачное были прекращены. В связи с возросшим интересом правительственных структур к термоминеральным ресурсам Курильских островов были проведены в 2013–2014 гг. гидрохимические обследования термальных источников месторождения Дачное (Жарков, 2015). По рекомендациям специалистов воды скважин 1 и 5 необходимо выделить в самостоятельный гидрохимический тип, и самыми близкими аналогами являются лечебно-столовые воды Азовского и Сочинского типов XXVIIIa группы минеральных вод в ГОСТ Р 54316-2011 «Воды минеральные природные питьевые» Национального стандарта РФ (ГОСТ…, 2011). Авторами была также проведена новая обработка материалов термосъемки 1984 г. методами статистического анализа (Дэвис, 1990). В результате получены карты распределения температур в изолиниях на всей площади съемки, оконтурены зоны температурных аномалий (рис. 3). Как и ранее было определено, участок 1 представляется самым перспективным для дальнейшего проведения буровых работ для вывода высокотемпературных минеральных вод. Судя по расположению скважин 1, 2, 5, 6, следует, что они пробурены в пределах высокотемпературных аномалий, но смещены от центров наиболее высокотемпературных площадок (Веселов, Казаков, 2016). Поэтому представленная карта изотерм участка 1 имеет несомненный практический интерес. Для вывода на поверхность минеральных вод с температурой более 70 °С следует пробурить скважину глубиной не менее 850 м на площадке, оконтуренной изотермой 21 °С.

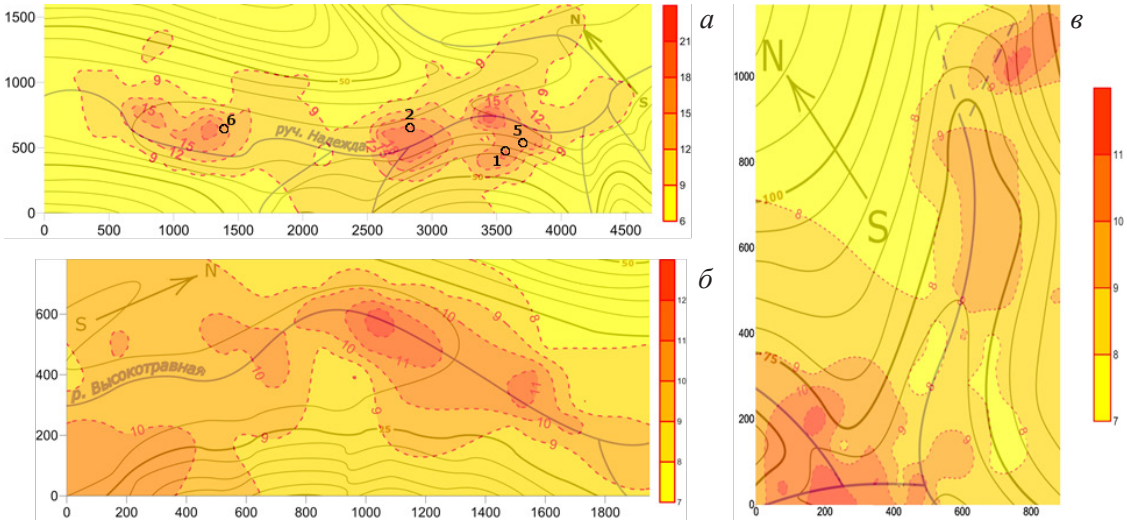



**Рис. 3.** Распределение температур на участках детализации. Сплошными линиями обозначены изолинии рельефа, пунктирными – изотермы, кружками – скважины; *а* – участок 1; *б* – участок 2; *в* – участок 3.

Применение температурной малоглубинной съемки в зоне современной тектоно-магматической активности показало свою эффективность при выявлении участков для бурения на вывод термальных вод. Обработка материалов съемки с применением методов статистического анализа определила более точно границы термоаномалий. Геохимические исследования термальных кремнистых вод месторождения Дачное доказали перспективность их использования в бальнеотерапии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов О.В., Казаков А.И. Моделирование термального поля в зонах современной тектоно-магматической активности по результатам малоглубинной термосъемки // Проблемы недропользования. 2016. №3. С. 31–43.
2. ГОСТ Р 54316-2011. Воды минеральные природные питьевые. Общие технические условия. М.: Стандартинформ, 2011. 42 с.
3. Дэвис Дж. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 429 с.
4. Жарков Р.В. Дачное месторождение термоминеральных вод (о. Итуруп, Курильские острова) // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: сб. мат-лов в 2-х т. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 221-224.

УДК 551.21.3

# АНАЛИЗ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА

*А.Ю. Полец*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
polec84@mail.ru

Выполнен анализ пространственного и глубинного распределения глубокофокусных землетрясений (h≥300 км) в Курило-Охотском регионе и проанализирована сейсмическая активность перед сильными глубокофокусными землетрясениями Mw≥7.0 Курило-Охотского региона.

**Ключевые слова:** *Курило-Охотский регион, глубокофокусные землетрясения, сейсмичность.*

В зависимости от глубины расположения гипоцентров землетрясения можно разделить на три группы: мелкофокусные или поверхностные (0–70 км), среднефокусные или промежуточные (70–300 км) и глубокофокусные (300–650 км). Глубокие землетрясения обычно происходят в местах столкновения литосферных плит – в зонах субдукции. Очаги практически всех глубокофокусных землетрясений расположены в Тихоокеанском поясе. На сегодняшний день самым сильным глубокофокусным землетрясением в мире является Охотское землетрясение 24 мая 2013 г. с моментной магнитудой $M_W$ 8.3.

По данным каталога Global CMT с 1976 по 2016 гг. в мире зарегистрировано 52 глубокофокусных землетрясения с $M_W$≥7.0, на глубине более 300 км, их них 14 с $M_W$≥7.5 и два с $M_W$>8.0 (землетрясение в Боливии 9 июня 1994 г. ($M_W$=8.2) и Охотское землетрясение 24 мая 2013 г. ($M_W$=8.3)). Из 52 глубокофокусных землетрясений с Mw≥7.0 шесть произошли в Курило-Охотском регионе: 12.05.1990 г. ($M_{W=}$7.2), 17.11.2002 г. (Mw=7.7), 5.07.2008 г. (Mw=7.7), 24.11.2008 г. (Mw=7.3), 14.08.2012 г. (Mw=7.7) и Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. (Mw=8.3).

Причиной возникновения глубокофокусных землетрясений в Курило-Охотском регионе является погружение Тихоокеанской плиты в мантию Земли. Тихоокеанская плита пододвигается под Охотскую литосферную плиту со средней скоростью 80 мм/год. Фазовый переход вещества мантии Земли, происходящий на глубине около 670 км, препятствует дальнейшему погружению плиты, что приводит к ее деформации, накоплению напряжений, которые высвобождаются в результате глубокофокусных землетрясений.

Анализ пространственного распределения глубокофокусных землетрясений (h>300 км) в Курило-Охотском регионе за период с 1950–1915 гг. на основе данных каталога NEIC показал, что в интервале глубин 300–400 км, большая часть очагов землетрясений локализована между о. Сахалин и о. Хоккайдо и далее вдоль западного края Курильской глубоководной котловины до участка напротив Средних Курильских о-вов. От этого участка на север количество глубоководных землетрясений заметно уменьшается. Однако с увеличением глубины (интервалы 400–500 км, 500 км и более) наблюдается обратная тенденция, большая часть очагов землетрясений расположена к западу от п-ова Камчатка и до участка напротив Средних Курильских о-вов. Максимальная глубина очагов глубокофокусных землетрясений между о-вами Сахалин и Хоккайдо около 396 км. Соответственно, в интервале глубин 400-500 км, 500 км и более глубокофокусные землетрясения между о-вами Сахалин и о. Хоккайдо отсутствуют, при этом с глубиной очаги землетрясений смещаются на северо-запад. В интервале глубин 500 км и более все глубокофокусные землетрясения расположены за пределами Курильской глубоководной котловины. Для исследуемых глубинных интервалов, на участке напротив

Средних Курильских о-вов, в направлении с юга на север глубина глубокофокусных землетрясений всегда меньше по сравнению с южной и северной частями сейсмофокальной зоны.

Анализ сейсмичности перед сильным глубокофокусным землетрясением 24 мая 2013 г., показал, что за несколько дней (18–22.05.2013 г.) перед землетрясением наблюдалась сейсмическая активизация в виде роя с магнитудами $M_W \leq 6.0$ у Авачинского залива на Камчатке. Рой землетрясений – это особый вид проявления сейсмической активности, когда за достаточно короткое время, в течение нескольких суток от 1 до 5–15 суток (редко более длительное время), в одном и том же месте, на ограниченной площади, происходит большое количество землетрясений, как правило, малых энергетических классов, характерных для фоновой сейсмичности региона. В отличие от афтершоковой последовательности, роевые последовательности землетрясений не всегда имеют главное событие старшего энергетического класса, а также характерного затухания энергии событий во времени, согласно формуле затухания энергии афтершоков во времени F. Omori (1894). Существуют модели, предполагающие связь между типом последовательности землетрясений и состоянием среды по степени раздробленности и приложенным напряжением. Так, согласно К. Моги (1963), главный толчок с последующими афтершоками происходит в условиях относительно однородной малонарушенной среды и постоянного тектонического напряжения, тогда как рои в сильно раздробленной среде и при направленном «концентрированном» приложении напряжения, как в случае движения магмы и пр. Возможно, именно разное состояние среды по степени нарушенности (раздробленности) является объяснением того, что рои происходят, в основном, в одних и тех же местах.

Впервые взаимосвязь сейсмичности в глубоких и верхних областях сейсмогенной зоны рассмотрена в работах японского сейсмолога К. Моги (1988). По данным Моги важными особенностями взаимосвязи между глубокофокусными и мелкофокусными сильными землетрясениями являются возрастание глубинной сейсмической активности перед коровыми землетрясениями и возникновение сильного толчка после глубинной активизации, т.е. возрастание глубинной сейсмичности можно рассматривать как один из предвестников сильных мелкофокусных землетрясений. Подобная связь сейсмичности изучалась также в работах (Захарова, Рогожин, 2005; Юнга и др., 2011). Изучая пространственно-временные распределения землетрясений К. Моги разделил сейсмичность до главного толчка на несколько групп: слабые толчки, происходящие непосредственно перед событием в окрестности эпицентра; глубокофокусные толчки, возникающие в отдаленных местах от очага; зоны сейсмического затишья в очаговой области; проявление роев землетрясений; возрастание напряжения и активности в коре на обширной территории вокруг очаговой области.

Наблюдаемый рой землетрясений 18–22.05.2013 г. произошел около сейсмической бреши в Авачинском заливе, находящейся вблизи г. Петропавловск-Камчатский. В течение 19–21.05.2013 г. поток землетрясений в рое шел приблизительно с постоянной скоростью, а 22.05.2013 г. произошел переход в режим снижающейся во времени скорости потока землетрясений, что обычно соответствует афтершоковому характеру сейсмического процесса. Рой 18–22.05.2013 г. самый сильный из зарегистрированных камчатской региональной сетью за период детальных сейсмологических наблюдений с 1962 г. (Чебров и др., 2013). Возрастание глубинной сейсмической активности может вызвать сильное коровое землетрясение. И наоборот наблюдаемая сейсмическая активность в виде роя землетрясений 18–22.05.2013 г. могла являться предвестником сильного глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г.

В 2011 г. за неделю до мега-землетрясения Тохоку в том же самом месте у Авачинского залива наблюдалась сейсмическая активизация с $M_W \leq 5.2$. По прогнозам Федотова и Соломатина (2015) такое совпадение повышает вероятность того, что следующее сильнейшее землетрясение с $M \geq 7.7$ Курило-Камчатской дуги произойдет в Авачинском заливе. Анализ сейсмичности перед сильными ($Mw \geq 7.0$) глубокофокусными землетрясениями Курило-Охотского региона 1990, 2002, 2008 и 2012 гг. также показал, что каждый раз незадолго до сильного глубокофокусного

землетрясения наблюдалась активизация либо в виде роя, либо в виде предыдущего недавнего сильного мелкофокусного землетрясения с афтершоками.

*Работа выполнена при поддержке гранта президента РФ МК-6640.2015.5 и гранта РФФИ № 15-05-08903 а.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Захарова А.И., Рогожин Е.А. Соотношение магнитуд сильных землетрясений с параметрами процессов их глубокофокусных форшоков // Геофизические исследования. 2005. № 2. С. 7–32.
2. Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир. 1988. 382 с.
3. Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Крило-Камчатской дуги на IX 2013–VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествовавших глубоких Охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с M = 7.7, 7.7 и 8.3 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 3–19.
4. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А. и др. Глубокое охотоморское землетрясение 24.05.2013 с магнитудой Mw=8.3 – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21, № 1. С. 17–24.
5. Юнга С.Л., Рогожин Е.А., Родина С.Н. Алгоритм и методика анализа механизмов глубокофокусных очагов для выявления зон подготовки сильных землетрясений Курило-Охотского региона // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47, № 3. С. 31–43.
6. Global CMT. Global Centroid Moment Tensor. http://www.global.org/
7. NEIC. National Earthquake Informational Center. http://erthquake.usgs.gov/earthquakes/search/
8. Mogi K. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms – the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University 1963. № 41. P. 615–658.
9. Omori F. On the aftershocks // Rep., Imp., Earthquake Invest., Comm. 1894. N 2. P. 103–139.

УДК 550.834.32:550.831.015.072(571.645)

# О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЗОНЫ РАЗРУШЕНИЯ ХРЕБТА ВИТЯЗЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ)

*З.Н. Прошкина*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
pro-zo@yandex.ru

Излагаются основные черты глубинного строения подводного хребта Витязя в районе Центральных Курил. Представлены карта мощности земной коры этого района и плотностная глубинная модель зоны разрушения хребта. Представленные материалы иллюстрируют высокую степень разрушения хребта Витязя и подъем мантии в пределах зоны разрушения, что может свидетельствовать о взаимосвязи формирования указанной зоны с глубинными динамическими процессами.

**Ключевые слова:** *подводный хребет Витязя, глубинное строение, плотностное моделирование.*

Центральный район Курильской островной дуги давно привлекает внимание исследователей целым рядом отличительных особенностей. Еще в 60-е годы прошлого столетия Г.М. Власов обратил внимание на повышенную сложность морфологии дна и значительное погружение центральной части подводного хребта Витязь, протягивающегося параллельно островной дуге в пределах её океанского склона. По мнению этого автора, указанные особенности возникли как результат неотектонических процессов (Власов, 1964). В дальнейшем К.Ф. Сергеев отметил отличие центрального звена островного поднятия от его флангов и по вещественному признаку (Сергеев , 1976).

Геофизические работы, начатые здесь также в конце 50-х – начале 60-х гг. XX века в рамках Международного геофизического года и Проекта верхней мантии Земли, дали первые представления о глубинном строении этого района и также позволили наметить отличие центрального звена Курил от его флангов по характеру геофизических полей, мощности, внутреннему строению земной коры и верхней мантии (Косминская, 1964; Гайнанов и др., 1974; Злобин, 1987; и др). Наконец, указанный район был выделен и по сейсмологическим характеристикам. На фоне общей сейсмоактивной обстановки Курило-Камчатской островодужной системы в его пределах было отмечено долговременное отсутствие сильнейших землетрясений. По этому признаку данный район впервые был обособлен в работах С.А. Федотова (Федотов, 1965) с введением понятия «сейсмическая брешь».

В последующие годы изучение рассматриваемого района сейсмическими методами было продолжено ИМГиГ ДВНЦ АН СССР. В частности, в 1983–1984 гг. в районе о-ва Симушир была выполнена экспедиция, включившая комплекс сейсмических методов ГСЗ, КМПВ и МОВ-НСП. Важнейшим результатом этих работ стала отработка двух протяженных профилей ГСЗ, один из которых был ориентирован вдоль островной гряды, а другой – вкрест ее простирания (рис. 1).

По итогам этих работ была определена мощность и основные черты скоростной структуры земной коры на участке от Курильской котловины до Курило-Камчатского желоба (Аносов и др., 1988; Злобин, 1987; Злобин и др., 1987). Результаты этих работ с частичной переинтерпретацией первичных данных в последующие годы (Злобин и др., 1998) до сих пор являются единственным источником информации о скоростной характеристике земной коры в районе Центральных Курил. Надо отметить, что и эти данные свидетельствуют о «нестандартном» облике земной коры в этом районе.

Длительное время все отмеченные особенности района Центральных Курил не находили системного объяснения.

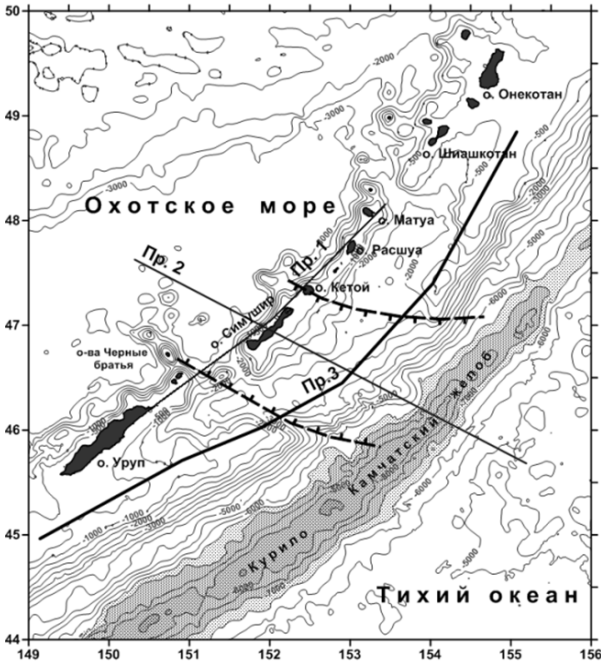



**Рис. 1.** Положение профилей ГСЗ 1983–1984 гг. (Пр. 1 , Пр. 2) и профиля (Пр. 3), вдоль которого выполнено плотностное моделирование земной коры. Зона наиболее интенсивной деструкции обозначена черными линиями с бергштрихами.

В 2005 г. ТОИ ДВО РАН и ИО РАН положили начало новому этапу исследований этого района, организовав экспедицию на НИС «Академик М. Лаврентьев» (рейс № 37, начальник экспедиции Р.Г. Кулинич), сосредоточив детальные геолого-геофизические работы на океанском склоне Курильской гряды, где основными морфоструктурами являются уже упомянутый подводный хребет Витязя и прогиб, отделяющий его от Курильских островов.

Основной целью этих исследований было изучение тектонического каркаса, блоковой делимости и оценка сейсмогенного потенциала этого района, где происходит накопление геодинамических напряжений и возможна их реализация в виде сильнейших землетрясений и цунами (Лаверов и др., 2006). В комплекс исследований вошли: непрерывное сейсмическое профилирование, гравиметрия и магнитометрия, геологическое опробование донных осадков и горных пород для идентификации акустического фундамента и источников геофизических аномалий, фиксируемых в процессе экспедиционных работ.

В результате выполненной экспедиции было установлено, что сейсмическая брешь приурочена к зоне растяжения и разрушения центрального звена Курило-Камчатской островодужной системы. В ее пределах была определена основная блоковая делимость и обнаружены молодые вулканогенные комплексы, формирование которых происходило в течение всего кайнозоя. По совокупности всех тектоно-магматических характеристик эта зона отнесена к рифтогенным наложенным структурам (Кулинич и др., 2007). Современный региональный разрез изученного района представляет собой сложно устроенный асимметричный грабен с последовательным блоковым опусканием фундамента в юго-западном направлении от о-ва Парамушир до о-ва Уруп. Внутреннее строение зоны деструкции осложнено горсто-грабеновыми структурами более высокого порядка (рис. 2).

Подводный хребет Витязя, являющийся одной из основных морфоструктур изучаемого района, указанной зоной разорван на два сегмента, в его пределах также выявлены молодые вулканогенные комплексы, что существенно изменило взгляд на формирование этого хребта, считающегося фронтальной невулканической дугой в общей системе дуга–желоб.

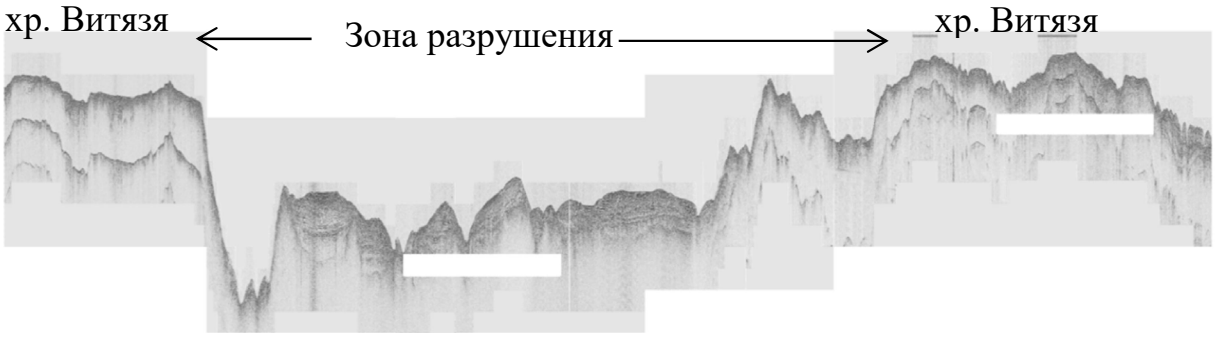



**Рис. 2.** Зона разрушения хребта Витязя по данным НСП (Лаверов и др., 2006).

Междуговой прогиб, разделяющий хребет Витязя и Курильскую гряду, как единая отрицательная структура, также не существует. Рассматриваемой зоной он разбивается на два сектора (Кулинич и др., 2007).

В дальнейшем здесь было выполнено еще две экспедиции на НИС «Академик М. Лаврентьев»: в 2006 г. (рейс № 41, начальник экспедиции к.ф.-м.н. Б.Я. Карп) и в 2010 г. (рейс № 52, начальник экспедиции к.г.-м.н. М.Г. Валитов). Основной целью этих экспедиций была детализация структурно-тектонического каркаса выделенной деструктивной зоны и на ее периферии; детальное изучение выявленных вулканогенных комплексов (вещественный состав, возраст, условия формирования и ареал распространения); выяснение общих пределов развития зоны деструкции вдоль ее простирания: как в направлении тыловой части Курильской гряды, так и в сторону океана.

На основе обобщения данных, полученных за весь период исследований, построены уточненные карты гравитационных и магнитных аномалий, а также карты мощности осадочных отложений и рельефа акустического фундамента, структурная схема и геологическая карта; рассчитаны сейсмоплотностные модели земной коры изученного района; установлена пространственная связь произошедших здесь сильнейших Симуширских землетрясений 2006–2009 гг. с тектоническими границами скрытых блоков фундамента, выявленных по геофизическим данным (Лаверов др., 2006; Кулинич и др., 2007; Кулинич и др., 2012; Кулинич и др., 2015). Вышеперечисленные данные создают достаточно полную картину структурно-тектонического облика выявленной зоны деструкции океанского склона Курильской гряды.

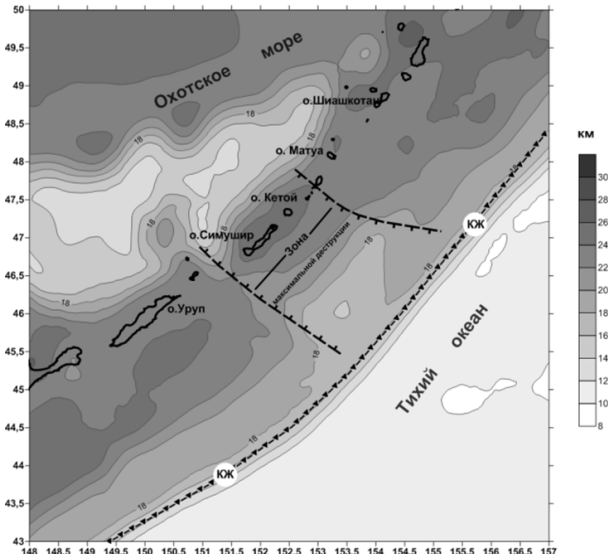



**Рис. 3.** Карта изоглубин поверхности Мохо Центральной части Курильской островной дуги. Зона наиболее интенсивной деструкции ограничена черными линиями с бергштрихами. КЖ – ось Курило-Камчатского желоба.

В настоящей статье автором демонстрируются основные глубинные характеристики разрушенной части хребта Витязя. Для этого построена карта изоглубин поверхности Мохо Центральной части Курильской островной дуги (рис. 3) и рассчитана гравитационная модель земной коры (рис. 4) по линии, ориентированной вкрест простирания деструктивной зоны хребта Витязя (см. рис. 1). Для расчетов глубины залегания поверхности Мохо была использована ее статистическая зависимость от величины осредненных гравитационных аномалий, мощности донных осадков и глубины морского дна в исследуемом регионе, с применением компьютерных программ, разработанных заведующим лабораторией гравиметрии ТОИ ДВО РАН к.г.-м.н. Валитовым М.Г. В качестве реперных значений, контролирующих указанные расчеты, были использованы имеющиеся на этой площади сейсмические данные.

Из рис. 4 видно, что в районе зоны разрушения хребта мощность земной коры (от уровня моря) сокращена и составляет менее 20 км. В то время как на остальной площади дуги мощность варьирует от 20 до 26 км.

Плотностное моделирование выполнялось в 2D варианте по методике, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН. В качестве исходных данных использовались результаты морской гравиметрии, выполненной в экспедициях НИС «Академик М. Лаврентьев» в период 2005–2010 гг. (рейсы №№ 37, 41, 52). В качестве опоры для плотностного моделирования были использованы результаты сейсмических исследований прошлых лет (СахКНИИ, Севморгео) (Злобин, 2008; Сакулина и др., 2011). В результате моделирования получен сейсмоплотностной разрез, показанный на рис.4.

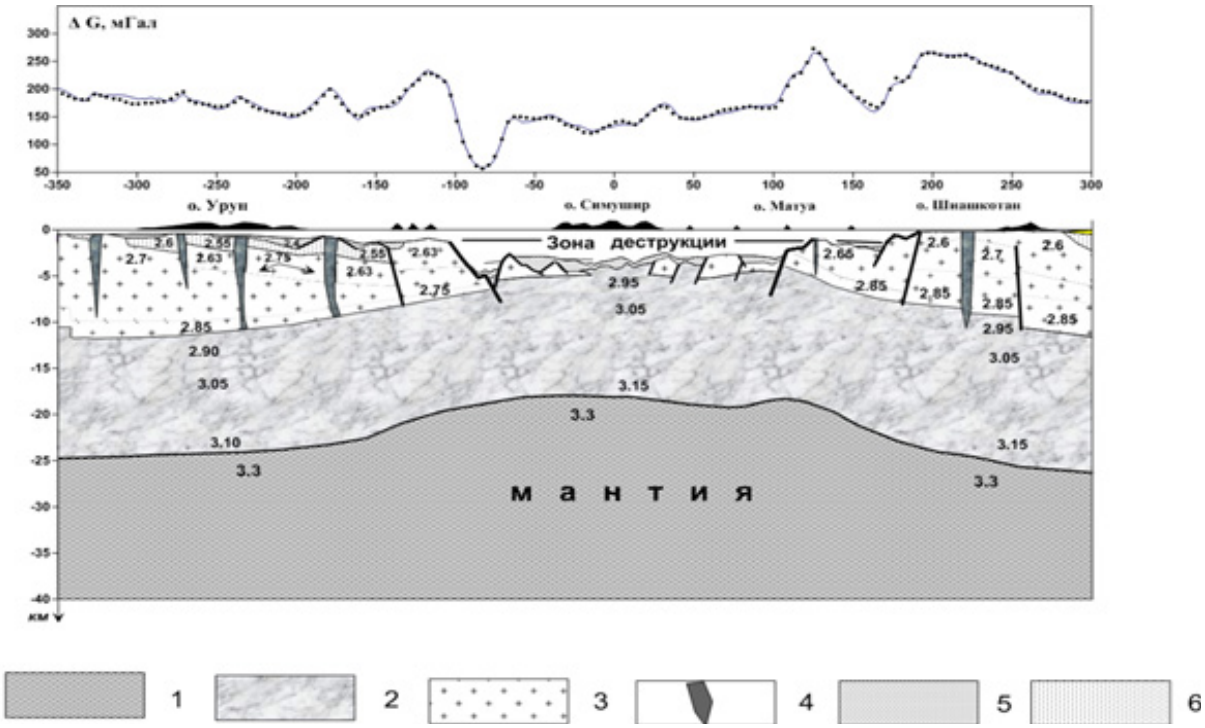



**Рис. 4.** Плотностная модель земной коры зоны разрушения подводного хребта Витязя: 1 – мантия, 2 – нижняя кора «базальтовый слой»; 3 – верхняя кора «гранитный слой»; 4 – предполагаемые базитовый интрузии; 5 – консолидированные осадки; 6 – рыхлые осадки. Цифрами обозначены значения плотностей (г/см³). Над моделью: сплошная линия – график наблюденного аномального гравитационного поля, точками обозначены расчетные значения аномалий гравитационного поля.

Как видно, полученная модель демонстрирует практически полное разрушение хребта Витязя в пределах выявленной рифтогенной зоны. Кроме того, моделирование подтвердило подъем мантийных масс под зоной разрушения, который обозначился на вышеприведенной карте изоглубин поверхности Мохо. Эта реакция мантийных масс может говорить о связи формирования рассматриваемой рифтогенной структуры с глубинными динамическими процессами.

Выполненное исследование является дополнением к ранее проведенным геолого-геофизическим исследованиям и позволяет сделать вывод, что обнаруженная зона деструкции в районе Центральных Курил привела к активному разрушению подводного хребта Витязя и междугового прогиба, отделяющего его от Большой Курильской гряды; подъем верхней мантии и сокращение мощности земной коры являются признаками геодинамических процессов, протекающих на больших глубинах, и сейсмические события 2006–2009 гг., закрывшие «сейсмическую брешь», могут быть следствием этих процессов. Таким образом, длительное сейсмическое затишье означало не стагнацию тектонической активности, а лишь накопление сейсмической энергии для развития деструктивных процессов в будущем.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Петров А.В., Злобин Т.К. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры Центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеанская геология, 1988. № 1. С. 10–18.
2. Власов Г.М. Геоморфология Курильских островов // Геология СССР, Т. XXXI: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964.
3. Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А., Сычев П.М., Туезов И.К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1974. 108 с.

4. Злобин Т.К. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (M=8,3) и 13 января 2007 г. и глубинного строения земной коры Центральных Курил // ДАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111–115.
5. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 24–35.
6. Косминская И.П. Изучение строения земной коры в СССР в период МГГ (1956-1959 гг.) // Результаты исследований по программе МГГ. Вып. 5: Сейсмологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
7. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 35–43.
8. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил // Тихоокеанская геология, 2015. Т. 34, № 6. С. 45–56.
9. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В., и др. О структурно-геологической характеристике «сейсмической бреши» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
10. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я. Центрально-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.
11. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. С. 11–17.
12. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
13. Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66–93.

УДК 551.243 551.435.6

# ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ОСТРОВА САХАЛИН И ИХ СВЯЗЬ С АКТИВНЫМИ РАЗРЫВНЫМИ НАРУШЕНИЯМИ

*Д.Д. Рукавишникова[1], В.Г. Прокудин[2], К.А. Дозорова[1], Б.В. Баранов [1]*

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва
[2] Тихоокенский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
drukavishnikova@gmail.com

Обобщение данных, полученных в морских экспедициях 1998–2011 гг. на восточном склоне острова Сахалин, позволило описать две системы активных разломов и связанные с ними подводные оползни. Образование оползней связано с мобилизацией материала при тектонических движениях, а также с обрушением крутых уступов, сформированных разломами.

**Ключевые слова:** *подводные оползни, восточный склон острова Сахалин.*

В настоящем сообщении рассматривается связь между оползневыми процессами и современной активностью разломов на восточном склоне о. Сахалин. Для этой цели были использованы данные морских экспедиций KOMEX (Kurile-Okhotsk Marine Experiment) и SSGH (Sakhalin Slope Gas Hydrates), проводимых в 1998–2011 гг. Эти данные были получены при батиметрической съемке, одноканальном или многоканальном сейсмоакустическом профилировании и гидролокации бокового обзора (рис. 1а).

В результате обобщения материала на склоне были выделены и изучены две крупные депрессии (области I и II на рис. 1а), обрушение бортов которых приводило к образованию оползней. Депрессии сформированы системой разломов Лаврентьева на северо-востоке склона (I) и зоной разломов в центральной части восточного склона (II) (рис. 1). Разломы выражены в рельефе дна протяженными уступами (рис. 1б, 1в), несмотря на значительную мощность осадочного чехла (Харахинов, 2010) и наличие в его кровле рыхлых отложений. Это дает основание считать их современными разрывными нарушениями.

В пределах области I рельеф склона осложнен системой пересекающихся уступов высотой до 150 метров, которые формируют локальную депрессию (рис. 1б). От впадины Дерюгина она отделена несколькими сбросовыми ступенями. Осадки, заполняющие впадину, можно разделить на два структурных этажа: I-II – толща дислоцированных отложений опущенного блока, которая включает оползневые тела, и III – толща заполнения, которой на сейсмических разрезах соответствует слоистый комплекс. Толща заполнения достигает максимальной мощности 40 м в депоцентре депрессии и постепенно выклинивается и размывается у бортов.

Анализ волновых полей сейсмических разрезов, расположенных вкрест простирания уступов, дает возможность проследить положение сместителей и оценить амплитуды смещения. Юго-восточный борт сформирован крупным дизъюнктивом сложной кинематики (рис. 2а, 2б). На юго-западе породы висячего блока опущены вдоль крутопадающего сместителя (рис. 2а); к северо-востоку сместитель меняет направление падения, формируя взброс (рис. 2б). Изменение положения сместителя, амплитуд вертикального смещения и особенности простирания свидетельствуют, что вдоль разлома меняется характер напряжений. Такие обстановки обычно наблюдаются в области развития сдвигов (Sylwester, 1988). Мы полагаем, что этот разлом является правосторонним сдвигом и играет ключевую роль в формировании всей депрессии.

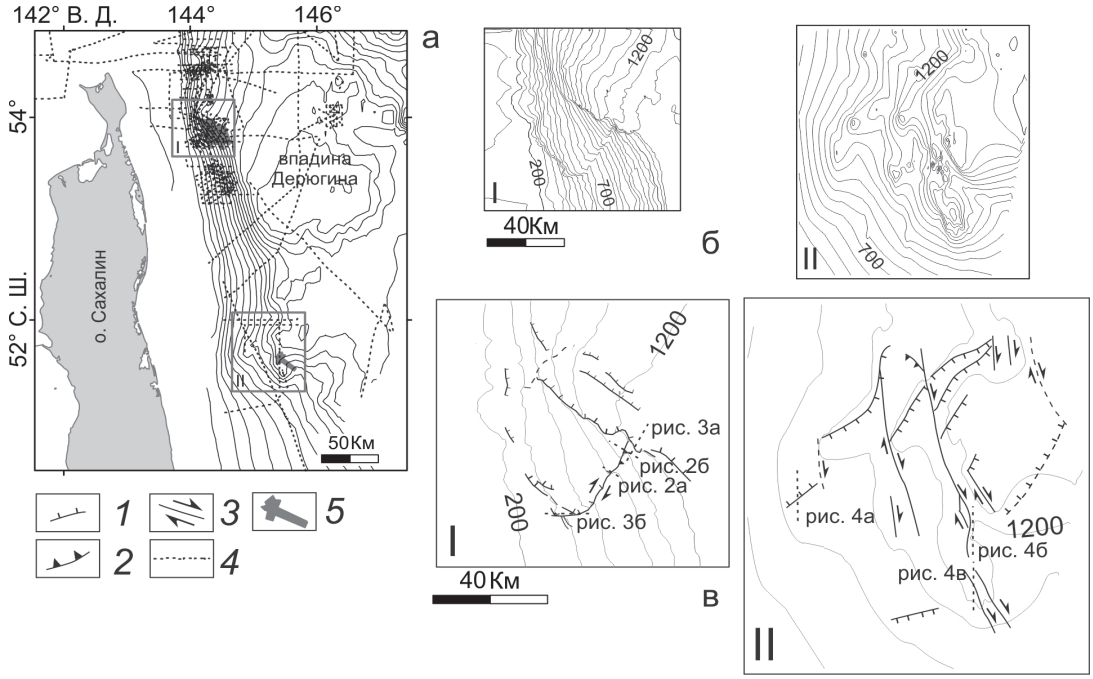



**Рис. 1.** а – карта изученности и батиметрическая карта, построенная на основе оригинальных данных, сечение изобат – 100 метров. Рамками отмечены области распространения современных разломов: I – зона разломов Лаврентьева, II – зона разломов центральной части склона; б – подробные батиметрические карты участков распространения современных разломов, построенные по оригинальным данным, сечение изобат – 50 метров; в – схемы современных разломов, составленные для этих участков, сечение изобат 200 м. 1 – сбросы, 2 – взбросы и надвиги, 3 – сдвиги, пунктиром показаны предполагаемые 4 – сейсмические профили, 5 – участки, исследованные многолучевым эхолотом.

На севере разлом срезан крутопадающим сбросом амплитудой до 140 метров (рис. 3а), который выражен в рельефе извилистым уступом северо-западного простирания (рис. 1б). Амплитуда смещения достигает максимальной величины на юго-востоке и постепенно уменьшается к северо-западу. На краю уступа формируются серии листрических сбросов (рис. 3а).

Выше по склону уступы западного борта депрессии сформированы серией сбросов северо-западного простирания амплитудой до 80 метров (рис. 3б), которая уменьшается к северу. Помимо описанных крупных разломов, которые формируют крутые уступы в рельефе дна, здесь распространены многочисленные малоамплитудные сбросы северо-западного и субмеридионального простирания (Варнавский, 1994; Родников и др., 2002; Харахинов, 2010).

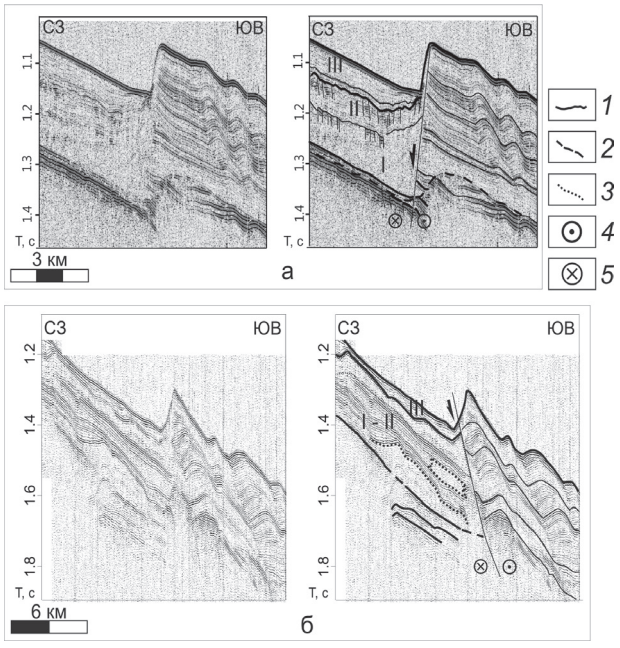



**Рис. 2.** Участки сейсмических профилей и их интерпретация, иллюстрирующие строение осадочного чехла в пределах локальной депрессии, сформированной системой разломов Лаврентьева, и положение сместителя правостороннего сдвига в южной (а) и северной (б) части депрессии: 1 – границы сейсмофаций; 2 – BSR; 3 – границы оползневых тел; 4-5 – смещения крыльев сдвига к наблюдателю (4) и от него (5). Положение разрезов на рис. 1в.

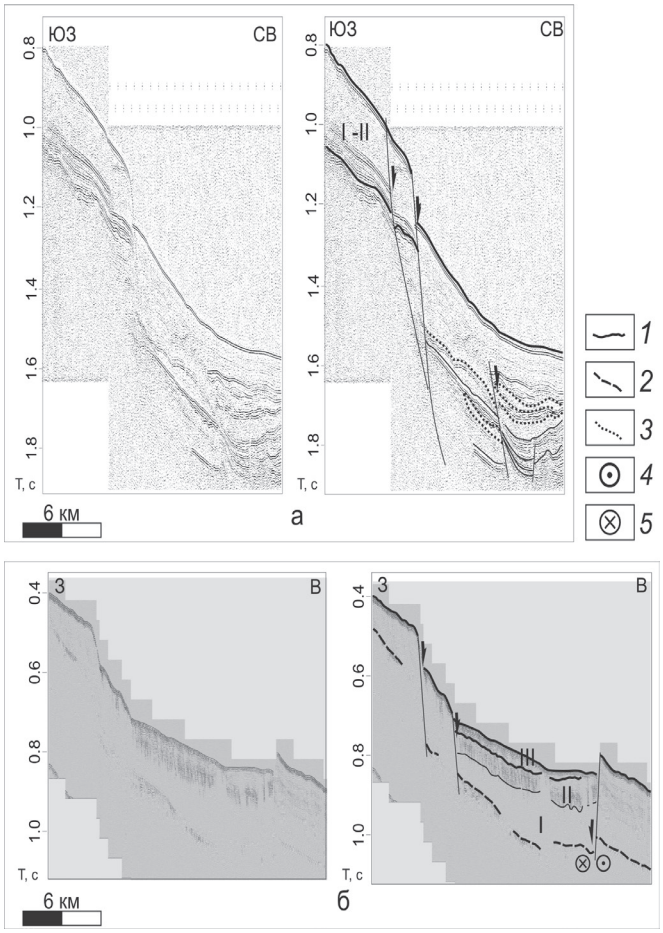



**Рис. 3.** Участки сейсмических профилей и их интерпретация, иллюстрирующие сбросы северо-западного (а) и субмеридионального простирания системы разломов Лаврентьева. Условные обозначения см. на рис. 2. Положение разрезов на рис. 1в.

В разрезе отложений, заполняющих локальную депрессию и впадину Дерюгина, обнаружены оползневые тела мощностью до 100 м (рис. 2а, 2б, 3б). В локальной депрессии они перекрыты слоистой толщей мощностью до 40 м (рис. 3а), в котловине Дерюгина оползневые тела распространены вдоль всего разреза (Wong et al., 2003).

Склон острова Сахалин сформирован в условиях активной аккумуляции осадков. Средняя скорость осадконакопления в районе I оценивается в 50–140 см/тыс. лет (Wong et al., 2003). Мощность толщи заполнения депрессии зоны разломов Лаврентьева свидетельствует о том, что она существует со среднего неоплейстоцена. Вероятно, при формировании впадины в зоне разлома Лаврентьева верхняя рыхлая часть осадков переместилась вниз по склону, при этом отложения нижней части разреза образовали клин у восточного борта впадины, а верхняя часть была смята. В дальнейшем оползневые отложения были перекрыты слоистой толщей в депоцентре впадины. На современном этапе происходит постепенное проседание впадины и обрушение склона в котловину Дерюгина. В настоящее время разрушение уступов создает угрозу образования новых оползней.

В центральной части восточного склона крупная разломная зона выражена в рельефе в виде ориентированного в северо-восточном направлении прогиба (рис. 1а). Детальные батиметрические исследования показали, что в пределах прогиба существуют цепочки замкнутых депрессий, ориентированные в северо-восточном и субмеридиональном направлениях. Образование депрессий глубиной до 70 м обусловлено проседанием осадков вдоль системы современных разломов (рис. 4а, 4б). Разломы представлены субмеридиональными правосторонними сдвигами и сопряженными с ними сбросами северо-восточного и взбросами северо-западного простираний (рис 1в, 4а, 4б).

В самой крупной из замкнутых депрессий, был обнаружен оползень (рис. 4в) (Баранов и др., 2013; Баранов и др., 2016). Оползневое тело находится на поверхности, его возраст составляет менее 300 лет. Стенка отрыва оползня очень крутая (25–30°), на отдельных участках состоит из нескольких уступов, имеет извилистые очертания и протяженность 22 км. Площадь, занятая оползнем, составляет 42 км$^2$, его объем ориентировочно равен 4 км$^3$ (Баранов и др., 2016). Особенности строения района исследований (наличие крутых осадочных уступов, наряду с ожидаемой величиной сейсмической интенсивности, равной 8 баллам) предполагают вероятность дальнейшего обрушения склонов депрессий и образования оползней различных объемов. При этом, как показали численные расчеты, возможно возникновение цунами, которое будет представлять угрозу для центральной части восточного побережья о. Сахалин (Баранов и др., 2013; Баранов и др. 2016).

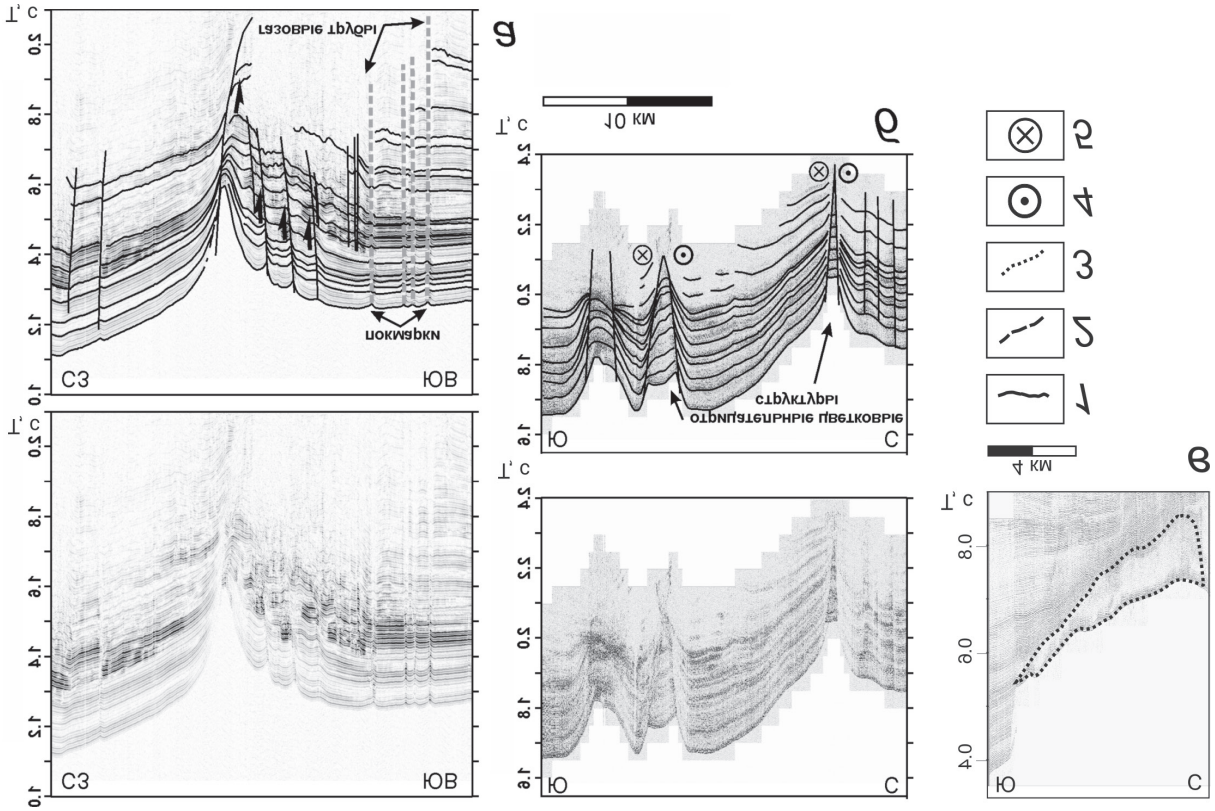



**Рис. 4.** Участки сейсмических профилей и их интерпретация, иллюстрирующие разломы различного типа: листрический сброс (а), цветковые структуры над сдвигом (б) и оползень (в). Условные обозначения см. на рис. 2. Положение разрезов на рис. 1в.

Приведенные выше данные и их анализ дает нам основание сделать следующее заключение о связи между оползневыми процессами и современными разломами. Первое – активные разломы формируют в рельефе уступы высотой до 150 метров или депрессии глубиной до 70 м. Уступы и стенки депрессий сложены осадочным материалом и имеют достаточно крутые углы наклона (до 10°), что является одной из предпосылок их обрушения с образованием оползней. Второе – современная активность разломов может служить одним из триггерных механизмов, приводящих к обрушению склона.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Баранов Б.В., Дозорова К.А., Рукавишникова Д.Д. Активная тектоника и образование оползневых тел на восточном склоне острова Сахалин // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19, № 1/1. С. 61–69.
2. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Куликов Е.А. и др. Оползни на восточном склоне о. Сахалин как источники возможных цунами // ДАН. 2013. Т. 449, № 3. С. 334–337.
3. Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин (на примере Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к океану). М.: Наука, 1994. 207 с.
4. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2002. № 4. С. 3–8.
5. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир. 2010. 275 с.
6. Wong H.K., Lüdman T., Baranov B.V., Karp B.Ya., Konerding P., Ion G. Bottom current-controlled sedimentation and mass wasting in the northwestern Sea of Okhotsk // Marine Geology. 2003. № 201. P. 287–305.
7. Sylwester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. № 100. P. 1666–1703.

УДК 550.312

# ТЕСТИРОВАНИЕ КОМПЬЮТЕРНЫХ ПРОГРАММ РАСЧЁТА ПЛАНЕТАРНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

*М.В. Сеначин*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
HouseNew2015@yandex.ru

В настоящей работе рассматривается задача тестирования компьютерной программы, предназначенной для расчёта гравитационных моделей регионального и планетарного масштаба, которые требуют учитывать влияние сферической формы Земли. Расчёт программы выполняется с разбивкой модели на элементарные блоки в форме «сферических сегментов», разделяющихся по линиям параллелей и меридианов. Тестирование предложенной программы, проведённое на моделях «шарового слоя» показало, что разработанный алгоритм даёт удовлетворительный результат расчётов в моделях глубиной до 200 км с разрешением 2×2 градуса и меньше.

**Ключевые слова:** *гравитационные модели, программа, Земля.*

## ТЕСТИРУЕМАЯ ПРОГРАММА: ЕЁ НАЗНАЧЕНИЕ И СПЕЦИФИКА РАБОТЫ

В разработке компьютерных программ большое внимание уделяется тестированию создаваемых программных продуктов. Каждый смоделированный блок программы должен быть тщательно протестирован – то есть, должна быть проверена и гарантирована его работоспособность в заданном диапазоне исходных данных, обеспечивая при этом требуемый результат расчёта в пределах допустимой погрешности.

Тестирование таких программ проводится, как правило, в течение нескольких этапов, начиная с простейших моделируемых объектов, способных отразить те или иные особенности рассчитываемой модели, и заканчивая сравнением с расчётами других авторов, если такие имеют место.

В настоящей работе приводится пример тестирования программы, предназначенной для расчёта гравитационных «сферических» моделей тектоносферы Земли. При этом, большие размеры моделируемых объектов приводят к необходимости учёта влияния сферической формы земной поверхности. Это значительно усложняет алгоритм расчёта и, соответственно, его тестирование.

Разработанная программа предназначена для расчёта многослойных гравитационных моделей верхней оболочки Земли. При расчёте модели она разбивается на блоки в форме «сферического слоя» (рис. 1), гравитационный эффект каждого из которых рассчитывается независимо от других. Сборка всех блоков в единую модель позволяет выявить нарушения и «нестыковки» между блоками в расчётной модели, которые неизбежно проявятся в аномалиях гравитационного поля, если они там присутствуют.

## ПРОЦЕДУРА ТЕСТИРОВАНИЯ

Тестируемая программа предназначена для расчёта многослойных гравитационных моделей верхней оболочки Земли. Соответственно этому, процедура тестирования основана на том, что гравитационный эффект однородного целого сферического слоя равен гравитационному эффекту того же слоя, разделённого на произвольные части, не изменившие своего положения. При расчёте модели она разделяется на «сферические» слои (рис. 1А), которые, в свою очередь, могут разделяться на «сферические» сегменты произвольной толщины (рис. 1Б, 1В, гравитационный, эффект каждого из которых рассчитывается независимо от других. Сборка всех блоков, обладающих одинаковой плотностью, в единую модель позволяет выявить имеющие

нарушения и «нестыковки» между блоками в расчётной модели, которые неизбежно проявятся виде аномальных нарушений ожидаемого гравитационного поля.

## ЭТАПЫ ТЕСТИРОВАНИЯ: «ШАРОВЫЙ СЛОЙ»

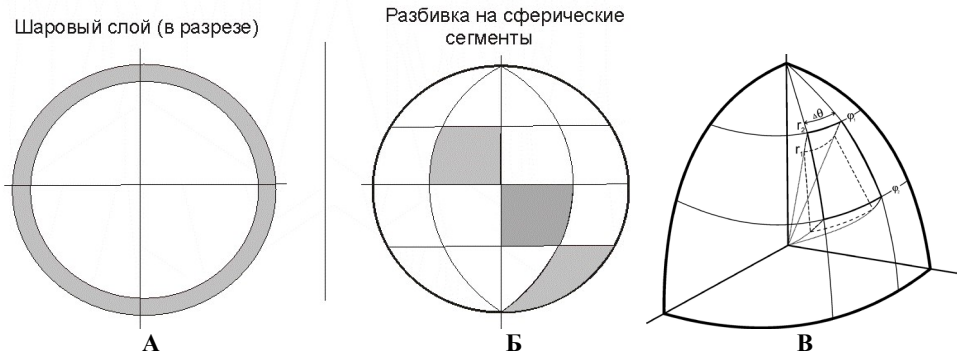



**Рис. 1.** Тестовые модели программы гравитационного моделирования с учётом «сферичности» Земли: **А** – фрагмент разделения шарового слоя на поверхностные сегменты по параллелям и меридианам; **Б** – пространственное расположение сферического сегмента, показывающее его верхнюю и нижнюю границы.

**Модель 1: «Шаровый слой» (толстая сфера)** – рис. 1А.

Первая гравитационная тестовая модель должна выявлять самые грубые ошибки расчёта. Она представляет собой однородный полый шар с толстой стенкой, внешний радиус которого соответствует радиусу Земли (6371 км), а внутренний радиус показывает его толщину:

$$G = f\left[\frac{M-m}{R^2}\right],$$

где: ***M*** – полная масса гравитирующего объекта, ***m*** –масса «сферического слоя»; ***R*** – расстояние до точки наблюдения. Данная модель может представляться также в виде многослойной сферы разной мощности.

**Модель 2: «Сегментированный слой»** – рис. 1Б, В.

Данная модель, в отличие от предыдущей, позволяет сделать проверку работы программы в пределах поверхностного или любого другого сферического слоя. В этой модели (Рис. 1В) рассчитывается гравитационный эффект «толстого сферического» слоя с разбивкой на «сферические сегменты». Разбивка идёт по параллелям и меридианам. На рисунке 1Б схематично показана разбивка поверхностного слоя на такие сегменты. Здесь же показано положение сферического сегмента в 3-мерной проекции (рис. 1В). На нём сплошной линией показаны границы внешней стороны сегмента, а пунктиром – внутренние.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕСТИРОВАНИЯ МОДЕЛИ

Результаты тестирования проведенных расчётов представлены в ниже приведённой таблице. В ней показано, в частности, что погрешность рассчитанных моделей с глубиной до 200 км не превышает 0,2 мГал, что допустимо в моделях регионального и планетарного гравитационного моделирования.

**Табл. 1.** Результаты тестирования программы на простых гравитирующих моделях (расчёт модели с разрешением 2×2 градуса).

| № модели (км) | Радиус внешний | Радиус внутренний (км) | Плотность (г/см$^3$) | Гравитационный эффект по формуле (1) | Глубина (км) | Погрешность расчёта по программе 3SGravity (мГал) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 6371 | 6341 | 2,8 | 7010,7 | 30 км | 0,1 |
| 2 | 6371 | 6271 | 3,3 | 27240,2 | 100 км | 0,2 |
| 3 | 6371 | 6171 | 3,3 | 53625,3 | 200 км | 0,2 |

**3. Гравитационная модель земной коры с разрешением** 2×2 градуса.

На рис. 2 представлена рассчитанная гравитационная модель земной коры, рассчитанная по В. Н. Сеначиным данным цифровой модели CRUST 2.

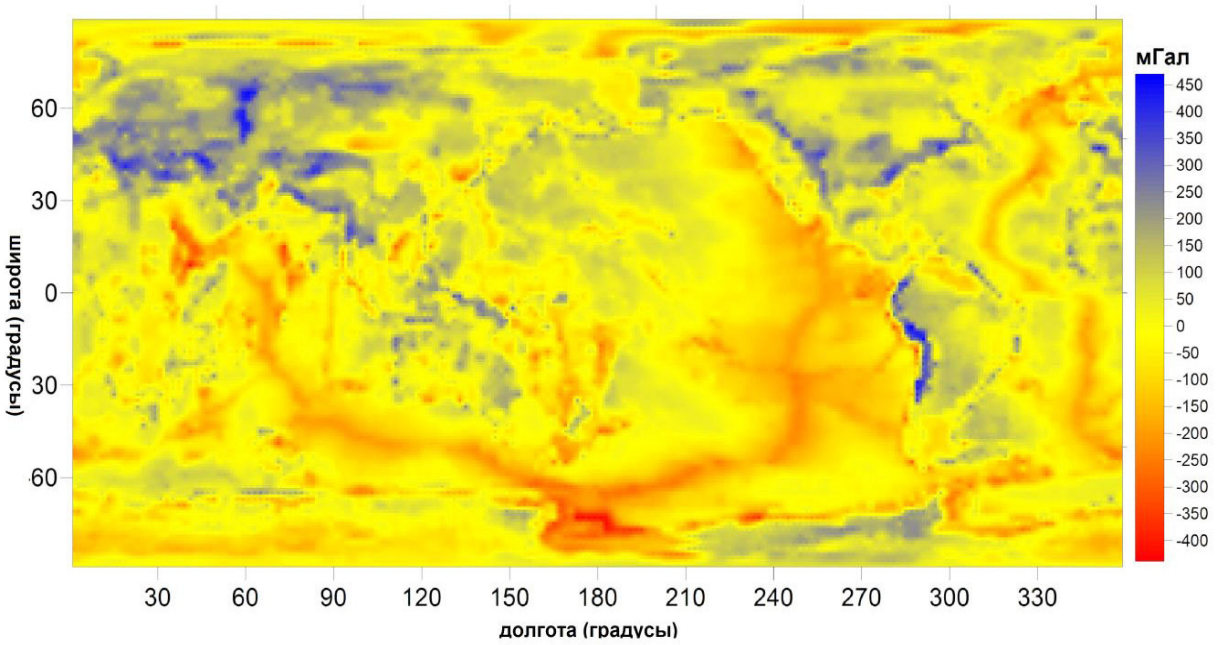



**Рис. 2.** Распределение мантийных гравитационных аномалий, рассчитанных по данным цифровой модели CRUST 2. (Bassin et al., 2000).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тестирование разработанной программы, проведённое на разных тестовых моделях, позволяющих, выявлять наиболее важные ошибки работы алгоритма, показало его устойчивую работоспособность. Расчёт по этой программе гравитационной модели земной коры модели CRUST 2, представленной на рис. 2, имеет большое сходство с расчётом этой же модели, выполненной М.К.Кабаном независимо от автора (Кабан М.К., 2002)

## ЛИТЕРАТУРА

1. Bassin C., Laske G., Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography. – EOS Ttrans AGU. 2000. Vol. 81. F897.
2. Сеначин В.Н. Расчёт планетарных и региональных моделей тектоносферы Земли с учётом её сферической формы // Мониторинг: Наука и Технологии. 2016. № 1. С. 26–39.
3. Кабан М.К. Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2002. № 1(20). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-11.htm#begin

УДК 534.23:551.254

# МОНИТОРИНГ НАПРАВЛЕННОСТИ ВЫСОКОЧАСТОТНОЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ

*Ю.В. Марапулец, А.А. Солодчук, А.О. Щербина*

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, Камчатский край
aleksandra@ikir.ru

Для мониторинга высокочастотной геоакустической эмиссии на Камчатке установлена приемная система на базе комбинированного векторного приемника, позволяющего определять направление прихода звуковой волны. В результате анализа данных за период с августа 2008 г. по январь 2016 г. установлено, что во время большинства землетрясений Южной Камчатки с Ks>9,0 возникают аномалии в направленности геоакустического излучения.

**Ключевые слова:** *геоакустическая эмиссия, мониторинг, землетрясения, Камчатка.*

На полуострове Камчатка в пункте комплексных наблюдений «Микижа», имеющем координаты 52,99° N, 158,23° E (рис. 1), установлен аппаратно-программный комплекс для исследования направленных свойств высокочастотной геоакустической эмиссии. Регистрация геоакустических данных и оценка направления прихода звуковой волны осуществляются с помощью приемной гидроакустической системы, построенной на базе комбинированного приемника производства ЗАО «Геоакустика» при ФГУП «ВНИИФТРИ», размещенного у дна природного водоема (Марапулец, Щербина, 2015).

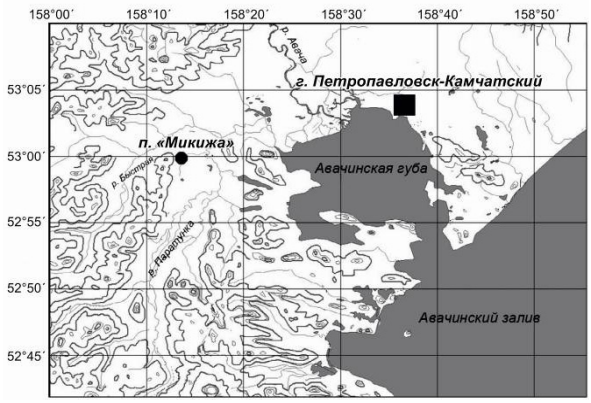



**Рис. 1.** Карта района исследований.

Анализ геоакустического сигнала показывает, что он состоит из серии релаксационных импульсов различной амплитуды и длительности с ударным возбуждением и частотой заполнения от единиц до десяти и более килогерц. Частота следования импульсов (акустическая активность $\Omega(t)$) определяется деформациями пород и может меняться в широких пределах – от одиночных сигналов на временном интервале в несколько секунд в спокойный период до десятков и даже сотен в секунду при активизации пластического процесса, в том числе и перед землетрясениями.

При исследовании направленности геоакустического излучения рассматриваются величина акустической активности $\Omega(t)$ и ее азимутальное распределение $D(\alpha,t)$ (Марапулец, Шевцов, 2012). Были зарегистрированы случаи, когда за несколько суток перед землетрясениями резко возрастала величина акустической активности, и на диаграмме ее азимутального распределения наблюдались ярко выраженные максимумы (Шевцов и др., 2010; Марапулец, Щербина, 2013).

Для анализа изменения направленности геоакустического излучения во время землетрясений из оперативного сейсмического каталога Камчатского филиала ГС РАН были отобраны 4 группы событий, произошедших в период с августа 2008 г. по январь 2016 г., с энергетическими классами $9,0<Ks\leq10$, $10<Ks\leq11$, $11<Ks\leq12$ и $Ks>12$ и эпицентральными расстояниями $R\leq120$ км, $R\leq190$ км, $R\leq240$ км и $R\leq350$ км соответственно. Такие расстояния были выбраны с учетом результатов исследований (Купцов, 2005) и скорректированы в соответствии с (Добровольский, 1984). Землетрясения, произошедшие с 10 февраля по 09 июля 2013 г., исключены из анализа из-

за отсутствия геоакустических данных в указанный период. Таким образом, всего было отобрано 276 сейсмических событий.

В условиях спокойной погоды (слабоменяющееся давление, отсутствие осадков и ветра больше 6 м/с) в интервале ±5 суток в окрестности землетрясения рассматривались величина акустической активности и ее азимутальное распределение. Считалось, что в направленности геоакустического излучения наблюдаются аномалии, связанные с сейсмическим событием, когда в вышеуказанном временном интервале частота следования геоакустических импульсов и ее распределение по какому-либо одному или нескольким отдельным направлениям превышают значения соответствующих фоновых уровней в 2,5 и более раз. Фоновые уровни выбраны по результатам предварительного анализа ряда многолетних наблюдений акустической активности.

В результате установлено наличие аномалий направленности геоакустического излучения в окрестностях 219 землетрясений из 276 (79 %). Аномалии, которые могли быть связаны с несколькими сейсмическими событиями, исключались из дальнейшего рассмотрения из-за сложности определения вклада каждого из событий в исследуемые эффекты. На рис. 2 представлен пример такой аномалии.

Таким образом, при анализе учитывались аномалии направленности, наблюдающиеся в окрестности только одного землетрясения. Они были зарегистрированы в 73-х случаях. Установлено, что длительность аномалии варьируется в диапазоне от 10 до 50 ч (рис. 3*а*), а повышенная активность регистрируется в основном с направлений, примерно соответствующих азимутам 50°, 155°, 225°, 330° (рис. 3*б*). Аналогичные азимуты были выделены ранее при исследовании направленности геоакустического излучения (Марапулец, Щербина, 2013).

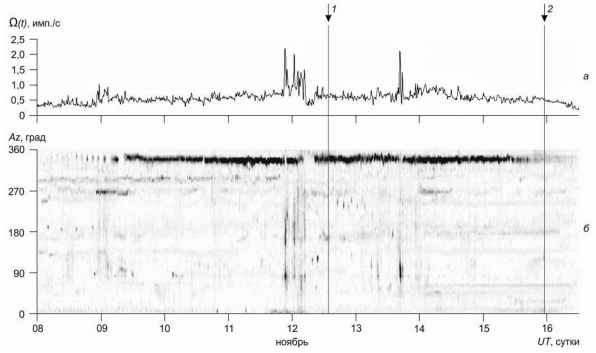



**Рис. 2.** Акустическая активность Ω(*t*) (*а*) и ее азимутальное распределение *D*(*α,t*) (*б*), зарегистрированные в окрестности землетрясений 12.11.2015 в 13:54 UT (51,39° N, 158,90° E) с *Ks*=12,3 и *R*=180 км (*1*) и 15.11.2015 в 23:17 UT (52,39°N, 159,36°E) с *Ks*=11,7 и *R*=100 км (*2*). *Az* – азимут. Стрелками с продолжением в линии указаны моменты землетрясений.

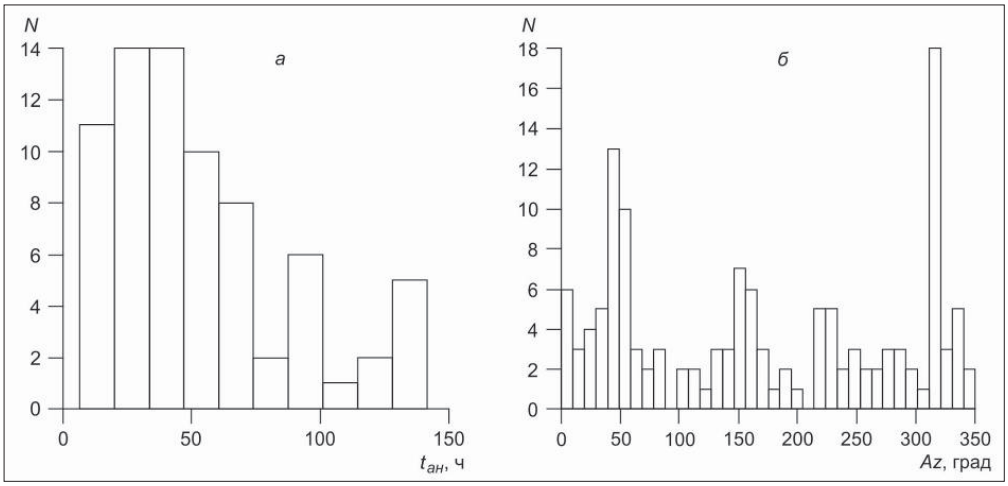



**Рис. 3.** Гистограммы длительности $t_{ан}$ (*а*) и азимутов *Az* (*б*) аномалий геоакустического излучения. *N* – количество аномалий.

Анализ продолжительности аномалий направленности геоакустического излучения в окрестности сейсмических событий показал, что они возникают за 10–30 ч перед землетрясением и в большинстве случаев продолжаются в течение 6–20 ч после него.

На рис. 4 показаны зависимости длительности аномалий от класса землетрясения (*а*) и эпицентрального расстояния (*б*). Коэффициенты корреляции этих величин составляют -0,04 и 0.01 при уровнях значимости 0,7 и 0,9 соответственно. Таким образом, связь между исследуемыми параметрами не выявлена.

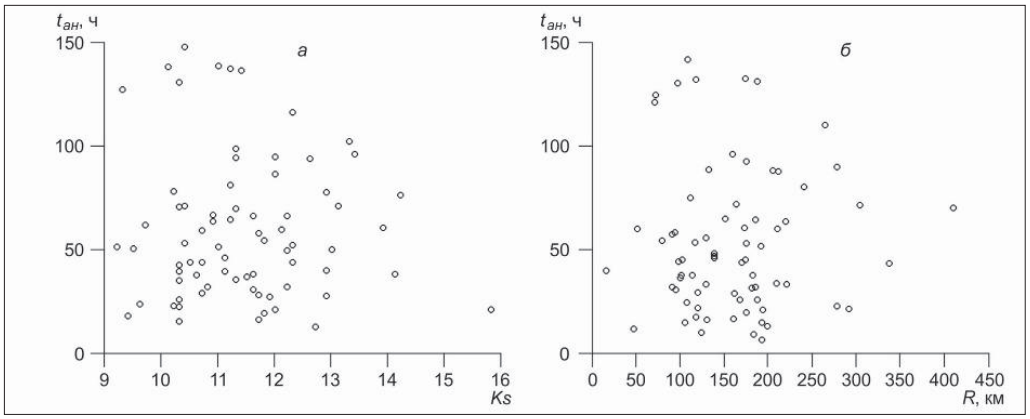



**Рис. 4.** Зависимости длительности аномалий $t_{ан}$ от класса землетрясения *Ks* (*а*) и эпицентрального расстояния *R* (*б*).

В качестве примеров на рис. 5 и 6 представлены аномалии направленности геоакустического излучения, связанные с землетрясениями.

На рис. 5 показана аномалия, зарегистрированная за 30 ч перед землетрясением с энергетическим классом *Ks*=10,3, произошедшим 17.12.2012 г. в 03:10 UT (51,87° N, 159,12° E) на эпицентральном расстоянии *R*=140 км (*1* на графике), и закончившаяся через 17 ч после него (длительность аномалии составила 47 ч). На графике интегральной активности (рис. 5*а*) наблюдается резкое увеличение частоты следования геоакустических импульсов (с превышением фонового уровня более чем в 4 раза), которому соответствует активизация направлений в диапазоне 40°–50° (рис. 5*б*).

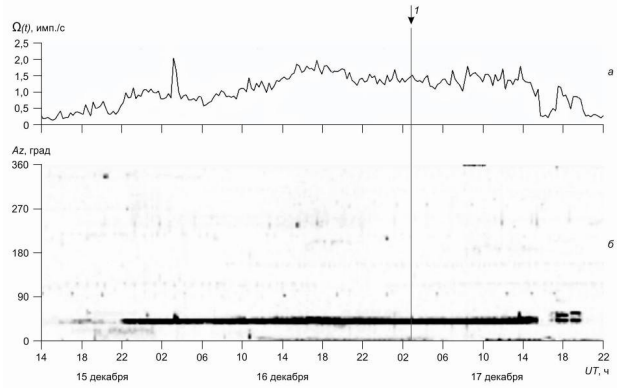



**Рис. 5.** Акустическая активность Ω(*t*) (*а*) и ее азимутальное распределение *D*(*α, t*); (*б*) в окрестности землетрясения с энергетическим классом *Ks*=10,3 (*1*). *Az* – азимут. Стрелкой с продолжением в линию указан момент землетрясения.

На рис. 6 представлены аномалии направленности геоакустического излучения, связанные с землетрясением с энергетическим классом *Ks*=15,7, произошедшим 30.01.2016 г. в 03:25 UT (53,85° N, 159,03° E) на эпицентральном расстоянии *R*=110 км (*1* на графике), и его наиболее сильными афтершоками, зарегистрированными 30.01.2016 в 03:42 UT (53,75° N, 159,07°E) с *Ks*=11,6 и *R*=100 км (*2* на графике) и в 06:53 UT (53,87° N, 159,21° E) с *Ks*=10,5 и *R*=120 км (*3* на графике). Аномалия по диапазону направлений 330°–350° (рис. 6*б*), при которой наблюдалось превышение фонового уровня акустической активности в 5–6 раз (рис. 6*а*), началась за 15 ч до землетрясения с *Ks*=15,7 и закончилась примерно за 30 минут до него. Практически одновременно с ней по азимуту 280° (рис. 6*б*) зарегистрировано несколько меньшее повышение активности, которое продолжалось и после землетрясения и, вероятнее всего, связано с наличием афтершоков.

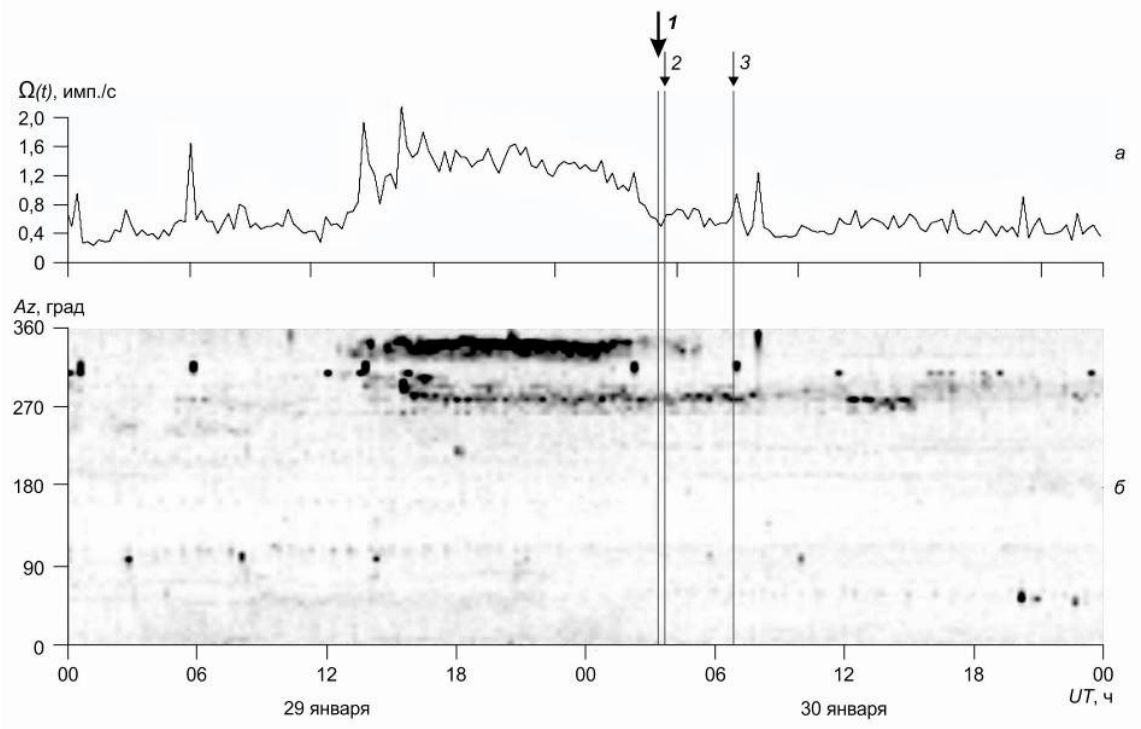



**Рис. 6.** Акустическая активность Ω(*t*) (*а*) и ее азимутальное распределение *D(α,t)* (*б*) в окрестности землетрясения с *Ks*=15,7 (*1*) и его афтершоков (*2* и *3*). *Az* – азимут. Стрелками с продолжением в линии указаны моменты землетрясений.

Таким образом, в результате мониторинга направленности высокочастотной геоакустической эмиссии установлено наличие аномалий, связанных с землетрясениями. Они выражаются в довольно резком увеличении частоты следования геоакустических импульсов по отдельным направлениям. Такие эффекты возникают за 10–30 ч перед землетрясением и в большинстве случаев продолжаются в течение 6–20 ч после него.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 189 с.
2. Купцов А.В. Изменения характера геоакустической эмиссии, соответствующие заключительной стадии развития сейсмических событий // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59–65.
3. Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Мезомасштабная акустическая эмиссия. Владивосток: Дальнаука, 2012. 126 с.
4. Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Особенности азимутального распределения потока геоакустических сигналов в условиях изменчивости деформационного процесса в приповерхностных породах // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: VI международная конференция, с. Паратунка, Камчатский край, 9-13 сентября 2013 г.: сб. докл. / отв. ред. Б.М. Шевцов. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2013. С. 316–319.
5. Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Аппаратно-программный комплекс для исследования направленных свойств высокочастотной геоакустической эмиссии // Приборы. 2015. № 9(183). С. 14–19.
6. Шевцов Б.М., Марапулец Ю.В., Щербина А.О. О направленности приповерхностной высокочастотной геоакустической эмиссии в периоды деформационных возмущений // ДАН. 2010. Т. 430, № 1. С. 119–122.

УДК 550.4

# ФОРМИРОВАНИЕ ФОНОВЫХ И АНОМАЛЬНЫХ ГАЗОГЕОХИМИЧЕКИХ ПОЛЕЙ ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА НА О. САХАЛИН И ПРИЛЕГАЮЩЕМ ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ И СКЛОНЕ

*Н.С. Сырбу*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
syrbu@poi.dvo.ru

При геологической съемке и поисковых работах гелий и водород являются признанными индикаторами полезных ископаемых, глубинных разломов, сейсмической активности и наличия восходящего глубинного флюида. Аномальные концентрации этих газов также служат маркерами метаморфических процессов. Гелиеметрические исследования применяются для трассирования глубинных разломов земной коры и картирования проницаемых зон. В работе отражены первые результаты применения газогеохимической съемки в морских осадках и воде для выявления особенностей распределения гелия и водорода и их взаимосвязи с сейсмической активностью некоторых геологических структур в юго-западной части Охотского моря и северной части Японского.

**Ключевые слова:** *газогеохимия, гелий, водород, метан, о. Сахалин, Татарский пролив, глубинные разломы.*

Основными «поставщиками» газов в атмосферу, как известно, являются активный вулканизм, многолетнемерзлые породы, гидротермальная деятельность, месторождения нефти, газа, угля, газогидратов, микробные источники углеводородных газов. Сахалин находится в составе Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану и представляет собой область интенсивной сейсмо-тектонической активности (Харахинов, 2010). Остров контролируется трансформной границей литосферных плит, которая выражается в системе глубинных разломов, секущих его в продольном направлении. По разломам осуществляется газо-флюидный перенос, интенсивность которого регулируется также сейсмической активностью.

Особое внимание в работе уделено выявлению фоновых и аномальных газогеохимических полей гелия и водорода, их взаимосвязи с геологическим строением исследуемых районов. Это важно для понимания причин поступления газов из недр в воду и атмосферу, так как газогеохимические методы применяются для геологического картирования, трассирования зон разломов, оценки перспективности площадей на нефть и газ, в экологических исследованиях, гидрогеологических работах.

В 2012–2014 гг. на акватории было выполнено 60 литологических станций и 44 станции CTD. На содержание гелия и водорода лично автором проанализировано 900 проб морской воды и 1000 проб донных осадков.

При анализе использовался портативный газовый хроматограф «Хроматэк-Газохром 2000» (ОАО «Хроматек», г. Йошкар-Ола). Газ-носитель – аргон. Детектор по теплопроводности повышенной чувствительности – 1 ppm по гелию и водороду. Длительность анализа – 5 минут.

При определении фоновых концентраций газов в донных отложениях применялись методы, регламентированные действующими нормативными указаниями установления фоновых концентраций веществ (газов) и имеющиеся методические вероятностно-статистические опубликованные источники (Смирнов, Большев, 1983; Дэвис, 1990). Активная вертикальная разгрузка флюидов в пределах региона обнаруживается в виде скоплений углеводородов, грязевых вулканов и термальных источников. Скопления углеводородов приурочены к разломным зонам различной проницаемости, что доказывает вертикальную миграцию флюидов по флюидопроводящим системам. Основными путями миграции служат проницаемые зоны разрывных нарушений и узлы пересечений разрывов.

Газогеохимические особенности о. Сахалин отражают различия в геологическом строении

северо-восточной и юго-западной частей острова. Основные нефтегазопроявления расположены в пределах Северо-Сахалинского прогиба и приурочены к кайнозойским отложениям (средний и верхний миоцен, плиоцен), накопленным в морских условиях. Расположение месторождений углеводородов в районе Сахалинской складчатой системы контролируется субмеридиональными разломами сдвигового типа, которые служат основными каналами для миграции газов и флюидов. Современная активная миграция вдоль разломов подтверждается многочисленными нефтегазопроявлениями, минеральными источниками и газовыми аномалиями. Во время сейсмотектонической активности происходит увеличение миграции флюидов и потоков газа.

Киринский лицензионный участок расположен на северо-восточном шельфе о. Сахалин и находится в пределах Киринского блока проекта «Сахалин-3». Блок примыкает к северной части острова Сахалин, в районе Лунского залива. Концентрация гелия в пробах газа в воде и пузырях близка к его концентрации в воздухе. Содержание водорода в свободном газе превышает его фоновое значение на 2 порядка (13–15 ppm), что говорит о том, что в районе скважины проходит тектонически активный разлом, по которому мигрирует поток газа. Разлом не имеет глубокого заложения, так как подтока гелия и углекислого газа почти нет (Сырбу, 2015).

На Дагинском и Лунском месторождениях термальных вод, контролируемых Восточно-Сахалинской системой разломов, выявлено почти полное отсутствие водорода в свободном газе при концентрациях гелия (до 12 ppm).

Южная и юго-западная часть острова сложены преимущественно континентальными терригенными отложениями нижнемелового, верхнемелового и палеоген-неогенового возраста. В этой части острова к зонам разломов приурочены разновозрастные интрузии. Повышенная сейсмичность, а также наличие в этом районе активных грязевых вулканов и минеральных источников свидетельствуют об активности разломов (Рождественский, 1997).

В районе Южного Сахалина были опробованы Синегорское и Волчанское месторождения мышьяковистых углекислых вод. В газе месторождений наблюдается высокое содержание гелия – до 105 ppm. Синегорское месторождение прилежит к пересечению разломов, где разведочной наклонной скважиной на глубине 25 и 41 м были вскрыты дайки диабазов (Аверьев, 1975). Волчанское месторождение приурочено к зоне разрывного нарушения, сложено передробленными осадочными породами аракайской свиты верхнего палеогена. Формирование месторождения обусловлено поступлением по разлому глубинных флюидов, обогащенных углекислым газом, бором, йодом.

Для грязевых вулканов о. Сахалин в результате многолетних наблюдений установлен средний химический состав свободных газов (табл. 1).

**Табл. 1.** Химический состав свободных газов грязевых вулканов Сахалина.

| Объект | Год отбора проб | $CO_2$, % | $O_2$+Ar, % | $N_2$, % | $CH_4$, % | $C_2H_6$, ppm | $C_3H_8$, ppm | i-$C_4H_{10}$, ppm | n-$C_4H_{10}$, ppm | He, ppm | $H_2$, ppm |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Южно-Сахалинский грязевой вулкан | 2001 | 69,2-83,9 | 0,2-7,4 | 2-5,2 | 12,4-28,4 | 1,6-371 | 7,5-426 | 6,9-90,5 | 0,6-108,7 | | |
| | 2005 | 58,6-86,7 | 0,1-0,9 | 1,2-6,9 | 11,8-33,3 | 0,16-2855 | 0,04-581 | 0,005-128 | 0,005-125 | | |
| | 2007 | 68,3-78,8 | 0,1-3,2 | 1,1-3,3 | 12,7-35,6 | 0,07-0,2 | 0,02-0,05 | 0,005-0,01 | 0,006-0,01 | 11,8-40,9 | 6,3-15 |
| | 2009 | 67,3-84,1 | 0,2-1,2 | 1,5-4,6 | 13,3-29,8 | 0,1-0,25 | 0,03-0,1 | 0,005-0,1 | 0,005-0,1 | | |
| | 2011 | 68,4-92,5 | 0,1-0,3 | 1,24-2 | 6,6-29,5 | 0,06-0,27 | 0,01-0,058 | 0,003-0,01 | 0,005-0,01 | 16,8-43,7 | 0,2-1,6 |
| | 2013 | 72,2-87 | 0,15-4,8 | 1,4-17,5 | 10-23,5 | 0,12-0,24 | 0,02-0,05 | 0,0007-0,009 | 0,0009-0,002 | 12-31,7 | 0,4-5,7 |
| Пугачевский грязевой вулкан | 2001 | 8,6 | 18,4 | 60,4 | 12,6 | 92,8 | не определено | не определено | не определено | | |
| | 2005 | 6,4-27 | 2,7-21,8 | не измерялось | 63-83 | 0,5-5,6 | 0,3-0,9 | не определено | не определено | | |
| | 2009 | 18,8 | 5,3 | 12,6 | 63,3 | 0,02-0,03 | не определено | не определено | не определено | | |

Примечание: анализы выполнили – к.г-м.н. Мальцева Е.В., Верещагина О.Ф., д.г.-м.н. Шакиров Р.Б., к.г-м.н. Сырбу Н.С. (лаб. газогеохимии ТОИ ДВО РАН).

Совпадают по компонентному составу газы Пугачевского вулкана и с газами нефтяных месторождений Северного Сахалина (Сирык, 1968). Особенности геологического развития области образования грязевых вулканов вполне определенно указывают на большую вероятность нахождения в осадочных отложениях в области Пугачевского вулкана залежей углеводородов (Веселов и др., 2012).

Рассматриваемые природные объекты на острове Сахалин контролируются линейными структурами – глубинными разломами, вдоль которых закономерно изменяются концентрации природных газов. Вероятно, газы на различных участках одного разлома будут иметь схожий генезис. По своему генезису шельф Хоккайдо-Сахалинской складчатой области является непосредственным продолжением суши. Об этом свидетельствует тот факт, что почти все грядово-горные элементы рельефа суши имеют отчетливо выраженные морфологические продолжения в виде подводных поднятий в пределах шельфа. Условия, определяющие газо-геохимическую специализацию окраинных акваторий и их обрамления, вероятно, определяются геодинамическим режимом территории. Земная кора разбита тектоническими разломами, а по формируемым ими проницаемым зонам мигрируют глубинные газы, в том числе гелий и водород – важные индикаторы геологических процессов. Гелий, как правило, концентрируется в углеводородных флюидах, циркулирующих в зоне разломов. Поэтому тектонические нарушения, особенно глубинные разломы, фиксируются аномалиями гелия в поверхностных осадках и водах. Это справедливо даже в тех случаях, когда разломы перекрыты мощным чехлом осадочных отложений. В наиболее проницаемых зонах – каналах быстрой вертикальной миграции эндогенных газов – свободные водород и гелий (кроме корового радиогенного гелия, состоящего в основном из изотопа $^4$He и продуцируемого радиоактивным распадом урана и тория) мигрируют в виде газовых струй или в растворе с ювенильными водами. Из глубинных разломов максимально проницаемыми и наиболее перспективными на водород и гелий будут активизированные в неотектонический этап и особенно новейшие, ограничивающие зоны интенсивного современного тектонического прогибания (впадины типа трогов или грабенов) с сокращенной мощностью земной коры.

Распределение гелия и водорода в донных отложениях и воде в западной части Охотского моря изучалось в 2012–2014 гг. в рамках международного проекта SSGH (Газовые гидраты сахалинского склона, руководитель – д.г.-м.н. Обжиров А.И. (табл. 2 и 3).

**Табл. 2.** Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде Южно-Татарского прогиба (Японское море).

| Донные осадки | He, ppm | $H_2$, ppm | Max аномалии He, ppm | Max аномалии $H_2$, ppm |
|---|---|---|---|---|
| | 6 | 2 | 34,3 | 48,4 |
| Газ, растворенный в воде | He, нл/л | $H_2$,нл/л | Max аномалии He, нл/л | Max аномалии $H_2$, нл/л |
| | 120 | 24 | 198 | 241 |

**Табл. 3.** Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде на северо-западном борту Курильской котловины (Охотское море).

| Донные осадки | He, ppm | H2, ppm | Max аномалии He, ppm | Max аномалии $H_2$, ppm |
|---|---|---|---|---|
| | 4,5 | 4 | 57,3 | 20,5 |
| Газ, растворенный в воде | He, нл/л | $H_2$, нл/л | Max аномалии He, нл/л | Max аномалии $H_2$, нл/л |
| | 49 | 26 | 118 | 114 |

Важные результаты были получены при изучении водной толщи в местах скоплений газогидратов. Выявлена закономерность – в придонном слое воды на участках с газогидратами резко возрастает концентрации He, превышая фон в 2–3 раза (рис. 1). Установлено, что природный газ в газогидратоносном осадке является гелиеносным, обнаруженные аномалии гелия свидетельствуют о наличии притока глубинных газов на юго-восточном склоне о. Сахалин (северо-западный борт Курильской котловины). Эти данные хорошо коррелируют с содержанием гелия в грязевых вулканах и минеральных источниках южной части о. Сахалин.

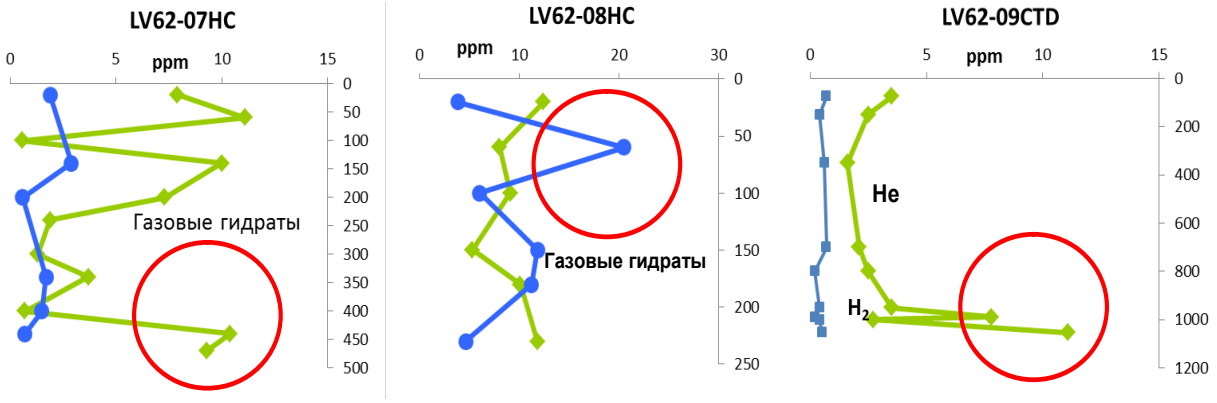



**Рис. 1.** Распределение гелия и водорода в кернах осадках станций 07HC и 08HC, а также в воде станции 09CTD, 2013 г. (анализ выполнен м.н.с. Н.С. Сырбу): зеленый график – He, ppm, синий график – $H_2$, ppm.

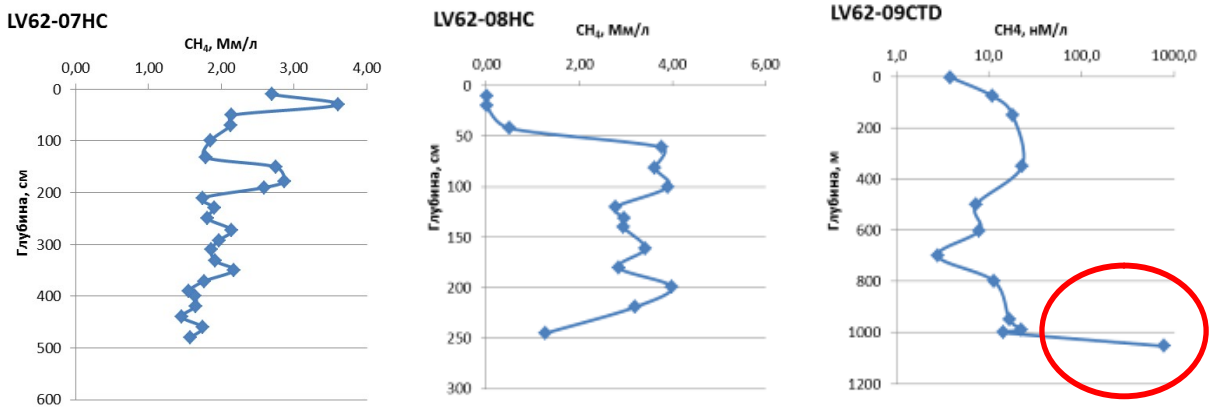



**Рис. 2.** Распределение метана в кернах осадках станций 07HC и 08HC, а также в воде станции 09CTD (рейс № 62, 2013). Анализ выполнен Верещагиной О.Ф., Пестриковой Н.Л., 2013.

Глубинный гелий, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через отложения западной части Курильской котловины. В данном районе в осадочной толще мощностью 1–3 км происходит интенсивное образование углеводородных газов, а аномалии гелия свидетельствуют о наличии еще более глубоких газовых источников в западной части Курильской котловины. Глубинный гелий вовлекается в газовый метановый поток и поднимается к поверхности морского дна. Аномалии гелия в осадках с газовыми гидратами доказывают миграционное (термогенное) происхождение природных газов (метана и его газообразных гомологов), которые кристаллизуются как гидраты метана в поверхностных осадках данного района Охотского моря и формируют аномальные газогеохимические поля во вмещающих осадках и толще вод.

Повышенное содержание водорода указывает на то, что разломы в районе исследований сейсмически активны. Совпадение аномалий гелия, метана и водорода свидетельствует об активности геологической структуры, в пределах которой происходит перенос термогенных и глубинных газов. Аномальные по содержанию гелия и водорода осадки, а также газогидраты, находятся в узле пересечения тектонических разломов. Такие места в Охотском море являются наиболее благоприятными для активной разгрузки газов и флюидов (Шакиров, 2012).

При наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов, и изотопное соотношение $^{13}C/^{12}C$ термогенного метана маскируется добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. В таких случаях попутные измерения гелия и водорода необходимы для распознания природы газового потока.

*Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ по научному Проекту № 16-35-00013 «Изучение формирования газогеохимических полей в районе Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и их использование как индикаторов геологических процессов, трассирования зон разломов и газового геохимического картирования».*

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В.В. Углекислые мышьяковистые Синегорские воды на Южном Сахалине // Геология. 1975. Т. XXXII (3). С. 14–149.
2. Веселов О.В., Волгин П.Ф., Лютая Л.М. Строение осадочного чехла Пугачевского грязевулканического района (о. Сахалин) по данным геофизическго моделирования // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 4–15.
3. Дэвис Д.С. Статистический анализ данных в геологии: Пер. с англ. В.А. Голубевой. Кн. 1. – М.: Недра, 1990. 120 с.
4. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого Океана с Евразией. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской Складчатых областей. 1997. Т. 1. С. 80–109.
5. Сирык И.М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1968. С. 8-14.
6. Смирнов Н.В., Большев Л.Н. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1983. 416 с.
7. Сырбу Н.С. Газогеохимические поля и их источники на о. Сахалин и в западной части Охотского моря.: дис. … канд. геол.-мин. наук: 25.00.28: защищена 12.10.2015: утв. 21.03.2016. Владивосток, 2015. 140 с.
8. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С. Природные источники метана и углекислого газа на о. Сахалин и их вклад в формирование эколого-газогеохимических зон // Геоэкология. 2012. № 4. С. 344–353.
9. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

УДК 58.002

# МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ ПРАВОГО БЕРЕГА ВОДОХРАНИЛИЩА НА Р. СЫТЫКАН (ЯКУТИЯ)

*К.И. Бажин*

[1] Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск
kbazhin@gmail.com

С помощью температурных наблюдений установлено увеличение таликовой зоны на 4,5 м по вертикали. Работы методом электротомграфии показали изменение внутреннего строения талика.

**Ключевые слова:** *температура, электротомография, талик, мерзлота.*

## ВВЕДЕНИЕ

Водохранилище на р. Сытыкан было создано в 1972–1974 гг. для обеспечения питьевой водой г. Удачный и технической водой фабрик АК «Алроса». Местность в окрестностях гидроузла имеет холмисто-грядовый рельеф с абсолютными отметками 303,00–432,50 м., приурочена к зоне распространения многолетнемерзлых пород, мощностью 300 м. Мощность деятельного слоя составляет 0,7–3,1 м., в зависимости от литологического состава пород. Долина реки Сытыкан в районе водохранилища имеет асимметричный характер: правый берег более крутой, левый относительно пологий. В геологическом строении территории принимают участие терригенно-карбонатные отложения моркокинской свиты верхнего кембрия, перекрытые с поверхности рыхлыми четвертичными образованиями. Породы верхнего кембрия, залегающие в основании плотины водосброса и борта долины реки, представлены тонким прослаиванием (от 0,01 м до 2 м) известняков, доломитов, мергелей. Полускальные терригенно-карбонатные породы отличаются сильной трещиноватостью и льдистостью, особенно это характерно для мергелей, сильно подверженных процессам выветривания (Теляев и др., 1963)

В результате техногенного воздействия водохранилища на вмещающие породы произошло частичное оттаивание вечномерзлых скальных пород и образование в правобережном примыкании плотины талика. В оттаявших породах в настоящее время образовался фильтрационный поток в талике с появлением выходов (грифонов и потоков-ручейков) в зоне нижнего бьефа. В связи с необходимостью наблюдения за развитием таликовой зоны в правобережном примыкании плотины были пробурены (АК «Алроса)» термометрические скважины и проведены геофизические работы методом геоэлектротомграфии (ЭТ).

## МЕТОДИКА РАБОТ

Для выполнения работ методом геоэлектрической томографии была использована многоканальная многоэлектродная станция «Syscal Pro Switch 72» производства фирмы Iris Instruments (Франция). Для проведения работ использовалась 3-х электродная установка Шлюмберже. Обработка данных проводилась в программах x2ipi, Res2Dinv, Surfer (Бобачев и др., 2006).

В пробуренных температурных скважинах были установлены термометрические косы. Коса представляет собой последовательно подключенные цифровые датчики температуры, которые были заранее откалиброванные в лабораторных условиях. Два раза в месяц производится измерение температуры в скважинах с помощью цифровых логгеров. Температурные наблюдения проводятся сотрудниками Удачнинского ГОКа и института «Якутнипроалмаз» АК «Алроса». Для анализа изменения температуры в скважинах строились графики зависимости температуры от глубины для каждого месяца, а также временные температурные разрезы для каждой скважины и разрезы по линиям скважин.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

В данной работе рассмотрен пятилетний цикл наблюдений (2011 – 2015 гг.) за температурой в скважинах Т2-2в, Т2-3в, Т2-4в, Т2-5в, Т2-6в, Т2-7в, Т2-8в, Т2-9в, Т2-10в (рис.1).

Графики зависимости температуры от глубины для всех скважин похожи (рис. 2). Как видно из рисунка талик располагается на абсолютных отметках 283–321 м по типу талик межмерзлотный. Температура в талике изменяется от +15 °С в августа до +1-+2 °С в апреле (Великин и др., 2015). Изменение температуры талика связано с разогревом воды в водохранилище в летние месяцы.

По температурных графикам и изменениям изотерм (рис. 3) хорошо прослеживается изменение положения кровли и подошвы талика. На временном разрезе по скважине Т2-10в отмечается изменение положение кровли на 2,5 м (2011 г. – 320,8 м, 2015 г. – 323,5 м) и подошвы талика на 2 м (2011 г. – 282,8 м, 2015 г. – 280,5 м). Так же отмечается тенденция к изменению положения изотерм «-2» °С. Её положение в верхней части разреза изменилось с 327,5 м в 2011 году до 336 м в 2015 году. Такое изменение положение изотерм связано с круглогодичным поступлением тепла от водохранилища (Великин и др., 2012, 2015).

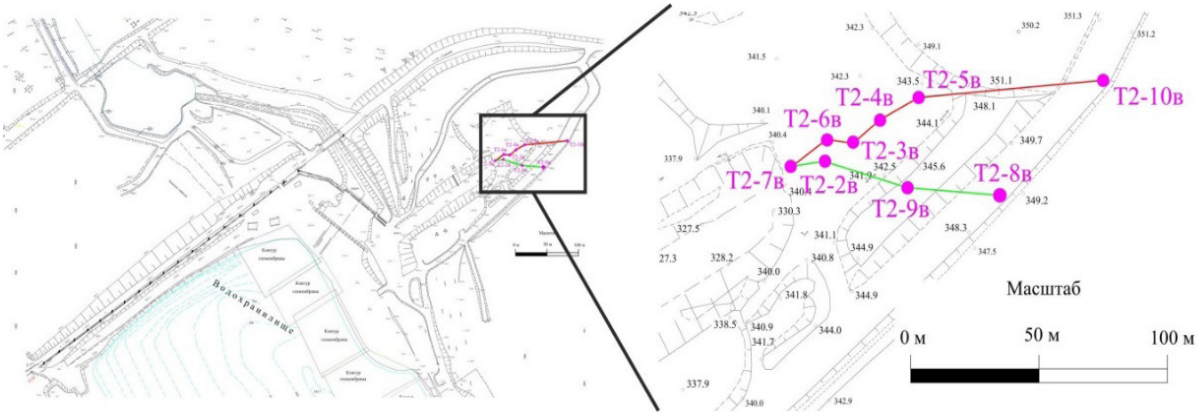



**Рис. 1.** Схема Сытыканского гидроузла с нанесенными скважинами и профилями термометрических наблюдений.

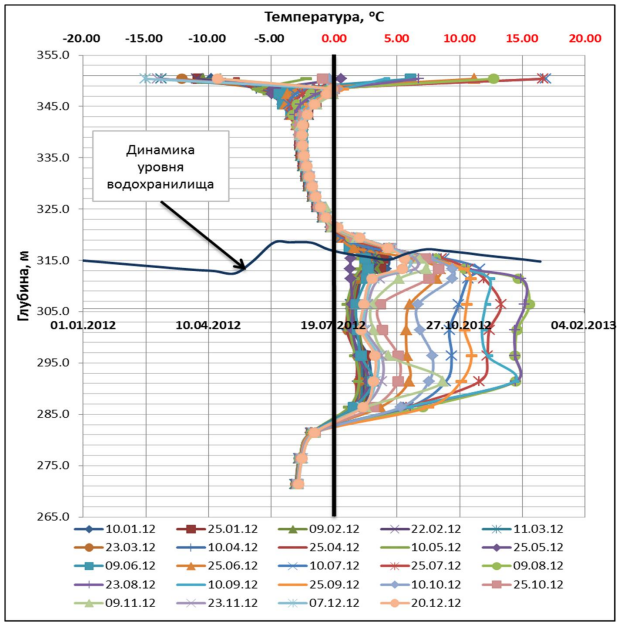



**Рис. 2.** Динамика изменения температуры и уровня воды в водохранилище в течение 2012 года по скважине Т2-10в.

Как видно из табл. 1, в течение 5 лет происходит увеличение талика как вниз, так и вверх по разрезу, при условии, что нет закономерности в увеличении средней температуры талика.

Работы методом ЭТ были проведены на правом берегу водохранилища. Положение мониторингового профиля приведено на рис. 4. В результате работ были получены геоэлектрические разрезы (рис. 5), на которых выделяется таликовая зона. Все разрезы имеют схожее геоэлектрическое строение. За критерий определения границ талой зоны при обработке полевых материалов принят расчет, что грунты в талом состоянии (для данной территории) характеризуются удельным электрическим сопротивлением менее 1000 Ом*м. Область распространения таликовой зоны по профилям фиксируется на всю длину профилей, в интервале абсолютных отметок 250–315 м.

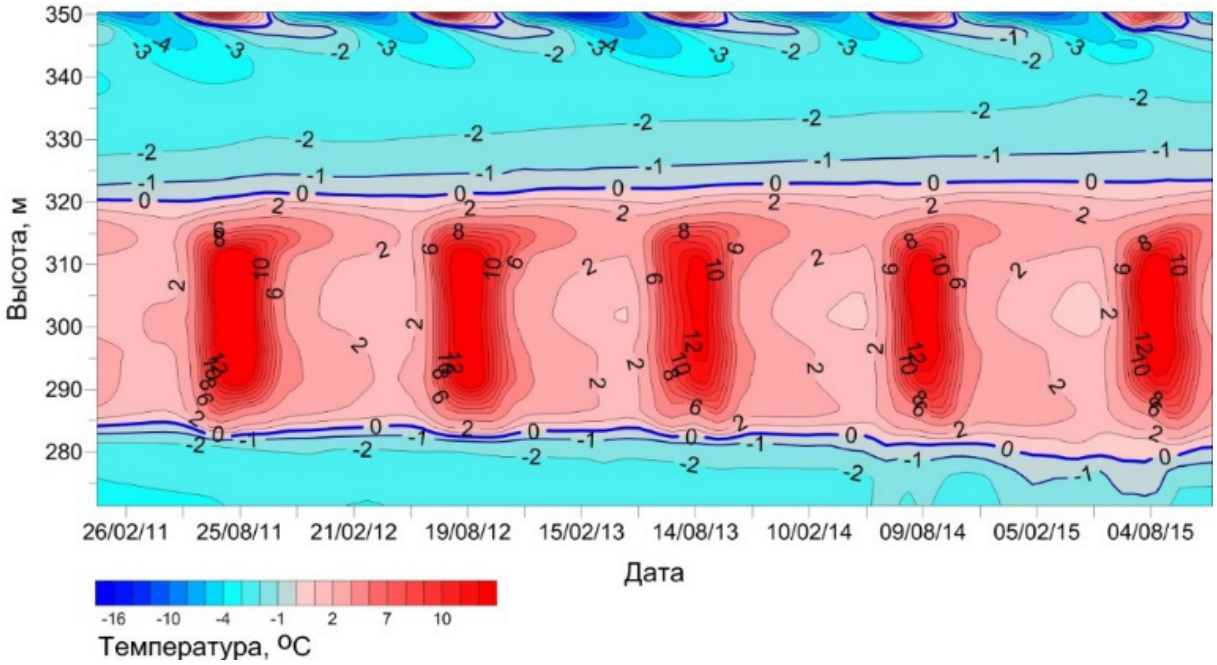



**Рис. 3.** Динамика изменения температуры в скважине Т2-10в за 5 лет (2011–2015 гг.).

**Рис. 4.** Сытыканский гидроузел (Google Earth) с нанесенной линей профилей электротомографии, по которым проведены многолетние наблюдения.

На абсолютных отметках 310–350 м выделяется слой выше 5000 Ом*м, который соответствует мерзлым плотным известнякам. Участки с удельным сопротивлением от 1000 Ом*м до 5000 Ом*м соответствуют породам, находящимся в пограничном состоянии. Данные распределения были получены при опытно-методических работах около скважины вблизи участка работ. При сопоставлении всех разрезов нами была обнаружено изменение положения области с удельным сопротивлением менее 600 Ом*м (Великин и др., 2015).

В 2012 г. положении области было на ПК160, в 2013 – на ПК190, в 2014 – ПК295, а в 2015 на ПК280. При анализе геоэлектрических разрезов нами были использованы метеорологические наблюдения. За период с июня 2011 г. по июнь 2012 г. выпало 317 мм осадков, за аналогичный период

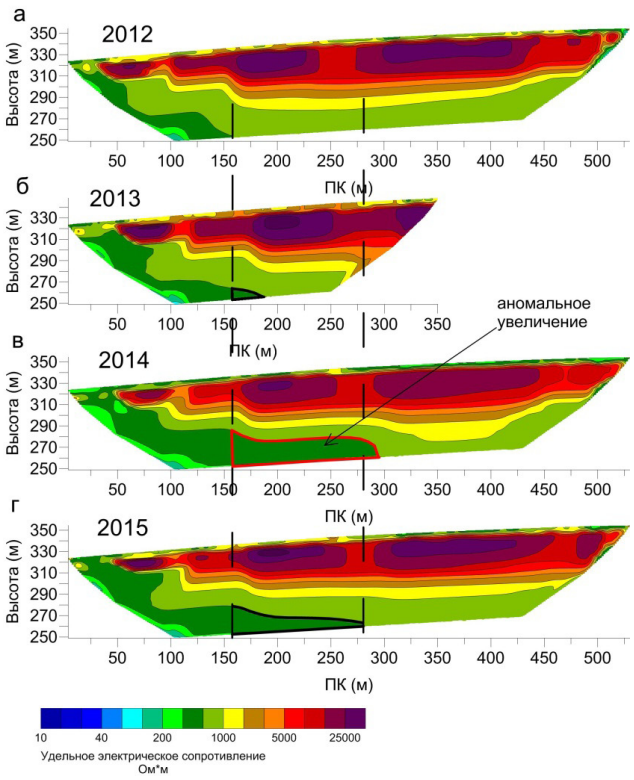



**Рис. 5.** Геоэлектрические разрезы за 2012-2015 гг.

2012–2013 гг. – 253 мм осадков, за 2013–2014 гг. – 732 мм осадков, а за 2014–2015 – 340 мм осадков (www.rp5.ru). Сопоставляя результаты геоэлектротомграфии и наблюдений за количеством выпавших осадков отмечается увеличение зоны распространения пород со значением удельного сопротивления менее 600 Ом*м вглубь берега. Уровень водохранилища при всех измерениях находился на отметке примерно 316,5–317 м. Следует отметить, что результаты работ методом ЭТ в 2014 г. связанные с распространением талика, можно объяснить сроками проведения работ (2012, 2013, 2015 – июнь, 2014 – конец июля), аномальным количеством осадков (732 мм) и повышенной среднегодовой температурой (-5,1 °С – 2014 г., -11,6 °С – 2013 г., -10,2 °С – 2015 г.).

## ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сделать выводы о том, что происходит непрерывное развитие талика в правом борту водохранилища. По температурным данным удалось установить, что температура в талике в течении года изменяется от +1-+2 °С до +16 °С; мощность талика за 5 лет изменилась на 4,5 м; наиболее разогретый (+15 °С) интервал талика находится на отметках 309–312 м. С помощью метода электротомографии возможно наблюдать за изменение внутреннего состояния таликовой зоны. За 4 года правая граница зоны с удельным сопротивлением менее 600 Ом*м сместилась на 120 м, что может свидетельствовать о размытии карбонатных пород. Следует отметить, что необходимо постоянное наблюдением за развитием фильтрационных процессов, так как нельзя исключать возможность ухода воды из водохранилища.

**Табл. 1.** Положение кровли и подошвы талика в скважинах за 2011–2015 гг.

| Скважина (отметка устья) | | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| т2-2в (342.0 м) | отметка кровли талика (м) | 323,5 | 324,1 | 325,1 | 324,3 | 324,5 |
| | отметка подошвы талика (м) | | | | | |
| | температура в талике в августе (максимальная/средняя), °С | 15,93/6,51 | 13,88/5,92 | 18,0/6,07 | 12,4/5,6 | 13,5/5,5 |
| т2-4в (343.1 м) | отметка кровли талика (м) | 326,8 | 327,8 | 328 | 328,1 | 328,5 |
| | отметка подошвы талика (м) | | 277,1 | 277,4 | | |
| | температура в талике в августе (максимальная/средняя), °С | 17,33/7,18 | 15,27/6,60 | 13,79/6,4 | 16,13/6,36 | 16,73/6,56 |

*Продолжение табл. 1.*

| Скважина (отметка устья) | | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| т2-8в (350.2 м) | отметка кровли талика (м) | 322,8 | 323,1 | 323,5 | 324 | 324,1 |
| | отметка подошвы талика (м) | 280,4 | 280,1 | 279,8 | 279,7 | 279 |
| | температура в талике в августе (максимальная/средняя), °С | 16,76/11,4 | 14,62/9,57 | 13,34/8,53 | 15,39/8,49 | 18,08/8,71 |
| т2-10в (352.4 м) | отметка кровли талика (м) | 320,8 | 321,4 | 322,4 | 322,9 | 323,2 |
| | отметка подошвы талика (м) | 282,5 | 282,5 | 282,8 | 281,2 | 280,5 |
| | температура в талике в августе (максимальная/средняя), °С | 17,12/10,58 | 15,55/10,48 | 13,75/8,39 | 15,72/9,73 | 16,01/7,46 |

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. Саратов: ЕАГО, 2006. С. 14–17.
2. Великин С.А., Бажин К.И., Марченко Ю.Л. Геофизические методы изучения мерзлых пород. Новые горизонты // Материалы международной конференции «Инженерная, угольная и рудная геофизика - 2015», Сочи, 2015.
3. Великин С.А., Бажин К.И., Марченко Ю.Л. и др. Отчет о выполнении геофизических исследований по теме: «Геофизический мониторинг на ГТС Удачнинского ГОКа АК «Алроса» (ОАО)», п. Чернышевский. 2015.
4. Великин С.А., Бажин К.И., Марченко Ю.Л. и др. Отчет о выполнении геофизических исследований по теме: «Геофизический мониторинг на ГТС Удачнинского ГОКа АК «Алроса» (ОАО)», п. Чернышевский. 2012.
5. Теляев В.А., Мюсин Р.Ю. и др. Отчет об инженерно-геологических изысканиях проведенных для обоснования проектного задания строительства Сытыканской водохранилищной плотины на алмазном месторождении Удачная. ЯКУТНИПРОАЛМАЗ, 1961.
6. Информационный портал «Расписание погоды» http://www.rp5.ru

УДК: 550.388

# ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ТЕХНОЛОГИИ МОНИТОРИНГА ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ В КОРОТКОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН

*С.Ю. Белов*

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва
Belov_Sergej@Mail.Ru

Представлен новый некогерентный метод оценки параметра сигнал/шум. Выполнен сравнительный анализ и показано, что по аналитической точности определения этого параметра новый метод на порядок превосходит широко используемый стандартный и одного порядка с известной когерентной методикой. Анализ аналитических погрешностей оценки этого параметра позволил рекомендовать новый метод вместо стандартного.

**Ключевые слова:** *дистанционное зондирование, рассеяние радиоволн поверхностью, методика измерения, КВ-диапазон, параметр рассеяния сигнал/шум, ионосфера.*

## ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн может позволить оперативно выявлять некоторые геофизические параметры природных систем. Данный диапазон позволяет диагностировать и подповерхностный слой земли на предмет предвестников землетрясений, поскольку параметр рассеяния формируется также и неоднородностями диэлектрической проницаемости подповерхностных структур (Belov, 2016).

Проблема измерения и учёта рассеивающей способности земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн важна для решения ряда задач, например, при диагностике свойств среды с помощью методов, использующих этот радиодиапазон, когда на трассе происходит промежуточное отражение (рассеяние) от земной поверхности, что представляет интерес для геологоразведочных и экологических исследований. В работе предложен новый некогерентный метод оценки параметра сигнал/шум. Выполнен сравнительный анализ и показано, что по аналитической (относительной) точности определения этого параметра новый метод на порядок превосходит широко используемый стандартный и одного порядка с известной когерентной методикой. Анализ аналитических погрешностей оценки этого параметра позволил рекомендовать новый метод вместо стандартного.

## МЕТОДЫ РАСЧЁТА (КОГЕРЕНТНЫЙ И НЕКОГЕРЕНТНЫЙ)

В фиксированной точке приёма на поверхности Земли (в скалярном приближении) ионосферный сигнал, узкополосный случайный процесс $\mathcal{E}(t)$ представляет собой суперпозицию “зеркальной” $\mathcal{E}_0(t)$ и рассеянной $\mathcal{E}_p(t)$ по нормальному закону компонент:

$$\begin{aligned}\mathcal{E}(t) = \mathcal{E}_0(t) \;+\; \mathcal{E}_P(t) \;&= E_{00}\cdot e^{i\cdot\left(\omega_0\cdot t-\varphi(t)\right)} + \mathcal{E}_P(t) = \\ &= R(t)\cdot e^{i\cdot\left(\omega_0\cdot t-\Phi(t)\right)} = \left[E_C(t)+i\cdot E_S(t)\right]\cdot e^{i\cdot\omega_0\cdot t},\end{aligned} \tag{1}$$

где $\varphi(t)$, $\Phi(t)$, $R(t)$, $E_m(t)$, m=c,s – медленные на периоде $T=\dfrac{2\cdot\pi}{\omega_0}$ случайные процессы; $E_{00}$ = Const.

Параметр рассеяния определяется отношением:

$$\beta_k^2 = \frac{\text{мощность зеркальной компоненты}}{\text{мощность рассеянной компоненты}} = \frac{E_{00}^2}{2\cdot\overline{\mathcal{E}_P^2}}\ . \tag{2}$$

Здесь и ниже черта “ — ” означает статистическое усреднение. $E_C(t) = R(t)\cdot\cos F(t)$ и $E_S(t) = R(t)\cdot\sin F(t)$ – низкочастотные квадратуры ионосферного сигнала, $R(t)$ – огибающая, $F(t)$ – суммарная фаза.

При этом индекс K = E4, R2, R4 означает экспериментально регистрируемые первичные случайные процессы и соответствующий метод их регистрации: E4 – когерентный; R2, R4 – некогерентные амплитудные.

Достаточно широко используется для оценки $b_K$ (2) стандартный некогерентный R2-метод, основанный на соотношении (Альперт, 1960):

$$\frac{\overline{R^2}}{\left(\overline{R}\right)^2} = f\left(\beta_{R2}\right) = \frac{4}{\pi}\cdot\frac{\left(1+\beta_{R2}^2\right)\cdot\exp\left(\beta_{R2}^2\right)}{\left[\left(1+\beta_{R2}^2\right)\cdot I_0\left(\beta_{R2}^2/2\right)+\beta_{R2}^2\cdot I_1\left(\beta_{R2}^2/2\right)\right]^2}. \qquad (3)$$

$I_n(x)$ –функция Бесселя n-го порядка от чисто мнимого аргумента.

Используя когерентный E4-метод, $\beta_{E4}$ оценивается по эксцессу $\gamma_{E4}$ квадратур:

$$\gamma_{E4}\left(\beta_{E4}\right) = \frac{\overline{E_m^4}}{\left(\overline{E_m^2}\right)^2} - 3 = -\frac{3}{2}\cdot\frac{\beta_{E4}^4}{\left(1+\beta_{E4}^2\right)^2}; \quad m=c,s. \qquad (4)$$

Следует заметить, что измеряемыми первичными параметрами являются отношения моментов $\overline{R^2}\Big/\left(\overline{R}\right)^2$, $\overline{E_m^4}\Big/\left(\overline{E_m^2}\right)^2$ соответственно. Естественно, соотношения (3), (4) получены с учётом определённых моделей структуры ионосферного сигнала. Исследования показали, что вероятностные свойства ионосферного сигнала (1) отражений первой кратности достаточно хорошо описываются моделью Райса со смещённым спектром (РС-модель) (Белов, Белова, 2015), на основе которой получены выражения (3), (4). Заметим, что выражение (4) когерентной методики E4 обеспечивает на порядок более высокую относительную аналитическую точность оценки параметра $\beta_K$ (Белов, 2015).

В настоящей работе предлагается новый некогерентный R4-метод определения $b_{R4}$ по эксцессу $\gamma_{R4}$ огибающей для РС-модели:

$$\gamma_{R4}\left(\beta_{R4}\right) = \frac{\overline{R^4}}{\left(\overline{R^2}\right)^2} - 3 = \gamma_{R4}\left(\beta_{R4}\right) = -1 - \frac{\beta_{R4}^4}{\left(1+\beta_{R4}^2\right)^2}. \qquad (5)$$

Для сопоставления приведённых методов в смысле относительных погрешностей, допускаемых при вычислении $\beta_K$, обусловленных видом функциональных зависимостей $f(\beta)$, $\gamma_{E4}(\beta)$ и $\gamma_{R4}(\beta)$, получим выражение (6):

$$\varepsilon_k = \left|\frac{\Delta\beta_K}{\beta_K}\right| = \left|\frac{1}{\beta_K}\cdot\frac{dG_K}{dZ_K}\cdot\Delta\left(Z_K\right)\right|, \qquad (6)$$

где K = R2, E4, R4; $G_K$ = ¦, $g_{E4}$, $g_{R4}$; $D(Z_K)$ – абсолютные статистические ошибки измеряемых величин: $Z_K = \frac{\overline{R^2}}{\left(\overline{R}\right)^2}, \frac{\overline{E_m^4}}{\left(\overline{E_m^2}\right)^2}, \frac{\overline{R^4}}{\left(\overline{R^2}\right)^2}$.

Погрешности (включая статистические) для разных методик определения $\beta_K$ :

$$\varepsilon_{R2}(\beta) = \frac{\pi}{8}\cdot\frac{\left[\left(1+\beta^2\right)\cdot I_0\left(\beta^2/2\right)+\beta^2\cdot I_1\left(\beta^2/2\right)\right]^3}{\beta^2\cdot\exp\left(\beta^2\right)\cdot I_1\left(\beta^2/2\right)}\cdot\Delta\left(Z_{R2}\right);$$

$$\varepsilon_{E4}(\beta) = \frac{\left(1+\beta^2\right)^3}{6\cdot\beta^4}\cdot\Delta\left(Z_{E4}\right); \qquad (7)$$

$$\varepsilon_{R4}(\beta) = \frac{\left(1+\beta^2\right)^3}{4\cdot\beta^4}\cdot\Delta\left(Z_{R4}\right).$$

Статистическая ошибка $\Delta(Z_K)$ зависит от объёма выборки N и при одинаковых объёмах выборки может быть разной для каждого из способов. Чтобы акцентировать внимание на погрешностях за счёт различия функциональных зависимостей (3) – (5), нормируем (7) на $D(Z_K)$.

Графики зависимостей $\varepsilon_K^* = \dfrac{\varepsilon_K}{\Delta(Z_K)}$ для $\beta_{R2}$, $\beta_{E4}$ и $\beta_{R4}$ приведены на рис. 1 $\varepsilon_K^*$ будем ниже называть аналитической (относительной) погрешностью метода.

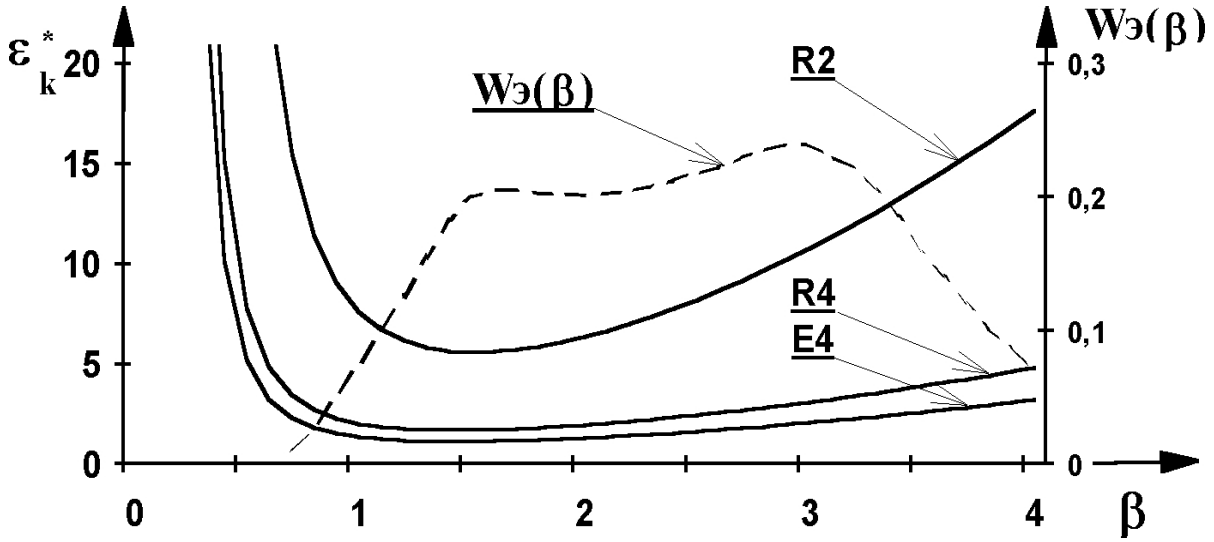



**Рис. 1.** Графики зависимостей $\varepsilon_K^*$, K = R2, R4, E4 (сплошные линии) и экспериментальное распределение $W_э(\beta)$ (пунктир) (слой F2, 4,5–9,5 МГц, единичный сигнал).

Экспериментальное распределение $W_э(b)$ определяет диапазон изменения β.

## ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДА

Интерпретация получаемых данных производится на основе статистической мультипликативной модели сигнала. Тестирование метода получения “параметра рассеяния” сигнал/шум в произведено на примере двукратного отражения зондирующего сигнала при его вертикальном распространении.

Для тестирования метода при изменении параметра рассеивающей “подложки” в типичных ионосферных условиях был выполнен численный эксперимент на ЭВМ, анализ данных которого показал, что:

1. Метод дистанционной диагностики в КВ-диапазоне чувствителен по исследуемому параметру. При объёме выборки $N \geq 240$ точность определения изучаемого параметра не хуже 5 %.

2. Чувствительность метода, его точностные характеристики сохраняются даже при существенном изменении параметров сред распространения.

3. Сопоставление данных численного и натурного экспериментов указывает, что для обеспечения оценки параметра рассеяния в условиях реального эксперимента с точностью сравнимой с аппаратурной погрешностью можно рекомендовать увеличивать длительность сеансов наблюдения до $8 \div 10$ минут.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из выражений (4) и (5) видно, что $\varepsilon_{E4}^* = \dfrac{2}{3} \cdot \varepsilon_{R4}^*$ – одного порядка и существенно (на порядок) превосходят точность измерения стандартной R2-методики. В итоге, анализ аналитических погрешностей оценки параметра $b_K$ позволил рекомендовать метод R4 вместо стандартного R2. При этом достаточно высокая аналитическая (относительная) точность оценки параметра $\beta_K$ может быть достигнута с помощью некогерентной аппаратуры, используя

выражение (5) метода R4 (Белов, Белова, 2015). Отметим, что за когерентной методикой E4 остаётся возможность оптимизации статистической ошибки путём соответствующей специальной цифровой обработки ионосферного сигнала (Белов, 2016).

Мониторинг поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн может позволить оперативно проводить диагностику поверхностных и подповерхностных структур, выявлять области изменения этих сред, например, на предмет оценки сейсмической опасности. Данный диапазон позволяет диагностировать подповерхностный слой земли, поскольку параметр рассеяния формируется и неоднородностями диэлектрической проницаемости подповерхностных структур.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Альперт Я.Л. Распространение радиоволн в ионосфере. М.: АН СССР, 1960. 480 с.
2. Белов С.Ю., Белова И.Н. Функциональная схема экспериментальной аппаратуры когерентного приёма в задачах мониторинга поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн // III Международная научно-практическая конференция «Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий»: мат-лы. Майкоп, 2015. С. 53–58.
3. Белов С.Ю., Белова И.Н. Мониторинг поверхности земли методом дистанционного зондирования в КВ-радиодиапазоне // V Международная молодёжная научная конференция «Экология-2015»: мат-лы докл. 22–24 сентября 2015 г. Архангельск, 2015. С. 6–7.
4. Белов С.Ю. О некоторых характеристиках рассеивающей способности земной поверхности при дистанционном зондировании в коротковолновом диапазоне радиоволн // Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли: материалы II Междунар. науч. конференции (РПДЗЗ-2015), 22–25 сентября 2015 г. / науч. ред. Е.А. Ваганов; отв. ред. М.В. Носков. Красноярск: СФУ, 2015. С. 101–104.
5. Belov S.Yu. The analysis of monitoring data of the parameter scattering power the earth's surface in the short-wave range of radio waves // «Data Intensive System Analysis for Geohazard Studies», Geoinformatics research papers. 2016. Vol. 4. BS4002, doi:10.2205/2016BS08Sochi.
6. Белов С.Ю. Программа регистрации квадратурных компонент n-кратного отражённого от земной поверхности радиосигнала. Свидетельство о регистрации права на программное обеспечение № RU.2016612172 от 19.02.2016 г.

УДК 550.34

# ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕДЕЛОВ РАСШИРЕНИЯ ПОЛОСЫ РАБОЧИХ ЧАСТОТ ЗАПИСЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАТЧИКОВ-ГЕОФОНОВ В НИЗКОЧАСТОТНУЮ ОБЛАСТЬ С ЦЕЛЬЮ ИХ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В СЕТЯХ ЛОКАЛЬНОГО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

*П.А. Дергач, В.И. Юшин*

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
DergachPA@ipgg.sbras.ru

В работе дана теоретическая оценка зависимости шума деконволюции от кратности снижения собственной частоты исходного датчика и уровня исходного аппаратурного шума. Кроме того, предложена методика и простейший стенд для экспериментальной оценки качества деконволюции, а также приведен пример расширения частотного диапазона записи реального датчика.

**Ключевые слова:** *геофон, широкополосный сейсмометр, сейсмический сигнал, низкочастотная деконволюция, обратная фильтрация, аппаратурный шум.*

## ВВЕДЕНИЕ

В связи с развитием методов и аппаратурной базы сейсмического мониторинга в России и мире наблюдается рост числа локальных (временных и постоянных) сетей, которые решают как фундаментальные (изучение афтершоковых последовательностей и полей напряжений по локальной сейсмичности), так и прикладные задачи (изучения наведенной сейсмичности, связанной с деятельностью человека). Такие детальные локальные исследования, как правило, нацелены на регистрацию большого количества относительно слабых сейсмических событий, и проводятся с использованием стационарных и временных локальных сетей регистрации.

С точки зрения технологичности и надежности, для использования в локальных сетях привлекательными являются электродинамические сейсмические датчики, содержащие одну сигнальную катушку (геофоны). В сравнении с широкополосными сейсмометрами, используемыми на станциях глобальной и региональной сетей, геофоны имеют ряд преимуществ: значительно меньшие вес и габариты, заметно меньшая стоимость, простота конструкции и, как следствие, более высокая надежность, а их чувствительности хватает для регистрации локальных и региональных землетрясений. Однако они не используются для локального сейсмологического мониторинга, т.к. считается, что такие датчики не удовлетворяют требованию по диапазону рабочих частот в низкочастотной области. Заметим, изучение слабых событий не требует регистрации очень низких частот, которые заложены в широкополосные сейсмометры. В то же время, требуемые низкие частоты все же оказываются меньше стандартной нижней границы рабочей полосы частот геофонов, используемых в сейсморазведке, которая долгое время была равна 10–30 Гц.

В последние годы наблюдается резкий прогресс в разработке низкочастотных геофонов (с собственной частотой 5 Гц и ниже). Кроме того, весьма перспективной является задача извлечения информации о колебаниях в области низких частот, лежащей за пределами рабочей полосы частот датчика, при помощи метода низкочастотной деконволюции. В результате применения метода на этапе обработки запись высокочастотного датчика-геофона преобразуется в запись «виртуального» низкочастотного сейсмометра, а его собственная частота снижается на 1–2 порядка.

Все перечисленное создает предпосылки для оптимизации локального сейсмического мониторинга путем организации сетей на базе технологичных геофонов.

Однако, наличие аппаратурного шума (шумы предусилителя и аналого-цифрового преобразователя) не позволяет восстанавливать сколь угодно низкие частоты колебаний, так

как чувствительности датчика в этой полосе частот недостаточно, чтобы его реакция превысила аппаратурный шум. Несмотря на то, что общее решение задачи расширения полосы рабочих частот электродинамических датчиков предложено довольно давно, вопрос определения пределов практической применимости метода крайне мало исследован. К наиболее близким по тематике исследованиям относятся работы (Юшин, 2001; Беседина и др., 2011) и (Беседина и др., 2011).

Данная работа посвящена разработке теоретико-экспериментальной методики анализа предельных возможностей низкочастотной деконволюции.

## ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

С точностью до коэффициента частотная характеристика электродинамического датчика-велосиметра по скорости, выраженная в относительных частотах $\nu = \omega/\omega_0$, где $\omega_0$ – собственная угловая частота датчика, имеет вид:

$$H(j\nu) = \frac{(j\nu)^2}{(j\nu)^2 + 2\,(j\nu)\,d + 1}. \quad (1)$$

Процедура деконволюции (восстановления истинного движения «почвы») состоит в пропускании сигнала датчика через систему с характеристикой, обратной (1):

$$H^{-1}(j\nu) = 1 + \frac{2d}{(j\nu)} + \frac{1}{(j\nu)^2}. \quad (2)$$

При этом обычный, всегда присутствующий, аппаратурный шум (АШ) резко возрастает в области низких частот ниже собственной частоты датчика. Восстановленный сигнал формально выражается как:

$$\Psi(j\nu) = V(j\nu) + N(j\nu)\,H^{-1}(j\nu)\,, \quad (3)$$

где $V(j\nu)$ и $N(j\nu)$ – спектры колебательной скорости корпуса датчика и аппаратурного шума, соответственно. Однако практически реализовать процедуру (3) можно только в ограниченном снизу частотной полосе, другими словами, пропустив дополнительно сигнал (3) через фильтр верхних частот, хотя и значительно более низкочастотный, нежели исходный датчик. Следовательно, нельзя полностью удалить из записи характеристику датчика, но вполне допустимо заменить ее на более подходящую к условиям задачи.

Назначим главным исходным параметром деконволюции кратность $q = \omega_0/\omega_d = 1/\nu_d$ снижения собственной частоты датчика, а основным показателем допустимости такой деконволюции – отношение стандартных отклонений шума деконволюции и исходного: $\theta = \sigma_{Nd}/\sigma_N$. Как показано в работе, в случае «белого» исходного шума шум деконволюции превысит последний по амплитуде в $\theta = \frac{\sigma_{Nd}}{\sigma_N} = \sqrt{\frac{q^3+2}{3}}$ раз (рис. 1).

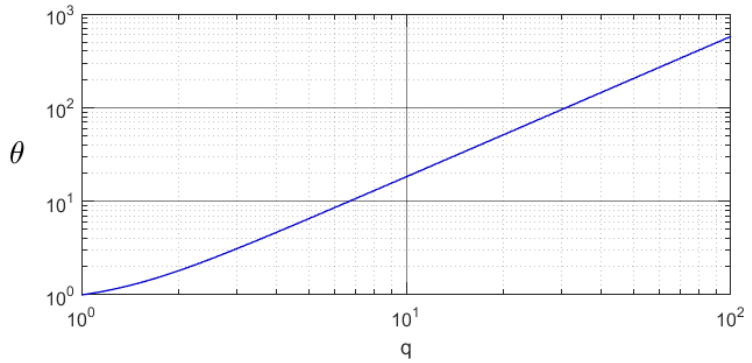



**Рис. 1.** Зависимость кратности θ возрастания среднеквадратического уровня шума деконволюции от кратности q виртуального снижения собственной частоты датчика.

Из графика видно, например, что при 10-кратном снижении собственной частоты датчика возрастание АШ составляет 26 дБ, то есть, всего лишь в 20 раз. Действительно, при исходном потенциальном амплитудном диапазоне записи, составляющем в современных сейсмических регистраторах 110–130 дБ, потерю 26 дБ можно считать несущественной. Более того, даже 100-кратное виртуальное снижение собственной частоты датчика оставляет в распоряжении экспериментатора все еще 50–60 дБ реального динамического диапазона.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

С целью экспериментальной проверки теории и поиска возможных физических причин появления аномальных помех деконволюции построен простой тестовый стенд маятникового типа, обеспечивающий генерирование точно известных низкочастотных механических колебаний. Стенд реализует формулу горизонтальных смещений:

$$x(t) = x_0 \exp(-\omega_0 d \cdot t)\,[\cos(\sqrt{1-d^2}\ \omega_0 t) + \frac{d}{\sqrt{1-d^2}} \sin(\sqrt{1-d^2}\ \omega_0 t)], \quad t \geq 0\,, \tag{3}$$

и формулу вертикальных смещений:

$$z(t) \cong \frac{x_0^2}{2L} \exp(-2\omega_0 \cdot d \cdot t) \cos^2(\sqrt{1-d^2} \cdot \omega_0 \cdot t)\,, \tag{4}$$

где $L$ и $x_0$ – длина подвеса маятника и его начальное отклонение от вертикали.

Поскольку все параметры формул легко измеримы, для оценки качества деконволюции не требуется сопоставления ее результата с записями реальных желаемых низкочастотных датчиков, которые попросту недоступны.

На рис. 2 проиллюстрирован результат 100-кратной по собственной частоте низкочастотной деконволюции записи 10-герцового геофона к записи 10-секундного велосиметра. Реальная запись геофона, установленного на вышеупомянутом маятниковом стенде, подвергнута деконволюции к датчику с собственной частотой 0,1 Гц. В качестве записи эталонного датчика-велосиметра использована численная модель сигнала, полученного путем преобразования первой производной аналитического сигнала (2) рекурсивным фильтром верхних частот Баттерворта 2-го порядка с собственной частотой 0,1 Гц, идеально моделирующим желаемый датчик.

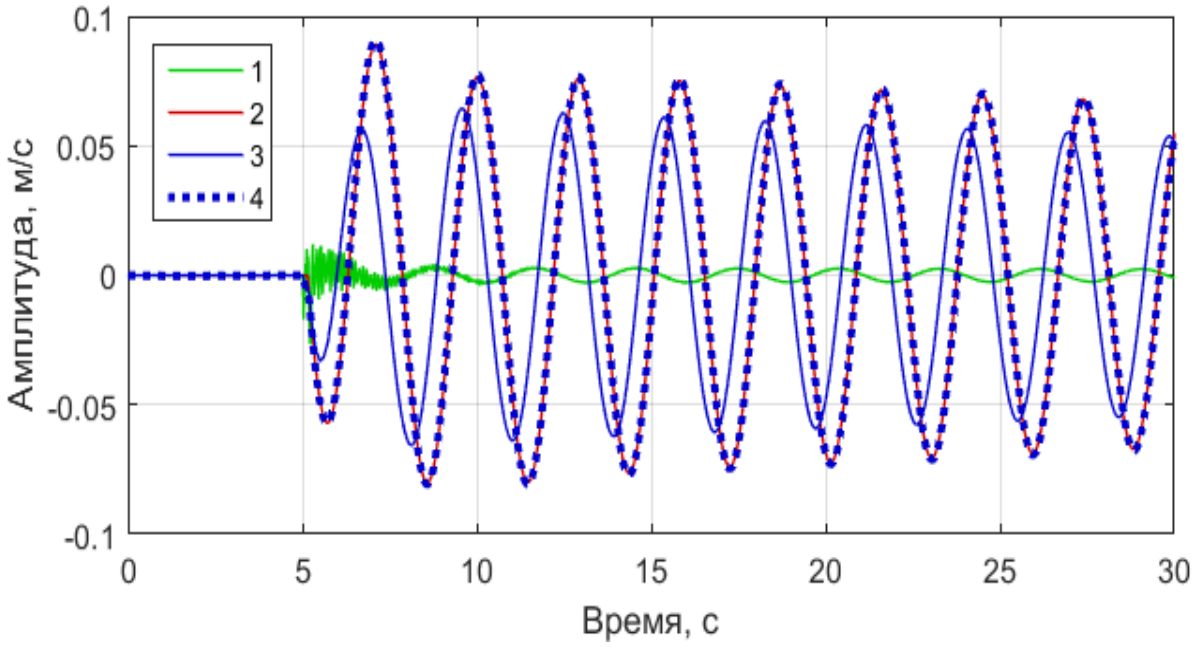



**Рис. 2.** Результат деконволюции тестовой записи геофона к записи 10-секундного велосиметра.

На рис. 2 мы видим 4 линии. Линия 1 (зеленая) представляет собой исходную экспериментальную запись геофона, увеличенную графически в 30 раз (иначе она в сравнении с другими линиями просто не видна). Линия 2 (красная) – эталонный сигнал – теоретическая модель отклика желаемого датчика с собственной частотой 0,1 Гц на тестовое колебание маятникового стенда. Линия 3 (синяя) – показывает отклик виртуального датчика с более высокой собственной частотой (0,3 Гц) на то же самое тестовое воздействие. Эта линия приведена, чтобы наглядно показать чувствительность результата деконволюции к ошибочному заданию основного параметра. Наконец, линия 4 (пунктир) – результат деконволюции сигнала геофона к записи виртуального 10-секундного велосиметра.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Следует понимать, что деконволюция не может ни улучшить, ни ухудшить отношение полезного сигнала к аппаратурному шуму. Она сохраняет его тем, каковым это отношение было в момент записи, – она всего лишь переводит его в амплитудную область, обозримую человеком. Поэтому, предполагая дальнейшую обработку регистрируемых сигналов с использованием деконволюции, необходимо при регистрации устанавливать максимально допустимое усиление, не допуская, однако, перегрузки (зашкаливания) записи. Перегрузка канала делает деконволюцию практически невозможной.

Путем интегрирования скорости деконволюция записи велосиметра может быть выполнена по смещению. Однако в этом случае потребуется дополнительная регуляризация. По опыту авторов хороший эффект дает повторная рекурсивная фильтрация верхних частот со срезом на половинной частоте виртуального датчика.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Беседина А.Н., Кабыченко Н.В. Исследование сейсмических колебаний в длиннопериодной части спектра // Труды МФТИ. 2011. Т. 3, № 3. С. 51–55.
2. Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Коррекция частотных характеристик сейсмических датчиков и шумы соответствующих измерительных каналов // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47, №2. С. 11–20.
3. Юшин В.И. Низкочастотная деконволюция цифровой записи короткопериодного сейсмометра // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 5. С. 852–863.

УДК 58.002

# МОНИТОРИНГ И МОДЕЛИРОВАНИЕ НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

*А.В. Коновалов, А. Заболотин, А.А. Степнов, Д.Е. Томилев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.konovalov@imgg.ru

Опытным путем показано, что индуцированная сейсмичность возникающая в результате закачки жидкости, является чрезвычайно важным явлением, которое необходимо учитывать при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений. С точки зрения физических механизмов, связанных с извлечением углеводородов и закачкой жидкости, которые вызывают землетрясения, признано, что гидравлическая передача давления через разломы и систему трещин резервуара является главной причиной перераспределения напряжений в геосреде. Как результат, это может спровоцировать разрядку ранее накопленных естественных напряжений в близлежащих зонах с активными тектоническими нарушениями, где комбинация эффективных напряжений в породе близка к критическим значениям. Для того, чтобы оценить избыточную скорость накопления касательных напряжений, которые могут вызвать сейсмическую активность, в соответствии с моделью трения, зависящего от скорости скольжения на разломе и состояния разлома, нами произведено моделирование процесса напряженно-деформированного состояния в узкой зоне разлома между двумя блоками во время закачки жидкости в одну из частей упрощенной 2D модели. Моделирование основано на теории флюидонасыщенной пороупругой среды. Зона разлома имитируется относительно более высокой проницаемостью. Численные расчеты проводились с использованием библиотеки программного обеспечения с открытым кодом Freefem++. Исследование наведенной сейсмичности, возникающей в результате закачки жидкости, было произведено при помощи системы мониторинга сейсмичности на Северном Сахалине.

**Ключевые слова:** *наведенная сейсмичность, двумерное моделирование, пороупругая среда, месторождения нефти и газа, разломы.*

## ВВЕДЕНИЕ

Последние два десятилетия на севере о. Сахалин ведутся интенсивные работы по развитию нефтегазодобывающей отрасли. Основное количество морских нефтяных и газовых месторождений в северо-восточной части острова расположено в непосредственной близости от активных тектонических разломов. Многие типы сейсмических событий, зарегистрированных последние десятилетия, связаны с добычей нефти и газа и квалифицируются как инициированные или триггерные землетрясения (Адушкин, Турунтаев, 2015).

Мониторинг индуцированной/триггерной сейсмичности, при помощи постоянной сейсмической локальной сети, был начат в сентябре 2006 года в северо-восточной части острова Сахалин. Авторы разработали систему сейсмического мониторинга, которая работает в режиме реального времени, на базе программного обеспечения с открытым исходным кодом и аппаратных компонентах, изготовленных в России (Степнов и др., 2014).

Необычный рой сейсмической активности был зарегистрирован в 2013–2016 годах в непосредственной близости от нагнетающей скважины. Прошлый опыт (например, (Sumy и др, 2014; Goebel и др, 2016)) показал, что триггерная сейсмичность является чрезвычайно важным явлением, которое необходимо учитывать при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений.

В данной работе были проанализированы закономерности роя сейсмической активности и проведено численное моделирование процесса напряженно-деформированного состояния в зоне разлома, возникающего в результате нагнетания жидкости на основе теории флюидонасыщенной

пороупругой среды. Проведены оценки скорости накопления избыточного напряжения сдвига, которое может спровоцировать сейсмическую активность, в соответствии с моделью трения, зависящего от скорости скольжения на разломе и состояния разлома (Helmstetter, Shaw, 2009).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе рассматривается процесс деформирования в узкой зоне разлома, между двумя блоками, в процессе нагнетания флюида в коллектор (рис. 1), находящийся на некотором расстоянии от разлома. Для решения поставленной задачи выбрана модель на основе теории пороупругой флюидонасыщенной среды, разработанной М. Био (1941), полная формулировка которой представлена в работе (Rice, Cleary, 1976). В этом случае среда, описывается двумя уравнениями:

$$\sigma_{ij} = (\lambda I_1)\delta_{ij} + 2\mu\varepsilon_{ij} - \frac{BK_u}{\rho_0}\Delta m\delta_{ij}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Delta m}{\partial t} - c\nabla^2(\Delta m) = y\,, \quad (2)$$

где $\sigma_{ij}$ – тензор напряжения, $\varepsilon_{ij}$ – тензор деформации, $I_1 = \varepsilon_{kk} = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z$ – первый инвариант тензора деформации, $\mu$ – модуль сдвига, λ – модуль Ламе, $B$ – коэффициент Скемптона, $K_u$ – объемный модуль, $\Delta m$ – изменение массы на единицу объема, $y$ – плотность объемных источников, $c$ – коэффициент пьезопроводности;

$$c = \frac{K_s}{\eta}\left[\frac{2\mu(1-\nu)}{(1-2\nu)}\right]\left[\frac{B^2(1+\nu_n)^2}{9(1-\nu_n)(\nu_n-\nu)}\right], \quad (3)$$

где $K_s$, $\eta$ – проницаемость и вязкость сжимаемой жидкости, $\nu_n$, $\nu$ недренированный и дренированный коэффициенты Пуассона, соответственно.

Расстояние между двумя основными блоками моделируется узкой зоной, шириной 1 метр, с параметром поврежденности (трещинноватасти) $a_d$, зависящим от времени. В этом случае согласно работам (Hamiel и др., 2004; Lyakhovsky и др., 2011, Shalev, Lyakhovsky, 2013) проницаемость экспоненциально зависит от параметра поврежденности.

$$K_s(a_d) = K_0 e^{(ba_d)}, \quad (4)$$

где $K_0$ – начальное значение проницаемости, $b$ – константа, $a_d$ – параметр поврежденности.

В случае медленных изменений касательных напряжений уровень сейсмичности $R$ согласно работе (Helmstetter, Shaw, 2009) может быть представлен в виде:

$$R = \frac{r\dot{\tau}}{\dot{\tau}_l}, \quad (5)$$

где $r$ – уровень исходной сейсмичности, соответствующий тектонической нагрузке со скоростью накопления касательных напряжений $i_l$, $i$ есть общая скорость накопления касательных напряжений.

В нашей задаче величина $i$ определяется суммой скорости накопления тектонических касательных напряжений $i_l$, вызванных медленным скольжением берегов разлома, и скорости накопления избыточных касательных напряжений $i_{tr}$ в зоне разлома (усредненной по его длине в пределах сейсмогенерирующего слоя), вызванных закачкой жидкости.

При численном расчете напряженно-деформированного состояния геосреды, для моделируемого 2D региона (рис. 1) приняты следующие предположения. По глубине первая область разделена на три слоя и имеет размеры 5×10 км$^2$. Верхний слой области мощностью 900 м почти непроницаемый.

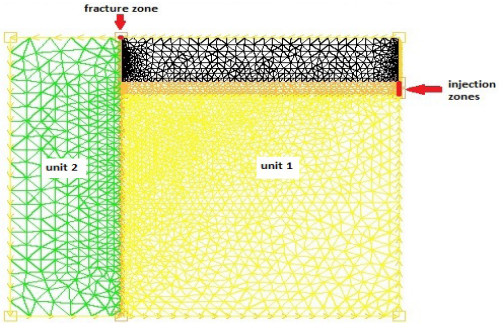



**Рис. 1.** Схематическое изображение исследуемой области.

Средний, в пределах которого производится закачка флюида, – высокопроницаемый слой 100 м. Нижний – слабопроницаемый слой распространяется до нижней границы модели. Вторая область за зоной разлома имеет соответственно размеры 1×10 км$^2$ и является слабопроницаемой. Физические параметры для рассматриваемой области в зависимости от глубины представлены в табл. 1.

Коэффициент Скемптона B, отношение Пуассона в недренированных и дренированных условиях равны 0,6, 0,2 и 0,33 соответственно и используются во всей моделируемой области. Так же предполагается, что плотность среды составляет 2300 кг/м$^3$, и величина модуля сдвига за зоной разлома равна 5,5×109 Па.

**Табл. 1.** Распределение по глубине коэффициента пьезопроводности и модуля сдвига.

| **Глубина, м** | ***c*, м$^2$/сек** | ***μ*, Па** |
|---|---|---|
| 0-1900 | | |
| 1900-2000 | 0,6 | |
| 2000-10000 | | |

Для простоты предполагается, что закачивание воды в коллектор производится с правой стороны среднего блока на интервале глубин 1900–2000 м (рис. 1) с постоянной скоростью 20 кг/с.

Расстояние между двумя основными блоками моделируется узкой зоной шириной 1м (рис. 1) с параметром поврежденности, зависящим от времени согласно работе (Shalev, Lyakhovsky, 2013). Для такой зоны характерна более высокая проницаемость. Согласно работе (Shalev, Lyakhovsky, 2013) когда $a_d$ (параметр поврежденности) достигает значений 0,58–0,7 проницаемость среды возрастает на 5–6 порядков. Основываясь на данном факте, коэффициент пьезопроводности для данной области выбран равным 0,6×10$^5$ м$^2$/с.

Численные расчеты производились при использовании программных библиотек с открытым кодом Freefem++.

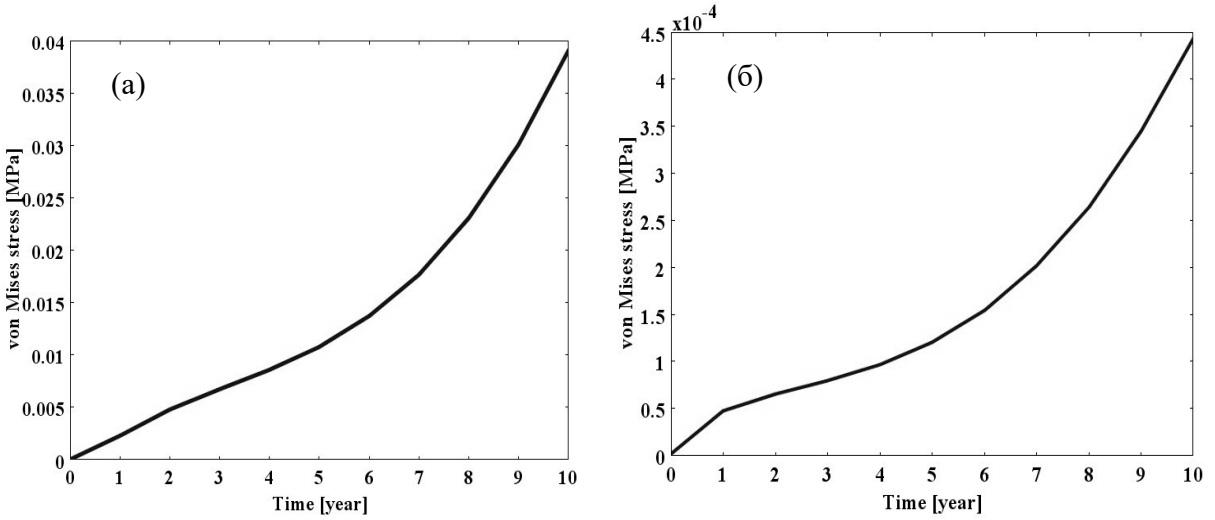



**Рис. 2.** Зависимость интенсивности касательных напряжений от времени, возникающих в результате закачки жидкости в геосреду, в точке разлома на глубине 5 км: (а) – зона разлома с высокой проницаемостью; (б) – зона разлома моделируемая только границей.

Для описанной нами выше области, схематически представленной на рис. 1, в зависимости от планируемой закачки флюида, произведены численные расчеты избыточных касательных напряжений возникающих в результате техногенного воздействия на среду в течении 10 лет. Под величиной избыточного касательного напряжения принята такая скалярная мера как интенсивность касательных напряжений по Мизесу. На рис. 2а представлены интенсивности

касательных напряжений возникающих на глубине 5 км в зоне разлома в зависимости от времени разработки месторождения. Величины касательного напряжения монотонно возрастают на протяжении всего периода разработки месторождения и достигают своего максимального значения $4\times10^{-2}$ МПа на 10 году. Следует отметить, что принятое в нашей модели предположение резкого скачка проницаемости в зоне разлома приводит к отличию на порядок интенсивности касательных напряжений, по сравнению с моделью где разлом моделируется только границей между областями (рис. 2б).

Предложенный нами подход предполагает, что при доступных результатах сейсмологических наблюдений или при наличии спутниковых геодезических измерений в зоне разлома даст возможность оценивать скорость тектонической нагрузки. Последнее позволяет прогнозировать уровень возбужденной сейсмичности, используя уравнение (5).

## ВЫВОДЫ

В данной работе получено, что характеристическая величина избыточных касательных напряжений, воспроизводимых за 10 лет закачки жидкости, составляет порядка 0,04 МПа на глубине сейсмогенерирующего слоя, что эквивалентно скорости накопления избыточных напряжений порядка 0,004 МПа/год. Данная величина в несколько раз превышает величину (или, как минимум, сопоставима с величиной) накопления естественных (тектонических) напряжений, что может привести к увеличению сейсмичности в несколько раз в районе, где такая сейсмичность вообще наблюдается. Полученные результаты могут быть использованы для прогнозирования скорости сейсмичности, вызванной закачкой жидкости с точки зрения вероятностного анализа сейсмической опасности.

*Работа выполнена в рамках реализации федеральной целевой программы Минобрнауки России «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEF160714X0105).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Adushkin V.V., Turuntaev S.B. Technogenic seismicity – induced and triggered. Moscow Institute of Geosphere Dynamics RAS, 2015.
2. Biot M.A., General theory of three-dimensional consolidation // J. Appl. Phys. 1941. Vol. 12, № 2. P. 155–164.
3. Goebel T.H.W., Hosseini S. M., Cappa F. et al. Wastewater disposal and earthquake swarm activity at the southern end of the Central Valley // Geophys. Res. Lett. 2016. doi:10.1002/2015GL066948.
4. Hamiel Y., Lyakhovsky V., Agnon A. Coupled evolution of damage and porosity in poroelastic media: theory and applications to deformation of porous rocks // Geophys. J. Int. 2004. Vol. 156, № 3. P. 701–713.
5. Helmstetter A., Shaw B.E. Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction low // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. B01308.
6. Lyakhovsky V., Hamiel Y., Ben-Zion Y. A non-local visco-elastic damage model and dynamic fractu ring // J. Mechan. Phys. Sol. 2011. Vol. 59, № 9. P. 1752–1776.
7. Rice J.R., Cleary M.P. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents // Review of Geophysics and Space Physics. 1976.
8. Shalev E., Lyakhovsky V. The processes controlling damage zone propagation induced by wellbore fluid injection // Geophys J. Int., 2013.
9. Stepnov A.A., Gavrilov A.V., Konovalov A.V. et al. L. New Architecture of an Automated System for Acquisition, Storage and Processing of Seismic Data // Seismic Instruments. 2014.
10. Sumy D.F. et al. Observations of static Coulomb stress triggering of the November 2011 M5.7 Oklahoma earthquake sequence // J. Geophys. Res. 2014.

УДК 550.34

# РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАЗЛОМНЫХ ЗОН И СБРОШЕННЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*А.В. Коновалов, А.С. Сычев, Д.Е. Томилев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.konovalov@imgg.ru

Получено аналитическое выражение затухания афтершоковой активности на основе двух разных теоретических моделей: реологической модели геосреды с повреждениями (модель Ляховского) и модели трения, зависящего от состояния и скорости скольжения на разломе (модель Дитриха). В рамках моделей оценены реологические свойства в разломных зонах Земли разного ранга, возраста и тектонического режима. Впервые для о. Сахалин получены массовые оценки сброшенных напряжений афтершоков сахалинских землетрясений. Средняя величина напряжения, снимаемого при разрыве, составила 3,77±2,06 МПа. Комплексное сопоставление полученных результатов показывает, что о. Сахалин по тектоническому режиму ближе всего соотносятся к нескольким обобщенным зонам: океаническая коллизионная граница, континентальная рифтовая граница и континентальный трансформный разлом.

**Ключевые слова:** *афтершоковая последовательность, афтершоковая продуктивность, реологическая модель геосреды с повреждениями, эмпирический закон Омори-Уцу.*

## ВВЕДЕНИЕ

В работе (Смирнов и др., 2010) по данным лабораторных экспериментов выявлены закономерности характера возбуждения процесса разрушения и его релаксации в зависимости от действующих напряжений и скорости деформаций в горных породах. При больших скоростях деформации наблюдался процесс, схожий с афтершоковыми последовательностями, при меньших – с роями землетрясений. Спад афтершоковой активности начинался тем позже, чем выше уровень напряжений; показатель степени закона Омори и наклон графика повторяемости увеличивались. Для объяснения полученных экспериментальных результатов была выдвинута гипотеза о конкуренции процессов возбуждения и релаксации.

Р. Щербаков, Д. Туркоут и Дж. Рандл (2005) предположили, что в момент землетрясения в некоторой области, находящейся в непосредственной близости от очага, происходит резкий скачок напряжения. «Разгрузка» возникших перенапряжений происходит путем возникновения разрывов (афтершоков), которые снижают уровень напряжения до порога текучести (меньше которого справедлива линейная теория упругости). Задержка спада афтершоковой активности соответствует времени, необходимому для зарождения разрывов (афтершоков). Из механики разрушения известно, что чем выше напряжение, тем меньше времени необходимо для возбуждения разрыва. Такой физический механизм предлагался в работе (Nanjo et al., 2007) для объяснения относительно быстрого спада афтершоковой активности при относительно больших напряжениях.

В работе (Narteau et al., 2009) исследовался характер поведения эмпирических констант двух фундаментальных законов статистической сейсмологии (Гутенберга-Рихтера и Омори-Уцу) в зависимости от механизма очага, инициирующего афтершоковые последовательности землетрясений. Получено, что спад активности в среднем начинался раньше для взбросовых сейсмодислокаций, в том время как сбросовые подвижки характеризовались относительно более длительным временем постоянной активности. Для сдвиговых сейсмодислокаций

характеристическое время принимало промежуточное значение. По всей видимости, характер напряженного состояния разломной зоны также находит свое отражение в постсейсмическом релаксационном процессе.

Дж. Дитрих (1994) проанализировал реакцию скорости деформации на скачок напряжения, используя уравнения трения, зависящего от скорости и состояния, вместе с предполагаемым распределением переменных состояния на совокупности невзаимодействующих участков зарождения. Решение для индуцированной деформации следует экспоненциальной функции времени, которую можно аппроксимировать поведением $1/t$, совместимым с законом Омори-Уцу для спадания афтершоков, между асимптотами при малом и большом временах. Результаты указанных работ основаны на предположении, что сейсмичность имеет место на почти независимых сегментах разлома. Это позволяет получить оценки изменения сейсмического режима на резкий скачок напряжения. В рамках данной модели темп постоянной активности афтершоков сохранялся тем больше, чем выше действующие в зоне разлома напряжения. Однако, скачок напряжения в афтершоковой зоне приводит к ускорению спада активности.

Я. Бен-Зион и В. Ляховский (Ben-Zion, Lyakhovsky, 2006) получили в рамках разработанной ими реологической модели геосреды с повреждениями аналитическое выражение для постсейсмической эволюции количества воспроизводимых локальных разрывов в единицу времени, общий вид которого соответствовал степенному закону Омори-Уцу. Фундаментальные параметры в полученных выражениях описывают вязко-упругие свойства геосреды, что предопределяет характер афтершоковой активности. В частности, время, характеризующее переход от постоянной скорости к затуханию афтершоковой активности, зависит от сейсмического сцепления в разломной зоне. Спад афтершоковой активности начинается тем позже, чем выше степень сейсмического сцепления.

В настоящей работе рассматривается теоретическая модель релаксации процесса разрушения, которая учитывает реологические особенности геосреды с повреждениями (модель Ляховского).

## ТЕОРИЯ И МЕТОДИКА

Получено теоретическое обоснование модели затухания афтершоковой активности на основе двух разных подходов: Ляховского (Ben-Zion, Lyakhovsky, 2006) и Дитриха (Dieterich, 1994). В первом случае использовалась реологическая модель геосреды с повреждениями, в рамках которой получено аналитическое выражение для постсейсмической эволюции количества воспроизводимых локальных разрывов в единицу времени. Во втором случае использовалась модель трения, зависящего от скорости скольжения и состояния на разломе. В обоих случаях получено аналитическое выражение спадания афтершоковой активности, соответствующее степенному закону Омори-Уцу:

$$\dot{N} = \frac{K}{(c+t)}, \quad (1)$$

где $\dot{N}$ – скорость спадания афтершоковой активности во времени $t$; $K$ и $c$ – эмпирические константы.

Показано, что продуктивность афтершоковой активности (параметр  из классического закона Омори (1)) соответствует степенному распределению по магнитуде, известному как закон повторяемости Гутенберга-Рихтера:

$$K = \frac{10^{b(m_{ms}-m)}}{R}, \quad (2)$$

где $R$ – безразмерная материальная константа, характеризующая вязко-упругие свойства геосреды; $b$ – наклон графика повторяемости; $m_{ms}$ – магнитуда главного события; $m$ – представительная магнитуда каталога землетрясений.

На основе выполненных теоретических исследований предложен новый подход расчета эмпирических констант модифицированного закона Омори-Уцу, основанный на оценке продуктивности с учетом нормирующего коэффициента, определяемого наклоном графика повторяемости, магнитудой главного события и представительной магнитудой землетрясения минимального размера (2). Полученное нормированное значение продуктивности соответствует

безразмерному реологическому параметру сейсмогенной зоны ($1/R$), физическая природа которого определяется отношением временного масштаба Максвелла для вязкой релаксации к временному масштабу для хрупкого разрушения.

Кроме того, полученное аналитическое выражение находит эмпирическое подтверждение в соответствии с модифицированной формой закона Омори-Уцу в представлении Щербакова (Shcherbakov et al., 2004), полученной на основе трех фундаментальных законов сейсмологии: Омори-Уцу, Гутенберга-Рихтера и Бота.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Выполнена количественная оценка и сопоставление реологических свойств геосреды в разломных зонах Земли разного ранга и возраста (рис. 1). Показано, что Сахалинский регион, зона Японских островов, прилегающая к Японскому морю, а также зона разломов в Калифорнии характеризуются схожими реологическими свойствами и относительно высокой вязкостью, в том время как субдукционные сейсмогенные зоны, в которых отмечаются активные вулканические процессы, относительно повышенные значения температуры и содержание флюидов, имеют более низкую вязкость (рис. 2). Район Курильских островов характеризуется относительно меньшей вязкостью по сравнению с другими районами тихоокеанского подвижного пояса. Для регионов с относительной низкой вязкостью характерен роевый характер сейсмичности и быстрый спад афтершоковой активности. Полученные результаты сопоставлены с данными о скоростях межплитового скольжения, однако на данном этапе корреляции не прослеживаются.

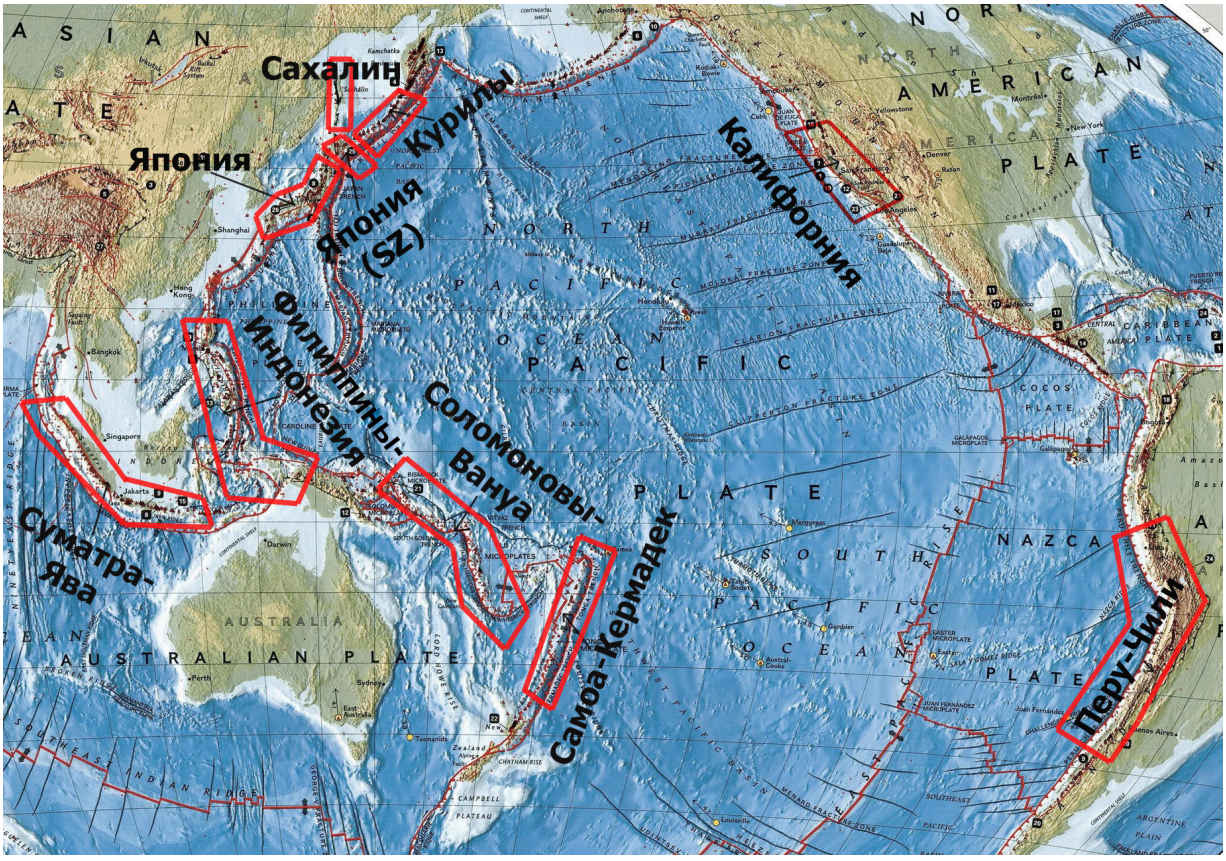



**Рис. 1.** Районы исследования афтершоковых последовательностей землетрясений и тектоническая карта.

Полученные в настоящей работе результаты позволяют выдвинуть гипотезу о конкуренции нескольких физических процессов, приводящих к задержке спада афтершоковой активности. Во первых, разгрузка перенапряжений, вызванных макроскопическим разрушением (главным событием), за счет возникновения многочисленных микроразрывов (афтершоков) снижает уровень напряжения до порога текучести. Из механики разрушения

известно, что чем выше действующее (на геосреду/образец) напряжение, тем меньше времени необходимо для возбуждения разрыва. Таким образом, чем выше скачок напряжений, тем быстрее происходит разгрузка, и, как следствие, более быстрый спад афтершоковой активности. Во вторых, деформация пористых пород связана с ростом внутренних дефектов, а именно, трещин и пор. Трещины действуют как концентраторы напряжений, способствующие локализации деформаций и процессу хрупкого разрушения, тогда как поры рассеивают концентрацию напряжений, что приводит к распределенной деформации. Спад афтершоковой активности начинается тем позже, чем выше степень сейсмического сцепления, которая определяет долю упругой деформации, выделяемую в ходе сейсмического цикла. Таким образом, концентрация напряжений на трещинах препятствует быстрой разрядке напряжений и, как следствие, быстрому спаду афтершоковой активности. В третьих, скорость залечивания разрыва зависит от скорости накопления касательных напряжений таким образом, что залечивание происходит быстрее при более высокой скорости тектонической нагрузки, что обуславливает продолжительность афтершоковой фазы.

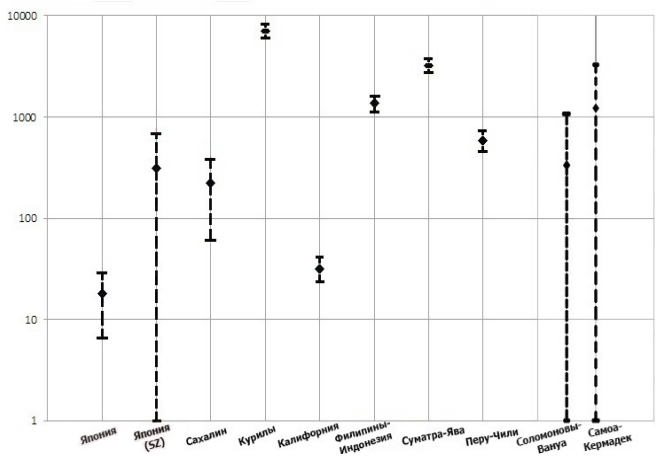



**Рис. 2.** Распределение безразмерного реологического параметра **(**1/*R***)** по сейсмоактивным регионам.

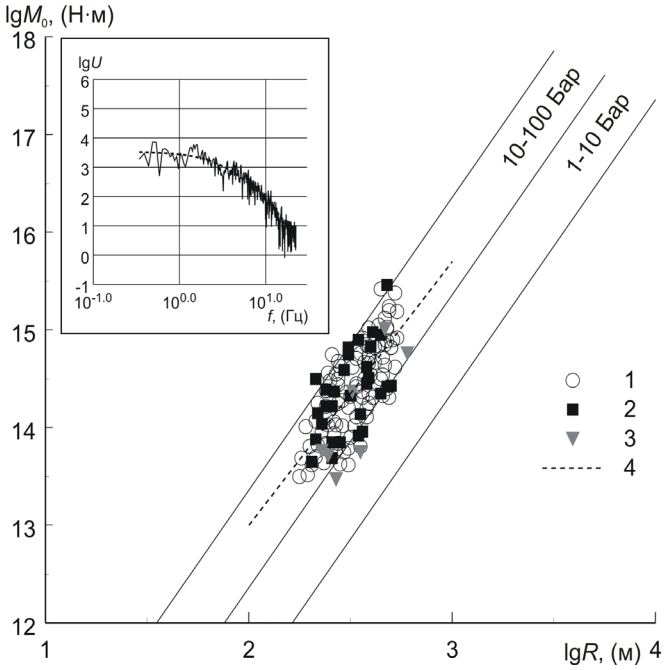



**Рис. 3.** Распределение сейсмического момента $M_0$ в зависимости от размера очага R: 1 – для афтершоков Невельского землетрясения 2007 г. ($M_W$=6.1); 2 – для афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. ($M_W$=5.5); 3 – для афтершоков Чаплановского землетрясения 2009 г. ($M_W$=4.4), 4 – линейная аппроксимирующая связи. На вклейке приведен пример амплитудного спектра смещений наблюденной сейсмограммы и модельного спектра по Бруну.

Вместе с тем, впервые для о. Сахалин получены массовые оценки сброшенных напряжений сахалинских афтершоков по цифровым записям объемных волн. Средняя величина напряжения, снимаемого при разрыве, составила 3,8±2,1 МПа (рис. 3). Данная величина сопоставима с аналогичными оценками сброшенных напряжений в различных районах Земли в широком диапазоне магнитуд – от микроземлетрясений до крупнейших катастрофических событий (Kwiatek et al., 2011). Кроме того, величина 3,8 МПа сопоставима со средним значением сбрасываемого напряжения в очагах внутриплитовых землетрясений, составляющим 3,3±0,2 МПа (Allmann, Shearer, 2009), в то время как для землетрясений, происходящих вне плитовых границ, среднее по миру сброшенное напряжение составляет 6,0±1,0 МПа. Рассматривая группирование по тектоническому режиму, полученные результаты ближе всего соотносятся к нескольким обобщенным зонам: океаническая коллизионная граница (3,4±0,6 МПа), континентальная рифтовая граница (3,4±0,5 МПа) и континентальный трансформный разлом (3,5±0,6 МПа).

В рамках изучения взаимосвязи поля напряжений и характера постсейсмического релаксационного процесса, установлено, что поле тектонических напряжений, реконструированное по механизмам очагов афтершоков (Коновалов и др., 2014), в целом, воспроизводит характер напряженного состояния в очагах главных событий. Это позволяет придерживаться выводов о преемственности характера напряженного состояния как в начальной фазе афтершоков, так и спустя несколько лет после главного события.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00765А).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 2014. 251 с.
2. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П. и Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурного моделирования // Физика Земли. 2010. № 2. С. 17–49.
3. Allmann B.P., Shearer P.M. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. B01310. doi: 10.1029/2008JB005821.
4. Ben-Zion Y., Lyakhovsky V. Analysis of aftershocks in a lithospheric model with seismogenic zone governed by damage rheology // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 165. P. 197–210. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02878.x.
5. Dieterich J.H. A constitutive law for the rate of earthquake production and its application to earthquake clustering // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 2601–2618.
6. Kwiatek, G., Plenkers, K., Dresen, G. Source Parameters of Picoseismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // Bull. Seism. Soc. Am. 2011. Vol. 101. P. 2592–2608.
7. Nanjo K.Z., Enescu B., Shcherbakov R., Turcotte D.L., Iwata T., Ogata Y. Decay of aftershock activity for Japanese earthquake // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. B08309. doi: 10.1029/2006JB004754.
8. Narteau C., Byrdina S., Shebalin P., Schorlemmer D. Common dependence on stress for the two fundamental laws of statistical seismology // Nature. 2009. Vol. 462. P. 642–645. doi:10.1038/nature08553, 2009.
9. Shcherbakov R., Turcotte D.L., Rundle J.B. A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L11613. doi: 10.1029/2004GL019808.
10. Shcherbakov R., Turcotte D.L., Rundle J.B. Aftershock statistics // Pure Appl. Geophys. 2005. Vol. 162. P. 1051–1076. doi: 10.1007/s00024-004-2661-8.

УДК 551.578.46

# ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОРЕГИСТРАТОРОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СУТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВНУТРИ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ

*В.А. Лобкина*

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
lobkinava@fegi.ru

В работе рассмотрена возможность применения терморегистраторов для записи изменений температуры в снежной толщи.

**Ключевые слова:** *снежная толща, температура снега, терморегистратор.*

## ВВЕДЕНИЕ

При исследовании снежного покрова особое внимание уделяется его теплофизическим свойствам. Данные о температурном режиме снежной толщи в зависимости от суточных изменений температуры воздуха применяются для решения прикладных задач инженерной гляциологии и смежных дисциплин.

Однако, получение массива данных о температуре снежной толщи при полевых работах до сих пор представляет собой сложную задачу. Ртутные термометры имеют высокую точность, но работа с ними занимает много времени, снятие результата должно происходить моментально, т.к. показания начинают резко меняться при смене среды. К тому же данные термометры очень хрупкие, что необходимо учитывать при их размещении в плотном снегу или между корок разного генезиса. Электронные термометры быстро выходят из строя и после сезона активных полевых работ начинают давать расхождения при отрицательных значениях, введение поправок не меняет ситуацию, т.к. в зависимости от температуры воздуха величина искажения меняется. Более сложные приборы, такие как пирометры и тепловизоры снимают показания со стенки шурфа, однако после вскрытия стенка шурфа быстро оплавляется и реальные данные сильно отличаются от показаний, снимаемых со вскрытой поверхности.

Так же особый интерес представляет не разовое измерение температуры в снежной толще, а запись суточных изменений температуры в определенном слое или на конкретной глубине снежной толщи.

Наиболее оптимальным путем решения данной задачи, по нашему мнению, является применение при полевых изысканиях беспроводных терморегистраторов.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

При проведении исследования применялись терморегистраторы ТР-1. Данные регистраторы характеризует автономность, герметичность, что позволяет им работать во влажной среде, а так же собственная энергонезависимая память, благодаря которой производится сохранение значений температуры с привязкой к реальному времени.

Достоинством регистраторов является их малый вес (5 гр) и габариты (мм). Диапазон регистрируемых температур от -40 °С до +85 °С.

Измерения температуры производились внутри снежных слоев в течение 1 и более суток. Установка регистраторов происходила следующим образом:

1. В снегу делался шурф, в котором производился комплекс стандартных стратиграфических наблюдений (измерение плотности, температуры снега, диаметра ледяных кристаллов, описание структуры и текстуры (по методике (Коломыц, 2013) и разработкам СФ ДВГИ ДВО РАН (Kazakov et al., 2012) (табл. 1)), определение снежных горизонтов).
2. На небольшом расстоянии от шурфа вскрывался небольшой участок снежной толщи. Снег, если это было возможно, удалялся блоками.

3. В выкопанном участке, внутри снежных слоев, определенных п. 1, устанавливались регистраторы. Отмечалась высота установки.

4. Затем участок закрывался удаленными блоками снега и другим снегом, чтобы избежать искажения данных проникновения воздуха со вскрытой стенки участка.

5. По истечению срока регистраторы снимались, обработка данных производилась на ПК.

**Табл. 1.** Тип снега и класс формы ледяного кристалла.

| **Первично-идиоморфный снег** | | **Текстура вторично-идиоморфного снега** | |
|---|---|---|---|
| | сублимационно-полиэдрический | | монолитная |
| | корразионно-полиэдрический | | |
| | режеляционно-полиэдрический | | столбчатая |
| **Вторично-идиоморфный снег** | | | |
| | гранный плоский | | волокнистая |
| | гранный столбчатый | | |
| | полускелетный плоский | **Коэффициенты снежной толщи** | |
| | полускелетный столбчатый | $К_п$ | коэффициент перекристаллизации |
| | скелетный плоский | $К_{вр}$ | коэффициент вторичного расслоения |
| | скелетный столбчатый | $К_с$ | коэффициент структуры |

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В марте 2015 г. был проведен эксперимент по использованию регистраторов в снежной толще, с их помощью фиксировались суточные колебания температуры внутри снежного слоя.

Наблюдения проводились в первой и во второй декаде марта, 03–05.03 и 12–13.03 соответственно. Продолжительность записи данных в слоях составила 72 и 48 часов, дискретность записи данных – 2 мин.

Регистраторы были установлены в середине снежных слоев большой мощности, в слоях, расположенных на границах лежалого-свежевыпавшего снега, под и над слоями, сложенными режеляционными корками/наслоениями корок.

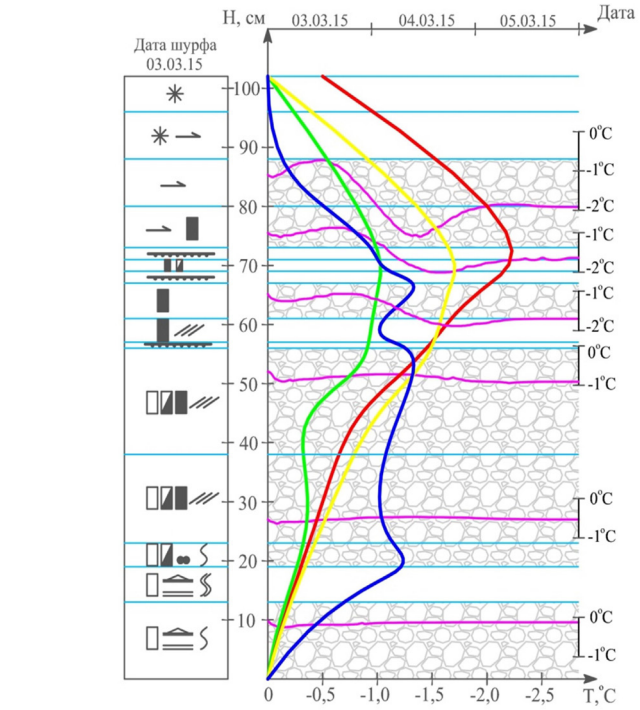
Данные первых часов наблюдений после установки регистраторов и закрытия стенки шурфа отбрасывались как нерепрезентативные. Рассматриваются данные получаемые с момента стабилизации работы регистраторов.

На момент установки регистраторов проводились стратиграфические наблюдения в снежной толще, во время которых определялась мощность слоя, его структура, текстура, плотность, температура. По температурным данным строился вертикальный температурный профиль на момент установки регистраторов, также вертикальные профили восстанавливались с регистраторов.

С 03–05.03 для наблюдений были использованы 7 регистраторов, установленных на высоте 10, 21, 27, 52, 66, 75, 84 см от поверхности почвы (рис. 1, табл. 1).

По результатам 72-часовой записи данных с регистраторов было получено 7 горизонтальных температурных профилей. Температурные профили, построенные с регистраторов расположенных в слоях ниже 56 см (ниже 1-ой режеляционной корки), не имеют резких колебаний. Явно выраженной зависимости изменения температуры внутри слоев, связанной с колебанием температуры воздуха, не выявлено, диапазон изменения температуры составил 0,1–0,4 $^0$C.

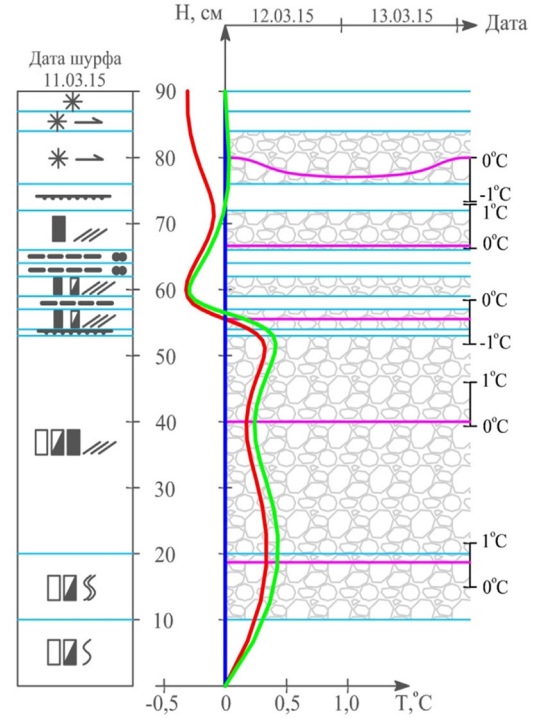
Другой результат был получен с 3-х регистраторов, расположенных в слоях выше 56 см, на профилях видны резкие колебания значений температуры, причем, чем выше к границе снег-воздух находился регистратор, тем больше был диапазон изменения температуры: в слое 61–67 см диапазон равен 0,9 $^0$C, в слое 73–80 см – 1,2 $^0$C; в слое 80–88 см – 2 $^0$C. Таким образом, глубина суточных колебаний температуры снежной толщи доходит до 32 см.




- вертикальный профиль температуры на 03.03.15, время 11:00
- вертикальный профиль температуры на 04.03.15, время 10:30
- вертикальный профиль температуры на 05.03.15, время 10:30
- вертикальный профиль температуры на 03.03.15, время 10:30 (во время шурфа, температура определялась ртутным термометром)
- горизонтальный профиль температуры внутри снежного слоя в течении суток 12-13.03.15.
- слои в которых производились замеры

*Примечание. Текстура, структура см. табл. 1. $К_п$ – 0,70, $К_{вр}$ – 0,28, $К_т$ – 0,32.

**Рис. 1.** Состояние снежной толщи на период наблюдения, 03-05.03.15.




- вертикальный профиль температуры на 12.03.15, время 12:30
- вертикальный профиль температуры на 13.03.15, время 00:30
- вертикальный профиль температуры на 11.03.15, время 11:00 (во время шурфа, температура определялась ртутным термометром)
- горизонтальный профиль температуры внутри снежного слоя в течении суток 12-13.03.15.
- слои в которых производились замеры

*Примечание. Текстура, структура см. табл. 1.

**Рис. 2.** Состояние снежной толщи на период наблюдения, 12-13.03.15.

С 12–13.03 было использовано 6 регистраторов, установленных на высоте 19, 40, 55, 61, 67, 80 см от поверхности почвы (рис. 2, табл. 1).

Запись данных с регистраторов, расположенных ниже зоны суточных колебаний температур в снежной толще, не имеет резких колебаний.

Для слоев, расположенных в зоне температурного скачка, график изменения температуры показывает значительные колебания. Если диапазон изменения температуры в слоях ниже зоны суточных колебаний температур составил от 0 до 0,4 $^0$C, то внутри зоны его значение доходит до 2 $^0$C.

## ВЫВОДЫ

Основными факторами, влияющими на значение температуры в снежной толще до глубины 32 см, являются изменчивость температуры воздуха, на больших глубинах ведущую роль выполняет стратиграфия снежного покрова, характер и температура подстилающей поверхности.

Применение беспроводных терморегистраторов показало их высокую эффективность при определении суточных колебаний температуры в снежной толще; получаемые данные позволят определять скорость роста ледяных кристаллов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: ГЕОС, 2013. 482 с.
2. Kazakov N.A., Gensiorovskiy Y., Zhiruev S., Drevilo M. Stratigrafic complexes of a snow cover // Annals of Glaciology. 2012. Vol. 58 (61). P. 39–44.

УДК 550.34

# МОДЕЛИ ЗАТУХАНИЯ ДВИЖЕНИЯ ГРУНТА ДЛЯ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ О. САХАЛИН

*А.С. Павлов, А.В. Коновалов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.pavlov@imgg.ru

В оценке сейсмической опасности и построении теоретических значений интенсивностей от произошедшего землетрясения используются законы затухания движения грунта. Большинство таких законов были введены иностранными учеными благодаря большой инструментальной базе, но такие законы затухания не всегда подходят при учете слабой сейсмичности, которой с каждым годом уделяется все больше внимания. О построении такого закона на основе зарегистрированных данных пойдет речь в данной работе.

**Ключевые слова:** *слабая сейсмичности, индуцированная сейсмичность, слабые движения грунта.*

На сегодняшний день уже достаточно хорошо изучены случаи, когда продолжительное освоение залежей углеводородов приводит к возникновению наведенной сейсмичности, как индуцированного, так и триггерного характеров (Адушкин, Турунтаев, 2015).

Очевидно, промышленная разработка месторождений углеводородов на севере о. Сахалин также способна спровоцировать разрядку ранее накопленных естественных напряжений в близлежащих зонах разломов и вызывать таким образом наведенную сейсмичность значительной энергии, поэтому любое изменение сейсмического режима, выявляемое в ходе сейсмического мониторинга, подробно анализируется на предмет его природы.

Одним из возможных примеров наведенной сейсмичности является активизация в районе станции «Лунское», расположенной на территории одноименного объединенного берегового технологического комплекса, действующего по проекту «Сахалин-2». Зона локализации землетрясений расположена в нескольких километрах к юго-западу западу от полигона утилизации промысловых сточных вод на ОБТК «Лунское». Как видно из рис. 1, локализованные сейсмические события в основном группируются в зоне осевой линии Аукан-Лунского активного разлома. Первые микро-землетрясения с отрицательными магнитудами были зарегистрированы в данном районе в июне 2012 г. Станция «Лунское» была установлена в декабре 2011 г. и действовала без пропусков и сбоев до февраля 2013 г., далее бесперебойная работа станции возобновилась с конца июля 2013 г. При этом за время простоя станции в указанном районе не наблюдались сейсмические события с ML≥2.5 (Zabolotin et al., 2016), которые могли быть зарегистрированы и локализованы по ближайшим станциям, отмеченным на карте: «Арги-Паги», «Ноглики» и «Тымовское». Основная часть сейсмических событий (как по суммарной энергии, так и по количеству землетрясений в единицу времени) приходится на октябрь-ноябрь 2013 г., т.е. примерно через 500 дней после регистрации в указанном районе первого микро-землетрясения с ML – 0.3. Магнитуда сильнейшего в этой группе события составила ML 4.3, координаты его эпицентра составили 51,444°N, 143,398°E; глубина очага 10,2 км. Наблюдаемая серия землетрясений имела роевый характер; в ней нет выделяющегося по магнитуде главного события, а также форшоковой и афтершоковой последовательностей. Общее число зарегистрированных слабых и микро-землетрясений, начиная с представительной магнитуды ML 0.5, составило 40 событий.

Средняя глубина гипоцентров локализованных землетрясений составляет около 10–12 км, что существенно больше глубины залегания пластов, на горизонте которых ведутся буровые работы. Тем не менее, значение среднеквадратичной невязки глубины очага землетрясений имеет дополнительный минимум на глубине около 0 км, что, возможно, свидетельствует об их техногенной природе, при этом не исключен и триггерный характер данных событий. По состоянию на август 2016 г., в данном районе продолжают регистрироваться слабые землетрясения (https://eqalert.ru/ru). Одно из них с магнитудой ML 3.1 произошло 1 августа 2016 г., а измеренное на сейсмической станции «Лунское» пиковое ускорение грунта (PGA) составило чуть более 2 % от ускорения свободного падения (g).

Важной частью оценки сейсмической опасности или построения теоретических интенсивностей движений грунта при произошедшем землетрясении является уравнение закона затухания грунта. Эти уравнения претерпевают постоянные изменения и улучшения. Наиболее простой вид уравнения, не учитывающий свойств грунта и других параметров, имеет вид:

$$I = aM + b \lg R_{hypo} + C, \quad (1)$$

где $a$, $b$, $C$ – некоторые константы, $I$ – интенсивность землетрясения в пункте наблюдения, $R_{hypo}$ – гипоцентральное расстояние, в км, $M$ – магнитуда землетрясения.

Такого рода уравнения было составлено Л.С. Оскорбиным для острова Сахалин (Оскорбин, 1977):

$$I = 1.6M - 4.3 \lg R_{hypo} + 3.3. \quad (2)$$

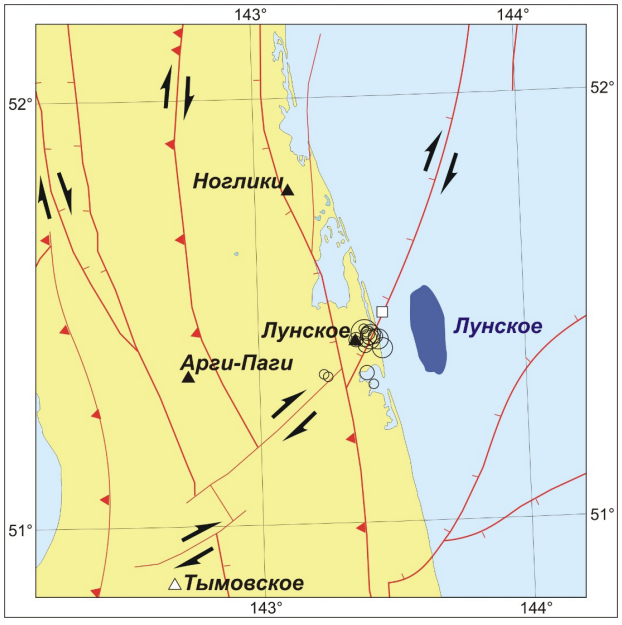
Заметим, что уравнение (2) разработано с учетом сильных землетрясений и не подходит для оценки интенсивности слабых землетрясений, интерес к которым растет с каждым годом. В работе (Atkinson, 2015) путем анализа многочисленных данных выводится уравнение для расчета интенсивности $Y$ от слабых землетрясений:

$$\log Y = c_0 + c_1 M + c_2 M^2 + c_3 \log R, \quad (3)$$

где $c_0$, $c_1$, $c_2$, $c_3$ – коэффициенты, учитывающие расчет определенного спектра ускорения или средних значений скоростей и ускорений;

$$R = \sqrt{(R_{hypo}^2 + h_{eff}^2)}, \quad (4)$$

где $h_{eff} = \max\left(1, 10^{(-1.72+0.43M)}\right)$.




Для средних значений PGA предлагается использовать следующие значения коэффициентов: $c_0$ = -2,376, $c_1$ = 1,818, $c_2$ = -0,1153, $c_3$ = -1,752.

Сравнение теоретических значений слабой сейсмичности и зарегистрированных значений производилось по данным записи слабых землетрясений (максимальная магнитуда $M_L$ 4.3, минимальная – $M_L$ 2) на станции «Лунское» (рис. 1). В работе использовались данные за период с 2013–2016 гг.

**Рис. 1.** Эпицентры Лунского роя землетрясений. Полигон закачки отмечен белым квадратом.

С помощью уравнения (3) были рассчитаны теоретические значения интенсивностей слабых землетрясений. Полученные зарегистрированные данные с расчетными по формуле (3) отображены на рис. 2.

Оранжевым цветом отмечены теоретические значения, синим – реально зарегистрированные значения. Линии тренда оказались параллельны друг другу, следовательно, для учета региональных особенностей, следует изменить лишь один из коэффициентов, отвечающий за смещение прямой. Путем подбора коэффициента $c_0$ удается привести линии тренда к единому виду (рис. 3):

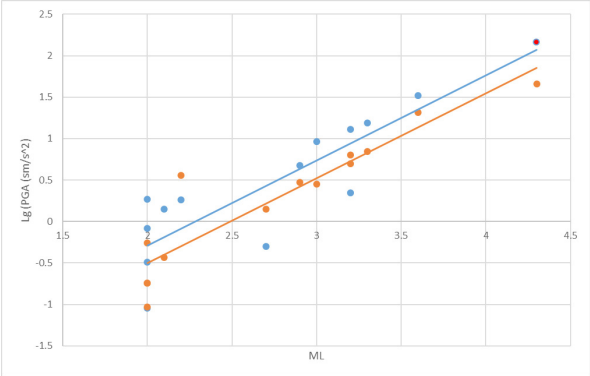



**Рис. 2.** Сравнение значений зарегистрированных (синий цвет) и расчетных (оранжевый цвет) интенсивностей.

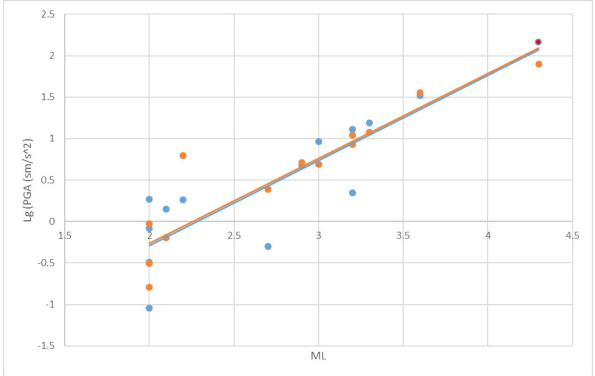



**Рис. 3.** Сравнение линий тренда зарегистрированных и рассчитанных значений интенсивности по формуле (3) с изменением свободного коэффициента.

Учитывая практически полное совпадение линий тренда можно сделать вывод, что по полученным данным была построена теоретическая модель интенсивности слабой сейсмичности для центральной части Сахалина:

$$\lg(PGA) = -2.1384 + 1.818\,M - 0.1153\,M^2 - 1.752\log R \qquad (5)$$

Для дальнейшей доработки уравнения (5) требуется проведение ряда дополнительных исследований с использованием данных с других станций и на различных гипоцентральных расстояниях. Итоговое уравнение даст возможность учитывать слабую сейсмичность, вызванную различными антропогенными воздействиями, в расчете сейсмической опасности. Уравнение (5) было выведено в работе (2) на основе анализа автором индуцированной сейсмичности и может являться дополнительными и, возможно, уникальным индикатором при дискриминации индуцированной и естественной сейсмичности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная М.: ИДГ РАН, 2015. 364 с.
2. Оскорбин Л.С. Уравнения сейсмического поля сахалинских землетрясений // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 34–22.
3. Atkinson G. M. Ground-motion prediction equation for small-to-moderate events at short hypocentral distances, with application to induced-seismicity hazards //Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 105, № 2a. doi: 10.1785/0120140142.
4. Zabolotin A., Konovalov A.V., Stepnov A.A. et al. Fluid Injection Induced Seismicity in the Oil and Gas Field Areas: Monitoring and Modelling // Mechanics, Materials Science & Engineering. doi: 10.13140/RG.2.1.5102.4249.

УДК 550.34

# МАССОВОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ И АНАЛИЗ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ О. САХАЛИН

*Д.А. Сафонов, А.В. Коновалов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
d.safonov@imgg.ru

Проанализированы результаты определений тензора сейсмического момента землетрясений о. Сахалин с 2006 по 2015 гг., выполненные с использованием метода инверсии волновых форм. Расчеты выполнены в программе ISOLA, интегрированной в программный комплекс автоматизированной системы сейсмического мониторинга, разработанной в рамках реализации ФЦП Минобрнауки России «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 г.». Показано, что полученные решения хорошо укладываются в картину сейсмотектонических напряжений земной коры о. Сахалин, сложившуюся по данным более ранних работ.

**Ключевые слова:** *механизм очага землетрясения, тензор сейсмического момента, сейсмотектоника.*

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение сейсмотектонического режима о. Сахалин вызывает большой интерес исследователей. Основой для изучения геотектоники служат геологические, геодезические и сейсмологические данные. К числу последних относится информация о тензоре сейсмического момента и механизме очага землетрясения.

Определением механизмов очагов землетрясений о. Сахалин на протяжении десятилетий занимался коллектив сотрудников Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН) и Сахалинского филиала Геофизической службы РАН (СФ ГС РАН) под методическим руководством Л.Н. Поплавской. Данные о механизмах отдельных землетрясений публиковались в посвященных им статьях, значительная часть результатов выходила в виде каталогов в сейсмологических ежегодниках «Землетрясения СССР…», «Землетрясения Северной Евразии…». В 2014 г. полученные данные о механизмах очагов землетрясений Сахалинского региона, произошедших с 1962 по 2011 гг., уточнены и скомпонованы в виде каталога и использованы как основа для монографии (Современные…, 2014). Необходимо продолжать пополнение каталогов информацией о землетрясениях региона.

В настоящей работе авторы приводят данные о рассчитанных механизмах и тензоре сейсмического момента очагов коровых землетрясений, произошедших в пределах сахалинского региона в последнее десятилетие.

Расчет тензора сейсмического момента проводился с использованием программных компонент ISOLA, разработанных Е. Сокосом (E. Sokos, University of Patras, Греция) и Дж. Заградником (J. Zahradnik, Charles University, Прага, Чехия) (Sokos, Zahradnik, 2013). Данные компоненты были интегрированы в программный комплекс автоматизированной системы сейсмического мониторинга о. Сахалин, главной задачей которой является изучение сейсмического режима в районах промышленного освоения месторождений нефти и газа.

В качестве базовой модели строения коры и верхней мантии была принята модель, используемая в настоящий момент агентством NIED (Kubo et al., 2002) для аналогичных целей на территории Японии. Однако для региона Северного Сахалина была опробована комбинированная скоростная модель: нижняя часть соответствует упомянутой модели NIED, а верхняя, коровая часть, составлена специально для территории Северного Сахалина и в настоящий момент используется для локализации гипоцентров по данным локальной сети (Степнов и

др., 2013). Входными данными для инверсии послужили записи ближайших широкополосных сейсмостанций СФ ГС РАН («Оха», «Тымовск», «Углегорск», «Южно-Сахалинск»); сейсмостанций широкополосной сети ДВО РАН (Ханчук и др., 2011) («Чегдомын», «Ванино», «Николаевск-на-Амуре»); локальной сети сейсмостанций Северного Сахалина (Степнов и др., 2013) и сейсмической сети F-Net агентства NIED, Япония (Kubo et al., 2002), на территории острова Хоккайдо. Поскольку работа велась в основном с записями относительно слабых землетрясений (M~4.0–5.0), для уточнения достоверности полученных решений привлекались знаки первых вступлений, снятые на сейсмограммах тех же станций.

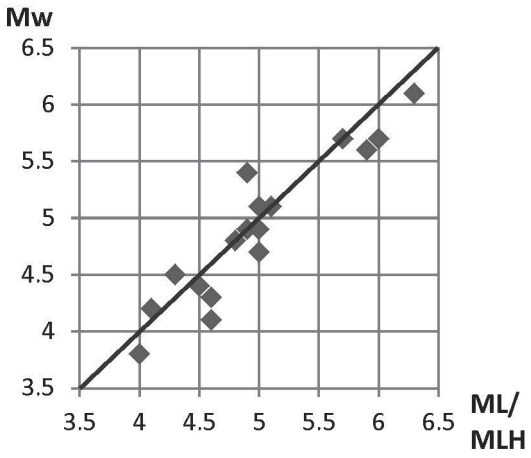



**Рис. 1.** Соответствие между магнитудными оценками ML, MLH региональных каталогов соответственно ИМГиГ ДВО РАН, СФ ГС РАН и Mw, полученными с использованием ISOLA.

Всего было обработано 20 сейсмических событий (рис. 2). Методические аспекты обсуждаются в работе (Сафонов и др., 2016).

Полезным оказалось сравнить исходные значения магнитуды землетрясений с расчетными. В качестве исходных принималась магнитуда MLH для событий с эпицентрами на юге острова или ML на севере. Предыдущее сопоставление показало схожесть магнитудных оценок по этим унифицированным шкалам (Коновалов, Сычев, 2014), которые к тому же схожи и по своим методическим подходам калибровки, поэтому можно сравнить расчетную Mw с этими магнитудами одновременно. Соответствие между этими величинами, показанное на рис. 1, достаточно неплохое, $r$=0,95, максимальное отличие оценок достигает 0,5, явного тренда смещения оценок не прослеживается, хотя по столь малому количеству значений судить сложно.

Все рассмотренные землетрясения произошли в условиях сжатия, при этом ось сжатия (P-pl) горизонтальна, ее направление (P-az) меняется от субширотного до юго-

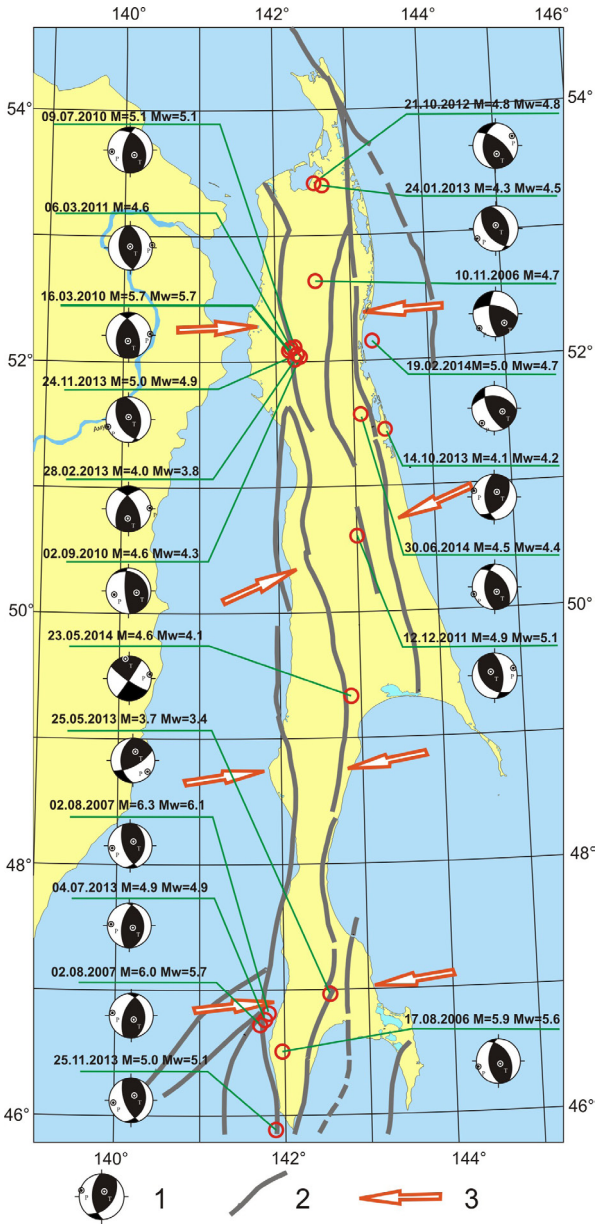



**Рис. 2.** Механизмы очагов землетрясений о. Сахалин, произошедших в 2006–2015 гг. и определенных с использованием ISOLA. 1 – стереограмма тензора сейсмического момента землетрясений в приближении двойного диполя; 2 – основные разломы согласно (Харахинов, 2010); 3 – основное направление сжатия островной суши согласно (Современные…, 2014).

запад – северо-восточного (рис. 2), что совпадает с направлением сжатия островной суши, установленным ранее в (Современные…, 2014). В очагах большинства исследованных землетрясений преобладает взбросовая компонента подвижки, за исключением двух сдвиговых сейсмодислокаций: 23.05.2014 г. на северном продолжении Центрально-Сахалинского разлома и 10.11.2006 с эпицентром в области Гыргыланьинского правостороннего взбросо-сдвига.

Наиболее сильное событие в северной половине острова – Уангское 16.03.2010 г. (M=5.7) – было хорошо изучено ранее (Коновалов и др., 2012). Еще пять обработанных землетрясений являются его афтершоками, механизмы афтершоков в рамках некоторой вариации направления и наклона нодальных плоскостей сходны со взбросо-сдвиговым механизмом главного события. Их гипоцентры расположены по падению плоскости Западно-Энгизпальского надвига.

В южной части острова сильнейшими событиями последнего десятилетия были Невельские землетрясения 02.08.2007 г. (M=6.3; M=6.0), произошедшие на южном фланге Западно-Сахалинского разлома, их надвиговый тип сейсмодислокации не вызывает сомнений, как и у предшествовавшего им годом ранее Горнозаводского землетрясения 17.08.2006 г. (M=5.9) (Коновалов и др., 2015).

Анализ главных осей сжатия (рис. 2) также показывает вариации параметров сейсмодислокаций. В частности, четко прослеживается изменение направления сжатия с запада на восток вдоль всего Сахалина. Так, землетрясения в западной части острова характеризуются преимущественно субширотным сжатием, в то время как для центральной и восточной шельфовой зоны острова характерны юго-запад – северо-восточные направления осей сжатия. В некоторых работах (например, Кожурин, 2013) предлагается геодинамическая модель для сахалинской зоны разломов, в рамках которой происходит правостороннее движение в пределах широкой зоны, протягивающейся вдоль всего острова. Не исключено, что источником таких движений могут быть правосторонние смещения, возникающие при смене знаков сжимающих напряжений, которые по всей видимости приводят к локализации касательных напряжений по простиранию разрывов в пределах главных разломных зон центральной части острова. Ярким примером сдвигового механизма с правосторонним смещением является катастрофическое Нефтегорское землетрясение 1995 г. (Современные ..., 2014). Кроме того, полученные результаты представляют практический интерес при моделировании напряженно-деформированного состояния геосреды, в котором важными входными данными являются оси сжимающих напряжений.

Таким образом, использование ISOLA для определения механизма очага землетрясения о. Сахалин показало свою эффективность.

Для улучшения качества и количества получаемых решений необходимо развивать сеть широкополосных сейсмостанций на о. Сахалин и в прилегающих регионах, совершенствовать качество наблюдений, особенно в низкочастотной области, уточнять скоростную модель строения земной коры и верхней мантии региона с переходом в перспективе к трехмерной модели.

Авторы благодарны СФ ГС РАН и ВЦ ДВО РАН за предоставленную информацию и инструментальные данные.

*Работа выполнены в рамках реализации Федеральной целевой программы Минобрнауки России «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEF160714X0105).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кожурин А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов): автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. Москва, 2013. 26 с.

2. Коновалов А.В., Семенова Е.П., Сафонов Д.А. Результаты детального изучения очаговой зоны землетрясения 16 марта 2010 г. (Mw = 5.8) на северо-западе о. Сахалин // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 37–49.
3. Коновалов А.В., Сычев А.С. Калибровочная функция локальной магнитуды и межмагнитудные связи для Северного Сахалина // Вулканология и сейсмология. 2014. № 6. С. 75–86.
4. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А., Ломтев В.Л. Невельские землетрясения 2 августа 2007 г. и сейсмическая обстановка на юго-западной окраине о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 57–73.
5. Сафонов Д.А., Коновалов А.В. Использование ISOLA для определения тензора сейсмического момента землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов // Тихоокеанская геология. 2016. (в печати).
6. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин / А.В. Коновалов, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов; отв. ред. А.И. Кожурин. Владивосток: Дальнаука, 2014. 252 с.
7. Степнов А.А., Гаврилов А.В., Коновалов А.В., Отемолер Л. Новая архитектура автоматизированной системы сбора, хранения и обработки сейсмологических данных // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 2. С. 27–38.
8. Ханчук А.И., Коновалов А.В., Сорокин А.А. и др. Инструментальное и информационно-технологическое обеспечение сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО РАН. 2011. № 3. С. 127–137.
9. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
10. Kubo A., E. Fukuyama, H. Kawai, K. Nonomura. NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application // Tectonophysics. 2002. Vol. 356. P. 23–48.
11. Sokos, E., Zahradník, J. Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software // Seismological Research Letters. 2013. Vol. 84. P. 656–665.

УДК 550.34

# ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ САХАЛИНА ПО ДАННЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МЕТОДОМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

*А.С. Сердюков[1], В.И. Михайлов[3], И.Ю. Кулаков[1], А.В. Коновалов[2], А.А. Дучков[1], Д.А. Сафонов[2, 3], А.А. Никитин[1], П.А. Дергач[1], А.А. Татаурова[1]*

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
[3] Сахалинский филиал ФИЦ Единая геофизическая служба РАН, г. Южно-Сахалинск
aleksanderserdyukov@yandex.ru

Методом сейсмической лучевой томографии обработаны данные времен пробега продольных и поперечных волн от землетрясений, полученные локальной сетью наблюдения южной части Сахалина за период 2005–2015 гг. Построены горизонтальные и вертикальные скоростные разрезы до глубины 30 км. На основе полученных разрезов произведено уточнение локации гипоцентров. Результаты сопоставлены с существующими структурно-формационными картами.

**Ключевые слова:** *Сахалин, землетрясения, сейсмотектоника, разломы, данные времен пробега, томография.*

## ВВЕДЕНИЕ

Сейсмотектонические исследования Сахалина являются не только важной фундаментальной задачей, но и практической. Каждый населенный пункт Сахалинской области расположен в сейсмоопасной зоне. Так, согласно картам общего сейсмического районирования, фоновая сейсмичность составляет 8–9 баллов, а в отдельных случаях достигает 10 баллов. Сбор и обработка сейсмологических данных способствует повышению достоверности прогноза сильных землетрясений, выделения зон сейсмической активности и сейсмического микрорайонирования.

Определение координат и глубин гипоцентров и механизмов землетрясений, в том числе и мелкофокусных, позволяет судить о характере подвижек вдоль тектонических разломов, углах наклонов плоскостей сместителей. Метод лучевой сейсмической томографии на основе данных времен пробега продольных и поперечных волн от землетрясений позволяет получать глубинные сейсмоскоростные разрезы. Данные разрезы могут быть использованы для дальнейшей геологической и тектонической интерпретации. Детализация скоростной модели повышает точность локации гипоцентров.

В работе исследована южная часть острова. Применялся метод сейсмической томографии, пакет LOTUS, разработанный И.Ю. Кулаковым (Koulakov, 2009). Использовались времена пробега землетрясений за период 2005–2015 гг., полученные локальной сетью сейсмологических наблюдения, состоящей из 22 станций Сахалинского филиала Геофизической службы РАН. Полученные в результате томографической обработки вертикальные и горизонтальные скоростные разрезы и уточненное распределение гипоцентров были сопоставлены с существующими картами геологических формаций и тектонических разломов, а также спутниковыми данными гравитационных аномалий. В результате подобной комплексной интерпретации полученных результатов сделан ряд выводов.

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ О. САХАЛИН

Сахалин представляет собой кайнозойскую складчатую область, сложенную осадочными породами глубоководного морского происхождения. Наблюдается отличие горного рельефа западной и восточной частей острова. Западно-Сахалинские горы представляют собой суб-

меридионально вытянутое вдоль всего острова горное сооружение, образовавшееся в плиоцен-четвертичное время (1–4 млн. лет назад) в ходе сахалинской фазы складчатости. Горные сооружения востока острова, в южной части представленные Суснайским и Тонино-Анивскими хребтами, образовались в конце позднего мела – начале палеогена (60–70 млн. лет назад) в результате ларамийской фазы складчатости, а затем, в ходе сахалинской складчатости, видоизменялись и усложнялись. Испытавшие две фазы складчатости, реликтовые антиклинории восточной части острова являются более устойчивыми для внешних воздействий и напряжений по сравнению с более молодыми образованиями западной части. В целом этот факт подтверждается и распределением эпицентров естественной сейсмичности острова. Тем не менее стоит отметить, что согласно результатам нашей обработки сейсмологических данных за 2005–2015 гг. в восточной части так же происходят определенные сейсмические процессы. Эти результаты будут представлены ниже. Считается, что все землетрясения на юге о. Сахалин так или иначе связаны с подвижками по разломам. Наиболее активным является Центрально-Сахалинский взброс-надвиг, представленный целой группой разломов (рис. 1а). Крупные землетрясения западного побережья южной части Сахалина – Горнозаводское и Невельское – связывают с Западно-Сахалинским разломом. Восточнее Центрально-Сахалинского разлома выделяют Сусунайский и Мерейский глубинные разломы. Кроме основных разломов на рис. 1а показаны некоторые второстепенные разломы, а также рельеф южной части о. Сахалин. На рис. 1б. приведена структурно-формационная карта и распределение эпицентров за период 2001–2007 гг., взятая нами из работы (Левин, Тихонов, 2009).

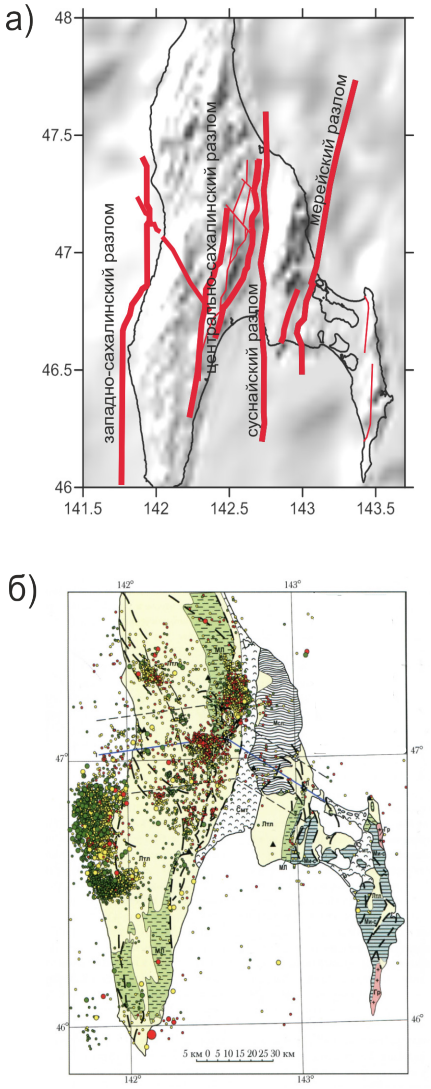



**Рис. 1. а** – рельеф и основные разломы южной части о. Сахалин; **б** – структурно-формационная карта и естественная сейсмичность. Обработка сейсмических данных методом лучевой томографии.

Были использованы данные времен первых вступлений продольных и поперечных объемных волн от землетрясений, снятых с записей сейсмограмм, полученных локальной сейсмологической сетью за период 2005–2015 гг. На рис. 2 показано расположение станций и положение профиля, вдоль которого строились вертикальные скоростные разрезы. Всего из более 10000 событий, гипоцентры которых были предварительно определены Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН, было использовано около 2000 землетрясений. Землетрясения в основном, коровые, глубина гипоцентров не превышает, как правило, 30 км. Каждому из событий соответствует минимум 10 записей времен пробега. Кроме этого критерия были оценены невязки времен пробега и отбракованы записи, дающие большие невязки (более 2 сек), после проведения предварительной процедуры локации гипоцентров в слоистой априорной модели. Эта модель была построена по результатам глубинного сейсмического зондирования по данным взрывов в Лиственничном карьере в окрестности г. Южно-Сахалинска (Ким, Сен, 1997). Далее проводилась поэтапная детализация скоростной модели путем решения соответствующей линеаризованной обратной задачи с одновременным уточнением положения гипоцентров землетрясений. Всего было проведено четыре итерации. По ходу итераций наблюдалось сгущение положения гипоцентров. Это хорошо видно на вертикальных разрезах (вдоль части профиля, см. рис. 2б), представленных на рис. 3.

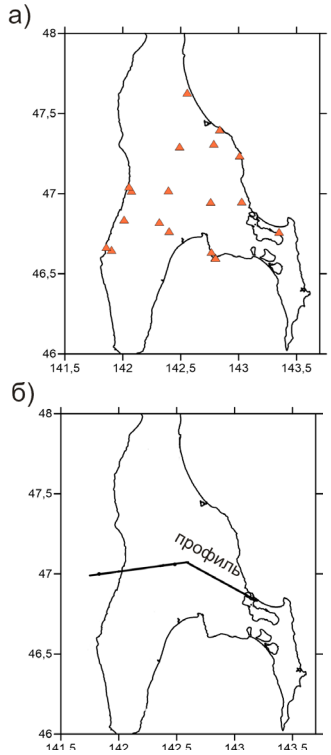



**Рис. 2.** а – расположение сейсмических станций; б – профиль для построения вертикального разреза.

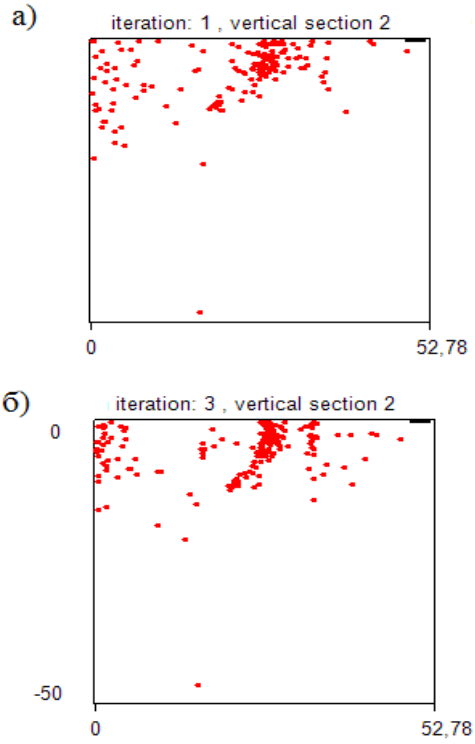



**Рис. 3.** Распределения гипоцентров: а – после первой итерации; б – после четвертой итерации.

На рис. 4а представлено распределение скоростных аномалий на глубине 5 км. Красным цветом показаны высокоскоростные, синим – низкоскоростные аномалии. Видно, что один из разломов центральной группы окаймляет с запада высокоскоростную аномалию (которая по расположению примерно соответствует Суснайскому хребту). В свою очередь Мерейский разлом окаймляет аномалию с востока. На рис. 4б показано полученное распределение гипоцентров. На данном рисунке не прослеживается прямой связи очагов сейсмичности с приведенными разломами. По-видимому, это связано с наличием множества второстепенных разломов, не показанных на картах. На рис. 4в приведены гравитационные аномалии Буге, полученные при помощи спутниковых данных. Коричневому цвету соответствуют повышенные значения силы тяжести. Здесь видно совпадение с Суснайским разломом. Тот факт, что данный разлом не виден на распределении скоростных аномалий, говорит видимо о том, что различия в структурах по разлому находятся на большей глубине, по крайней мере, ниже 30 км.

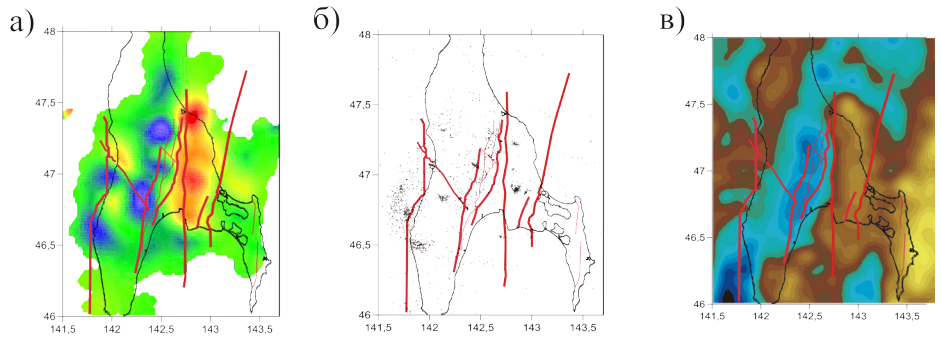



**Рис. 4.** а – распределение скоростных аномалий (продольная волна) на глубине 5 км; б – распределение гипоцентров; в – гравитационные аномалии Буге.

На рис. 5а показан структурно-формационный разрез (Левин, Тихонов, 2009), на рис. 5б – скоростной разрез поперечных волн, на рис. 5в – разрез продольных волн (все вдоль приведен-

ного выше профиля). Также показано итоговое распределение гипоцентров (по результатам локации в построенных скоростных моделях). Хорошо прослеживается связь между распределениями скоростей и геологическими формациями. В частности, например, виден выход более высокоскоростных метаморфических пород под Суснайским хребтом. Западно-Сахалинские горы представляют собой складчатую структуру, образовавшуюся (эти горы продолжают расти) в результате субширотного сжатия осадочных пород. Видна структура, сложенная более метаморфизованными и плотными породами под этими горами. Достаточно неожиданной является повышенная сейсмическая активность вдоль второстепенного разлома восточной оконечности Суснайского хребта. Геометрия этого разлома четко прослеживается по сгущению гипоцентров. На основе томографических разрезов и распределений гипоцентров можно делать множество различных выводов, строить гипотезы. Например, искать разломы, не выходящие на поверхность, в том числе субгоризонтальные.

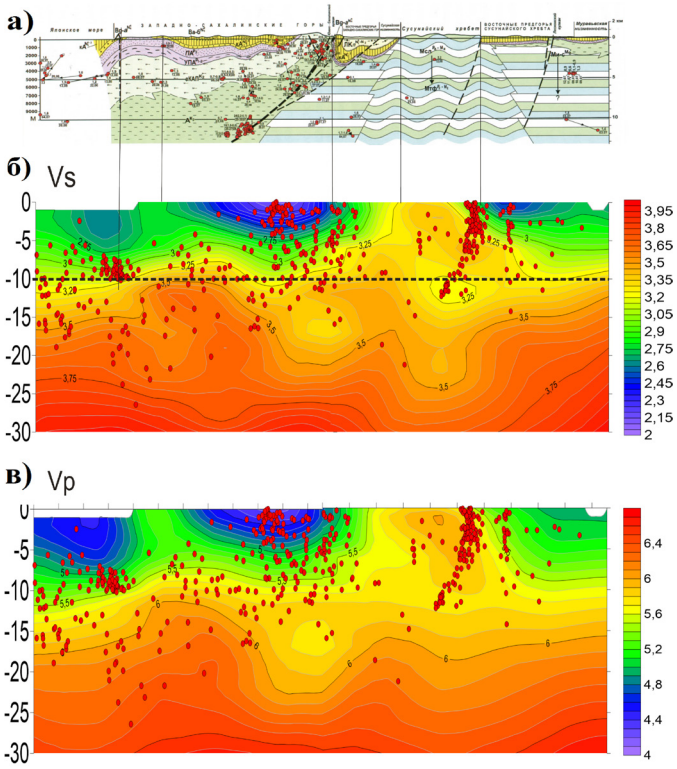



**Рис. 5.** Строение, вертикальные разрезы и гипоцентры вдоль исследуемого профиля: а – структурно формационное строение (Левин, Тихонов, 2009); б – скоростной разрез поперечных волн; в – разрез продольных волн.

Они, несомненно, должны возникать в земной коре, подверженной общему субгоризонтальному сжатию. Эта работа по интерпретации результатов будет продолжена в дальнейшем. Также будет интересно сопоставить полученные результаты с тектонокластическим анализом напряжений и деформаций по данным коровых землетрясений, выполненным в работе (Татаурова, 2015).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены результаты обработки данных землетрясений юга Сахалина за период 2005–2015 гг. методом сейсмической томографии. Построены скоростные разрезы продольных и поперечных волн, уточненные распределения гипоцентров. Результаты исследований сопоставлены с геологическими данными.

*Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант РФФИ № 15-05-06752.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ким Ч.У., Сен Р.С. Результаты сейсмических исследований в окрестности Южно-Сахалинска с использованием цифровых сейсмических станций // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 5. С. 163–175.
2. Левин Б.В., Тихонов И.Н. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин. М.: Янус-К. 2009. 204 с.
3. Татаурова А.А. Поля напряжений и деформаций по данным механизмов коровых землетрясений о. Сахалин // Вестник КРАУНЦ. 2015. Вып. 27, № 3. С. 92–101.
4. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bull. Seismol. Soc. Am. 2009. Vol. 99, № 1. P. 194-214.

УДК 550.34:004(571.642)

# АВТОМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА НА БАЗЕ EARTHWORM ДЛЯ РАСЧЁТА ПАРАМЕТРОВ ОЧАГА ЛОКАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РЕЖИМЕ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ

*А.А. Степнов, А.В. Коновалов, А.В. Гаврилов, К.А. Манайчев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.stepnov@imgg.ru

В работе показан опыт внедрения автоматической системы для выполнения расчётов параметров очага на базе действующей сети сейсмических станций. Рассмотрены методы обработки потока волновых данных в режиме реального времени. Определены информационные потоки и жизненный цикл данных в автоматической системе. Проанализированы погрешности определений автоматической системы.

**Ключевые слова:** *автоматическая система, сеть сейсмических станций, телеметрия, поток данных, жизненный цикл данных, гипоцентр, локальная магнитуда, анализ погрешностей.*

Весь набор существующего программного обеспечения (ПО) для автоматизации сейсмологических наблюдений позволяет выделить системы реального времени и системы постобработки. Системы реального времени выполняют первичную регистрацию цифровых данных о движениях грунта и рутинную обработку потока волновых форм, который непрерывно поступает с удалённых сейсмических станций. Это полностью автоматические системы. Время расчёта параметров очага для автоматических систем варьируется от 10 сек (системы раннего предупреждения) до нескольких минут с момента наступления сейсмического события. Такие системы включают в себя ПО, которое функционирует на сейсмических станциях (регистраторах) и выполняет функции передачи данных с использованием протоколов реального времени. Как правило, вся зарегистрированная информация в непрерывном режиме поступает на центральный компьютер или вычислительный кластер – центр обработки данных, где поток волновых форм подвергается анализу на предмет сейсмических проявлений по заданному набору правил. Основные процессы, функционирующие в рамках таких правил, – это рутинная обработка непрерывных данных, фильтрация сейсмических записей и архивация исходных волновых форм.

ПО EARTHWORM, разрабатываемое с 1993 г., первоначально создано в Геологической службе США (Рестон, штат Вирджиния). В настоящее время это ПО развивается как отдельный проект. Большинство кода реализовано на языке программирования C. Архитектура EARTHWORM реализована с использованием «Transport ring» – общей области памяти заданного размера. «Transport Ring» хранит простую очередь сообщений, которые генерируют рабочие модули системы. Такими сообщениями могут быть пакеты исходных волновых форм, информация о временах вступления сейсмических волн, результаты расчёта параметров очага и магнитуды. Сообщения в виде входных данных могут быть считаны другими модулями, подключенными к общей области памяти. Каждый модуль имеет свой уникальный идентификатор и предопределённый формат для создания сообщений. Особенность реализации EARTHWORM заключается в том, что каждый модуль выполняет только одну, простую, чётко регламентированную задачу. Количество «Transport Ring», размер занимаемой памяти и набор модулей задаётся текущими настройками системы. Так как EARTHWORM имеет модульную структуру, функционал системы зависит от конкрет-

ной конфигурации. EARTHWORM поддерживает подавляющее большинство существующих на текущий момент протоколов передачи волновых данных в режиме реального времени, включая SEEDLINK, LISS, RTPD и другие. Кроме этого, в ПО EARTHWORM реализован широкий набор алгоритмов для определения времен вступления сейсмических волн, расчёта магнитуды и определения параметров очага, что позволяет адаптировать данную систему практически к любым условиям. Структура хранения архива исходных волновых форм может быть организована в виде «Buffer of Uniform Data structure» (BUD) архива с форматом файлов MINISEED. Существуют продукты, поддерживаемые Геологической службой США, которые расширяют функциональность EARTHWORM, но развиваются параллельно: WINSTON, SWARM. Исходный код ПО EARTHWORM распространяется без лицензии и ограничений.

Система автоматических определений на базе ПО EARTHWORM была запущена в эксплуатацию в июне 2014 г. для выполнения сейсмического мониторинга о. Сахалин и его шельфа. С момента запуска в эксплуатацию до 08 августа 2016 г. системой было зарегистрировано 25 землетрясений с диапазоном магнитуд от $M_L$=1.8 до $M_L$=4.5. Подавляющее число сейсмических событий зафиксировано на севере Сахалина. Контроль полученных результатов автоматических определений выполнен средствами системы пост-обработки на базе ПО SEISAN. Переопределение параметров очага были выполнены в программе HYPOCENTER дистрибутива SEISAN.

*Работа выполнена в рамках реализации Федеральной целевой программы Минобрнауки России «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEF160714X0105).*

УДК 550.34:004 (571.642)

# EQALERT.RU – НОВЫЙ ИНФОРМАЦИОННЫЙ РЕСУРС О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

*А.А. Степнов[1,2], А.В. Коновалов[1,2], В.А. Клачков[2], М.С. Сабуров[1,2], Р.Ю. Дмитриенко[2], А.С. Павлов[1,2]*

[1] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
[2] ООО «Геофизические технологии», г. Южно-Сахалинск
a.stepnov@geophystech.ru

В работе показаны результаты внедрения специализированной информационной системы, ориентированной на представление результатов обработки сейсмологических данных через web-интерфейс. Разработаны специализированные программы для расчёта параметров PGA и оценки сейсмических воздействий. Web-интерфейс реализован с использованием интерактивных карт и встроенных средств статистического анализа данных.

**Ключевые слова:** *автоматическая система, землетрясение, пиковые ускорения грунта, веб-интерфейс, сейсмические воздействия, интенсивность землетрясения.*

Eqalert.ru – это специализированная автоматизированная информационная служба для мониторинга естественной и наведённой сейсмичности, оперативной оценки сейсмической опасности, исследования причин возникновения и эффектов землетрясений.

Основная цель eqalert.ru – это создание открытого сейсмологического центра на Дальнем Востоке России для наблюдения и анализа сейсмичности, представления расширенных результатов обработки исследователям, аварийно-спасательным службам, операторам крупных промышленных объектов.

Информационный ресурс eqalert.ru направлен на решение следующих задач:

1. Развитие локальной и региональной сети сейсмических станций.
2. Интеграция международной сейсмической сети с локальной сетью сейсмических станций.
3. Внедрение новых методов обработки сейсмологических данных для более точной локации очагов и оценки энергии землетрясений.
4. Уточнение локальных и региональных законов затухания сейсмических волн для оперативной оценки сейсмической опасности.
5. Разработка методов оперативной оценки степени повреждённости зданий и сооружений в результате возникновения сильных землетрясений.
6. Создание банка данных зданий и сооружений для отслеживания деградации сейсмостойкости строительных объектов.
7. Накопление непрерывного архива зарегистрированной информации о движениях грунта.
8. Совершенствование методов оценки экономического ущерба от землетрясений.
9. Развитие пользовательского интерфейса для публикации результатов определений, расчётов и анализа исходных данных.
10. Апробация новых методов прогноза землетрясений.
11. Апробация новых методов геомеханической симуляции.

Обработка данных, поступающих в режиме реального времени от сети сейсмических станций, выполняется в несколько этапов (рис. 1).

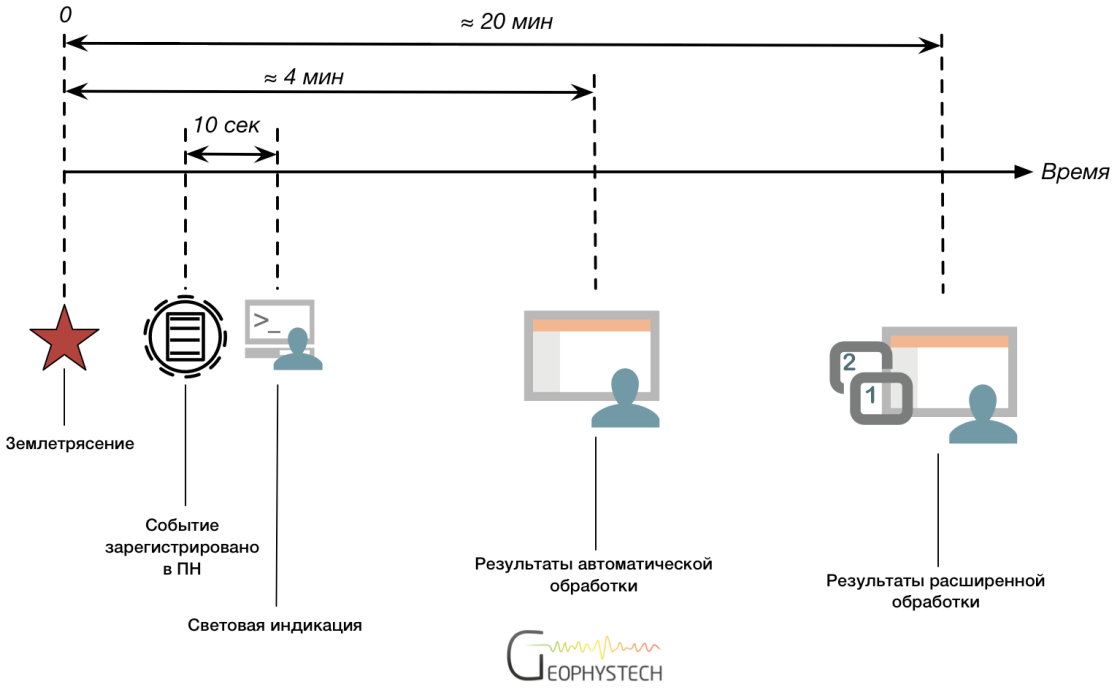



**Рис. 1.** Этапы обработки данных и время представления результатов через web-интерфейс.

На первом этапе данные регистрируются в системе. В автоматическом режиме в непрерывном цифровом потоке выявляются сейсмические проявления, определяется местоположения очага, оценивается магнитуда, рассчитываются значения интенсивности (PGA), выполняется экспресс-оценка состояния инфраструктуры (здания, сооружения, магистральные объекты).

На втором этапе выполняются процедуры пост-обработки: уточняются параметры автоматической локации, уточняются карты интенсивности, выполняется расчёт тензора сейсмического момента, обрабатываются опросные листы и другая собранная информация о макросейсмических проявлениях.

Наиболее современный подход к оперативной оценке макросейсмических проявлений – это расчёт (моделирование) пиковых ускорений грунта (PGA), пиковых скоростей грунта (PGV), пиковых смещений грунта (PGD), спектральных ускорений (PSA) по региональному закону затухания сейсмических волн. Это позволяет получить численные показатели интенсивности в процентах от g (ускорение свободного падения). Текущая реализация регионального закона затухания основана на модели A-S 2008 (Abrahamson, Silva, 2008). Реализованная модель учитывает нелинейные свойства грунтов. Значения PGA рассчитываются на детальной пространственной сетке (шаг ~500 м), которая покрывает всю территорию мониторинга. Пример расчёта значений PGA от Ногликского землетрясения 1964 г. M=6.0 показан на рис. 2. на нем видны нелинейные эффекты макросейсмических проявлений. Возникновение нелинейных эффектов обусловлено заданной моделью скоростей в первом 30-ти метровом слое грунта.

Далее, значения PGA (PSA) используются для анализа состояния зданий и сооружений путем прямого сравнения с проектными характеристиками. Наличие конкретных инженерных значений колебания грунта – это ключевое преимущество в оценке интенсивности данным методом. Команда проекта eqalert.ru непрерывно совершенствует региональный закон затухания сейсмических волн, исследует грунтовые основания, используя для этого собственный фонд геофизических наблюдений.

*Работа выполнена в рамках реализации федеральной целевой программы Минобрнауки России «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEF160714X0105).*

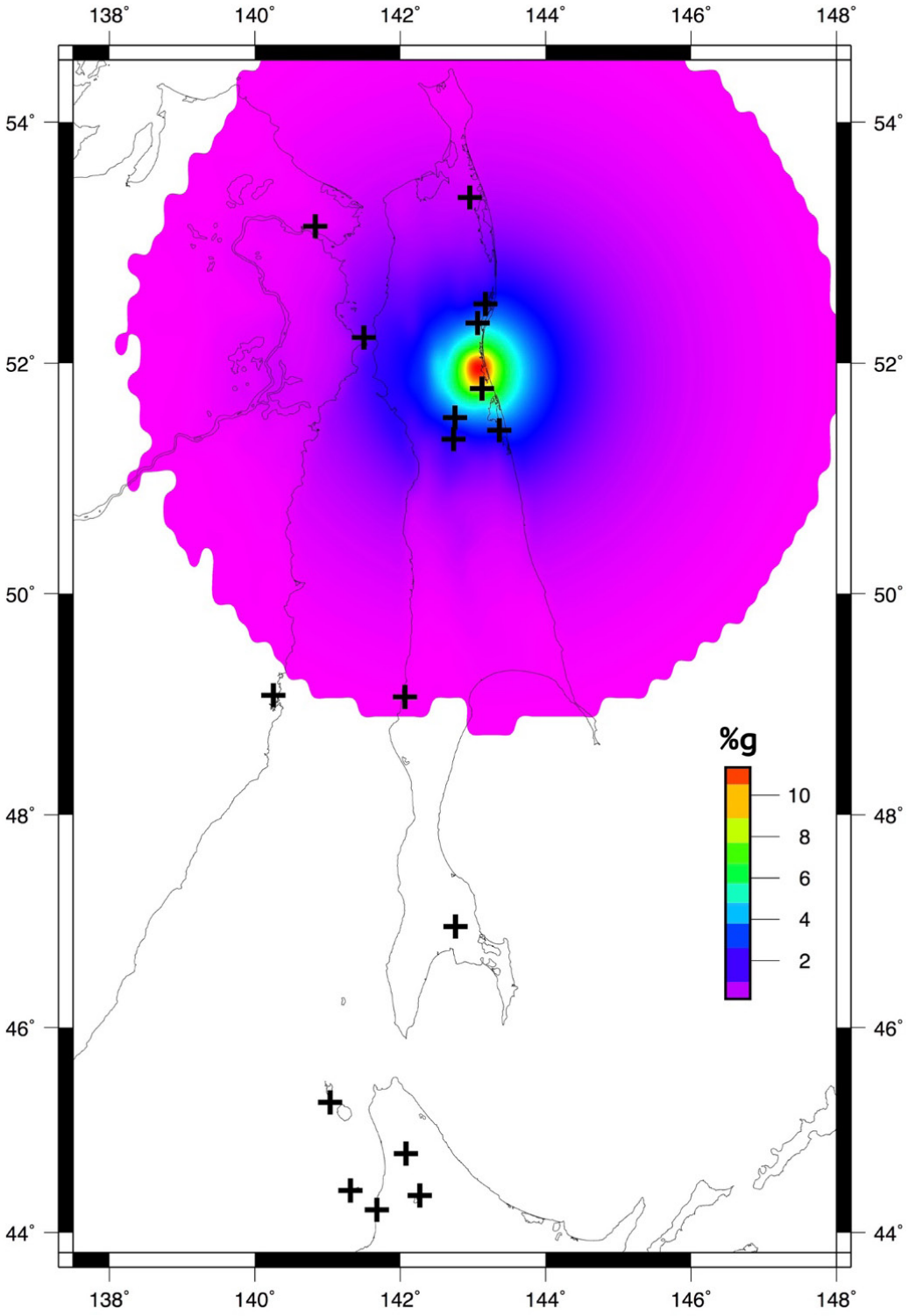



**Рис. 2.** Визуализация расчётной сетки PGA в % от g для землетрясения на Севере Сахалина M=6.0, 1964 г. Общее количество рассчитанных значений PGA более 500000.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Abrahamson N., Silva W. Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations // Earthquake spectra. 2008. Vol. 24, № 1. P. 67–97.

УДК 58.002

# НОВЫЕ МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ НАГНЕТАНИИ ЖИДКОСТИ

*Д.Е. Томилев, А. Заболотин, А.В. Коновалов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
d.tomilev@imgg.ru

Для моделирования сейсмических процессов проводится разработка коммерческой программы. Данное программное обеспечение используется в качестве инструмента проектировщика для расчёта полей напряжения, возникающих при нагнетании/извлечении флюидов в процессе промышленной эксплуатации нефтегазовых месторождений. Для описания данного физического процесса в задаче по оценке распределения напряжений в окрестности месторождения используется феноменологическая теория флюидонасыщенной пористой среды, которая находит широкое применение в прикладных задачах геомеханики. Численные расчеты проводились с использованием библиотеки программного обеспечения с открытым кодом FreeFem++.

**Ключевые слова:** *двумерное моделирование, пороупругая среда, месторождения нефти и газа, разлом.*

## ВВЕДЕНИЕ

Основы методов расчета местных полей напряжений, возникающих при нагнетании и извлечении флюидов в процессе эксплуатации месторождений нефти и газа, были предложены в работах (Rice, Cleary, 1976). Полезность и эффективность этих методов определяются прежде всего правильным выбором модели среды и формулировкой уравнений движения, приводящих к численным процедурам для нахождения решения. В этой связи особенно важны результаты работ (Segall, 1985, 1989, 2015), в которых сформулирована ясная постановка общей задачи и развиты несколько аналитических методов ее решения, позволяющих при некоторых приемлемых упрощениях дать достаточно полное описание напряженно-деформированного состояния среды при нагнетании и извлечении флюидов.

В данной работе представлен разрабатываемый программный модуль, дающий возможность, проектировщику производить построение исследуемой области, варианты размещения нагнетателя скважин, а так же ввод основных физических параметров среды. Данная задача сводится к совместному решению систем уравнений: уравнение диффузии и уравнение Ламе. Данные уравнения связывают между собой изменение концентрации флюидов и компонент деформации напряжений в геосреде в зависимости от времени.

Для численного решения данной задачи, использовался программный пакет FreeFem++, предназначенный для численного решения дифференциальных уравнений в частных производных, в некотором домене или доменах. Расчёт производится по сетке, основанной на методе конечных элементов (триангуляция).

На основе данного пакета ведётся разработка программного обеспечения с использованием языка программирования высокого уровня C++, программного интерфейса OpenGL и библиотеки генерации сетки NetGen (Дубов, 2014).

## ПАСПОРТ РАЗРАБАТЫВАЕМОЙ ПРОГРАММЫ

Программный комплекс состоит из 4 компонентов, выполняющих взаимосвязанные функции. Программа ориентирована на работу под операционной системой семейства MS Windows, начиная с Seven SP 1.

Программа под кодовым названием «Kauil» предназначена для численного моделирования сейсмических эффектов при нагнетании жидкости. Параметры модели могут иметь константное значение или динамически изменяемые значения.

Ряда модулей программ, отвечают за специализированные задачи :

- Программный модуль ProjectManager.exe. Отвечает за создание проекта, чтение/запись/создание конфигурационного файла. Результатом работы данного модуля являются: созданный каталог проекта, подкаталоги проекта и главный файл проекта.
- Программный модуль Visualizator.exe. Отвечает за визуализацию процесса, построение геометрии доменов. Данный модуль связан с модулем ProjectManager.exe через файлы solve, mesh, stl, которые отвечают за решение, сетку и геометрию.
- Программный модуль Mesh.exe. Отвечает за генерацию сетки и установку параметров сетки. Результатом работы данного модуля является сгенерированный файл сетки.
- Программный модуль Solver.exe. Отвечает за численное решение процесса по входным данным. Результатом работы данного модуля является сгенерированный файл численного решения.

Откомпилированная программа представляет собой исполняемый файл, в котором подключаются вышеуказанные программные модули. Для нормальной работы программы необходим конфигурационный файл, в котором описаны настройки программы. Этот файл представлен в виде xml файла с древовидной структурой.

Данная программа имеет два режима работы:

- режим нового проекта;
- режим загрузки существующего проекта.

Интерфейс программы Kauil. В качестве связки и объединения программных модулей в полноценную программную систему решения задач геомеханики, в частности, моделирования сейсмических процессов, реализована программа, визуализирующая данные процессы на всех этапах. Результаты работы программы и её интерфейс представлены на рис. 1 и 2.

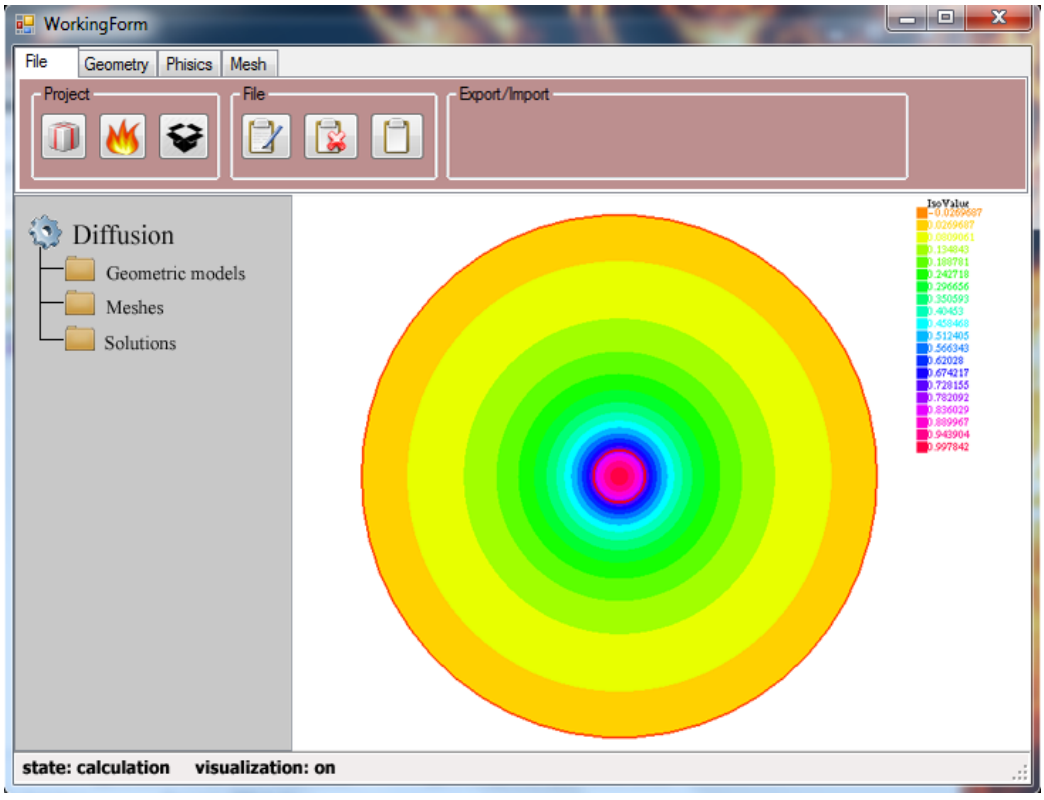



**Рис. 1.** Визуализация процесса нагнетания флюидов.

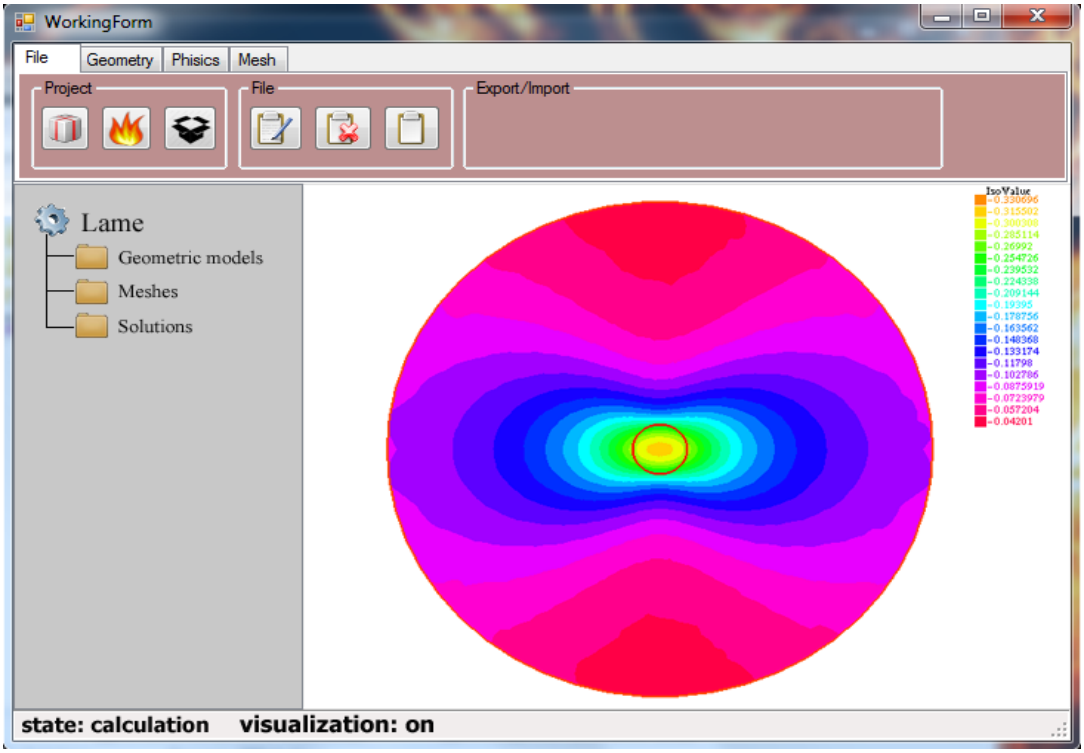



**Рис. 2.** Визуализация смещений в зависимости от концентрации флюидов по областям.

## ВЫВОДЫ

Использование Freefem++ и NetGen позволило в короткие сроки разработать весьма сложную по своей математической функциональности программу. При этом лицензии на Freefem++ и NetGen не ограничивают лицензию разрабатываемого продукта. Поэтому Freefem++ и NetGen целесообразно использовать в разработках программных продуктов, аналогичных Kauil, в задачах геомеханики и симуляции.

*Работа выполнена в рамках реализации Федеральной целевой программы Минобрнауки России «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEF160714X0105).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дубов И.Р. Опыт использования FreeFem++ и NetGen в программе моделирования аэродинамических процессов // Инноватика. Научный электронный журнал. 2014. № 1.
2. Rice J.R., Cleary M.P. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents // Rev. Geophys. Space Physics. 1976. Vol. 14. P. 227–241.
3. Segall P. Stress and subsidence resulting from subsurface fluid withdrawal in the epicentral region of the 1983 Coalinga earthquake // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 6801–6816.
4. Segall P. Earthquakes triggered by fluid extraction // Geology. 1989. Vol. 17. P. 942–946.
5. Segall P., Lu S. Injection-induced seismicity: Poroelastic and earthquake nucleation effects // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2015. Vol. 120, № 7. P. 5082–5103.

УДК 58.002

# РАЗРАБОТКА РОБОТОТЕХНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ

*В.И. Филатов, А.А. Куркин, Д.В. Зезюлин, В.С. Макаров, П.О. Береснев*

Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, НИЛ «МПиТК», г. Нижний Новгород

В работе представлен автономный мобильный робототехнический комплекс мониторинга прибрежной зоны на специальной модульной структуре, позволяющей подбирать конфигурацию движителей (колесный, гусеничный, роторно-винтовой). Комплекс оборудован набором измерительного оборудования для проведения комплексных исследований волновой динамики. Приведены результаты экспериментальных исследований прибрежной зоны на юго-востоке острова Сахалин.

**Ключевые слова:** *автономный мобильный робототехнический комплекс, морские природные катастрофы, мониторинг.*

В настоящее время для осуществления мониторинга природных объектов все больше используются мобильные системы, оснащенные сканирующим оборудованием, системами видеоинспектирования и позиционирования.

В качестве примера использования первого подхода можно привести мобильную систему топографических исследований Mobile Mapping System (MMS). Данный исследовательский комплекс использует видеокамеры для сбора пространственных данных в прибрежных зонах и систему географической привязки (совместно с системой инерциальной навигации) (Bio и др., 2015). Транспортное средство (рис. 1) оснащено видеограмметрическим оборудованием для проведения топографической 3D-съемки, практически при любых погодных условиях. Дополнительной функцией мобильной системы является одновременная видеосъемка особенностей опорных поверхностей и растительного покрова прибрежных зон, а также следов случившихся штормов с разрешением до нескольких сантиметров, превосходящим разрешение традиционной аэрофотосъемки. Эти записи могут быть крайне важны для анализа экологии и геоморфологии исследуемых зон.

**Рис. 1**. Мобильная система топографических исследований Mobile Mapping System (MMS): (1) – видеокамера; (2) – GPS-антенна; (3) – видеограмметрическое оборудование.

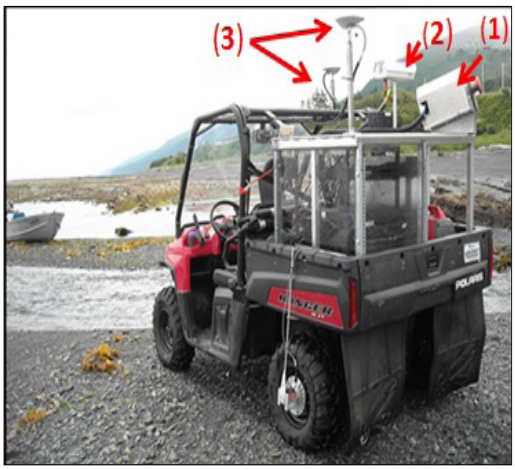



**Рис. 2.** Наземная мобильная лидарная система Mobile terrestrial LiDAR: (1) – лидар; (2) – камера; (3) – GPS-антенна.

Наземная мобильная лидарная система Mobile terrestrial LiDAR system (MTLS) определяет параметры максимального наката волн по результатам исследования следов штормов и ущерба (рис. 2), нанесенного береговым зонам (Didier и др., 2015). Оценка параметров затопляемой зоны дает ценные данные для составления прогнозов воздействия волн на участки береговых линий и своевременного проведения берегоукрепительных мероприятий.

Их можно использовать как для обследования следов уже случившегося цунами, так и слежения за вариациями уровня моря в труднодоступных местах. Наиболее известным примером робототехнических комплексов для мониторинга обстановки в прибрежной зоне является автономный робот RTS-Hanna (Wübbold и др., 2012) (рис. 3), который предназначен для детального измерения рельефа местности в прибрежной полосе и отслеживания момента обрушения волны на берег.

**Рис. 3.** Автономный робот RTS-Hanna: (1) – одометр; (2) – D-GPS Trimble AgGps 114; (3) – лазерный сканер ScanDrive; (4) – система инерциальной навигации Gyro PerformTech Gu3024; (5) – передатчик Velodyne HDL-64E; (6) Microsoft Kinect; (7) – ibeo LUX.

Используемые колесные шасси не применимы для широких условий эксплуатации. Подход к созданию автономных мобильных систем мониторинга природных объектов, базирующийся на дооснащении существующих транспортно-технологических комплексов и серийно выпускаемых наземных транспортных средств модульным навесным оборудованием, значительно уступает разработке специальных многоцелевых базовых шасси, на которых размещается тот или иной вариант системы управления, информационной системы и спецоснащения. Модульный принцип построения конструкции позволяет в зависимости от решаемой задачи адаптировать компоновку машины и изменять ее отдельные агрегаты в соответствии с требованиями конечного потребителя.

В рамках данного проекта предлагается возможность комплектования шасси различными типами движителей (колесным, гусеничным, роторно-винтовым (рис. 4)), радикально повышающими проходимость исследовательских комплексов в тяжелых условиях эксплуатации. Необходимо отметить, что в настоящее время невозможно назвать существующие беспилотные мобильные технические средства, обладающие подобными эксплуатационными характеристиками.

В состав робототехнического комплекса (рис. 5) входит шасси с возможностью установки разных типов трансмиссий, сменных движителей, надстройка для установки исполнительных устройств на приводы управления мобильной платформой; аппаратная часть. Состав аппаратной части представлен следующими компонентами (радар кругового обзора MRS-1000 (скорость кругового обзора пространства от 12 до 24 об/мин, диапазон рабочих частот в диапазоне 9300 до 9500 МГц, диапазон регулировки мощности передатчика 28 дБ, степень защиты IP65), рабочая станция для первичной обработки данных; рабочая станция для удаленного мониторинга; рабочая станция для анализа данных; высокоскоростной промышленный радиомодем (скорость передачи данных 19,2 кбит/с); промышленный GPRS/EDGE/UMTS/HSPA+/4G LTE роутер, дифференциальный GPS/ГЛОНАСС (ошибка позиционирования не более 30 см в режиме движения), система светового детектирования LIDAR LMS511-10100.

В качестве района для проведения экспериментальных исследований с установленным комплектом оборудования выбрана береговая линия о. Сахалин как района с большой перспективой использования. Проведение экспериментальных исследований на побережье острова Сахалин позволило определить соответствие параметров АМРК заявленным требованиям индустриального партнера и оценить эффективность функционирования комплекса: выполнения

комплексом типовых маневров; подвижности разработанного шасси, выполнения измерений морского волнения и получения данных об окружающей среде. Важным аспектом при оценке возможностей движения АМРК по выбранным маршрутам является предварительный учет данных о грунтовых поверхностях береговых линий острова.

**Рис. 5.** Автономный мобильный робототехнический комплекс мониторинга прибрежной зоны: 1 – лидары LMS511Pro; 2 – антенны GNSS; 3 – метеостанция Vaysala WX520; 4 – WI-FI антенна; 5 – видеокамера AXIS Q6045-E; 6 – радар кругового обзора MRS-1000.

Прибрежный мониторинг может заключаться в измерении волнового климата, ледовой обстановки, динамики распространения загрязняющих веществ, обследовании следов цунами. Радарная система разработанного комплекса с определенными доработками применима как для проведения гидродинамических измерений и оценки опасных явлений в прибрежной зоне, так и для определения скорости и размеров дрейфующего льда. Необходимость использования радиолокационных систем в труднодоступных (с точки зрения проезжаемости) районах требует от АМРК возможности адаптации собственной структуры к широкому диапазону условий эксплуатации.

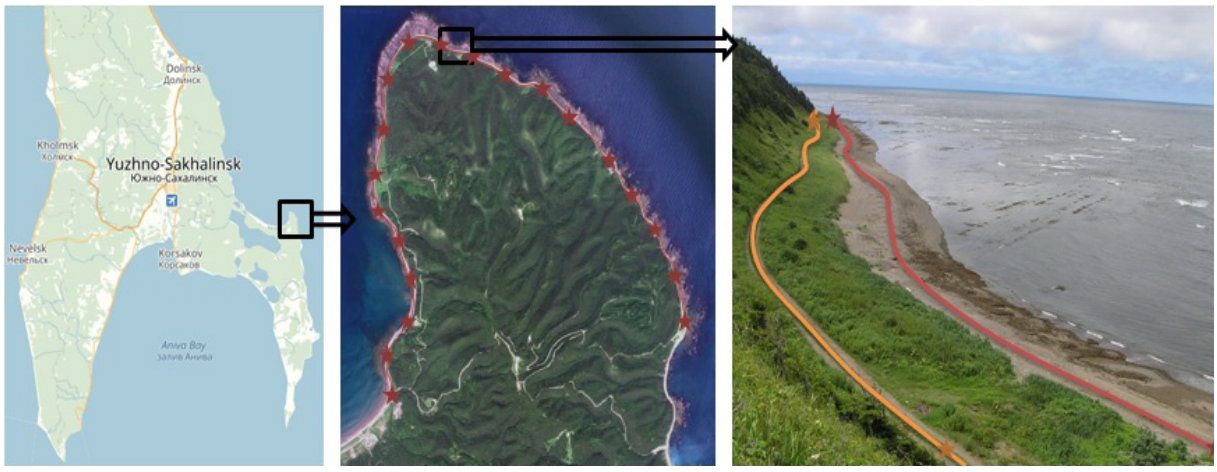



**Рис. 6.** Пример участка маршрута для проведения мониторинга ситуации в прибрежной зоне.

Целью проведения экспериментальных исследований на побережье острова Сахалин являлось определение соответствия параметров АМРК заявленным требованиям индустриального партнера и проведение оценки эффективности функционирования АМРК мониторинга и прогнозирования морских природных катастроф: выполнение измерений морского волнения и получения данных об окружающей среде, выполнение комплексом типовых маневров, подвижности разработанного шасси.

Работа комплекса на протяжении всего срока экспедиции показала, что все его системы надежно функционируют в требуемых условиях эксплуатации. В связи с чем все заявленные исследования продолжались достаточно успешно.

**Рис. 7.** Фрагменты проведения экспериментальных исследований.

В заключении можно сказать, что работа содержит законченное решение проблемы, связанное с разработкой нового вида мобильных платформ с возможностью переоснащения различными типами движителей для обеспечения эффективности его использования в различных условиях движения (эксплуатации). Несомненно, положительной стороной работы является практическая реализация ее результатов при создании экспериментального образца автономного мобильного робототехнического комплекса, использующегося для мониторинга прибрежной зоны в беспилотном режиме. Представлены научно-технические решения в области создания автономных мобильных платформ для комплексов мониторинга и прогнозирования состояния окружающей среды. Отражены методики выбора рациональных параметров шасси, предложен вариант системы беспилотного управления, а также информационной системы и спецоснащения.

*Представленные результаты получены в ФГБОУ ВПО «Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева» при финансовой поддержке прикладных научных исследований Министерства образования и науки Российской федерации (соглашение № 14.574.21.0089 (уникальный идентификатор соглашения – RFMEFI57414X0089)).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Bio A., Bastos L., Granja H., Pinho J.L.S., Gonçalves J.A., Henriques R., Madeira S., Magalhães A., Rodrigues D. Methods for coastal monitoring and erosion risk assessment: two Portuguese case studies // Journal of Integrated Coastal Zone Management. 2015. Vol. 15, № 1. P. 47–63.
2. Didier D., Bernatchez P., Boucher-Brossard G., Lambert A., Fraser C., Barnett R.L., Van-Wierts S. Coastal Flood Assessment Based on Field Debris Measurements and Wave Runup Empirical Model // J. Mar. Sci. Eng. 2015. № 3. P. 560–590.
3. Wübbold F., Hentschel M., Vousdoukas M., Wagner B. Application of an autonomous robot for the collection of nearshore topographic and hydrodynamic meas-urements // Coastal Engineering Proceedings. 2012. 1(33), management.53. doi:10.9753/icce.v33.management.53

УДК 551.594

# ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ НА ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНАХ КАМЧАТКИ 14 ИЮЛЯ 2015 Г.

*Р.Р. Акбашев[1], П.П. Фирстов [1,2], В.А. Мочалов[2], С.Ю. Хомутов[2], Д.В. Мельников[3]*

[1] Камчатский филиал ФИЦ Единой геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский
[2]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Камчатский край, с. Паратунка
[3]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
arr@emsd.ru

По данным World Wide Lightning Location Network (WWLLN) вблизи вулканов Шивелуч, Карымский и Жупановский 14 июля 2015 г. зарегистрировано необычно большое количество электромагнитных импульсов (ЭМИ). По сейсмическим данным отмечена высокая активность этих вулканов. Зарегистрированы эксплозивные извержения, по метеорологическим данным (высотное зондирование атмосферы) определено направление ветра и, соответственно, распространение газо-пепловых шлейфов, что подтверждается координатным положением ЭМИ. Сделан вывод о возможности трассирования пепловых облаков с помощью WWLLN. В то же время в вариациях градиента потенциала электрического поля атмосферы (*V'* ЭПА) обнаружены аномалии, возможно возникшие при распространении газо-пепловых шлейфов.

**Ключевые слова:** *вулкан, эксплозивное извержение, эруптивное облако, электромагнитный импульс, электрическое поле атмосферы.*

## ВВЕДЕНИЕ

Грозовая активность распределена по земному шару неравномерно и зависит от климатических зон. Наибольшая частота молниевых разрядов наблюдается на континентах в приэкваториальной зоне. Молния представляет собой мощный кратковременный электрический разряд и является источником электромагнитного излучения (ЭМИ). По современным представлениям грозовая активность представляет собой многостадийный процесс, и каждый разряд вызывает характерное возмущение в электромагнитном поле Земли, называемое атмосфериком, которое регистрируется в любой точке земного шара в диапазоне частот 8–15 кГц.

В силу климатических особенностей на полуострове Камчатке за счет облачных процессов, грозы случаются не часто, 2–3 раза в год. Это связано с тем, что к полуострову редко подходят грозопродуцирующие облачные фронты. Однако на полуострове регистрируются ЭМИ от молниевых разрядов, возникающих во время сильных эксплозивных вулканических извержений (Руленко, 1994). Во время таких извержений формируется эруптивное облако, которое в некоторых случаях достигает высот тропосферы (10–12 км на Камчатке). Электризация эруптивного облака происходит при фрагментации магмы и формировании эруптивной колоны (Руленко, 1994; James at al., 2003; Mather, Harrison, 2006). Возникновение дипольных электрических структур при этом обусловлено рядом причин: контактное заряжение крупных и мелких частиц электрическим зарядом разного знака в процессе фрагментации магмы; отличие вещественного состава крупных и мелких частиц пепла, которое определяется содержанием в них кристаллов и стекла; их пространственное разделение под действием гравитации (Руленко, 1994; McNutt, Williams, 2010). Поэтому при эксплозивных извержениях андезитовых вулканов генерируются молнии, которые обнаруживаются с помощью систем пеленгации гроз.

Электризация эруптивных облаков также проявляется и в вариациях градиента потенциала электрического поля атмосферы (*V'* ЭПА) в приземном слое атмосферы. При определенных условиях этот факт можно использовать для наблюдений за движением вулканических пепловых облаков (James at al., 2003; Shevtzov et al., 2016)

В данной работе рассмотрена грозовая активность 14 июля 2015 г. в районах действующих вулканов Шивелуч, Карымский и Жупановский.

## ОПИСАНИЕ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЯ

На обсерватории «Паратунка» ИКИР ДВО РАН (рис. 1а), которая расположена на юге полуострова Камчатка (52°58,33′ с.ш., 158°5,02′ в.д.), в 2007 г. был установлен грозопеленгатор, который входит в мировую сеть определения месторасположения гроз World Wide Lightning Location Network (WWLLN). В настоящее время WWLLN позволяет регистрировать молниевые разряды с точностью их местоположения до 3 км (Rodger, Werner, 2006). С начала 90-х г. прошлого века здесь также ведется регистрация *V'* ЭПА.

В центральной части Камчатки располагается Северная группа вулканов, четыре из которых активно действующие. По мнению авторов, наземные измерения *V'* ЭПА вблизи прохождения эруптивных шлейфов, дают возможность оценить объём самой легкой фракции вулканического пепла. Поэтому в пос. Козыревск на сейсмической станции (KZY) Камчатского филиала Единой Геофизической службы РАН (КФ ЕГС РАН) был установлен флюксметр ЭФ-4 (рис. 1а), конструкция и принцип работы которого описаны в работе (Ефимов и др., 2013).

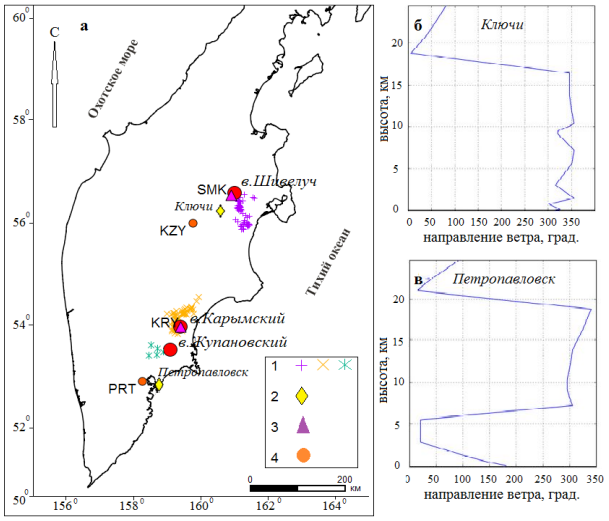



**Рис. 1. а** – схема расположения пунктов регистрации и атмосфериков, лоцированных WWLLN во время извержений вулканов Камчатки 14 июля 2015 г.: 1 – ЭМИ вблизи влк. Шивелуч; Карымский; Жупановский; 2 – метеорологическая обсерватория; 3 – сейсмологическая станция сети РТСС; 4 – пункт наблюдения WWLLN и *V'*ЭПА; **б-в** – стратификация направления ветра по данным метеорологических обсерваторий (**б** –Ключи; **в** – Петропавловск).

Для андезитового вулкана Шивелуч, андезибазальтового вулкана Карымский характерно медленное выжимание магмы с формированием экструзивного купола, периодически сопровождающегося сильными пепловыми эксплозиями. Вулкан Жупановский характеризуется одновременным или субодновременным появлением на поверхности резко отличающихся по кремнекислотности лав, от пироксен-оливин-плагиоклазовых базальтов до кварцевых дацитов, так же характерно наращивание экструзивного купола.

Мониторинг активности вулканов осуществляется КФ ЕГС РАН на основании данных, получаемых сетью радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС).

Вблизи вулкана Шивелуч установлены три РТСС, наиболее близко из них расположена станция SMK (10 км). Мониторинг активности вулкана Карымский ведется с помощью РТСС KRY (1,5 км). По отработанной методике (Близнецов, Сенюков, 2015) на основании сейсмических данных оценивается высота эруптивного облака при эксплозивных извержениях и присваивается индивидуальный цветовой код вулканической активности. Эти данные публикуются на сайте http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring.

На метеорологических обсерваториях «Петропавловск» и «Ключи» Камчатского управления по гидрометеорологии и мониторингу за окружающей средой ведутся наблюдения за метеорологическими параметрами (рис. 1а). Также два раза в сутки проводится высотное баллонное зондирование атмосферы, а получаемые данные публикуются на сайте (http://www.esrl.noaa.gov/raobs). Обсерватория «Ключи» находится в 48 км от вулкана Шивелуч (рис. 1а), что дает возможность определить направление и скорость распространения эруптивных облаков от эксплозивных извержений. Обсерватория «Петропавловск» находится на более значительном удалении от вулканов Жупановский ~ 73 км и Карымский ~ 130 км. Для анализа скорости и направления ветра на высотах 1000–5000 м в районах действующих вулканов данные зондирования на этих обсерваториях являются приемлемыми.

## ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ 14 ИЮЛЯ 2016 Г.

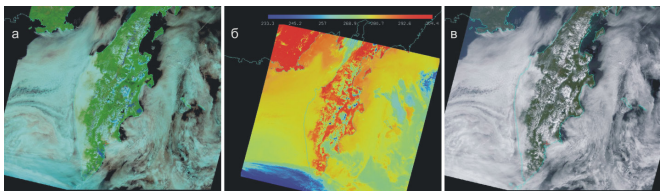



**Рис. 2.** Спутниковые снимки: а – комбинация ближних ИК каналов, показывающая облачность; б – ИК канал (11 мкм), температура верхней границы облачности в градусах К; в – комбинация видимых каналов.

По данным сети WWLLN 14 июля 2015 г. вблизи вулканов Шивелуч, Карымский и Жупановский зарегистрировано необычно большое количество ЭМИ (71, 67 и 5), местоположение которых показано на рис. 1а. В то же время, как видно на космических снимках 14 июля в 00:30[1], наблюдаемая облачность не могла быть грозопродуцирующей (рис. 2).

Высокая сейсмическая активность вулканов Шивелуч и Карымский отмечена по данным РТСС (SMK и KRY) 14 июля 2015 г. В соответствии с принятой классификацией при мониторинге вулканической активности в КФ ГС РАН им в этот день присвоен оранжевый код (http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring).

Как показывают сейсмические данные, активизация вулкана Шивелуч с серией газо-пепловых выбросов началась в 03:27, при этом следует отметить, что серия эксплозивных землетрясений была достаточно продолжительной (25–30 мин.). В 12:35 на вулкане произошел газо-пепловый выброс, высота которого H=4700±1050 м н. у. м. На вулкане Карымский, по данным РТСС KRY 14 июля также произошел ряд выбросов: в 04:21 газо-пепловый выброс H= 2800±379 м н.у.м.; в 05:39 газо-пепловый выброс H=3000±439 м н.у.м., а также еще ряд слабых событий (http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring).

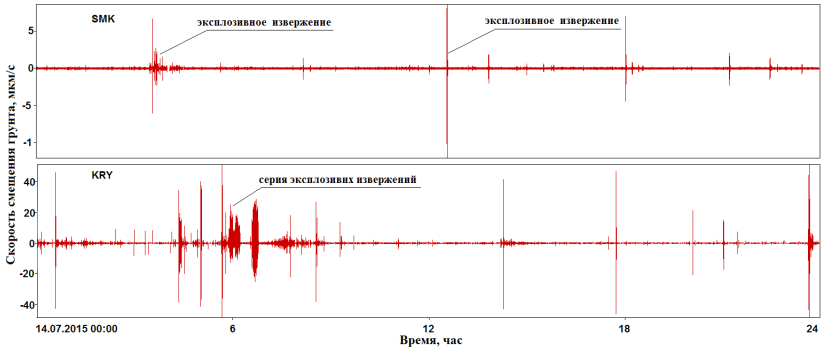



**Рис. 3.** Вертикальная составляющая сейсмограмм на РТСС SMK и KRY за 14.07.2015 г.

По полученным данным аэрологического зондирования построены вертикальные разрезы скорости и направления ветра до высот 25 км. По данным метеостанции «Ключи» высотам газо-пеплового выброса вулкана Шивелуч определено юго, юго-восточное направление ветра (рис.1б). По данным метеостанции «Петропавловск» высотам газо-пеплового выброса вулкана Карымский определено север, северо-восточное направление ветра (рис.1в). Это же направление распространение газо-пепловых шлейфов от вулканов подтверждается координатным положением ЭМИ (рис. 1а).

По данным инструментальных наблюдений грозовая активность на Камчатке 14 июля 2015 г. обусловлена вулканической активностью и распространением аэроэлектрических структур, возникших в сносимых ветром газо-пепловых шлейфах, грозовые разряды предположительно произошли на их фронтах.

Другим атмосферно-электрическим эффектом, возникшим 14 июля 2015 г., могут быть аномалии в вариациях градиента потенциала ЭПА, наблюдаемые на обсерватории «Паратунка» PRT и на сейсмостанции KZY, где ведутся наблюдения за $V'$ ЭПА. На рис. 4 хорошо видны аномалии в вариациях $V'$ ЭПА, которые по времени совпадают с ЭМИ. Не исключено, что они продуцируются аэроэлектрическими структурами газо-пепловых шлейфов, возникших в

[1] Здесь и далее время UTC.

результате эксплозивных извержений трех вулканов Камчатки. К сожалению, надёжный вывод о связи ЭПА с вулканической активностью 14 июля 2015 г. сделать не представляется возможным из-за недостаточно стабильных погодных условий.

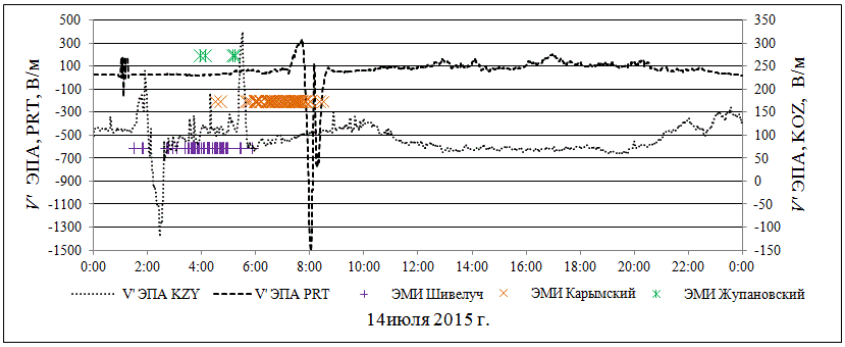



**Рис. 4.** Градиент потенциала электрического поля атмосферы 14 июля 2015 г. в пунктах KRY и PRT. Отмечено время ЭМИ на Камчатке, зарегистрированное сетью WWLLN.

## ВЫВОДЫ

Физика эксплозивного процесса может быть понята и изучена только с помощью натурных наблюдений комплексом геофизических методов. Сеть WWLLN, при ее совершенствовании, может стать эффективным инструментом для фиксации перехода активного вулкана в стадию эксплозивного извержения, а так же для трассирования пепловых шлейфов, которые несут серьёзную опасность для авиатранспорта. Регистрация $V'$ ЭПА в приземном слое атмосферы вблизи действующих вулканов позволяет обнаружить присутствие даже слабонасыщенных пеплом эруптивных облаков. Регистрация электрических процессов в эруптивных облаках может быть одной из составляющих комплексных наблюдений за вулканическими извержениями с целью оценки пепловой опасности для авиатранспорта.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Близнецов В.Е., Сенюков С.Л. Программа ADAP для автоматического выделения пепловых выбросов и расчёта их высоты по сейсмологическим данным // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51, № 1. С. 46–59.
2. Ефимов В.А., Орешкин Д.М., Фирстов П.П., Акбашев Р.Р. Применение электростатического флюксметра ЭФ-4 для исследований геодинамических процессов // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 4. С. 35–46.
3. Руленко О.П. Экспериментальное исследование электризации вулканических облаков: автореф. дис. ... к.ф.-м.н. Санкт-Петербург, 1994. 16 с.
4. Bennett A.J., Odams P., Edwards D., Arason P. Monitoring of lightning from the April-May 2010 Eyjafjallajökull volcanic eruption using a very low frequency lightning location network // Envir. Res. Lett. 2010. Vol. 5. Article Number: 044013.
5. James M. R., Lane S.J., Gilbert J.S. Density, construction, and drag coefficient of electrostatic volcanic ash aggregates // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. № B9. Article Number: 2435.
6. Mather T.A., Harrison R.G. Electrification of volcanic plumes // Serv. Geophys. 2006. P. 387–432. doi: 10.1007/s10712-006-9007-2.
7. McNutt S.R., Williams E.R. Volcanic lightning: global observations and constraints on source mechanisms // Bull. Volcanol. 2010. Vol. 72, № 10. P. 1153–1167.
8. Rodger C.J., Werner S., Brundell J.B, Lay E.H. et al. Detection efficiency of the VLF World Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study // Ann. Geophys. 2006. Vol. 24. P. 3197–3214.
9. Shevtsov B.M., Firstov P.P., Cherneva N.V., Holzworth R.H., Akbashev R.R. Lightning and electrical activity during the Shiveluch volcano eruption on 16 November 2014 // Net. Hazards Earth Syst. Sci. 2016. № 16. P. 871–874.

УДК 551.596; 550.348

# АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА АЛАИД В 2015-2016 ГГ. ПО АКУСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Д.И. Будилов[1], М.А. Лобачева[2], П.П. Фирстов[1]*

[1] Камчатский филиал ФИЦ Единой геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский
[2] Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский

В работе представлены результаты акустического мониторинга вулканической активности вулкана Алаид за период с октября 2015 года по апрель 2016 года с использованием информационной системы KamIn, разработанной в Камчатском филиале ЕГС РАН. Рассмотрена зависимость распространения акустического сигнала от изменения движущийся среды. Сделана оценка размера источника акустического сигнала (АС).

**Ключевые слова:** *вулкан, извержение, стромболианский тип, акустическое излучение, стратификация атмосферы, динамика извержения.*

## ВВЕДЕНИЕ

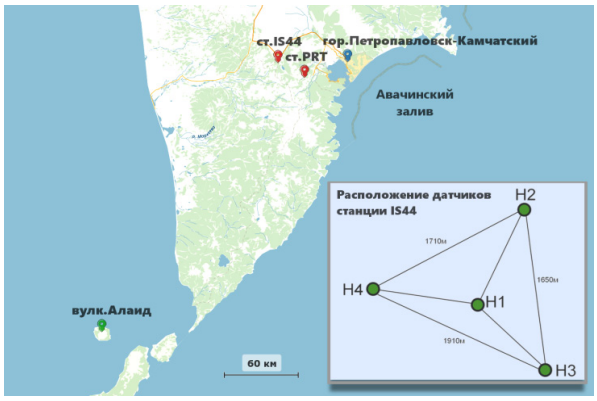



**Рис. 1.** Расположение вулкана Алаид и ближайших акустических станций на полуострове Камчатка. На врезке показана конфигурация группы микробарографов на станции IS44.

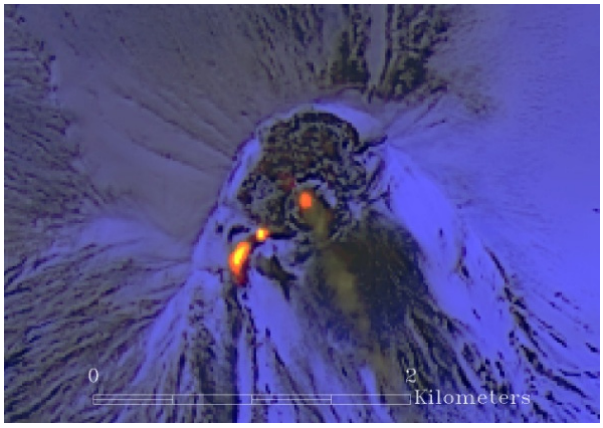



**Рис. 2.** Спутниковый снимок (Landsat 8) 10.05.2016 г., любезно предоставленный Д.В. Мельниковым.

Действующий вулкан Алаид расположен на острове Атласова Большой Курильской гряды (рис. 1). Он находится на расстоянии 30 км к северо-западу от острова Парамушир и 70 км к юго-западу от полуострова Камчатка. Алаид является самым северным и самым высоким вулканом Курильских островов. Высота вулкана над уровнем моря составляет 2339 м. Возраст – 60 тыс. лет. Алаид – двойной стратовулкан, поднимающийся со дна моря, древний фундамент почти полностью перекрыт молодыми продуктами извержений. Его склоны покрыты шлаком и лишены эрозионных рытвин, кроме юго-восточного склона, эродированного депрессией шириной 2 км в верхней части и 3,5 км – в нижней. На склонах вулкана – 33 побочных шлаковых конуса, 10 из них имеют лавовые потоки (Горшков, 1967).

Вершина вулкана представляет собой взрывной кратер размером 1300×900 м и глубиной 200 м, широко открытый к югу. Внутри него находится шлаковый конус высотой 250 м, сформировавшийся во время извержения 1981 г. На внутренних стенках и дне кратера сосредоточена интенсивная фумарольная деятельность (Федотов и др., 1982).

После извержения 1981 г. по сейсмическим данным и спутниковым снимкам была отмечена активизация вулкана Алаид в октябре – ноябре 2012 г. (Рашидов и др. 2012). Новая активизация вулкана впервые была

отмечена группой KVERT http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/ 01.10.2015 г. Извержение продолжалось весь 2015 г. и первое полугодие 2016 г. На спутниковом снимке 10.05.2016 г. на юго-западном склоне можно видеть лавовой поток протяжённостью в ~00 м (рис. 2).

К сожалению, сейсмическая станция у подножия вулкана Алаид в силу материальных трудностей КФ ФИЦ ЕГС РАН не работала. Поэтому источниками информации об активности были космические снимков и волновые возмущения в атмосфере, регистрируемые акустическими станциями Камчатки. Так как вулкан Алаид имеет базальтовый состав пород ($SiO_2$ 49–53 %), то для него характерны извержения стромболианского типа, которые имеют «барботирующий режим».

В статье исследуется динамика акустических сигналов (АС), возникающих при разрушении газовых пузырей на поверхности лавы, с начала извержения и до июля 2016 г.

## АППАРАТУРА И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Акустические сигналы, возникающие во время извержения вулкана Алаид, регистрировались на двух акустических станциях Камчатки, расположенных на удалении 290 и 299 км от вулкана (Махмудов и др., 2015). Станция IS44, расположенная в пос. Начики, является частью международной системы по контролю несанкционированных ядерных взрывов. Она представляет собой антенну с апертурой ~1,8 км на базе четырех микробарографов MB2000 производства Франции, что позволяет определять азимут прихода звукового луча. Координаты пунктов мониторинга волновых возмущений от вулкана Алаид на п-ове Камчатка и основные параметры установленных микробарографов приведены в табл. 1.

На распространение звукового луча в атмосфере сильно влияет изменение температуры, скорости и направления ветра с высотой. На больших расстояниях от источника звука измеренные уровни могут существенно отличаться как в большую, так и в меньшую сторону от значений, ожидаемых вследствие геометрического расхождения. Это объясняется тем, что звуковой луч, в зависимости от вертикального профиля эффективной скорости ($C_{эф}$), преломляется или по направлению к земной поверхности, или от неё. В случае градиента $C_{эф}$ больше нуля (температурная инверсия или рост скорости ветра с высотой) образуется теневая зона, в которую прямая волна не попадает.

На опорной станции Камчатского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды «Петропавловск» осуществляется баллонное зондирование атмосферы до высоты 20 км два раза в сутки. По данным баллонного зондирования строился вертикальный профиль $C_{эф}$ на трассе АЛД – IS44, который дает возможность оценить условия прохождения АС, возникающих при извержении вулкана Алаид, на пункт регистрации.

**Табл. 1.** Координаты станций IS44, ПТР и их основные характеристики.

| КОД | Координаты | | Датчик | Частота, Гц | Частотный диапазон, Гц |
|---|---|---|---|---|---|
| | гр. с.ш.. | гр. в.д. | | | |
| IS44 | 53,10 | 157,71 | микробарограф MB2000, S =20mB/Па, ΔP=500Па. | 20 | 0,01-10 |
| PRT | 52,97 | 158,25 | микробарограф K304, микробарограф ISMB-03M. | 100 | 0,003-10 |

Примечание: S – чувствительность датчика; ΔP – динамический диапазон прибора.

## ДИНАМИКА ИЗВЕРЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

На рис. 3 приведены записи АС на IS44 в различных временных масштабах. На 11 часовом интервале 10.10.2015 г. можно видеть, что АС группируются в отдельные временные кластеры длительностью от 10 мин до часа и более (рис. 3а). При более детальной развертке можно отметить, что в некоторых кластерах наблюдается квазипериодичность возникновения АИ с периодом 1,5–3 с. (рис. 3б), характерная для извержений стромболианского типа (Фирстов, 2009). В работах (Озеров, 2016; Ozerov at al., 2007) показано, что периодичность для этого типа извержений обусловлена режимом течения, который в основном определяется расходом лавы и газосодержанием.

С помощью разработанной в КФ ФИЦ ЕГС РАН информационной системы KamIn для акустического мониторинга волновых возмущений на Камчатке (Махмудов и др., 2016) были рассмотрены изменения двойной амплитуды избыточного давления АС от вулкана Алаид (2ΔP), усредненные за сутки за период с 1.10.15 г. по 1.06.2016 г.

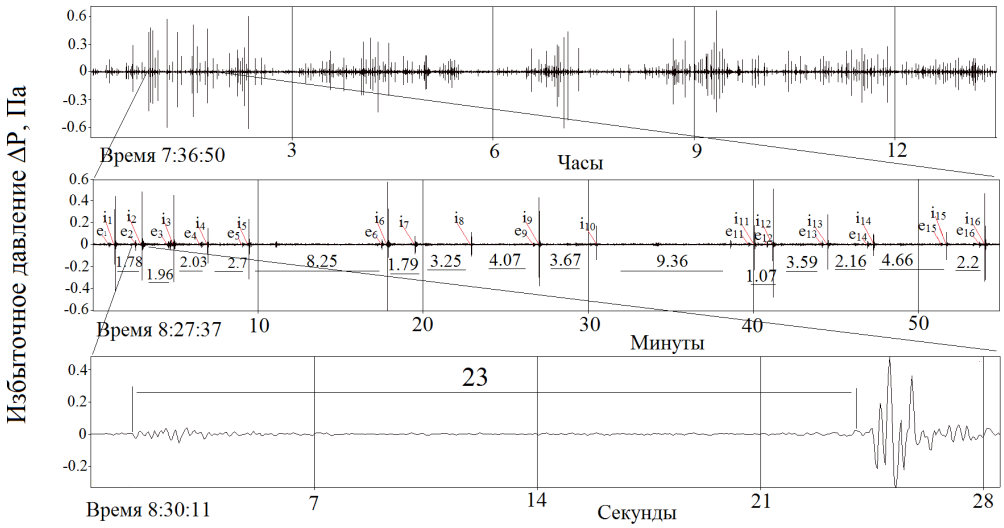



**Рис. 3.** Записи АС, сопровождавших извержение вулкана Алаид 7.10.2015 г., на станции IS44 в различных временных масштабах.

Естественно, в дальней зоне мониторинг активности вулканов по акустическому излучению сильно зависит от условий распространения звукового луча. Но сделать некоторые приближенные оценки об активности вулкана можно. Рассмотрим вариации скоростных разрезов на трассе АЛД-IS44 за рассматриваемый период (рис. 5). Для всех дат, когда были зарегистрированы АС, выделяется зона инверсии на границе тропосферы (8–10 км). Эта граница формирует первый цуг АС, а второй цуг формируется стратосферной инверсией на высоте ~ 80 км. Разность времени их приходов 7.10.2015 г. составила Δt =22,5±2,5 с.

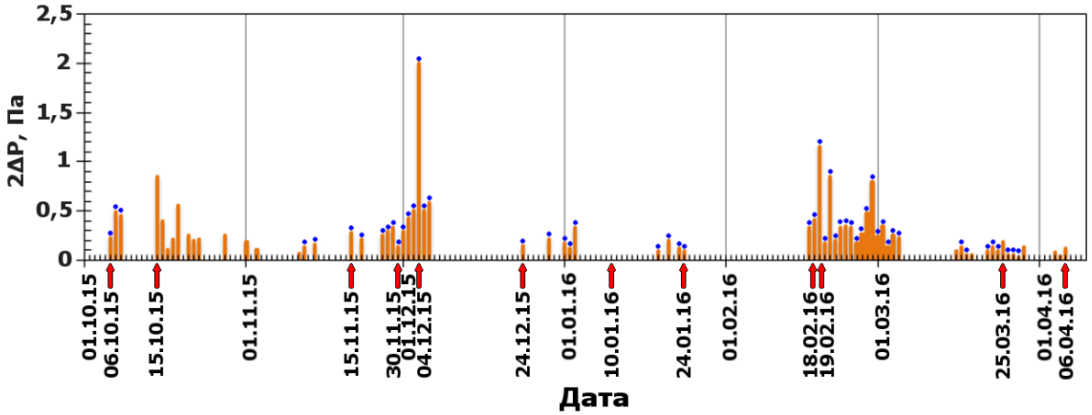



**Рис. 4.** Динамика амплитуды АС, зарегистрированных на станции IS44 и сопровождавших извержения вулкана Алаид. Точками отмечены дни, когда регистрировалось множество отдельных АС. Вертикальными стрелками отмечены дни, для которых построены разрезы $C_{эф}$ на трассе АЛД-IS44.

Хотя азимут от вулкана на оба пункта регистрации мало отличается, но на IS44 регистрировалось значительно больше АС по сравнению с ПРТ. Это связано с расположением станции IS44 на открытой местности, в то время как пункт ПРТ располагается в долине реки Паратунка, которая ограничена горным массивом высотой до 1,5 км н.у.м. Поэтому в некоторых случаях пункт ПРТ попадал в зону звуковой тени при распространении АС от вулкана Алаид.

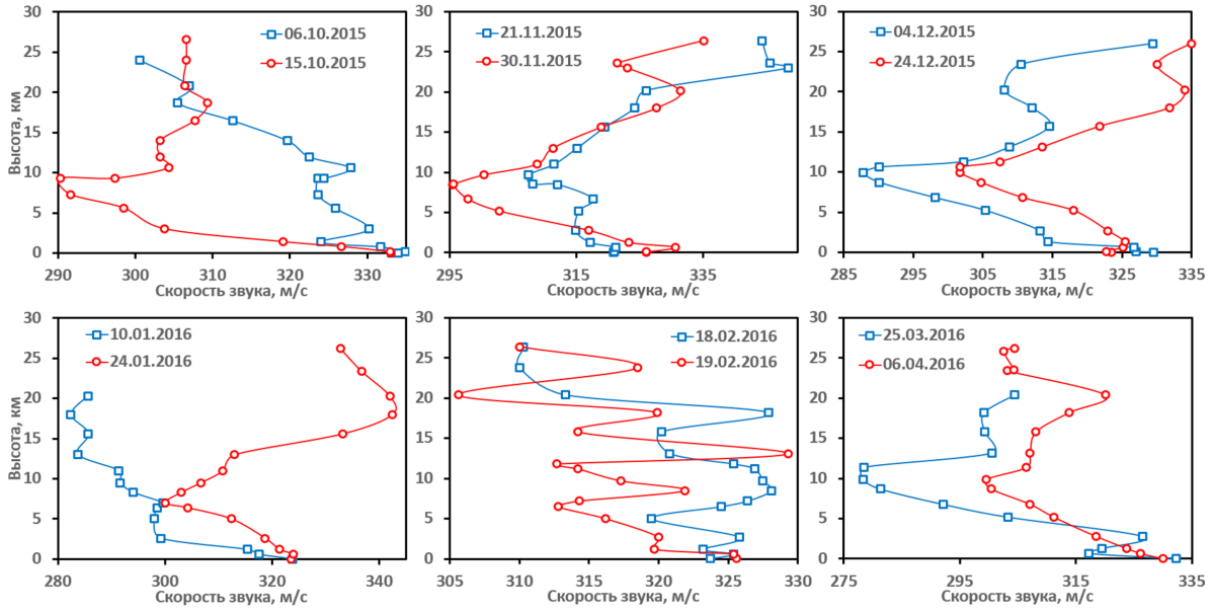



**Рис. 5.** Разрезы эффективной скорости звука на трассе АЛД-IS44.

На рис. 6 показан фрагмент записи АС 17.10.2015 г. на обеих станциях мониторинга волновых возмущений в атмосфере. В этом случае запаздывание между приходами АС 18 с, а кажущаяся скорость при этом составила ~500 м/с. Что свидетельствует о большом угле падения звукового луча в пункты приема. То есть действительно, это приход волны, отраженный от термопаузы.

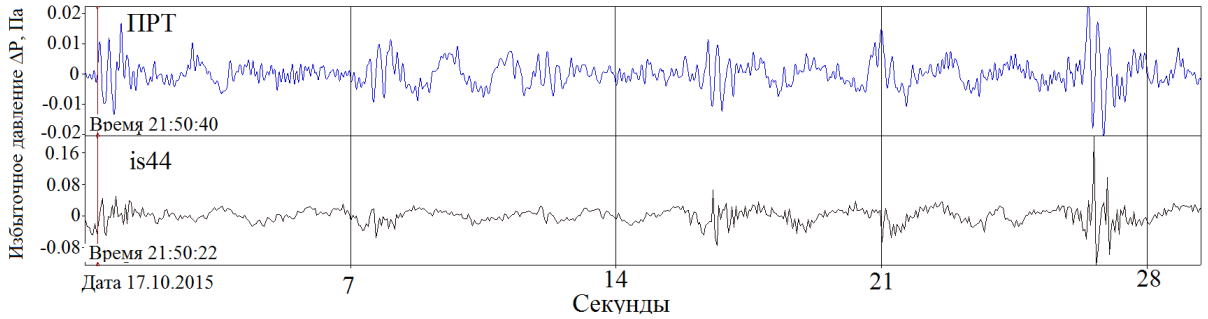



**Рис. 6.** Фрагмент записи АС в пунктах регистрации ПРТ и IS44 17.10.2015 г.

Как показано в работе (Фирстов, 2003), в первом приближении радиус сферической области повышенного давления, которая служит источником зарегистрированных АС, можно определить как $a = C_0 \times t_+$, где $C_0$ – скорость звука в атмосфере на высоте источника $h$. Ориентируясь на период в цуге колебаний АС, который составляет 0,2 с, и учитывая, что по мере удаления от источника происходит увеличение периода АС, то радиус их источника на вулкане Алаид не может быть более 35 м. Эта цифра достаточно хорошо совпадает с размерами активных центров на вулкане (рис. 2).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для стромболианского типа активности, согласно экспериментальному моделированию движения двухфазной смеси по вертикальной трубе (Озеров, 2016), характерно несколько режимов течения. Наиболее производительным для генерации воздушных волн является снарядный режим, когда на поверхности происходит разрыв слоя вязкой магмы над газовым снарядом. Именно такой процесс происходит на вулкане Алаид с октября 2016 г. по настоящее время. По данным акустического мониторинга вулканической активности вулкана Алаид с использованием

информационной системы KamIn, разработанной в Камчатском филиале ЕГС РАН (Махмудов и др., 2016), приведена динамика амплитуды АС за период извержения.

На расстоянии ~300 км по акустическим данным трудно оценивать детали извержения, так как распространение звука происходит в движущейся среде, и разрез эффективной скорости звука в каждый момент времени определяется стратификацией атмосферы. Однако, усредненная активность вулкана, а также размеры источника (кратера) по данным регистрации АС могут быть оценены. Для вулкана Алаид по кинематическим параметрам АС сделана оценка размера источника (радиус центра активности не более 35 м).

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука. 1967. 288 с.
2. Камчатская группа реагирования на вулканические извержения http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/
3. Махмудов Е.Р., Фирстов П.П., Будилов Д.И. Информационная система для мониторинга волновых возмущений в атмосфере на полуострове Камчатка «KamIn» // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52, № 2. С. 5–16.
4. Озеров А.Ю. Динамика эруптивной деятельности, эволюция магм и модели базальтовых извержений (на примере Ключевского вулкана): автореф. дис. ... д.г.-м.н. Москва, 2016. 52 с.
5. Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др. Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2, Вып. 20. С. 9–15.
6. Федотов С.А., Иванов Б.В., Флеров Г.Б. и др. Изучение извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 9–28.
7. Фирстов П.П. Вулканические акустические сигналы диапазона 1.0–10 Гц и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2003. 90 с.
8. Ozerov A. Yu., Firstov, P. P., Gavrilov V. A. The Kamchatka Region; Geophysical. Periodicities in the Dynamics of Eruptions of Klyuchevskoi Volcano, Kamchatka / Monograph Series. Volcanism and Subduction. 2007. Vol. 172. P. 283–291.

УДК 552.31

# УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЛК. МЕНДЕЛЕЕВА (О. КУНАШИР)

*А.В. Ветошкина*

Дальневосточный геологический Институт ДВО РАН, Владивосток
vetoshkina.alena@mail.ru

В работе рассматривается минералогия низкокремнистых оливин-анортитовых включений (алливалитов) фронтальной части Курило-Камчатской островной дуги, встречающихся в изверженных породах долгоживущих вулканов, прошедших кальдерную стадию развития. Приводится петрографическое и минералогическое описание алливалитов вулкан Менделеева.

**Ключевые слова:** *алливалиты, оливин-анортитовые включения.*

Полнокристаллические низкокремнеземистые включения оливин-анортитового состава (алливалиты) обнаруживаются среди тефр и вулканитов кислого, реже среднего, состава вулканов фронтальной части островных дуг. Наиболее обильны эти включения в длительно развивающихся вулканических центрах, прошедших кальдерную стадию развития и проявляющих посткальдерную активность. Одним из таких вулканов является вулкан Менделеева, он расположен во фронтальной части Курило-Камчатской островной дуги. Это сложный стратовулкан, в его длительной истории формирования была кальдерная стадия, и сейчас он находится в посткальдерной активности.

**Целью данной работы являлось изучение генезиса ультраосновных кристаллических включений влк. Менделеева.**

Находки алливалитов описаны на многих вулканах Камчатки – Кихпиныч, Ксудач, Камбальный, Ильинский, Желтовский, Кошелевский, Мутновский, Малый Семячик, Карымский (Волынец и др.; 1978; Селянгин, 1987) – и Курил – Менделеева, Кудрявый, кальдерах Немо, Головнина, Заварицкого (Масуренков, 1974), Тао-Русыр, Эбеко (Дриль, 1988). Также сходные породы обнаруживаются во внешних зонах вулканических дуг Северной Японии и на Малых Антилах.

Изученные алливалиты имеют неправильную мелкообломочную, реже шарообразную форму. Размеры обломков варьируют от 10 до 20 см, редко покрыты тонким слоем стекловатой массы. Большинство алливалитов имеют фанеритовую, часто с примесью интерстициального стекла структуру, реже порфировидную. Соотношение минералов в парагенезисах широко варьирует. Они обладают разнообразными текстурами – массивными, пористыми, полосчатыми, такситовыми. Полосчатые и такситовые текстуры обусловлены разделением породы на участки как по соотношению плагиоклаза и оливина, так и по размеру зерен. По размеру зерен оливина и плагиоклаза в кумулятивном агрегате можно выделить равномернозернистые и порфировидные разности алливалитов. Встречаются мелкозернистые каймы по периферии включений, а также следы вторичного подплавления.

Главными минералами алливалитов являются плагиоклаз ($An_{92-95}$) и оливин ($Fo_{70-79}$), клинопироксен имеет подчиненное значение. Минеральные парагенезисы в умеренно-магнезиальной группе и высокомагнезиальной группе несколько отличаются.

Плагиоклаз слагает от 50 до 80 % породы и образует изометричные или таблитчатые, реже ксеноморфные зерна размером от нескольких миллиметров до первых сантиметров, в основном представлен крупными кристаллами анортита ($An_{92}$-$An_{96}$), не зональными. Тонкая кайма из битовнита ($An_{74-80}$) вокруг анортита встречается только в местах контакта со стеклом. В интерстициях встречаются кристаллики лабрадора-битовнита ($An_{67-75}$), андезина ($An_{57-58}$). В крупных фенокристах плагиоклаза нередко содержатся округлые мелкие включения оливина. В свою очередь, в фенокристах оливина содержатся включения анортита, состав которых совпадает с составом вкрапленников плагиоклаза в тех же образцах. В виде включений обнаруживаются

оливин, иногда чуть менее магнезиальный, чем большинство вкрапленников, магнетит, иногда с высоким хромом (до 5 %), титаномагнетит, пирротин, клинопироксен и стекло.

Оливин слагает до 30 % алливалитов влк. Менделеева. В пределах одного включения состав оливина изменяется в пределах 1–4 номеров, в пределах всех изученных включений состав оливинов варьирует $Fo_{70}$–$Fo_{81}$. Содержание CaO составляет от 0,16 до 0,27 мас. %. Оливин образует округлые каплевидные или эллипсоидные кристаллы, близкие по степени идиоморфизма к зернам плагиоклаза размером 0,5–1,5 мм, редко зональные. Зональные хризолиты, имеют более железистую кайму, чем центр на 4–5 %. Образование более железистой каймы характерно для минералов, находящихся в зоне контакта в заливах с пористым шлаком. Во включениях в оливине фиксируются анортиты, титаномагнетиты, титаномагнетиты с хромом, последние чаще.

Клинопироксен встречается в виде крупных кристаллов менее идиоморфных, чем оливин и анортит, его крупные выделения иногда образуют пойкилофитовые структуры. Слагает до 20 % алливалитов. Клинопироксены в алливалитах практически не имеют вариации в распределении миналов и в большинстве включений имеют состав $Wo_{44-46}$ $En_{40-42}$ $Fs_{12-15}$, с высоким содержанием глинозема (до 5 масс. %) и умеренной железистостью (f=22–27 %). Во включениях в клинопироксенах встречаются анортиты, магнетиты с низким хромом, пирротины, оливины, более железистые, чем вкрапленники в том же образце, и включения основной массы.

Рудные представлены отдельными овальными зернами магнетита, хроммагнетита. Преобладают в виде включений в фенокристах оливина, плагиоклаза и клинопироксена. Зерна в размере 1–3 микрона многочисленны в заливах шлакообразного стекла в интерстициях.

Стекло бурое, шлаковидное, частично раскристаллизованное, в пределах включения распределено неравномерно, заполняя промежутки между минералами и трещинами, занимает не более 10–15 %. В нем содержатся микролиты плагиоклаза, пироксена, амфибола, титаномагнетита и округлые поры. Стекло присутствует в заливах, двух видов – среднего ($SiO_2$ – 54–58 %, сумма щелочей 1,5–3,0 %) и кислого составов ($SiO_2$ – 62–72 %, сумма щелочей 2,5 %). Стекло среднего состава преобладает над количеством кислого стекла в интерстициях. Расплавные включения в фенокристах алливалитов по составу также могут быть кислыми и более основными.

Алливалиты в целом контрастны по составу вулканическим породам, в которых они обнаруживаются. Алливалиты существенно обогащены $Al_2O_3$, CaO, MgO и обеднены $SiO_2$ по сравнению с низкокалиевыми островодужными вулканитами.

По особенностям валового химического состава – низкому содержанию кремнезема и щелочей – большинство включений относится к ультраосновным породам. Содержание $Al_2O_3$, FeO, MnO может изменяться в отдельных анализах до двух раз, содержание CaO колеблется в пределах 13–16 вес. %, $Fe_2O_3$ колеблется в широком диапазоне от 0,74 вес. % до 6,6 %. Для всех исследованных включений характерно низкое содержание $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$ и $TiO_2$. Химический состав алливалитов и вмещающих пород приведен в табл. 1. По содержанию MgO выделено две группы:

- умеренно магнезиальные с содержанием MgO от 6 до 8 вес. %
- высоко магнезиальные – MgO от 9 до 14 %.

**Табл. 1.** Химический состав алливалитов и вмещающих пород влк. Менделеева.

| Компонент | Алливалиты | Вмещающие породы |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 42,6–45,05 вес. % | 60–67 вес. % |
| Сумма Na+K | 0,5 вес. % | 3,7–5 вес. % |
| Al O | 19–29 вес. % | 15–16 вес. % |
| $CaO$ | 13–16 вес. % | 4–6,5 вес. % |
| Fe O | 0,74–6,6 вес. % | 1,5–5,5 вес. % |
| $MgO$ | 6–14 вес. % | 1,2–3 вес. % |
| $TiO_2$ | 0,03–0,71 вес. % | 0,5–0,8 вес. % |

По микроэлементному составу алливалиты характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями калия и ассоциирующихся с ним рубидия, цезия и бария. Исключение в этой группе составляет стронций, который являясь менее щелочным, чем барий, обнаруживает

прямую корреляцию с кальцием, которого много во включениях. Во включениях высоки значения элементов группы железа (никель, кобальт, хром и скандий), которые концентрируются преимущественно в железомагнезиальных минералах.

**Табл. 2.** Состав микроэлементов в алливалитах влк. Менделеева.

| Компонент | Умеренно магнезиальные | | | | | Высоко магнезиальные | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | В-700 | О-1208/35 | О-1208/17 | О-1208/33 | О-1208/34 | О-1209/2 | О-1209/4 | О-1209/7 |
| Rb | 1,11 | 0,71 | 0,48 | 0,49 | 0,46 | 1,11 | 0,47 | 0,96 |
| Ba | 10,72 | 9,70 | 7,80 | 11,90 | 13,80 | 22,40 | 11,80 | 16,90 |
| Sr | 178,5 | 294,70 | 260,80 | 267,20 | 189,50 | 220,80 | 245,10 | 199,50 |
| Co | 31,28 | 29,71 | 38,76 | 31,67 | 45,55 | 41,53 | 58,08 | 70,93 |
| Ni | 45,7 | 51,22 | 20,02 | 33,66 | 20,33 | 38,86 | 84,47 | 154,42 |
| Cr | 147,9 | 45,25 | 145,37 | 144,60 | 112,30 | 249,00 | 36,90 | 422,30 |
| V | 709,6 | 24,80 | 422,93 | 89,38 | 665,78 | 164,93 | 15,66 | 49,23 |
| Pb | 11,6 | 2,42 | 1,68 | 1,43 | 1,02 | 3,92 | 1,85 | 1,00 |
| Zn | 46,7 | 32,40 | 36,50 | 31,70 | 61,30 | 34,40 | 34,30 | 49,00 |
| Cu | 191,64 | 24,18 | 7,60 | 8,96 | 8,67 | 13,29 | 8,22 | 13,30 |
| Zr | 0,99 | 2,35 | 2,16 | 2,00 | 1,47 | 3,72 | 0,86 | 2,27 |
| Sc | 63,7 | 3,80 | 33,90 | 30,50 | 57,20 | 52,90 | 4,00 | 7,10 |
| La | 0,24 | 0,31 | 0,22 | 0,13 | 0,20 | 0,31 | 0,07 | 0,19 |
| Ce | 0,43 | 0,41 | 0,43 | 0,23 | 0,26 | 0,58 | 0,03 | 0,48 |
| Nd | 0,99 | 0,43 | 0,40 | 0,27 | 0,85 | 0,83 | 0,16 | 0,47 |
| Sm | 0,40 | 0,18 | 0,26 | 0,16 | 0,46 | 0,38 | 0,09 | 0,16 |
| Eu | 0,25 | 0,11 | 0,15 | 0,11 | 0,18 | 0,18 | 0,06 | 0,08 |
| Tb | 0,12 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,13 | 0,11 | 0,02 | 0,05 |
| Yb | 0,42 | 0,04 | 0,19 | 0,25 | 0,35 | 0,32 | 0,03 | 0,18 |
| Lu | 0,07 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,03 |
| Y | 3,22 | 1,49 | 2,24 | 2,34 | 4,07 | 3,62 | 0,70 | 1,66 |
| Hf | 0,15 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,13 | 0,03 | 0,06 |
| Th | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | <ПО | 0,03 | <ПО | 0,02 |
| Cs | 0,242 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,02 |
| Nb | 0,02 | 0,30 | 0,14 | 0,04 | 0,05 | 0,17 | 0,15 | 0,05 |

Можно предположить, что такие различия составов обусловлены либо существованием специфического расплава, либо процессами фракционирования при кристаллизации, с сепарацией и кумуляцией оливина и плагиоклаза.

На сегодняшний день существует несколько теорий относительно происхождения алливалитов.

1. Специфический алливалитовый расплав ультраосновного состава, который отделялся от базальтового вследствие ликвационных процессов (Сывороткин, 1996).

Однако расплавные включения в минералах алливалитов отвечают составам базальтов и значительно отличаются от валового состава алливалитов, что противоречит существованию ультраосновного родоначального расплава.

2. Алливалиты – это перекристализованные фрагменты троктолитовой интрузии (Amma-Miyasaka, Nakagawa, 2002), твердофазные деформации и перекристаллизации происходили в течение длительного времени в кумулятивном горизонте магматической камеры. В изученных образцах алливалитов составы твердофазных включений оливина в плагиоклазе и плагиоклаза в

оливине совпадают с составами крупных зерен, следовательно, можно утверждать, что составы минералов не претерпевали существенных изменений в результате перекристаллизации. Если бы алливалиты представляли собой фрагменты отдельной интрузии троктолитового состава, как предполагали Amma-Miyasaka, Nakagawa (2002), то составы расплавов в расплавных включениях были бы более разнообразны и значимо отличались от составов вулканитов.

3. Перекристаллизации ксенолитов амфиболсодержащих вмещающих пород за счет реакции разложения амфибола с одновременным выносом натрия (Масуренков, 1974).

Такому механизму образования алливалитов противоречит обилие первичных расплавных включений в минералах алливалитов, выдержанность составов расплавов в расплавных включениях и их соответствие составам вулканических серий. При процессах замещения ксенолитов оливин-анортитовым агрегатом неизбежно оставались бы реликты первичных минералов, следы реакционного замещения, выраженные в зональности минералов и в вариациях их состава, чего мы не наблюдаем в своих исследованиях.

4. Мантийное происхождение (Волынец, 1978), как реститов от выплавки базальтовых расплавов.

При плавлении мантийных лерцолитов в условиях островодужной мантии в качестве рестита должны образовываться породы ряда дунит-гарцбургит, тогда как плагиоклазовая компонента переходила бы в базальтовый расплав. Для островодужной мантии характерны высокие степени плавления (>20 %), что должно соответствовать оливину не ниже $Fo_{90}$, тогда как в алливалитах фиксируется $Fo_{70-81}$. Для мантийных пород характерно обилие хромшпинелида, тогда как для алливалитов типичен титаномагнетит.

5. Ранние гломеропорфировые сростки (Фролова и др., 1989). Такие сростки по определению должны быть погружены в равновесную с ними магму, но алливалиты влк. Менделеева преимущественно встречаются в более кислых породах. При нахождении сростков в равновесном расплаве не могли возникнуть структуры твердопластических деформаций и полосчатые текстуры, наблюдаемые в некоторых алливалитах.

6. Фрагменты своеобразной жерловой фации, образующиеся на стенке магмовода (Волынец и др., 1978). Подтверждением на минералогическом уровне мы могли бы наблюдать хорошо выраженную зональность минералов, как результат быстрого роста минералов в условиях больших градиентов температур и большие вариации в составах минералов в пределах одного образца.

7. Кумулятивный генезис алливалитов, с фракционированием оливин-плагиоклазовых кумулатов на ранних стадиях эволюции низкокалиевых островодужных толеитов. Теория о кумулятивном происхождении алливалитов подтверждена петрографическими наблюдениями и масс-балансовыми расчетами (Фролова, Дриль, 1993; Фролова и др., 2000; Плечов, 2008).

Одним из подтверждений кумулятивного генезиса алливалитов в настоящих исследованиях на минералогическом уровне является наличие включений оливина в анортите, и анортита в оливине, в клинопироксене анортита и оливина, которое говорит об их совместной кристаллизации при образовании алливалитов. Соответствие составов включений составам фенокристов свидетельствует о том, что составы минералов не претерпели кардинальных изменений в результате перекристаллизации. Количество CaO в оливинах также подтверждает их магматическое происхождение. Содержание CaO в оливинах составляет от 0,16 до 0,27 мас. %. Оливин мантийных перидотитов и метаморфических пород содержит менее 0,1 % мас. CaO, тогда как магматический оливин обычно содержит более 0,15 мас. % CaO (Simkin, Smith, 1970). Родоначальные расплавы алливалитов, составы которых определены в работе (Плечов, 2008) по расплавным включениям в оливине, образуют единый тренд с сериями вулканических пород и относятся к тем же низкокалиевым островодужным толеитам. Они совпадают с наиболее магнезиальными (наименее фракционированными) разностями пород по всем компонентам (за исключением $Al_2O_3$ и MgO). Такие соотношения составов расплавов и вулканитов свидетельствуют о том, что образование оливин-плагиоклазовых кумулатов происходило только на самых ранних стадиях фракционирования магм в магматической камере, или в системе магматических камер, которые расположены на разной глубине под влк. Менделеева, что подтверждается геофизическими данными (Злобин и др., 1997).

Таким образом, оливин-анортитовые включения являются фрагментами кумулатов низкокалиевых родоначальных базальтовых магм. Кумуляция происходила в значительных по объему магматических очагах в относительно спокойных условиях. В ряде случаев эти породы претерпевали частичную перекристаллизацию непосредственно в кумулятивном слое или при транспортировке к поверхности, что обеспечило текстурное разнообразие, наблюдаемое в алливалитах.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ №16-35-00138_мол_а.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Волынец ОН, Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / под ред. Б.Г. Лутца, К.Н. Рудича, В.А. Ермакова. М.: Наука, 1978. С. 124–166.
2. Злобин Т.К., Абдурахманов А.И., Злобина Л.М. Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 79–87.
3. Масуренков Ю.П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии // Бюллетень вулканологической станции. 1974. № 50. С. 10–18.
4. Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А., Портнягин М.В. Условия формирования оливин-анортитовых кристаллических включений в вулканитах Курило-Камчатской дуги // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 248–276.
5. Селянгин О Б. Гомеогенные включения и возможность реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов // Бюллетень вулканологических станций. 1974. № 50. С. 45–52.
6. Сывороткин В.Л. Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: обзорная информация. 1996. Вып. 5. 52 с.
7. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Дриль С.И., Бейли Д.К., Митрейкина О.Б. Природа низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 85–95.
8. Фролова Т.И., Плечов П.Ю., Тихомиров П.Л., Чураков С.В. Расплавные включения в минералах алливалитов Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 2001. Т. 39, № 4, С. 336–346.
9. Amma-Miyasaka M, Nakagawa M. Origin of anorthite and olivine megacrysts in island-arc tholeiites: petrological study of 1940 and 1962 ejecta from Miyake-jima volcano, Izu-Mariana arc // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2002. Vol. 117. P. 263–283.
10. Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // Journal of Geology. 1970. Vol. 78. P. 304–325.

УДК 551.21

# ЭКСПЛОЗИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА АТСОНУПУРИ (О. ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ) В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

*А.В. Дегтерев, А.В. Рыбин*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
d_a88@mail.ru

Представлены первые данные, характеризующие эксплозивную активность действующего вулкана Атсонупури, расположенного в южной части о. Итуруп (Южные Курилы), в течение последних 1500 лет. Было установлено, что в течение этого периода вулкан Атсонупури извергался ~10 раз, что в среднем составляет 1 событие за 150 лет. По данным 14С-датирования крупнейшие извержения происходили 1500, 1100, 950 л.н. (калиброванный возраст). Тефра вулкана Атсонупури представлена главным образом отложениями черных, темно-коричневых шлаков, химический состав которых отвечает умеренно- и низко-калиевым базальтам и андезибазальтам толеитовой серии.

**Ключевые слова:** *Итуруп, Курильские острова, действующий вулкан, Атсонупури, эксплозивное извержение, тефра, радиоуглеродное датирование.*

## ВВЕДЕНИЕ

История активности большинства действующих вулканов Курильской островной дуги практически не изучена и для большинства из них ограничена сведениями об их извержениях в исторический период (250–300 лет). Между тем, эти данные составляют основу оценки вулканической опасности и организации мониторинга текущей вулканической активности. Поэтому любые новые данные по этой проблематике представляют большую ценность. В настоящем сообщении представлены первые данные по голоценовой активности вулкана Атсонупури на юге о. Итуруп.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМОГО ОБЪЕКТА

Действующий вулкан Атсонупури (абс. выс. – 1205 м, координаты – 44º49′ с.ш., 147º08′ в.д.), расположенный в южной части о. Итуруп (в 75 км к юго-западу от г. Курильск), образует одноименный полуостров, который отделяет друг от друга заливы Одесский (на севере) и Доброе Начало (на юге) и соединяется с островом низким (20–30 м) аккумулятивным перешейком (рис. 1). Из-за подобной изолированности вулкан и получил свое название – с айнского языка слово «Атсонупури» переводится как «противостоящая гора» (Браславец, 1983).

Вулкан Атсонупури построен по типу «Сомма-Везувий» (рис. 1). Фрагменты соммы сохранились в юго-восточном секторе постройки, там же можно наблюдать и четко выраженное атрио (рис. 2) (Горшков, 1967). Северо-западный сектор перекрыт продуктами деятельности молодого конуса, имеющего относительную высоту ~300 м. Его вершина увенчана кратером, имеющим форму эллипса размером 500×380 м, который вытянут с юго-запада на северо-восток. В северо-западном и северо-восточном направлении от кромки кратера до абсолютной отметки ~350–400 м протягиваются две крупные (~1250×450 м) рытвины типа «шарра» (Горшков, 1967). В восточной части постройки вулкана, у его подножья, расположено несколько побочных конусов, имеющих очень свежий облик и, по-видимому, образовавшихся относительно недавно. В целом обращает на себя внимание значительное сходство морфологии вулкана Атсонупури с вулканом Тятя на о. Кунашир. Однако, в отличие от Тяти, являющегося своеобразным эталоном постройки типа «Сомма-Везувий», у вулкана Атсонупури нет такой идеально четкой выраженности форм.

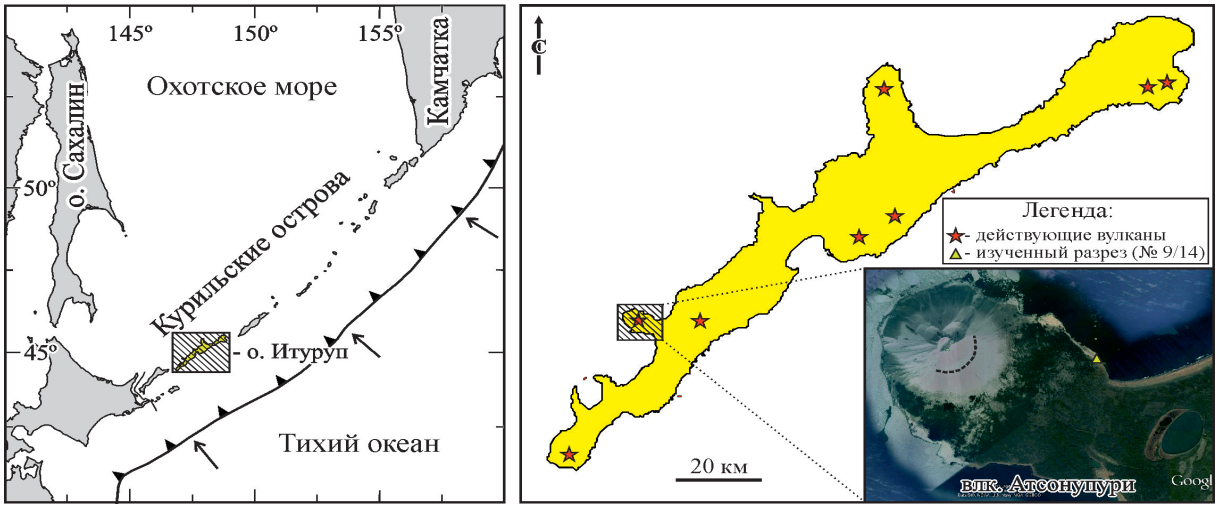



**Рис. 1.** Географическое положение исследуемого объекта и район работ. На врезке – спутниковый снимок вулкана Атсонупури (данные сервиса Google Earth), пунктиром отмечен выступающий в рельефе гребень соммы.

**Рис. 2.** Вулкан Атсонупури (вид с востока), август 2015 г. Фото А.В. Дегтерева.

Сведения об исторических извержениях вулкана крайне ограничены, упоминается лишь о двух событиях – в 1812 (?) и 1932 гг. (Горшков, 1967). Кроме того, в работе Г.С. Горшкова (1967) упоминается о том, что сейсмостанция «Лесозаводск», расположенная на перешейке, «время от времени» фиксировала серии слабых землетрясений под вулканом.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы были получены в ходе проведения полевых работ на о. Итуруп в 2014 г. (рис. 1, 2). В течение рекогносцировочного осмотра береговых обнажений (уступов размыва), вскрывающих разрезы почвенно-пирокластического чехла восточного сектора вулканической постройки, был выбран наиболее представительный из них – разрез № 9/14 (рис. 1, 3). На основании изучения верхней части этого частного разреза проводилась реконструкция эксплозивной активности вулкана Атсонупури в позднем голоцене. Вся изученная тефра ввиду значительной крупности и мощности горизонтов заведомо считалась «местной», т.к. все активно действующие вулканы с аналогичным составом продуктов (низко- и умеренно-калиевые базальты и андезибазальты) находятся на значительном удалении – ближайшим является вулкан Тятя, расположенный в 90 км к юго-западу на о. Кунашир.

Радиоуглеродное датирование выполнено на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета. Для пересчета радиоуглеродных дат в календарные применялась калибровочная программа «OxCal» (калибровочная кривая «IntCal 13» (https://c14.arch.ox.ac.uk) (Bronk Ramsey, 1995; Bronk Ramsey, Lee, 2013). В качестве материала для радиоуглеродного анализа использовались отложения погребенных почв. Химический

состав образцов изучен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Определение содержаний $H_2O$, п.п.п., $SiO_2$ выполнено методом гравиметрии аналитиком В.Н. Каминской, микроэлементы – методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США) аналитиками Г.И. Горбач, Е.А. Ткалиной, Н.В. Хуркало. Обработка результатов химических анализов осуществлялась в программе «PetroGraph» (Petrelli et al., 2005).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные позволили в общих чертах реконструировать эксплозивную активность вулкана за последние 1500 лет (рис. 3). Было установлено, что в течение этого периода вулкан Атсонупури извергался ~10 раз, что в среднем составляет 1 событие за 150 лет. По данным 14C-датирования крупнейшие извержения происходили 1500, 1100, 950 л.н. (калиброванный возраст). Извержение, происходившее 950 л.н., было последним извержением вулкана Атсонупури, зафиксированным в почвенно-пирокластическом чехле района исследований. Ряд горизонтов, по-видимому, связан с извержениями побочных конусов, т.к. в непосредственной близости от разреза 9/14 расположено несколько очень свежих по облику побочных конусов.

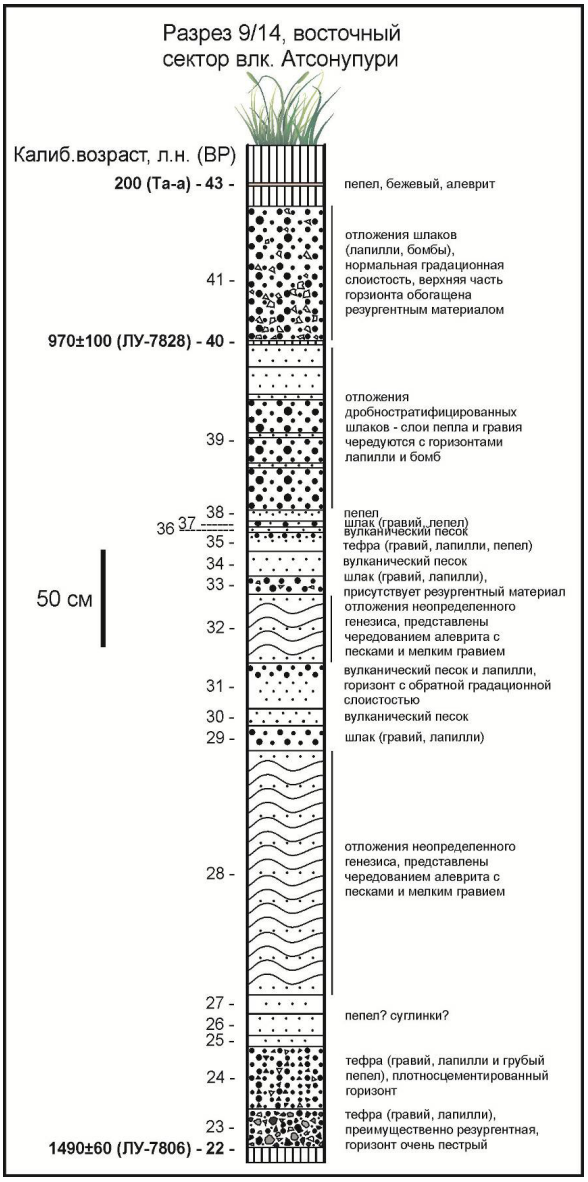



**Рис. 3.** Разрез 9/14, восточный сектор вулкана Атсонупури.

Тефра вулкана Атсонупури представлена главным образом отложениями черных, темно-коричневых шлаков, образующих горизонты различной степени крупности и мощности. Преобладают относительно мощные (≤10 см) горизонты пирокластики из вулканического гравия и лапилли, грубого и, реже, тонкого пеплов. Отложения зачастую характеризуются наличием нормальной или обратной градационной слоистости, при этом встречаются как отдельные слои, так и дробностратифицированные горизонты.

Помимо тефры вулкана Атсонупури в разрезе был найден один слой транзитного пепла, представленный бежевым алевритовым пеплом мощностью ~0,5 см, который в данном разрезе был самым молодым и фиксировал последний относительно крупный пеплопад в этом районе. Данный пепел нами был ранее изучен в разрезах почвенно-пирокластического чехла центральной части о. Итуруп (Дегтерев и др., 2016). Его возраст, по данным радиоуглеродного датирования подстилающей почвы, составил 200 лет. Судя по его стратиграфическому положению, возрасту и облику (цвет, крупность), его наиболее вероятным источником является вулкан Тарумай на о. Хоккайдо (Япония), расположенный в 500 км к юго-западу: в 1739 г. произошло мощное плинианское извержение этого вулкана, при этом в зону пеплопадов попали Малая Курильская гряда и Южные Курилы (Nakagawa et al., 2002; Nakagawa et al., 2011). Ранее данный пепловый прослой (индекс Та-а) уже был идентифицирован на островах Малой Курильской гряды и на о. Кунашир (Южные Курилы) (Nakagawa et al., 2002; Razjigaeva et al., 2008).

Вещественный состав ювенильной пирокластики вулкана Атсонупури представлен умеренно- и низко-калиевыми базальтами и андезибазальтами толеитовой серии с содержанием $SiO_2$ 47,19–56,57, $K_2O$ 0,30–0,72, $Na_2O$ 1,99–3,35 (масс. %). Образцы лавовых потоков имеют более узкий диапазон вариабельности, однако в целом он полностью идентичен составу тефры. Сравнение состава продуктов активности вулкана Атсонупури с вулканом Тятя по петрогенным окислам не обнаруживают каких-либо существенных отличий между.

Полученные данные свидетельствуют о высокой эксплозивной активности вулкана Атсонупури в течение последних 1500 лет, что указывает на возможность его новых извержений в ближайшем будущем. При этом вероятны не только терминальные (субтерминальные) извержения, но и побочные. Учитывая эксплозивный характер активности вулкана его извержения будут представлять угрозу для авиации и морских судов.

Авторы признательны А.Н. Кораблеву, а также своим коллегам из лаборатории вулканологии и вулканоопасности ИМГиГ ДВО РАН за помощь в проведении полевых работ на о. Итуруп.

*Исследования поддержаны грантом Правительства Сахалинской области для молодых ученых в 2014 г., грантами ДВО РАН (№ 16-I-1-039 э) и РФФИ (16-35-00138 мол_а).*

ЛИТЕРАТУРА:

1. Браславец К.М. История в названиях на карте Сахалинской области. Южно-Сахалинск: Дальневосточное книжное издательство, Сахалинское отделение. 1983. 144 с.
2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
3. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г., Гурьянов В.Б., Козлов Д.Н., Чибисова М.В. Эксплозивные извержения на о. Итуруп в голоцене: предварительные результаты тефрохронологических исследований // Мониторинг. Наука и технологии. 2016. Вып. 2. С. 6–10.
4. Bronk Ramsey C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. Radiocarbon. 1995. Vol. 37 (2). P. 425–430.
5. Bronk Ramsey C., Lee S. Recent and Planned Developments of the Program OxCal // Radiocarbon. 2013. Vol. 55 (2-3). P. 720–730.
6. Nakagawa M., Ishizuka Y., Kudo T., Yoshimoto M., Hirose W., Ishizaki Y., Gouchi N., Katsui Y., Solovyow A.W., Steinberg G.S., Abdurakhmanov A.I. Tyatya Volcano, southwestern Kuril arc: Recent eruptive activity inferred from widespread tephra // The Island Arc. 2002. № 11. P. 236–254.
7. Nakagawaa M., Hiragaa N., Furukawa R. Formation of a zoned magma chamber and its temporal evolution during the historic eruptive activity of Tarumai Volcano, Japan: Petrological implications for a long-term forecast of eruptive activity of an active volcano // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2011. Vol. 205, Issues 1-2. P. 1–16.
8. Petrelli M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. Vol. 6. doi:10.1029/2005GC000932.
9. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Belyanina N.I., Grebennikova T.A., Ganzey K.S. Paleoenvironments and landscape history of the Minor Kuril Islands since the Late Glacial // Quaternary International. 2008. Vol. 179, Issue 1. P. 83–89.

УДК 551.21

# ЧАСТОТА ПЕПЛОПАДОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ О. ИТУРУП (ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) В ГОЛОЦЕНЕ: ПО ДАННЫМ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ ТОРФЯНИКА В РАЙОНЕ ОЗ. ГНИЛОЕ

*А.В. Дегтерев, А.В. Рыбин*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
d_a88@mail.ru

В настоящем сообщении представлены результаты тефрохронологических исследований и радиоуглеродного датирования, выполненных для торфяника в районе оз. Гнилое (центральная часть о. Итуруп, Южные Курилы). Всего было идентифицированно 25 визуально различимых прослоев тефры, отложившихся за последние 12620±120 лет (общая частота извержений – 1 событие в 500 лет). Изучение распределения вулканических событий во времени свидетельствует об увеличение их частоты, начиная со среднего до позднего голоцена. Полученные данные позволяют оценить частоту пеплопадов в пределах освоенной территории острова, что может быть использовано при оценке вулканической опасности территории.

**Ключевые слова:** *Курильские острова, Итуруп, торфяник, тефра, радиоуглеродное датирование.*

Торфяники для целей тефрохронологических исследований представляют собой практический идеальный «архив», надежно фиксирующий даже относительно слабые проявления вулканической активности. Органогенный субстрат, вмещающий пепловые отложения, позволяет определить их абсолютный возраст и таким образом воссоздать летопись вулканических извержений за последние тысячи лет.

В настоящем сообщении представлены результаты тефрохронологических исследований и радиоуглеродного датирования, выполненных для торфяника в районе оз. Гнилое (центральная часть о. Итуруп, Южные Курилы). Полученные данные позволяют оценить частоту пеплопадов в пределах заселенного и хозяйственно освоенного участка островной суши, что может быть использовано при оценке вулканической опасности.

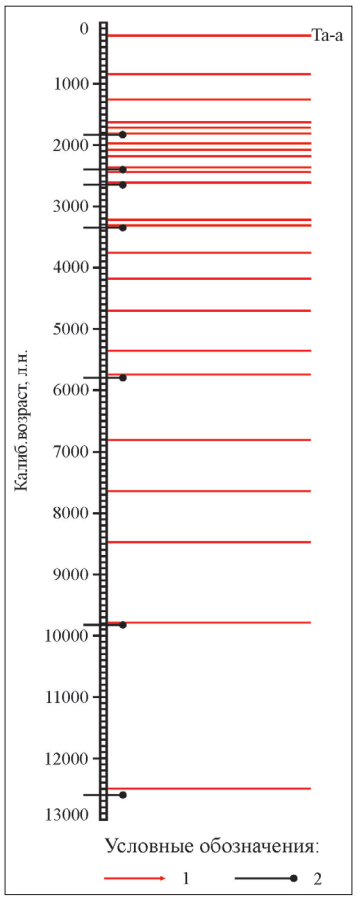
Материалы, положенные в основу настоящей статьи, были получены в ходе полевых работ 2013–2014 гг. Радиоуглеродное датирование выполнено на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета. Для пересчета радиоуглеродных дат в календарные применялась калибровочная программа «OxCal» (калибровочная кривая «IntCal 13» (https://c14.arch.ox.ac.uk) (Bronk Ramsey, 1995; Bronk Ramsey, Lee, 2013). В качестве материала для радиоуглеродного анализа использовались отложения погребенных торфа.

В разрезе торфяника РБ-2 в районе оз. Гнилое было обнаружено 25 визуально различимых прослоев тефры, отложившихся за последние 12620±120 лет (общая частота извержений – 1 событие в 500 лет). Представлены они преимущественно тонкими вулканическими пеплами желтовато-серого цвета мощностью от 0,3–0,5 до 2–5 см. Радиоуглеродное датирование образцов торфа, вмещающего пепловые прослои, позволило установить их абсолютный возраст и оценить частоту эксплозивных извержений в различные периоды времени. Распределение вулканических событий во времени (рис. 1) показывает, что во второй половине голоцена интенсивность эруптивной активности была в несколько раз выше: в течение последних 5810±140 лет средняя частота извержений составляла 1 событие в 305 лет, в то время как в период с 5810±140 по 12620±120 л.н. всего 1 событие в 1135 лет. На вторую половину голоцена приходится 19 из 25 голоценовых извержений, при этом 14 из них произошло за последние 3360±130 лет.

Предполагается, что основными источниками тефры могли быть действующие вулканы Баранского (абс. выс. – 1134 м, координаты – 45°6′12″ с.ш., 148°0′56″ в.д.), расположенный в 6

км к юго-востоку, и влк. Иван Грозный (абс. выс. – 1159 м, координаты – 45°0′45″с.ш., 147°52′25″ в.д.), расположенный в 16 км к юго-юго-западу. Вулканы Чирип и Богдан Хмельницкий, расположенные в 20 км к северу, в голоцене, скорее всего, были малоактивны и/или имели иной флюидный режим и не характеризовались проявлением эксплозивной активности. Однако для подтверждения этих данных необходимо провести специальные исследования, направленные реконструкцию активности этих вулканических центров за последние тысячи лет.

В верхней (позднеголоценовой) части торфяника диагностирован пепловый прослой, связанный с удаленным источником. Данный пепел, представленный светло-серым, бежевым алевритом мощностью около 0,5 см (до 1–1,5 см), встречается в большинстве разрезов почвенно-пирокластического чехла о. Итуруп. Его возраст, по данным радиоуглеродного датирования подстилающей почвы (разрез 8/14, район п. Рейдово), составляет 200 лет. Горизонт этой тефры является наиболее молодым и фиксирует последний относительно крупный пеплопад на территории о. Итуруп. Его хорошая выдержанность по простиранию и отсутствие вариаций в изменении гранулометрического состава указывают на его удаленное происхождение. Наиболее вероятным источником пепла, судя по его стратиграфическому положению, возрасту и облику (цвет, крупность), является вулкан Тарумай на о. Хоккайдо (Япония), расположенный в 600 км к юго-западу. В 1739 г. произошло мощное плинианское извержение вулкана, при этом в зону пеплопадов попали Малая Курильская гряда и Южные Курильские острова (Nakagawa et al., 2002; Nakagawa et al., 2011). Ранее данный пепловый прослой (индекс Та-а) был идентифицирован на островах Малой Курильской гряды и на о. Кунашир (Южные Курилы) Nakagawa et al., 2002; Razjigaeva et al., 2008).




Авторы выражают признательность своим коллегам из лаборатории вулканологии и вулканоопасности ИМГиГ ДВО РАН за помощь в проведении полевых работ на о. Итуруп.

*Исследования поддержаны грантом Правительства Сахалинской области для молодых ученых в 2014 г., грантами ДВО РАН (№ 16-I-1-039 э) и РФФИ (16-35-00138 мол_а).*

**Рис. 1.** Хронология эксплозивных извержений по данным радиоуглеродного датирования торфяника РБ-2. Условные обозначения: 1 – вулканические извержения, 2 – датировки (калиброванные значения).

ЛИТЕРАТУРА:

1. Bronk Ramsey C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program // Radiocarbon. 1995. Vol. 37 (2). P. 425–430.
2. Bronk Ramsey C., Lee S. Recent and Planned Developments of the Program OxCal // Radiocarbon. 2013. Vol. 55 (2-3). P. 720–730.
3. M. Nakagawa, Y. Ishizuka, T. Kudo, M. Yoshimoto, W. Hirose, Y. Ishizaki, N. Gouchi, Y. Katsui, A.W. Solovyow, G.S. Steinberg, A.I. Abdurakhmanov. Tyatya Volcano, southwestern Kuril arc: Recent eruptive activity inferred from widespread tephra // The Island Arc. 2002. № 11. P. 236–254.
4. M. Nakagawaa, N. Hiragaa, R. Furukawa. Formation of a zoned magma chamber and its temporal evolution during the historic eruptive activity of Tarumai Volcano, Japan: Petrological implications for a long-term forecast of eruptive activity of an active volcano // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2011. Vol. 205, Issues 1-2. P. 1–16.
5. N.G. Razjigaeva, L.A. Ganzey, N.I. Belyanina, T.A. Grebennikova, K.S. Ganzey Paleoenvironments and landscape history of the Minor Kuril Islands since the Late Glacial // Quaternary International. 2008. Vol. 179, Issue 1. P. 83–89.

УДК 551.21+550.42

# ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОД ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ПО ДАННЫМ МНОГОЛЕТНИХ НАБЛЮДЕНИЙ

*В.В. Ершов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
v.ershov@imgg.ru

В работе изложены результаты систематических наблюдений за изотопным составом вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Показано, что изотопный состав сопочных вод довольно слабо изменяется со временем. Установлено, что облако фигуративных точек на диаграмме $\delta^{18}O$-$\delta D$ имеет хорошо выраженный линейный тренд, обусловленный, предположительно, примесью метеорных вод.

**Ключевые слова:** *грязевулканические воды, стабильные изотопы, о-в Сахалин.*

Сведения об изотопном составе ($\delta^{18}O$, $\delta D$) сопочных вод необходимы для понимания механизмов грязевулканической деятельности, установления источников водной фазы грязевулканического вещества, а также определения временных изменений режима питания грязевых вулканов, обусловленных, в том числе, региональной сейсмичностью или подготовкой/реализацией извержения вулкана. Данные об изотопном составе вод грязевых вулканов России (Таманский п-ов), Азербайджана, Грузии, Тайваня, Италии, Тринидад и Тобаго, Китая, Индии опубликованы в работах (Dia et al., 1999; Martinelli, Judd, 2004; Гулиев и др., 2004; Лаврушин и др., 2005, 2015; Nakada et al., 2011; Chao et al., 2013; Ray et al., 2013). Обобщение литературных данных для грязевых вулканов мира сделано в работе (Ершов, Никитенко, 2015). Между тем, все известные данные об изотопном составе грязевулканических вод получены в результате разовых опробований. Систематические наблюдения за содержанием изотопов $^{18}O$ и $^{2}H$ в сопочных водах ранее не проводились.

Объектом наших исследований является Южно-Сахалинский грязевой вулкан – один из самых крупных и активных грязевых вулканов о-ва Сахалин. Первые данные об изотопном составе его вод (результаты анализа одной пробы) представлены в работе (Селецкий, 1992). Более поздние сведения для этого вулкана имеются в работах (Ершов, 2014; Челноков и др., 2015). Целью настоящей работы является анализ результатов систематических наблюдений за изотопным составом вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана, проводившихся нами в 2009, 2011-2015 гг. В общей сложности из грифонов вулкана было отобрано более 60 проб сопочных вод. Подобные детальные исследования для грязевого вулкана выполнены впервые в мировой практике.

Аналитические определения дейтерия и кислорода-18 в сопочных водах в разные годы проводились в Ресурсном центре «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета (г. Санкт-Петербург), Дальневосточном геологическом институте (г. Владивосток), Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Ниже будут рассматриваться те данные по изотопному составу сопочных вод, для которых $\delta^{18}O \geq 0{,}5$ ‰ SMOW.

Изотопные определения показывают, что, независимо от года наблюдений, фигуративные точки на диаграмме $\delta^{18}O$-$\delta D$ для вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана лежат далеко в стороне от линии метеорных вод Крейга (рис. 1). Наибольшая плотность облака фигуративных точек достигается в интервале $\delta^{18}O$ = (+5,0; +7,0) ‰ SMOW и $\delta D$ = (–24,0; –14,0) ‰ SMOW. Рассматриваемые воды, в основном, нейтральные или слабощелочные, минерализация составляет в среднем около 21 г/л, среди анионов преобладает $Cl^-$ и $HCO_3^-$, среди катионов – $Na^+$ (Ершов, 2015). Исходя из этого, мы полагаем, что основным источником водной фазы грязевулканического вещества являются седиментационно-погребенные воды морского происхождения. Даль-

нейшая эволюция захороненных вод протекала, вероятно, следующим образом. Газовая залежь, питающая Южно-Сахалинский грязевой вулкан, находится на глубине около 8 км и содержит большое количество $CO_2$ (Ершов и др., 2011). Поступающий под большим давлением в водный раствор $CO_2$ будет накапливаться в сопочных водах в форме гидрокарбонат-ионов. Фазовые превращения глинистых минералов в области высоких температур и давлений (иллитизация смектита) приводят к выделению дегидратационных вод. При смешивании дегидратационных и захороненных вод происходит опреснение (понижение концентрации $Cl^-$) последних, а также их утяжеление по кислороду-18 и облегчение по дейтерию.

Облако фигуративных точек на диаграмме $\delta^{18}O$-$\delta D$ хорошо аппроксимируется линейной зависимостью (коэффициент корреляции равен 0,63). Этот тренд обусловлен, вероятно, смешением грязевулканических вод с метеорными водами уже на современном этапе деятельности вулкана. Для нескольких проб, взятых в период выпадения атмосферных осадков, выполнено одновременное определение изотопного и химического состава. Результаты этих определений показывают, что уменьшение концентрации $Cl^-$ в пробах сопровождается их облегчением по кислороду-18. Можно предположить, что воды Южно-Сахалинского грязевого вулкана, незагрязненные метеорными водами, имеют значения $\delta^{18}O$ = +7,0 ‰ SMOW и $\delta D$ = –16,0 ‰ SMOW. Возьмем за основу модель смешивания и будем полагать, что второй конечный член этой модели (соответствующий метеорным водам) имеет значения $\delta^{18}O$ = –6,5 ‰ SMOW и $\delta D$ = –42,0 ‰ SMOW. В итоге получаем, что доля метеорных вод в сопочных водах Южно-Сахалинского вулкана составляет 15–20 %. Отметим, что подобный линейный тренд отмечается также в работе (Лаврушин и др., 2005) для вод грязевых вулканов Таманского п-ова. Утяжеление изотопного состава сопочных вод объясняется приближением к горному сооружению Большого Кавказа. Видно, что «сахалинский» и «таманский» тренды практически идентичны, хотя в нашем случае все пробы отобраны на одном и том же вулкане. Следовательно, возможно альтернативное объяснение линейного тренда для вод грязевых вулканов Таманского п-ова.

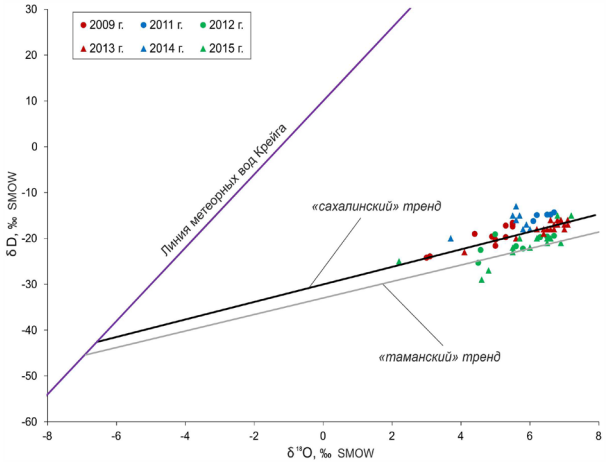



**Рис. 1.** Изотопный состав вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана по результатам опробований 2009, 2011-2015 гг.

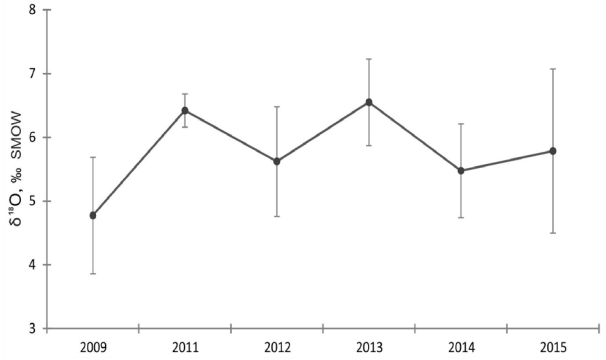



**Рис. 2.** Вариации среднего содержания кислорода-18 в водах Южно-Сахалинского грязевого вулкана с указанием среднеквадратического отклонения.

В период наших наблюдений не зафиксировано существенных вариаций изотопного состава вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана во времени (рис. 2). Это позволяет говорить о том, что данный вулкан на протяжении многих лет питается водами из одного источника и пока нет оснований предполагать наличие других водного источников (питающих резервуаров). В то же время есть мнение, что грязевые вулканы имеют сложную систему подводящих каналов и питающих резервуаров, т.е. есть предполагается наличие нескольких источников питания (например, Dia et al., 1999). Очевидно, что в данном вопросе есть две, в определенном смысле противоположные, теоретические позиции. С точки зрения одной из них, существует несколько источников грязевулканических флюидов. Соответственно, наблюдаемые вариации изотопного и химического состава сопочных вод объясняются преимущественно смешением из разных источников в различных пропорциях. С точки зрения второй позиции, указанные вариации

объясняются преимущественно взаимодействием в системе «вода–порода–газ», которой является канал грязевого вулкана. Очевидно, что обсуждаемый вопрос пока еще далек от своего окончательного решения, и здесь требуются дальнейшие исследования.

Таким образом, в ходе проведенных исследований установлен характерный диапазон изотопных характеристик вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Из него следует, что изучаемые воды приурочены ко второй моде глобального распределения частоты встречаемости значений $\delta^{18}O$ в сопочных водах (Ершов, Никитенко, 2015). Метеорные воды не принимают существенного участия в питании Южно-Сахалинского грязевого вулкана, хотя небольшая их примесь обусловливает линейный тренд на диаграмме $\delta^{18}O$-$\delta D$. Изотопный состав вод данного вулкана стабилен во времени и мало различается для разных грифонов.

*Исследования были выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-01768).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гулиев И.С., Гусейнов Д.А., Фейзуллаев Ф.А. Геохимические особенности и источники флюидов грязевых вулканов Южно-Каспийского осадочного бассейна в свете новых данных по изотопии C, H и O // Геохимия. 2004. № 7. С. 792–800.
2. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // ДАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 256–261.
3. Ершов В.В. Гидрогеохимические исследования Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Науки о Земле. Современное состояние: Материалы II Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции, Шира (Республика Хакасия), 30 июля–6 августа 2014 г. Новосибирск: НГУ, 2014. С. 165–167.
4. Ершов В.В. Характерные особенности химического состава вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами», Владивосток, 06–11 сентября 2015 г. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 257–260.
5. Ершов В.В., Никитенко О.А Распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в водах грязевых вулканов мира // Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами», Владивосток, 06-11 сентября 2015 г. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 386–389.
6. Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е. и др. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 1. С. 3–29.
7. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 143–158.
8. Селецкий Ю.Б. Аномальный изотопный состав минеральных вод Синегорского месторождения // Отечественная геология. 1992. № 12. С. 73–77.
9. Челноков Г.А., Жарков Р.В., Брагин И.В. и др. Геохимические характеристики подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 5. С. 81–95.
10. Chao H.C., You C.F., Liu H.C., Chung C.H. The origin and migration of mud volcano fluids in Taiwan: Evidence from hydrogen, oxygen, and strontium isotopic compositions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 114. P. 29–51.
11. Dia A.N., Castrec-Rouelle M., Boulegue J., Comeau P. Trinidad mud volcanoes: Where do the expelled fluids come from? // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. P. 1023–1038.
12. Martinelli G., Judd A. Mud volcanoes of Italy // Geological Journal. 2004. Vol. 39. P. 49–61.
13. Nakada R., Takahashi Y., Tsunogai U. et al. A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China // Applied Geochemistry. 2011. Vol. 26. P. 1065–1076.
14. Ray S.J., Kumar A., Sudheer A.K. et al. Origin of gases and water in mud volcanoes of Andaman accretionary prism: implications for fluid migration in forearcs // Chemical Geology. 2013. Vol. 347. P. 102–113.

УДК 551.21+550.36

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ГРИФОНОВ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА НА ОСНОВЕ ДВУМЕРНОГО НЕСТАЦИОНАРНОГО УРАВНЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

*В.В. Ершов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
v.ershov@imgg.ru

В работе изложены результаты математического моделирования температурного режима грифонов грязевого вулкана. Модель основана на двумерном нестационарном уравнении теплопроводности с конвективным слагаемым. Результаты моделирования неплохо согласуются с натурными данными.

**Ключевые слова:** *грязевой вулкан, температурный режим, математическое моделирование.*

Температурные измерения часто используются при изучении различных природных процессов и явлений. Они позволяют, в частности, получать информацию об активности флюидодинамических систем. Результаты измерений температуры водогрязевой смеси в эруптивных аппаратах на теле грязевого вулкана – грифонах и сальзах – описаны для вулканов Пакистана, Тринидад и Тобаго, США (Delisle et al., 2002; Negaresh, 2008; Deville, Guerlais, 2009; Svensen et al., 2009). Автором были проведены температурные наблюдения на Южно-Сахалинском грязевом вулкане в полевые сезоны 2005–2009 гг. Измерения проводились ручным цифровым термометром в верхней части грифонного канала (до глубины 20 см). По результатам наблюдений установлено, что после Горнозаводского (2006 г.) и Невельского (2007 г.) землетрясений во многих грифонах вулкана возникают положительные и отрицательные температурные аномалии (Ершов и др., 2008). Установлено также, что для активных грифонов характерны относительно низкие и слабо изменяющиеся значения температуры водогрязевой смеси, для пассивных грифонов имеет место обратная закономерность. Под активностью грифона понимается интенсивность выделения из грифона газа и водогрязевой смеси. Описанные измерения имели естественные ограничения по продолжительности и частоте измерений. Позднее с помощью автономного регистратора температуры семейства iButton Data Loggers впервые получена длительная (продолжительностью более 1 года) непрерывная запись вариаций температуры в грифоне Южно-Сахалинского грязевого вулкана с частотой измерений один раз в три часа (Ершов и др., 2008).

По мере накопления эмпирических данных все острее встает вопрос об их корректной интерпретации. Вопросы математического моделирования процессов переноса тепла в каналах грязевых вулканов пока разработаны слабо, в связи с чем эмпирические данные не всегда получают удовлетворительное теоретическое объяснение. Ранее нами была предложена математическая модель температурного режима грифонов грязевого вулкана (Ершов и др., 2010). При моделировании считается, что теплообмен между водогрязевой смесью в грифонном канале и окружающей средой происходит только на концах канала. Модель основана на одномерном нестационарном уравнении теплопроводности с конвективным слагаемым: $T_t^{/} = aT_{xx}^{//} - \upsilon T_x^{/}$, где $T$, $a$, $\upsilon$ – температура, температуропроводность и эффективная скорость течения водогрязевой смеси (скорость конвективного переноса тепла), $x$ и $t$ – переменные по пространству и времени. Температура на нижнем конце канала считается постоянной. Температура на верхнем конце канала считается равной температуре воздуха, т.е. задается периодической функцией времени. Одномерная модель в силу своей относительной простоты удобна для численных расчетов, позволяет получить аналитическое решение поставленной начально-краевой задачи. На качественном уровне она хорошо объясняет основные наблюдаемые закономерности температурного режима грифонов грязевого вулкана. Аномалии температуры в грифонах после зем-

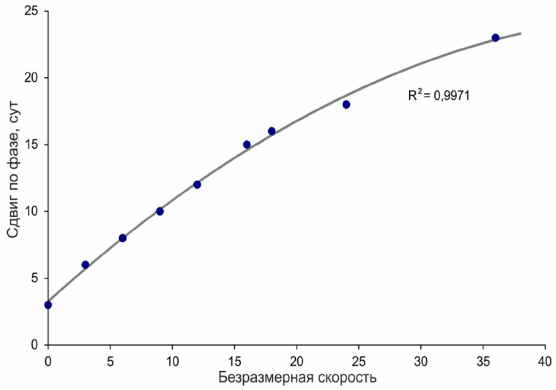



**Рис. 1.** Модельная зависимость фазового сдвига между годовыми гармониками колебаний температуры в грифоне и температуры воздуха от безразмерной скорости конвективного теплопереноса в грифонном канале.

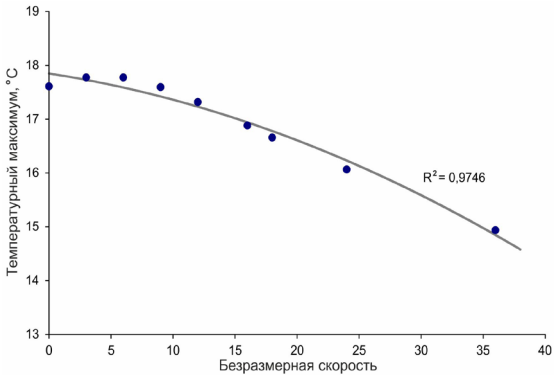



**Рис. 2.** Зависимость максимальной модельной температуры водогрязевой смеси в грифоне от безразмерной скорости конвективного теплопереноса в грифонном канале, рассчитанная для летнего периода времени.

летрясений интерпретируются с помощью этой модели как изменения в эффективной скорости течения водогрязевой смеси в грифонных каналах. Увеличение скорости приводит к появлению отрицательных температурных аномалий, уменьшение скорости – к появлению положительных аномалий (Ершов и др., 2010).

В силу сделанных упрощающих предположений предложенная нами модель имеет ряд недостатков. В частности, модельные колебания температуры в грифонах происходят в одной фазе с колебаниями температуры воздуха, что не согласуется с натурными данными. В данной работе на примере Южно-Сахалинского грязевого вулкана рассматриваются первые результаты моделирования температурного режима грифонов грязевого вулкана с учетом теплообмена водогрязевой смеси с вмещающими породами через боковые стенки грифонного канала. При моделировании используется уравнение теплопроводности с конвективным слагаемым для цилиндрического канала: $T_t^{/} = a(r^{-1}T_r^{/} + T_r^{/} + T_z^{/}) - \upsilon T_z^{/}$, где $r$ и $z$ – переменные по пространству в цилиндрических координатах, остальные обозначения те же самые. Температура на нижнем конце здесь также считается постоянной. Температура на верхнем конце канала задается суперпозицией годовых и суточных колебаний температуры воздуха. Амплитуды и начальный фазы этих гармоник оценивались из справочника (Климат…, 1982). Граничное условие на боковых стенках канала состоит из двух слагаемых. Одно из них не зависит от времени и представляет собой среднегодовое распределение температуры в земной поверхности по глубине, которое задавалось по справочным данным из работы (Климат…, 1982). Второе слагаемое имеет нестационарный характер и отождествляется с решением задачи о распространении периодических колебаний температуры в однородной изотропной толще (Черемenский, 1972). Большое влияние на результаты расчетов оказывает температуропроводность вмещающих пород. Оценки этого параметра сделаны по данным записи температурного регистратора HOBO U12, установленного в теле Южно-Сахалинского грязевого вулкана с 06 августа 2004 г. по 03 мая 2005 г. на глубине 2,8 м. Поставленная начально-краевая задача приводилась к безразмерному виду и затем решалась численными методами – по явной конечно-разностной схеме, используемой для задач с осевой симметрией (Саульев, 1960). Для корректного сопоставления модельных и натурных данных проводилось усреднение модельных температур в верхней части грифонного канала (до глубины 20 см).

Модельные расчеты показывают, что с повышением скорости конвективного теплопереноса увеличивается разность фаз между колебаниями температуры воздуха и колебаниями температуры в грифоне (рис. 1). Эта модельная закономерность подтверждается данными натурных наблюдений на Южно-Сахалинском грязевом вулкане. Расчеты выполнены для безразмерной скорости, переход к которой осуществляется по формуле: $\upsilon \to \upsilon R a^{-1}$, где $R$ – радиус грифонного канала. Температуропроводность водогрязевой смеси принималась равной $2 \cdot 10^{-7}$ м/с, радиус канала – 0,2 м. Исходя из итого, значение безразмерной скорости, которое,

например, равно 20, будет соответствовать объемному расходу из грифона водогрязевой смеси около 217 л/сут. Однако необходимо учитывать, что поднимающиеся в канале пузырьки газа также осуществляют конвективный перенос тепла. Поэтому реальное количество изливаемой грифоном водогрязевой смеси, соответствующее данному значению безразмерной скорости, будет существенно меньше.

Из модельных расчетов видно, что для летнего периода наблюдений значения температуры водогрязевой смеси в активных грифонах будут ниже, чем в пассивных грифонах (рис. 2). Такая же закономерность характерна и для наших натурных данных. Видно также, что при прочих равных условиях температура в грифонах, для которых значения безразмерной скорости лежат в диапазоне от 0 до 10, будет практически одинаковой. Модельные расчеты также показывают, что температура в грифоне слабо зависит от температуры в источнике (на нижнем конце канала), а обусловлена главным образом температурой вмещающих пород в приповерхностной части грязевого вулкана (мощностью порядка 10 м). Водогрязевая смесь по мере своего подъема в канале в значительной степени успевает прийти в тепловое равновесие. Очевидно, что при очень высокой скорости поступления водогрязевой смеси на дневную поверхность, например, при извержении вулкана, температура смеси будет слабо отличаться от температуры в питающем резервуаре.

Таким образом, математическая модель в двумерном приближении более адекватно описывает вариации температуры водогрязевой смеси в грифонах грязевого вулкана. Результаты моделирования согласуются с натурными данными не только на качественном уровне – здесь имеется и неплохое количественное соответствие. Однако большой объем вычислений обусловливает долгий счет по этой модели, что ограничивает проведение вычислительных экспериментов. Для приближенных оперативных расчетов можно рекомендовать применять одномерную модель.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Ершов В.В. Первый опыт гидрогеотермических наблюдений на Южно-Сахалинском грязевом вулкане // Мониторинг. Наука и технологии. 2016. № 2. С. 11–15.
2. Ершов В.В., Доманский А.В., Левин Б.В. Моделирование температурного режима грифонов грязевого вулкана // ДАН. 2010. Т. 435. № 3. С. 384–389.
3. Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006-2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газоводолитокластитового (грязевого) вулкана // ДАН. 2008. Т. 423, № 4. С. 533-537.
4. Климат Южно-Сахалинска / под ред. Ц.А. Швер, Д.Ф. Лазаревой. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 254 с.
5. Саульев В.К. Интегрирование уравнений параболического типа методом сеток. М.: Физматлит, 1960. 324 с.
6. Черменский Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. 272 с.
7. Delisle G., von Rad U., Andruleit H. et al. Active mud volcanoes on- and offshore eastern Makran, Pakistan // International Journal of Earth Sciences. 2002. Vol. 91. P. 93–110.
8. Deville E., Guerlais S.-H. Cyclic activity of mud volcanoes – Evidences from Trinidad (SE Caribbean) // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 1681–1691.
9. Negaresh H. Mud volcanoes in Sistan and Baluchestan Provinces, Makran Coast, Southeast Iran // Bulletin of the Geological Society of Malaysia. 2008. Vol. 54. P. 1–7.
10. Svensen H., Hammer O., Mazzini A. et al. Dynamics of hydrothermal seeps from the Salton Sea geothermal system (California, USA) constrained by temperature monitoring and time series analysis // Journal of Geophysical Research. 2009. Vol. 114. doi:10.1029/2008JB006247.

УДК 551.23

# ТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ОСТРОВА САХАЛИН: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

*Р.В. Жарков*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Представлены результаты исследований современных физико-химических свойств термальных вод острова Сахалин, полученные в ходе полевых исследований 2004–2015 гг. Результаты физико-химических исследований позволили провести оценку перспективности использования термальных вод в бальнеотерапии.

**Ключевые слова:** *термальные воды, геохимические особенности, остров Сахалин.*

## ВВЕДЕНИЕ

Термальные источники на острове Сахалин довольно широко распространены в пределах Северо-Сахалинского гидрогеологического бассейна напорных вод (Дагинские и Лунские термальные источники). Небольшие термопроявления известны также в долинах рек Паромай, Агнево, Тавда, Амурская и Приточная. Термальные проявления Сахалина сравнительно слабо изучены. Исследованиями гидротерм Сахалина занимались В.В. Иванов (1954), Н.Д. Цитенко (1961), М.А. Штейн (1962, 1967), Б.Т. Комиссаренко (1964), И.Г. Завадский (1983), Т.С. Розорителева и др. (1991). Автором с 2004 года совместно с сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН (к.г.-м.н. О.А. Мельников, к.г.н. Д.Н. Козлов, И.М. Климанцов, Ф.А. Романюк) и ДВГИ ДВО РАН (к.г.-м.н. Г.А. Челноков, к.г.-м.н. И.В. Брагин) проводились полевые исследования термальных источников о. Сахалин (Жарков, 2005; 2008; Оказание услуг ..., 2014). Цель исследований – выявить гидрогеохимические особенности термальных вод острова и дать современную оценку перспектив их использования в бальнеотерапии.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых исследований 2004–2015 гг. проводились определения основных физико-химических параметров гидротерм (pH, температура), производился отбор проб термальных вод. Полный химический анализ термальных вод был выполнен аккредитованной лабораторией ОАО «Приморгеология» (г. Владивосток) по стандартным методикам. Изотопные определения кислорода и водорода в воде выполнены на масс-спектрометре Finigan MAT 252 в ДВГИ ДВО РАН (аналитик к.г.-м.н. Т.А. Веливецкая). Основные анализы спонтанных и растворенных газов выполнены на газовом хроматографе КристалЛюкс 4000 в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (аналитики: к.г.-м.н. Е.В. Коровицкая, О.Ф. Верещагина). В 2013–2015 гг. во Владивостокском филиале ФГБУ «ДНЦ ФПД» СО РАМН – НИИ медицинской климатологии и восстановительного лечения (г. Владивосток) были выполнены бальнеологические заключения для наиболее представительных термальных источников Сахалина (аналитик к.г.-м.н. Б.И. Челнокова).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ниже приводится краткое описание известных на Сахалине проявлений и месторождений термальных вод (с севера на юг острова), дается современная физико-химическая характеристика и оценка перспектив применения.

*Паромайские термальные источники* находятся в долине р. Паромай (север Сахалина). Термальные источники выходят у северо-западного конца небольшого пресного озера, в которое и стекает вода источников. В центре участка, на котором выходит вода, находится неглубокий колодец сечением 1,1×1,3 м, закрепленный деревянным срубом. Температура воды в колодце у дна 32 °С, температура воды в грифонах вокруг колодца в пределах 20–32 °С. Суммарный дебит Паромайских источников около 1,3 л/с. Вода источников пресная (до 1 г/л), щелочная (pH–8,4),

хлоридно-гидрокарбонатная натриевая. Относительно низкая температура воды, отсутствие специальных бальнеологических компонентов и мало привлекательные ландшафтные условия делают нецелесообразной организацию практического лечебного использования Паромайских источников (Современная изученность ..., 1991).

Современных данных о состоянии этих термальных источников нет.

*Дагинское месторождение термоминеральных вод* находится на северо-востоке острова, на побережье Ныйского залива Охотского моря. На месторождении выделяются три участка разгрузки термоминеральных вод: Южный, Центральный и Северный.

Термоминеральные воды Южного участка (источники «Молодость», «Мечта») принадлежат к типу слабощелочных (pH=7,4–7,5, Eh=–20) хлоридно-натриевых вод с высоким содержанием гидрокарбонат-иона и кальция. Общая минерализация 2–2,5 г/л. Температура воды 30–40 °С. Скважиной №2 на глубине 180-190 м вскрыты термальные (45 °С) слабоминерализованные (М – 1,2 г/л) гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с pH=7,95, Eh=–46. Центральный участок протягивается в северо-восточном направлении на 250 метров. В химическом составе вод источников наблюдаются заметные вариации при приближении к береговой зоне Ныйского залива. Воды источника «Пионер» метановые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с температурой до 40 °С, pH=7,5, минерализация 1,7 г/л. Источники «Партизан» и «Патриот» метановые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с температурой 38–40 °С (зимой температура достигает 53 °С), pH=7,4–7,7, минерализация 1,7–2 г/л. Термальный источник «Трепанг» более минерализован (М-2,1 г/л), его гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды нагреты до 30 °С. Содержание метакремниевой кислоты в источниках Южного и Центрального участков порядка 50–52 мг/л, в незначительных количествах содержится йод (до 2 мг/л), бром (до 4–5 мг/л). Скважина №5 на Центральном участке вскрыла хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термы с повышенным содержанием $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$. Минерализация глубинных терм более 2 мг/л. Термы источников Северного участка разгружаются в пределах литоральной зоны залива и в прилив заливаются морскими водами (каптированный источник «Кальмар»). Среднеминерализованные (М=2–9 г/л) слабощелочные (pH=7,4) хлоридные натриевые термы (Т=28–40 °С) заполняют воронкообразные котлы диаметром до трех метров и глубиной более 1 м. Химический состав вод котлов в межприливный период значительно меняется. После отлива в котлах сохраняется хлоридно-сульфатная натриево-магниевая вода залива, со временем она разбавляется глубинными гидрокарбонатными натриево-кальциевыми термами, что приводит к образованию хлоридных натриево-кальциевых вод, либо гидрокарбонатные натриево-кальциевые термы полностью замещают воды залива. С изменением состава вод уменьшается их минерализация, температура увеличивается на несколько градусов.

Воды Дагинского месторождения в основном относятся к XXX г хлоридной натриевой, бромной, йодной группе минеральных лечебных вод, являются близким аналогом Талицкого гидрохимического типа (по ГОСТ Р 54316-2011). Термальные, слабоминерализованные хлоридные натриевые бромные, йодные, с повышенным содержанием органики воды могут использоваться только для наружного применения при: болезней системы кровообращения, нервной системы, костно-мышечной системы, органов дыхания, пищеварения, эндокринной системы. На сегодняшний день Дагинское месторождение термоминеральных вод наиболее посещаемое жителями и гостями острова, для купаний используются каптированные источники Южного и Центрального участков.

*Лунские источники термальных вод* протягиваются на 250 м в северо-восточном направлении на побережье Лунского залива Охотского моря. После 2012 года термальные воды перестали выходить на этом участке, причина резкого изменения физических свойств воды достоверно неизвестна. До настоящего времени на месте термальных источников выходят холодные грунтовые воды. Ниже приводится описание источников по состоянию на 2004 год. Термальные воды северного и центрального участка разгружались в песке морской литорали и сублиторали. Здесь источники представляли собой вырытые и местами каптированные неглубокие ямы, которые заполнялись термами. Температура в таких ямах была от 30–40 °С, pH=7,6–7,8, Eh= -25–(-40). По химическому составу это гидрокарбонатно-хлоридные натриевые термы с минерализацией до 3 г/л (источник «Лагуна»). В центральной части месторождения

выделялся термальный источник «Лесхозный». Это вырытый в песке каптированный источник с деревянным надкоптажным сооружением, глубина его около 1 м, площадь 4 м$^2$. Рядом с этим источником находится глубокий ров длиной 60 м и шириной 5 м, который заполняется холодной водой ручейков и грунтовых вод. Температура в источнике была 40–50 °С, pH=7,5, Eh= -21. Его хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды более минерализованы (3,6 г/л). В южной части Лунского месторождения в заболоченном участке разгружались слабоминерализованные гидрокарбонатные натриевые термы с температурой 27 °С, pH=8, Eh= -51.

Источники ранее очень активно использовались для купаний. В случае восстановления термальных источников их применение возможно по аналогии с гидротермами Дагинского месторождения.

*Агневские термальные источники* представляют собой выходы подземной воды, пробивающиеся из скалы песчаников на высоте от 3–4 до 30 м над урезом воды р. Агнево. Всего насчитано 9 основных выходов термальных источников (Иванов, 1953). Вода Агневских источников азотно-метановая, щелочная (pH 8,8), слабоминерализованная (1,2 г/л), гидрокарбонатная натриевая, термальная (23–36 °С). В воде присутствуют в повышенных концентрациях специфические микрокомпоненты (B – 1,12 мг/дм$^3$; Mn – 0,186 мг/дм$^3$), которые являются биологически активными и допустимыми в данных количествах для лечебных вод.

На сегодняшний день термы мало используются из-за их труднодоступности, но будут активнее применяться в будущем при развитии лесопромышленного и рыбохозяйственного комплексов в данном районе. Наружное применение возможно по аналогии с азотно-метановыми термальными водами в виде ванн для лечения и профилактики заболеваний опорно-двигательного аппарата, нарушений обмена веществ, болезнях сердечно-сосудистой, нервной систем, гинекологических заболеваниях, хронических заболеваниях кожи, ожогах.

*Лесогорские термальные источники* расположены на правом берегу р. Тавда. Здесь имеется три источника, самый крупный из которых каптирован. Общий дебит источников – 150 м$^3$/сут. Воды азотно-метановые, горячие (32,3–39,5 °С), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 0,33–0,4 г/л.

Воды Лесогорских термальных источников давно пользуются у населения большой популярностью, в прошлом на их базе функционировал небольшой санаторий. Согласно бальнеозаключению, выполненному в 2014 г., воду рекомендуется использовать как для наружного, так и для внутреннего применения. По аналогии с Кульдурским типом для наружного применения термы можно использовать при болезнях систем кровообращения, нервной, костно-мышечной, эндокринной, болезях кожи и др. Для внутреннего применения можно использовать как аналог Караченского типа питьевых лечебно-столовых вод для лечения и профилактики болезни пищевода, хроническом гастрите, язвенной болезни желудка и 12-и перстной кишки, болезней кишечника, печени, поджелудочной железы, обмена веществ по назначению врача и дозировано.

*Амурские термальные источники* расположены на полуострове Крильон, в долине р. Амурская, в 8 км от побережья Татарского пролива. Выходы воды сопровождались бурным выделением газа, наблюдались как на правом, так и на левом берегу р. Амурской, почти у самого уреза воды. В 1950-х гг. зафиксировано 2 теплых источника с температурой 23–26 °С и многочисленные выходы газа. По сохранившимся японским данным, в 1935 г. была пробурена скважина, которая на глубине 700 м вскрыла газоносный горизонт. До 1990-х г. вода в скважине была теплая и использовалась местными жителями для купаний. В настоящее время выходы термальных вод в долине реки не отмечаются, из скважины выходят холодные воды с низким дебитом, идет интенсивное выделение газа. Практического интереса для бальнеотерапии воды скважины не представляют.

*Приточные термальные источники* расположены в долине р. Приточная, в районе впадения ее в р. Урюм. Здесь можно выделить 3 небольших термальных источника с температурой 17–27 °С. Со дна источников интенсивно выделяется газ, состоящий на 93 % из метана. Вода источников нейтральная (pH–7), хлоридная натриевая с минерализацией 8,5 г/л. Термы источников обладают высоким содержанием биологически активных компонентов (I – 9,7 мг/дм$^3$, B – 42,3 мг/дм$^3$, Br – 93,9 мг/дм$^3$, Li – 0,25 мг/дм$^3$, Mn – 0,15 мг/дм$^3$), что значительно повышает их бальнеотерапевтическую ценность.

Источники используются для наружного применения немногочисленными в этом труднодоступном районе охотниками и рыбаками. Перспектив для увеличения рекреантов в ближайшем будущем нет.

## ВЫВОДЫ

Термальные воды на Сахалине наиболее распространены в северных малонаселенных и труднодоступных районах. В южной части острова термопроявления незначительны, труднодоступны и малоизвестны. Физико-химические характеристики термальных вод острова разнообразны, но не всегда устойчивы. Уникальным природным явлением с точки зрения изучения динамики изменения гидротерм является прекращение поступления термальных вод на поверхность в районе залива Лунский и в долине реки Амурская. В то же время, Дагинские, Агневские и Лесогорские термальные источники проявляют постоянство физико-химических параметров на протяжении длительного периода исследований их отечественными учеными. Разнообразные по гидрохимическому типу термальные воды острова можно использовать в бальнеотерапии для наружного и внутреннего применения при широком диапазоне заболеваний. Наиболее перспективными в этом плане были и остаются Дагинские и Лесогорские термальные источники.

## ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ Р 54316-2011. Воды минеральные природные питьевые. Общие технические условия. М.: Стандартинформ, 2011. 48 с.
2. Жарков Р.В. Дагинское месторождение термоминеральных вод на севере о. Сахалин // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: сборник материалов II Сахалинской молодежной научной школы, Южно-Сахалинск, 4-10 июня 2007 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. С. 285–290.
3. Жарков Р.В. Особенности геохимии термальных вод Дагинского месторождения (о. Сахалин) // Строение литосферы и геодинамика. XXI Всероссийская молодежная конференция. Иркутск, 2005. С. 140–141.
4. Завадский И.Г. Отчет по изучению режима подземных вод на территории Сахалинской области в 1982-83 гг. Южно-Сахалинск: Сахалинская ГГЭ, 1983. 49 с.
5. Иванов В.В. Курортные ресурсы Сахалина и перспективы их лечебного использования: отчёт комплексного отряда Сахалинской экспедиции. М.: Центральный институт курортологии, 1954. 265 с.
6. Комиссаренко Б.Т. Минеральные источники и лечебные грязи Сахалина и Курил – Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 1964. 115 с.
7. Оказание услуг по созданию кадастра рекреационных ресурсов, проведение комплексного исследования и производства работ в области разведки и использования имеющихся природных ресурсов Сахалинской области: отчет о НИР / исполн. Р.В. Жарков. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2014. 268 с. Инв. № 3664 (Фонды ИМГиГ ДВО РАН).
8. Современная изученность гидротермоминеральных ресурсов Сахалина и Курильских островов и перспективы их использования в народном хозяйстве: геологический отчет за 1990-1991 гг. / исполн.: Т.С. Розорителева, В.Е. Прядко, Е.Л. Спалило. Южно-Сахалинск: Сахалингеология, 1991. 895 с. Инв. № 461852 (Росгеолфонд, Центральное фондохранилище).
9. Цитенко Н.Д. Воды Дагинских горячих ключей на о. Сахалине // Труды ВНИГРИ. Вып. № 181. СПб., 1961. С. 203–213.
10. Штейн М.А. Определение параметров и глубин залегания термальных подземных вод // Труды СахКНИИ. Вып. 12. Южно-Сахалинск, 1962. С. 162–165.
11. Штейн М.А. Термальные воды Сахалина и вопросы их использования // Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М.: Наука, 1967. С. 274–280.

УДК 551.21+550.83.04

# РАЗРАБОТКА ЭЛЕКТРОННОГО КАТАЛОГА ИНФРАКРАСНОЙ ТЕРМОГРАФИИ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

*Д.Н. Козлов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Приводятся краткие сведения о ходе работ по созданию электронного каталога инфракрасной термографии активных вулканов Южных Курильских островов, показан пример табличной организации каталога, рассмотрены перспективы его применения.

**Ключевые слова:** *вулкан, инфракрасная съемка, электронный каталог.*

В исследованиях областей современного активного вулканизма вулканологами нередко используется точное пирометрическое оборудование – мобильные цифровые тепловизионные комплексы (тепловизоры, инфракрасные камеры). Зарубежные и отечественные ученые успешно применяют такую аппаратуру для поиска и обследования термоаномалий, мониторинга извержений и поствулканических процессов (Гордеев, Дрознин, 2010; Дрознин, 2009; Дрознин, Дубровская, 2009; Calvari et al., 2005; Mongillo, Wood, 1995; Sahetapy-Engel, Harris 2009). С помощью специализированного программного обеспечения исследователи получают уникальные аналитические результаты в виде динамических числовых данных, графиков и изотермальных схем.

Поиск термальных аномалий на вулканах Курильских островов до недавнего времени выполнялся, как правило, при помощи метода дистанционного зондирования Земли – спутникового мониторинга, который хорошо зарекомендовал себя как наиболее оперативный и доступный метод. Однако, он не лишен недостатков, таких как зависимость от состояния атмосферы (на Курилах облачность – весьма продолжительное явление в течение года), низкое пространственное разрешение и температурный диапазон, что зачастую затрудняет интерпретацию данных. Частично снять эти ограничения и минимизировать погрешности измерений возможно при наземном полевом обследовании с помощью тепловизора с последующим внесением результатов в специализированный электронный каталог инфракрасной термографии.

В настоящее время в лаборатории вулканологии и вулканоопасности ИМГиГ ДВО РАН ведется работа по созданию такого каталога, наполняется один из трех основных разделов «Южные Курильские острова». В этот раздел вошел обширный массив инфракрасных изображений вулканических построек и отдельных фумарольных полей, гидротермальных площадок, вулканических кратерных озер, пирокластических и лавовых потоков вулканов острова Кунашир – Головнина, Менделеева, Тятя и Руруй, а так же вулканов острова Итуруп – Баранского, Иван Грозный и Богдан Хмельницкий (Козлов, Жарков, 2012; Жарков, Козлов, 2013). В общей сложности каталог насчитывает более 1000 термограмм и фотоснимков.

Инфракрасная съемка производилась при помощи тепловизора SDS Hotfind-LXS. Диапазон измеряемых температур тепловизора составляет от -20 °С до +1000 °С, точность ± 2 ºС, угловое поле 24º×18º, пространственное разрешение 1,1 мрад, разрешение активной матрицы 384×288 точек. Сравнение данных ИК-снимков с результатами измерений цифровым термометром «Digitron–T200KC» (диапазон термопары от -200 °С до +1350 °С) показало, что расхождение показаний составляет до 5–15 ºС. Работа с каталогом, обработка и просмотр термограмм осуществляются при помощи пакетов ПО Sat IRDBReport Standard и Microsoft Office Excel. Структура организации информационного массива каталога приводится в табл. 1.

**Табл. 1.** Пример организационной структуры электронного каталога инфракрасной термографии активных вулканов Южных Курильских островов.

| Снимок | Дата | Параметры | Координаты | Остров | Вулкан | Комментарий |
|---|---|---|---|---|---|---|
| sat00725.SAT | 28.08.2012 14.35 | КТИ: 0.95 Дист. м.: 120 Влажн.: 90 % | 45°00′45″ с. ш. 147°52′25″в. д. | Итуруп | Иван Грозный | Снимок постэруптивного парогазового столба, выполнен с борта вертолета |
| sat02397.SAT | 22.09.2015 12.40 | КТИ: 0.95 Дист. м.: 50 Влажн.: 90 % | 43°58′33″ с. ш. 145°44′09″ в. д. | Куна-шир | Менделеева | |
| sat02314.SAT | 19.09.2015 10.15 | КТИ: 0.95 Дист. м.: 300 Влажн.: 85 % | 43°50′35″ с. ш. 145°30′20″ в. д. | Куна-шир | Головнина | Снимок оз. Кипящее с купола Центральный Восточный |

Электронный каталог инфракрасной термографии позволяет всесторонне охарактеризовать состояние вулканических центров, выявлять соответствие или расхождение полученных значений с контактными измерениями, сопоставлять результаты наземной инфракрасной съемки с данными спутникового мониторинга, кроме этого, появляются новые возможности для обнаружения термальных аномалий. На последующих этапах обработки информационного массива каталога возможно построение температурных карт поверхностей вулканов, а так же систематизация наблюдений за динамикой близповерхностных тепловых процессов и расчет теплового потока локальных термальных проявлений. В перспективе предстоит работа над каталогом и его дополнение разделами об активных вулканах Центральных и Северных Курильских островов.

*Проект выполнен при поддержке гранта Правительства Сахалинской области молодым ученым, 2016 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордеев Е.И., Дрознин В.А. Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. // ДАН. 2010. Т. 430, № 3. С. 349–351.
2. Дрознин В.А., Дубровская И.К. Тепловизионные исследования вулканов Камчатки в 2008-2009 гг. // Материалы II научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» 11-17 октября 2009, г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2009. С. 38–42.
3. Дрознин В.А. Новый гейзер в кальдере вулкана Узон // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. 14. С. 10-12.
4. Козлов Д.Н., Жарков Р.В. Тепловизионная съемка активных вулканов Курильских островов в 2009-2011 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2012. № 1, Вып. № 19. С. 231–239.
5. Жарков Р.В., Козлов Д.Н. Эксплозивное извержение вулкана Иван Грозный в 2012-2013 гг. (остров Итуруп, Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 39–44.
6. Calvari S., Spampinato L., Lodato L., et al. Chronology and complex volcanic processes during the 2002-2003 flank eruption at Stromboli volcano (Italy) reconstructed from direct observations and surveys with a handheld thermal camera // JGR. 2005. Vol. 110. B02201. P. 23.
7. Mongillo M.A., Wood C.P. Thermal infrared mapping of White Island volcano, New Zeland // J. Volcan. Geother. Res. Vol. 69. 1995. P. 59–71.
8. Sahetapy-Engel Steve T., Harris Andrew J.L. Thermal structure and heat loss at the summit crater of an active lava dome // Bull. Volcan. 2009. Vol. 71. P. 15–28.

УДК 551.432.7, 556.55, 912.644.4+912.648

# ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ БАТИМЕТРИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ОЗЕРА КОЛЬЦЕВОЕ (О. ОНЕКОТАН, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

*Д.Н. Козлов[1], А.В. Дегтерев[1], А.В. Рыбин[1], И.Г. Коротеев[1], И.М. Климанцов[1], О.В. Чаплыгин[2], И.В. Чаплыгин[2]*

[1]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск
[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

В работе приводится краткое геолого-геоморфологическое описание кальдерного комплекса Тао-Русыр и вулкана Пик Креницына, описываются основные морфологические элементы и морфометрические параметры вулканического озера Кольцевое, впервые дана его батиметрическая схема.

**Ключевые слова:** *вулкан, кальдера, вулканическое озеро, морфология.*

Вулканическое озеро Кольцевое расположено в кальдере вулкана Тао-Русыр, формирующего южную часть о. Онекотан (рис. 1). Вершина вулкана увенчана кальдерой диаметром 7,5 км и площадью 45 км$^2$. Сомма вулкана представлена пологим щитовым вулканом Тао-Русыр, занимающим южную часть о. Онекотан (Северные Курильские острова). Диаметр его основания составляет около 15–16 км. Катастрофическое эксплозивное извержение, в результате которого сформировалась кальдера, по данным радиоуглеродного датирования образцов древесных углей из пирокластических потоков (Камчатка, Курильские…, 1974; Новейший…, 2005), происходило около 8350 л.н. (калибровка по (Weninger, Joris, 2004). Отложения пирокластических потоков, связанных с этим событием, в настоящее время занимают значительную часть восточного побережья острова, постепенно уменьшаясь в мощности с юга на север. Кроме того, отложениями пирокластики выполнено также понижение между соммой Тао-Русыр и массивом горы Шестакова вдоль рек Фонтанка и Ольховая. Ювенильные обломки из пирокластических потоков имеют пемозивдный облик и по своему составу соответствуют андезиту с 58,7 $SiO_2$ (масс. %) (Горшков, 1967). Кальдера вулкана Тао-Русыр полностью замкнута, имеет крутые, местами отвесные внутренние стенки, внутренняя часть кальдеры занята водами бессточного озера Кольцевое (рис. 2).

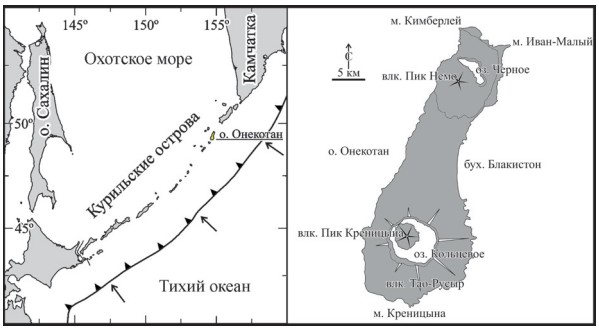



**Рис. 1.** Схема расположения острова Онекотан (слева), кальдеры Тао-Русыр и вулканического озера Кольцевое (справа).

**Рис. 2.** Вид на озеро Кольцевое и вулкан Пик Креницына с кромки кальдеры Тао-Русыр. Фото А.В. Дегтерева, 2015 г.

В северо-западной части кальдеры со дна озера возвышается посткальдерный стратовулкан Пик Креницына, увенчанный вершинным кратером. Конус имеет относительную высоту 900 м, диаметр его основания составляет 3,5 км, кратер центрального конуса имеет диаметр около 250 м и глубину порядка 100 м. Действующий вулкан Пик Креницына (абс. выс. – 1326 м) считается одним из самых красивых вулканов Курильской островной дуги и является эталоном вулканической постройки типа Сомма-Везувий. Морфологически озеро Кольцевое представляет собой кольцеобразную котловину, заключенную между внутренними склонами кальдеры Тао-Русыр и внешними склонами вулкана Пик Креницына, название озера полностью себя оправдывает.

Идеальная геоморфологическая выраженность, пропорциональность и своеобразие элементов постройки Пика Креницына–Тао-Русыр прекрасно описаны Г.С. Горшковым (1967): «Общий вид гигантской кальдерной чаши на вершине горы, где в обрамлении мрачных скал сверкает озеро глубокого синего тона, из которого поднимается конус, покрытый зеленой травой и пестро окрашенными вулканическими породами, представляет незабываемо прекрасную картину…».

Данные об исторической активности вулкана Пик Креницына ограничены. В работе Г.С. Горшкова (1967) упоминается о том, что в 1846 и 1879 гг. вулкан проявлял сольфтарную активность. После этого, вплоть до 1952 г., какие-либо сведения об эруптивной активности на вулкане отсутствуют. В ноябре 1952 г. произошло единственное достоверно известное извержение вулкана Пик Креницына, детали которого известны достаточно хорошо благодаря тому, что его удалось наблюдать очевидцам.

По состоянию на август 2015 г. каких-либо видимых проявлений сольфатарной активности на вулкане не наблюдалось – ни в вершинном кратере, ни на экструзивном куполе 1952 г. Выходы термальных вод наблюдаются вдоль уреза воды – от купола 1952 г. и далее к северо-западу – на протяжении 80–100 метров. По-видимому, они же были описаны в работе Г.С. Горшкова (1967). Источники имеют температуру около 30 ºС, все они малодебитные, химический состав вод до сих пор неизвестен.

В ходе выполнения экспедиционных работ на Курильских островах в период с 25 июля по 21 августа 2015 г., проводившихся в рамках проекта НИОКР «Мониторинг-СГ», на озере Кольцевое была выполнена батиметрическая съемка. Съемка велась по апробированной методике (Козлов, 2013) при помощи эхолота Lowrance «LMS-527cDF iGPS» и надувной лодки «Cat Fish 240» с подвесным мотором малой мощности (2,5 ЛС). В сжатые сроки удалось получить высокоточную информацию о строении озерной котловины.

По нашим данным максимальная глубина озера достигает отметки 369 м, что делает его самым глубоководным пресным водоемом Сахалинской области и Дальнего Востока, а так же ставит на четвертое место в списке самых глубоких озер России (Рянжин, Ульянова, 2000), оно уступает лишь Байкалу (1642 м), Каспийскому морю (1025 м) и Хантайскому озеру (420 м). При этом озеро Кольцевое имеет следующие морфометрические параметры: общая площадь – 35 км$^2$ (площадь зеркала 26 км$^2$), объем – 3,75 км$^3$, длина – 6,5 км, длина береговой линии – 22 км. По морфологическим признакам форму озера можно считать близкой к серповидной и со сложным строением днища.

На момент измерений средняя температура водной поверхности озера составляла 5–8 ºС. Подводные газогидротермальные выходы, обнаруженные с западной стороны экструзивного купола 1952 г. (Горшков, 1967), во время проведения исследований 2015 г. имели температуру 14 ºС и маркировались колониями термофильных водорослей. Какие-либо признаки поствулканической активности в кратере влк. Пик Креницына отсутствовали. Всего было пройдено 27 эхолокационных профилей, в результате обработки которых была построена батиметрическая схема озера (рис. 3).

Предварительный анализ профилей и батиметрической схемы позволил установить характер распределения глубин в озерной котловине. В северной и северо-западной частях озера – относительно небольшие глубины 50–120 м, что обусловлено малым расстоянием от постройки вулкана Пик Креницына до внутренних склонов кальдеры Тао-Русыр. В северо-восточной части озера глубины начинают нарастать и достигают 200–250 м, а на восточную

и юго-восточную части приходится максимум 300–360 м., что соответствует наибольшему расстоянию между подводными склонами кальдеры и осложняющего ее внутреннюю часть вулкана. В связи с техническими трудностями для южной и юго-западной частей озера не удалось выполнить подробные промеры, и, соответственно, полностью завершить покрытие батиметрической схемы. Вполне вероятно, что при интерполяции глубины здесь практически совпадут с северо-восточной частью озера. В настоящее время осуществляется интерпретация всего объема эхолокационных записей и их визуальное исследование с целью выявления подводных газогидротермальных выходов, специфики распределения осадочного чехла и осложнений донного рельефа. В перспективе, для создания более точной батиметрической схемы и трехмерной модели этого уникального и труднодоступного водного объекта необходимо выполнить серию дополнительных промеров с акцентом на его южную и юго-западную части.

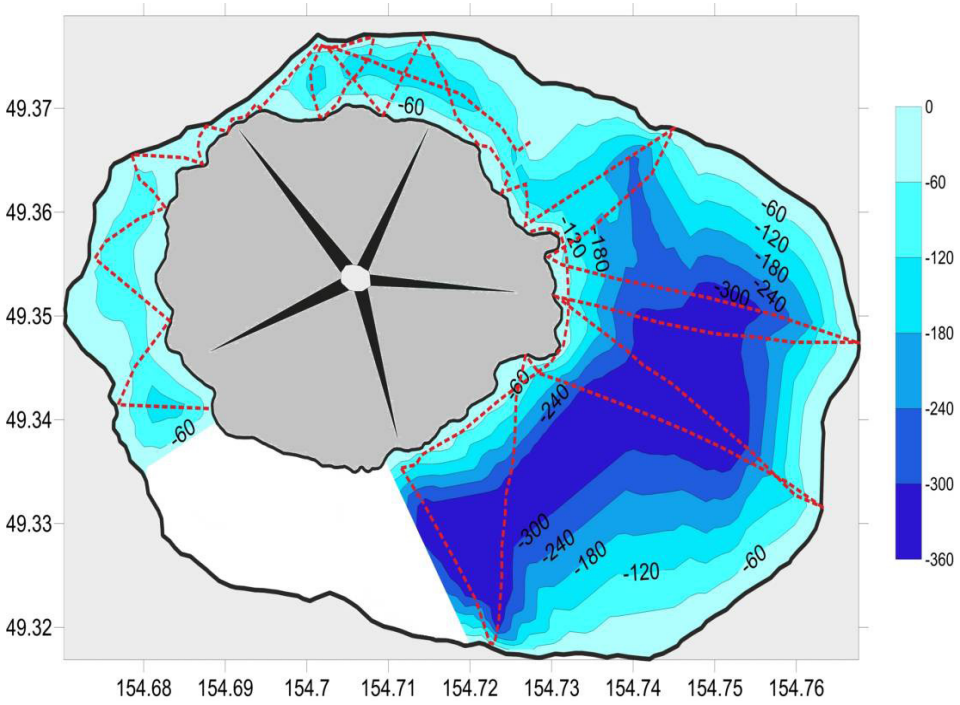



**Рис. 3.** Батиметрическая схема вулканического кратерного озера Кольцевое (изобаты проведены через 60 м, положение профилей отмечено пунктиром).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
2. Камчатка, Курильские и Командорские острова / отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 528 с.
3. Козлов Д.Н. Особенности морфологии кратерных озер Курильских островов: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / ФГБОУ ВПО «РГПУ им. А. И. Герцена». Санкт-Петербург, 2013. 24 с.
4. Новейший и современный вулканизм на территории России / отв. ред. Н.П. Лаверов, Москва: Наука, 2005. 604 с.
5. Рянжин С.В., Ульянова Т.Ю. Географическая информационная система «Озера мира» – GIS WORLDLAKE // ДАН. 2000. Т. 370, № 4. С. 18–25.
6. Weninger B., Joris O. Glacial Radiocarbon Calibration. The CalPal Program // Radiocarbon and Archaeology. Fourth International Symposium / eds.: T. Higham, C. Bronk Ramsey, C. Owen. Oxford, 2002. 2004.

УДК 556.04+556.368

# ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ЮЖНО-САХАЛИНСКОМ ГРЯЗЕВОМ ВУЛКАНЕ (МАЙ–СЕНТЯБРЬ 2015 г.)

*О.А. Никитенко*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
nikitenko.olga@list.ru

Приводятся сведения о химическом составе вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана, полученные в результате мониторинга в 2015 г. В пяти грифонах вулкана определены концентрации основных анионов и катионов. Показано, что химический состав вод в разных грифонах имеет некоторые отличия, которые обусловлены, вероятно, различной активностью грифонов. Выявлены слабые вариации химического состава грязевулканических вод во времени.

**Ключевые слова:** *грязевой вулкан, мониторинг, жидкостная хроматография, катионы, анионы.*

Вопрос об особенностях формирования химического состава вод грязевых вулканов и закономерностях его изменения рассматривался многими учеными в различных регионах мира (Лаврушин и др., 2002; Nakada et al., 2011; Chao et al., 2013; Ray et al., 2013; Oppo et al., 2014; Лаврушин и др. 2015; Киквадзе, 2016). Однако гидрогеохимический мониторинг на грязевом вулкане ранее не проводился. В указанных работах исследования основаны на разовых/единичных опробованиях, что не позволяет судить об интенсивности и причинах изменчивости гидрогеохимических показателей. Только лишь в работе В.В. Ершова (2015), ИМГиГ ДВО РАН, проанализирована достаточно большая выборка данных, полученных за несколько лет гидрогеохимических исследований.

Объектом настоящих исследований является Южно-Сахалинский грязевой вулкан – один из наиболее крупных и активных вулканов о-ва Сахалин. Цель исследований заключалась в анализе изменчивости гидрохимического режима Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Подобное детальное изучение химического состава сопочных вод проведено впервые в мировой практике.

С мая по сентябрь 2015 г. с периодичностью раз в две недели проводились режимные наблюдения за деятельностью вулкана с отбором проб свежей водогрязевой смеси из 5 грифонов с разной степенью активности. Последующая камеральная обработка образцов и их анализ проводились на базе химической лаборатории ИМГиГ ДВО РАН. Водная компонента из отобранной водогрязевой смеси извлекалась с помощью центрифуги «Liston C 2203» (частота вращения составляла 2500 оборотов в минуту, текущее время обработки пробы – 15 минут). Водородный показатель измерялся с помощью pH-метра «WTW 3110». Удельная электрическая проводимость исследуемых растворов измерялась с помощью кондуктометра «Эксперт-002». Концентрация $HCO_3^-$ определялась титриметрическим методом с визуальной индикацией конечной точки титрования. Ионный состав ($Li^+$, $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$, $Br^-$, $SO_4^{2-}$) исследуемых образцов определялся методом высокоэффективной жидкостной хроматографии с помощью хроматографа Shimadzu серии LC-20 Prominence с кондуктометрическим детектором. Непосредственно перед проведением хроматографического анализа проводилась фильтрация образцов через мембранный фильтр 0,45 мкм. С целью повышения достоверности анализа для каждого образца проводились повторные измерения в разном разбавлении (в 10 и 25 раз). За итоговое значение принимали среднее арифметическое по двум измерениям.

По результатам проведенных гидрогеохимических исследований установлено, что воды грязевого вулкана Южно-Сахалинский характеризуются слабощелочным значением pH – от 6,9 до 7,6 (рис. 1).

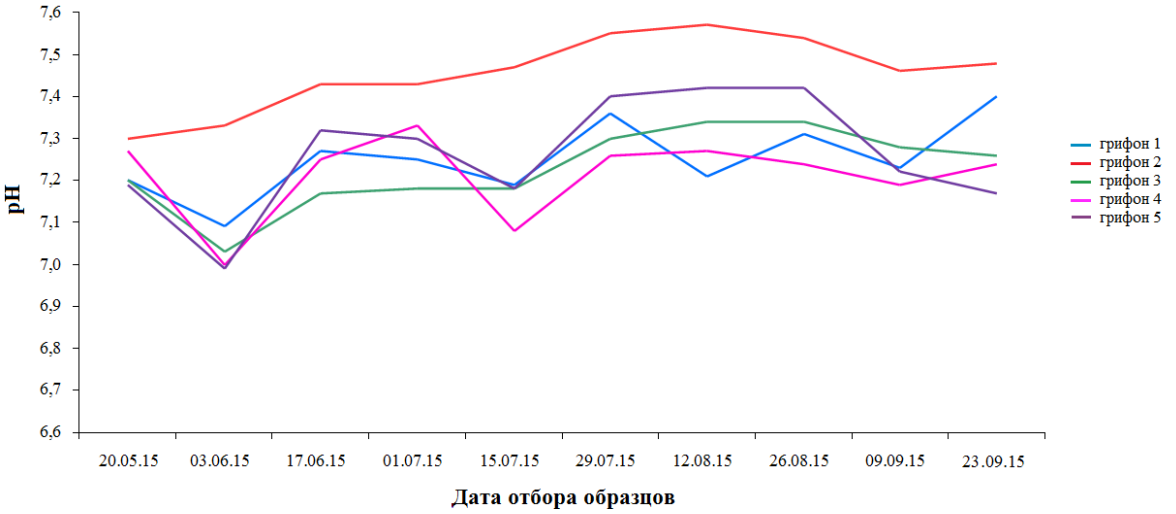



**Рис. 1.** Вариации значений pH в водах Южно-Сахалинского грязевого вулкана в период проведения мониторинга.

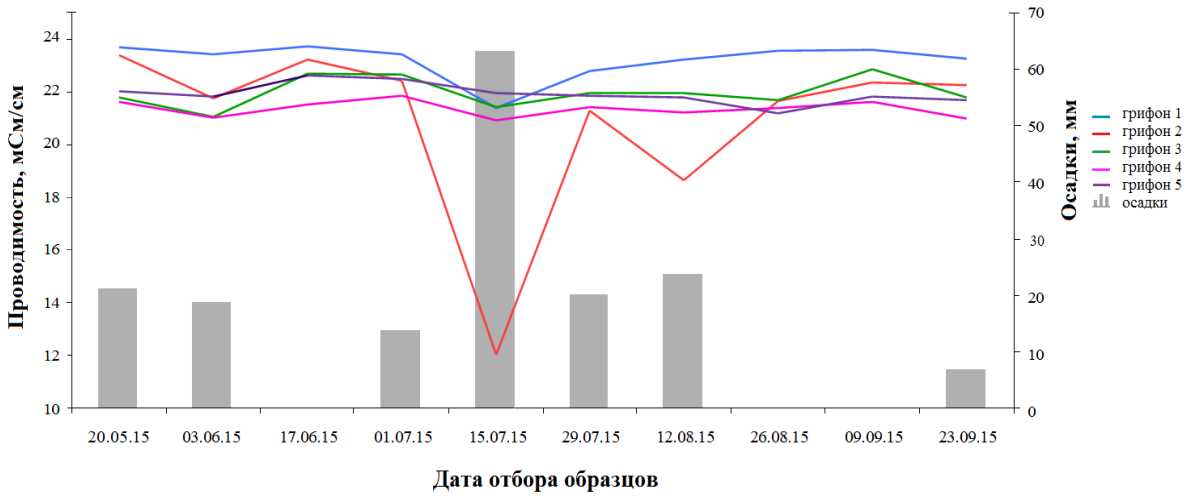



**Рис. 2.** Вариации удельной электрической проводимости (при 25 °C) в водах Южно-Сахалинского грязевого вулкана и количество выпавших осадков в период проведения мониторинга.

По катионному составу воды относятся к натриевому типу: концентрация $Na^+$ составляет от 3150 до 6700 мг/л. Для вод характерно превышение концентрации магния над кальцием, концентрация которых составляет в среднем 210 мг/л и 100 мг/л соответственно. По анионному составу грязевулканические воды относятся к гидрокарбонатно-хлоридному типу. Концентрация гидрокарбонат-иона в анализируемых образцах составляет 5900–14000 мг/л, содержание ионов хлора находится в диапазоне 2600–4500 мг/л. Воды грязевого вулкана в основном малосульфатные. Концентрация $SO_4^{2-}$ в исследуемых водах, как правило, незначительна (0,5–10 мг/л), но в некоторых образцах достигала 20–40 мг/л. Это может быть обусловлено разными факторами, например, подмешиванием дождевой воды или наоборот, интенсивным испарением сопочных вод.

Статистическая обработка полученных результатов позволила выявить, что химический состав сопочных вод относительно стабилен во времени, и лишь в период ливневых дождей достаточно сильно изменялся за счет подмешивания атмосферных осадков. В период проведения мониторинга сухие периоды сменялись непродолжительными ливневыми дождями, наибольшее количество выпавших осадков приходится на июль, в этот же период наблюдается значительное снижение растворенных солей в исследуемых водах (рис. 2).

Опробование разных грифонов в пределах вулкана позволило оценить определенные различия их химического состава, несмотря на их близкое расположение – в пределах нескольких метров. Концентрации определяемых компонентов находятся в разных диапазонах, что может быть обусловлено различной степенью активности грифонов вулкана. Например, в грифоне 1 средняя концентрация $Mg^{2+}$ составляет около 275 мг/л, а в грифоне 4 – около 170 мг/л, в тоже время содержание $Cl^-$ практически одинаково во всех грифонах и составляет около 4100 мг/л. Установлена прямая зависимость концентраций $HCO_3^-$ и $Mg^{2+}$ (коэффициент корреляции более 0,9), тогда как между концентрациями $HCO_3^-$ и $Cl^-$ зависимость практически отсутствует.

Воды грязевого вулкана Южно-Сахалинский имеют сложную матрицу для анализа химического состава: часть определяемых компонентов находится в растворе в больших концентрациях, а часть – в малых (следовых) концентрациях. Концентрации $Na^+$ и $Cl^-$ в пробе можно определить, проведя предварительное разбавление. Тогда как прямое определение ионов, содержащихся в микроколичестве ($Br^-$, $SO_4^{2-}$), затруднительно из-за уменьшения их концентраций ниже пределов их обнаружения методом ионной хроматографии. Достоверность ионохроматографического анализа грязевулканических вод зависит от химического состава (матрицы) и концентрации растворенных веществ. Данный эффект хорошо изучен в хромато-масс-спектрометрии, газовой хроматографии и назван «матричным эффектом» (Апраксин, 1999; Ярошенко, Карцова, 2014).

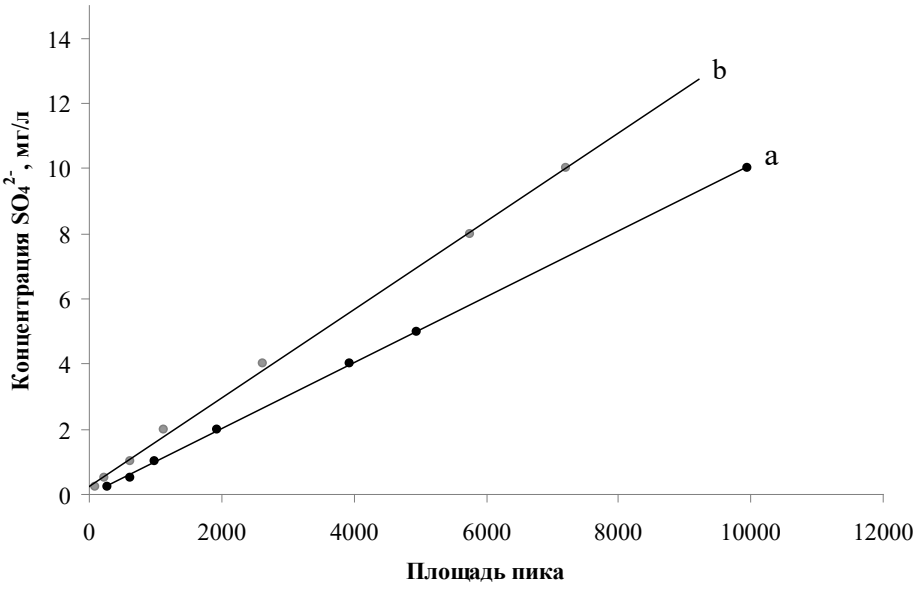



**Рис. 3.** Сравнительный анализ концентраций $SO_4^{2-}$ в калибровочном растворе (a) с модельным раствором (b).

Матричный эффект является причиной различия в детектировании одного и того же определяемого компонента, содержащегося в исследуемых образцах сопочных вод и в калибровочных растворах (приготовленных на основе деионизованной воды). Поэтому возникла необходимость проведения исследования влияния матричного эффекта на точность полученных результатов путем создания модельных растворов, идентичных исследуемым водам по макрокомпонентному составу (содержанию $Na^+$, $Cl^-$ и $HCO_3^-$). Исходя из сравнения полученных концентраций $SO_4^{2-}$ в калибровочном и модельном растворах (рис. 3), установлено, что влияние матричного эффекта максимально в области самых малых концентраций, с увеличением концентрации элемента влияние матрицы не так существенно. Аналогичное сравнение концентраций $Br^-$ в модельном и калибровочном растворах показывает ту же закономерность.

Данные, полученные в ходе мониторинга с мая по сентябрь 2015 г., дают основания сделать следующие выводы:

1. Химический состав сопочных вод относительно стабилен во времени, при этом выявлены некоторые вариации состава за счет его модификации при подмешивании атмосферных осадков. Типичные значения удельной электрической проводимости для вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана составляют около 22 мСм/см, но в период выпадения атмосферных осадков этот показатель снижается до 12 мСм/см, т.е. снижается минерализация исследуемых вод. Соответственно, в этих случаях наблюдается снижение концентраций $Li^+$, $Na^+$, $K^+$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$ и $HCO_3^-$.

2. Выявлены незначительные различия химического состава в разных грифонах. В частности, различается содержание таких компонентов как $K^+$ и $Mg^{2+}$. В тоже время содержание $Cl^-$ практически одинаково во всех грифонах. Данные различия обусловлены, вероятно, разной степенью активности грифонов вулкана.

3. С помощью лабораторных экспериментов выявлены различия в определении методом ионной хроматографии концентрации одного и того же компонента, содержащегося в исследуемых образцах природных вод и в калибровочных растворах. В грязевулканических водах высокие концентрации $Na^+$, $Cl^-$ и $HCO_3^-$ влияют на детектирование компонентов, находящихся в малых (следовых) концентрациях, таких как $Br^-$ и $SO_4^{2-}$. Искажающее влияние матричного эффекта максимально в области малых концентраций, с увеличением концентрации относительная погрешность измерения, обусловленная влиянием матрицы, снижается.

Автор выражает свою благодарность к.ф.-м.н. В.В. Ершову за помощь в проведении исследования и ценные советы при обсуждении полученных результатов.

*Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 15-05-01768.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Апраксин В.Ф. Количественный газохроматографический анализ: методические указания к выполнению лабораторной работы по курсу физико-химических методов анализа. СПб.: СПХФА, 1999. 25 с.
2. Ершов В.В. Характерные особенности химического состава вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. 2015. С. 257–260.
3. Киквадзе О.Е. Геохимия грязевулканических флюидов кавказского региона: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. ГИН РАН, 2016. 23 с.
4. Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2002. С. 147–182.
5. Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е. и др. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 1. С. 3Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии29.
6. Ярошенко Д.В., Карцова Л.А. Матричный эффект и способы его устранения в биоаналитических методиках, использующих хромато-масс-спектрометрию // Журнал аналитической химии. 2014. Т. 69, № 4. С. 311–317.
7. Chao H.C., You C.F., Liu H.C., Chung C.H. The origin and migration of mud volcano fluids in Taiwan: Evidence from hydrogen, oxygen, and strontium isotopic compositions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 114. P. 29–59.
8. Nakada R., Takahashi Y., Tsunogai U., Guodong G., Shimizu H., Hattori K.H. A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China // Applied Geochemistry. 2011. Vol. 26. P. 1065–1076.
9. Oppo D., Capozzi R., Nigarov A., Esenov P. Mud volcanism and fluid geochemistry in the Cheleken peninsula, western Turkmenistan // Marine and Petroleum Geology. 2014. Vol. 57. P. 122–134.
10. Ray S.J., Kumar A., Sudheer A.K., Deshpande R.D., Rao D.K., Patil D.J., Awasthi N., Bhutani R, Bhushan R., Dayal A.M. Origin of gases and water in mud volcanoes of Andaman accretionary prism: implications for fluid migration in forearcs // Chemical Geology. 2013. Vol. 347. P. 102–113.

УДК 551.21+556.314

# НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КИНЕТИКИ ОСАЖДЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ВОДАХ

*О.А. Никитенко*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
nikitenko.olga@list.ru

Представлены данные об изменении физико-химических параметров сопочных вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана во времени в лабораторных условиях. Установлено, что концентрация $Ca^{2+}$ быстро убывает со временем – на 90 % за 12 суток после отбора проб. Рассчитан индекс насыщения грязевулканических вод $CaCO_3$, на основании которого установлено перенасыщение вод по этому минералу на всех этапах эксперимента.

**Ключевые слова:** *грязевулканические воды, карбонатная система, индекс насыщения, аутигенный кальцит.*

В природных условиях система «вода – порода» является равновесно–неравновесной. Водный раствор всегда не равновесен с отдельными минералами, но одновременно равновесен с определенной гаммой вторичных, формируемых в этой системе минеральных фаз, что определяет способность воды непрерывно растворять одни минералы и формировать другие (Шварцев, 1998; Алексеев и др., 2005; Шварцев, 2008; Попов, Абдрахманов, 2013). К системам «вода – порода» можно отнести также подводящие каналы грязевых вулканов. Физико-химические процессы, протекающие в грязевулканических системах, изучены пока довольно слабо.

Объектом исследования данной работы являются воды Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Цель работы заключается в определении изменения физико-химических параметров грязевулканических вод во времени в лабораторных условиях.

Для лабораторных экспериментов были отобраны 6 проб воды из разных грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Образцы исследуемых вод хранились в лаборатории в пластиковых контейнерах при комнатной температуре в темном месте. Через определенные интервалы времени для этих проб проводились измерения pH и содержания основных ионов ($HCO_3^-$, $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$, $CO_3^{2-}$). Всего сделано 6 повторных измерений исследуемых параметров с интервалом от 1 до 3 суток. Общее время проведения эксперимента составило 12 суток со дня отбора проб.

Концентрация $HCO_3^-$, $CO_3^{2-}$ определялась титриметрическим методом с визуальной индикацией конечной точки титрования, дополнительно содержание $CO_3^{2-}$ определялось расчетным методом – по константе второй ступени диссоциации угольной кислоты. Содержание $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$ в исследуемых образцах определялось методом высокоэффективной жидкостной хроматографии с помощью хроматографа Shimadzu серии LC-20 Prominence.

Параметром, определяющим равновесно–неравновесное состояние системы «вода – порода» является индекс насыщения минералов SI (saturation index), который рассчитывается следующим образом (Шварцев и др., 2007): $SI = \log \frac{K_{iap}}{K_{sp}}$, где $K_{iap}$ – ионная активность продукта, определяемая с учетом концентрации иона в молях и коэффициента активности, $K_{sp}$ – константа растворимости продукта. С учетом того, что воды Южно-Сахалинского грязевого вулкана достаточно минерализованные, расчет коэффициентов активности ионов выполнен по уравнению Дэвиса, которое применимо к растворам с ионной силой до 0,5 и немного выше

(Борисов, Шваров, 1992): $\log \gamma_i = -A \cdot z_i^2 (\frac{\sqrt{I}}{1+\sqrt{I}} - 0{,}2 \cdot I)$, где $A$ – параметр, зависящий от свойств растворителя и температуры, $z_i$ – заряд иона, $I$ – ионная сила раствора.

Перед описанием количественных результатов лабораторного эксперимента отметим общие визуально регистрируемые особенности. В течение нескольких суток после отбора проб в контейнерах наблюдалось медленное выделение пузырьков газа. В конце эксперимента стенки контейнеров были покрыты белым налетом, который смывался слабым раствором соляной кислоты.

В ходе эксперимента установлено, что pH грязевулканических вод со временем значительно возрастает (рис. 1). В день отбора образцов показатель pH составлял 7,3–7,5, по истечению 12 суток со дня отбора проб – 8,7–8,9.

Как следует из графика Бьеррума, с повышением щелочности вод (от pH=7 до pH=9) растворенные карбонатные вещества будут переходить из гидрокарбонат-ионов в карбонат-ионы (Дривер, 1985). Так, концентрация $HCO_3^-$ в исследуемых водах на начальном этапе исследования варьировала от 9700 до 12900 мг/л, по истечению 12 суток концентрация $HCO_3^-$ снизилась до 5000-8500 мг/л, концентрация $CO_3^{2-}$ к этому времени возросла до 1320–2160 мг/л.

Значения индекса насыщения по $CaCO_3$ для грязевулканических вод находятся в диапазоне 1,2–1,7 в течение всего эксперимента, что указывает на то, что исследуемые воды перенасыщены этим минералом, который способен осаждаться в этих условиях.

Одним из гидрохимических показателей, определяющих насыщенность вод по кальциту, является содержание $Ca^{2+}$. Для выявления общей тенденции изменения содержания $Ca^{2+}$ во времени была выполнена нормировка концентраций $Ca^{2+}$ в каждом из грифонов на начальное значение концентрации $Ca^{2+}$. Под последним понимается значение содержания $Ca^{2+}$ через одни сутки после отбора пробы. В период проведения исследования концентрация $Ca^{2+}$ быстро уменьшалась и на момент завершения эксперимента составила менее 10 % от начальной концентрации (рис. 2). Видно, что концентрация $Ca^{2+}$ на момент отбора проб должна быть выше, чем измеренные нами значения. Отметим также, что одновременно наблюдалась незначительная тенденция снижения концентрации $Mg^{2+}$ – на 4 % от начальной концентрации к концу эксперимента.

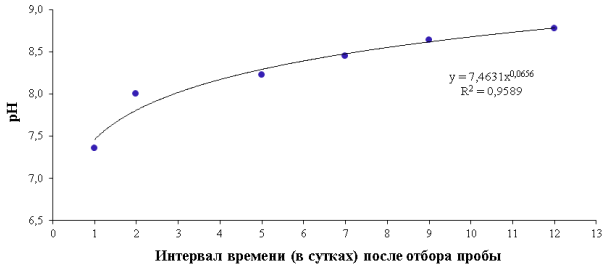



**Рис. 1.** Изменение значений **pH** в водах Южно-Сахалинского грязевого вулкана во времени (средние значения по 6 пробам).

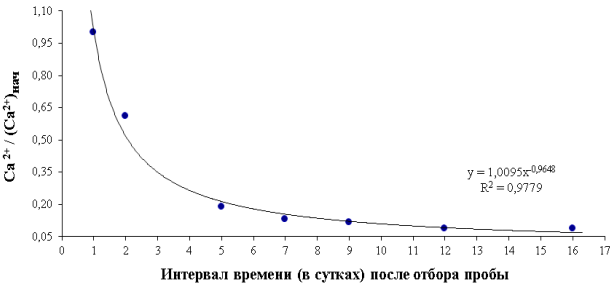



**Рис. 2.** Изменение концентрации **$Ca^{2+}$** в водах Южно-Сахалинского грязевого вулкана во времени (средние значения по 6 пробам).

Полагаем, что лабораторные эксперименты моделируют процесс эволюции сопочных вод, протекающих в природных условиях. При подъеме водогрязевой смеси в канале вулкана происходит декомпрессия, вследствие чего часть растворенного газа переходит в свободную фазу. При этом смещаются химические равновесия в растворе, и происходит выпадение карбонатов в осадок. По всей видимости, лабораторный эксперимент воспроизводит описанный природный процесс.

Таким образом, есть все основания полагать, что в канале грязевого вулкана происходит интенсивное развитие аутигенного кальцита, обусловленное сильным перенасыщением сопочных вод этим минералом, которое в свою очередь определено высокими концентрациями $HCO_3^-$.

По результатам выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Значение pH грязевулканических вод со временем значительно возрастает, – вероятно, это обусловлено выделением растворенного газа из водного раствора.

2. С повышением щелочности раствора, форма нахождения углерода в грязевулканических водах меняется от гидрокарбонат-ионов к карбонат-ионам.

3. Термодинамические расчеты показывают, что грязевулканические воды являются сильно перенасыщенными по $CaCO_3$ в течение всего эксперимента, что обусловливает непрерывное осаждение этого минерала.

Автор выражает свою благодарность к.ф.-м.н. В.В. Ершову за помощь в проведении исследования и ценные советы при обсуждении полученных результатов.

*Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 15-05-01768.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.А, Рыженко Б.Н, Шварцев С.Л. и др. Система вода – порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование // Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. В 5 томах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. Т. 1. 244 с.
2. Борисов М.В., Шваров Ю.В. Термодинамика геохимических процессов: учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 256 с.
3. Дривер Дж. Геохимия природных вод. Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 440 с.
4. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии. Уфа: Изд-во: Гилем, 2013. 356 с.
5. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд., исправл. и доп. М.: Недра, 1998. 366 с.
6. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А. и др. Система вода – порода в условиях зоны гипергенеза // Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода – порода. В 5 томах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. Т. 2. 389 с.
7. Шварцев С.Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода – горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. 2008. № 6. С. 3–24.

УДК 550.93

# ХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО МАГМАТИЗМА КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ). ПРОГНОЗ ВОЗМОЖНЫХ ПОСЛЕДСТВИЙ ВОЗОБНОВЛЕНИЯ ИЗВЕРЖЕНИЙ В ЕГО ПРЕДЕЛАХ

*А.В. Парфенов, В.А. Лебедев*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
parfenov@igem.ru

В работе представлены результаты K-Ar изотопного датирования плейстоценовых лав Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ). Рассмотрена хронологическая последовательность возникновения отдельных вулканов и определены временные рамки проявления ими магматической активности. Сделаны предположения о возможных катастрофических последствиях возобновления магматизма на изучаемой территории.

**Ключевые слова:** *Большой Кавказ, Казбекский неовулканический центр, вулкан Казбек, четвертичный вулканизм, фазы вулканической активности, K-Ar изотопное датирование, прогноз последствий возобновления магматической активности.*

Казбекский неовулканический центр – один из крупнейших ареалов проявления четвертичного вулканизма на Большом Кавказе. Он расположен в юго-восточной части одноименной вулканической области и охватывает территорию общей площадью примерно 250 км$^2$ в верховьях реки Терек. В тектоническом плане Казбекский центр приурочен к району пересечения Главного Кавказского разлома (взброса) региональным Агрохан-Тбилисско-Левантийским разломом (левый сдвиг), звено которого на этом участке называется Казбек-Цхинвальским (Милановский, Короновский, 1973).

Проведено изотопное K-Ar датирование образцов лав всех известных на сегодняшний день в пределах Казбекского центра вулканических аппаратов, большинства изверженных ими лавовых потоков, а также нескольких реперных разрезов молодых лавовых толщ. Согласно K-Ar данным первые вулканические извержения на данной территории имели место в раннем неоплейстоцене около 450 тыс. лет назад. В дальнейшем магматическая активность центра с перерывами развивалась вплоть до середины голоцена (Бурчуладзе и др., 1976; Чернышев и др., 2002). Авторами выделено четыре основных временных интервала её проявления (фазы вулканической активности): I – 460–365, II – 300–200, III – 130–90, IV – менее 50 тыс. лет назад. Вторая и третья фазы вулканической активности в свою очередь подразделены на более короткие временные отрезки – ранние и поздние стадии соответственно.

- **Первая фаза (I, 460–365 тыс. лет назад).**

Вулканическая активность в первую фазу была сконцентрирована в северной части Казбекского центра. Она ознаменовалась излиянием трех протяженных лавовых потоков – Девдоракского, Гвелетского и Блоти. К настоящему времени эти потоки в значительной степени эродированы, однако, по косвенным данным можно предположить, что их образование связано с одним и тем же центром извержения, существовавшим около 400 тыс. лет назад, – “Прото-Казбеком”. К I фазе также относится активность небольших вулканических аппаратов в Девдоракском ущелье.

- **Вторая фаза (II, 300–200 тыс. лет назад).**

Вторая фаза вулканической активности, как упоминалось ранее, подразделена на две стадии: раннюю (II$^1$, 300–270 тыс. лет назад) и позднюю (II$^2$, 235–200 тыс. лет назад). Главенствующим аппаратом этого времени являлся полигенный вулкан Палео-Казбек. С ним связано образование

протяженных лавовых потоков, стекавших с вершины конуса в восточном (Цдосский ($II^1$) и Чхерский ($II^2$) потоки), юго-восточном (потоки Бахно ($II^1$), Ахади ($II^1$) и Гайботенский ($II^1$)), в южном (Мнадонский поток ($II^{1-2}$), поток Кесиа ($II^2$)) и юго-западном (Майлинский поток ($II^2$)) направлениях, заполняя палеодолины одноименных рек и ручьев. По количеству и протяженности лавовых потоков Палео-Казбек является наиболее продуктивным аппаратом в истории вулканического центра. Средняя протяженность его потоков составляет 7–8 км, а максимальная более 14 км (Мнадонский поток).

Синхронно с Палео-Казбеком на поздней стадии второй фазы образовался и проявлял активность полигенный лавовый вулкан Бетлеми. С ним связаны извержения Нижнего Паншетского потока и потока ручья Баш.

Мощные извержения Палео-Казбека привели к опустошению его приповерхностных магматических камер. Результатом этого стало проседание и разрушение конуса вулкана с образованием кальдеры диаметром около 5 км, хорошо дешифрируемой при изучении космоснимков региона. Процесс обрушения, вероятно, не сопровождался эксплозивной активностью, что косвенно подтверждается отсутствием на изучаемой территории геологических отложений пирокластического типа. Однако, на позднеплейстоценовых террасах долины Терека вблизи г. Владикавказ известны небольшие останцы лахаровых потоков, т.н. “редантская толща” (Милановский, Короновский, 1973), вероятно, спустившихся по долине реки при разрушении вулкана.

- **Третья фаза (III, 130–90 тыс. лет назад).**

Третья фаза активности Казбекского центра ознаменовалась извержениями стратовулкана Казбек, лавовых вулканов Пик Мнаиси и Арцивисцвери; образованием экструзивных куполов Шевардени, Малый Шевардени, Большой Ткаршети, а также эксплозивных центров Пхелше и Сиони. Казбек оставался активен на протяжении всей фазы. Его конус образовался в центральной части кальдеры (соммы) вулкана-предшественника – Палео-Казбека – и в настоящее время возвышается над ее гребнем на 500–800 м. Высота вулкана составляет около 1 км (вершина имеет отметку 5033,8 м), а площадь его основания занимает около 9 км$^2$. В результате извержения Казбека образовались Аршинский ($III^1$), Гергетский ($III^1$), Восточный Казбекский ($III^{1-2}$), а также Шанторский потоки ($III^2$). Они стекали преимущественно в восточном направлении, где переваливали через разрушенный уступ кальдеры Палео-Казбека.

Вулкан Пик Мнаиси ($III^{1-2}$) также проявлял активность на протяжении всей фазы. В результате его извержений образовались андезитовый Суатисский поток ($III^1$) и короткий поток дацитов в верховьях р. Мнаиси ($III^2$).

Экструзивные купола и небольшие эксплозивные центры, перечисленные выше, образовались на поздней стадии III фазы.

- **Четвертая фаза (IV, <50 тыс. лет назад).**

Вулканическая активность четвертой фазы имела ареальный характер. В этот период извергались вулканы Кечутцвери и Бетлеми. Произошли трещинные излияния лав в основании экструзивных куполов Шевардени и Большой Ткаршети, образовался эксплозивный центр Чхери. Одним из наиболее поздних было извержение вулкана Малый Ткаршети, произошедшее около 6 тыс. лет назад (Бурчуладзе и др., 1973; Чернышев и др., 2002).

Итак, вулканическая активность Казбекского центра дискретно развивалась на протяжении последних 450–400 тыс. лет, неоднократно возобновляясь после значительных по времени промежутков затишья. В совокупности известно более десяти разновозрастных вулканических аппаратов, проявлявших активность на данной территории (табл. 1), в том числе в голоцене (Малый Ткаршети). Таким образом, Казбекский неовулканический центр является долгоживущим и потенциально активным (Лебедев и др., 2014). Возобновление вулканической активности в его пределах может иметь катастрофические последствия как для местного населения, проживающего в многочисленных селах и поселках у подножия Казбека, так и для экономики и экосистем всего региона.

Следует отметить, что в последние годы на территории Казбекского центра уже имели место катаклизмы, которые косвенно могли быть вызваны продолжающейся магматической активностью. Так, в 2002 г. в Кармадонском ущелье внезапно сошел ледник Колка, что привело, в том числе, к гибели съемочной группы Сергея Бодрова. Ряд исследователей связывает эту катастрофу, в первую очередь, с тепловым и газодинамическим воздействием на подошву ледника, исходившим от магматического очага под Казбеком (Котляков, Рототаева, 2003). В 2014 г. по долине реки Девдораки сошло два селя, что повлекло гибель людей, а также перекрытие движения по Военно-Грузинской дороги на несколько месяцев. На пути прохождения грязевых потоков были уничтожены газопроводы и повреждена линия ЛЭП. Ряд авторов отмечает, что сразу после схода селей в зоне их зарождения формировались облака, характерные для проявления фумарольной активности, ощущался запах серы (Черноморец, 2014).

**Табл. 1.** Временные интервалы позднечетвертичной магматической активности в пределах Казбекского неовулканического центра.

| Фаза, стадия | Временной интервал, тыс. лет | Активные вулканические аппараты |
|---|---|---|
| I фаза | 460-365 | Прото-Казбек, аппараты Девдоракского ущелья |
| II фаза, ранняя стадия | 300-270 | Палео-Казбек |
| II фаза, поздняя стадия | 235-200 | Палео-Казбек, Бетлеми |
| III фаза, ранняя стадия | 130-90 | Казбек, Пик Мнаиси |
| III фаза, поздняя стадия | | Казбек, Пик Мнаиси, Шевардени, Малый Шевардени, Большой Ткаршети, Арцивисцвери, Пхелше, Сиони |
| IV фаза | < 50 | Кечутцвери, Бетлеми, Шевардени, Большой Ткаршети, Малый Ткаршети, Чхери |

Очевидно, что возобновление интенсивной магматической активности в районе Казбека будет иметь трагичные последствия. Вновь изверженные вулканами лавовые потоки с высокой долей вероятности могут достичь поселков, расположенных в ущельях Терека и его притоков (рис. 1). Кроме того, эти потоки будут способны запрудить долину Терека на входе в Дарьяльское ущелье, что приведет к затоплению многих населенных пунктов, расположенных выше по течению. Разогрев вершинной части Казбека повлечет за собой резкое таяние ледникового покрова и фирновых полей, что создаст условия для образования мощных селевых потоков. Объем и скорость последних, вероятно, значительно превысят аналогичные характеристики селей 2014 года. Будут полностью снесены постройки в долине Терека, в том числе – каскад ГЭС в Дарьяльском ущелье. Сели могут достигнуть и г. Владикавказ, расположенного менее чем в 40 км ниже по течению Терека, где, несомненно, вызовут серьезные разрушения. Также существует значительная вероятность проявления вулканами Казбекского центра и эксплозивной активности. Могут образоваться пепловые облака, что сильно затруднит авиасообщение в регионе.

Таким образом, возобновление магматической активности в пределах Казбекского неовулканического центра может повлечь за собой уничтожение инфраструктуры района и привести к большому количеству жертв среди местного населения. Для обеспечения экологической безопасности в этой части Большого Кавказа, необходимо осуществлять постоянный мониторинг предвестников вулканической активности на данной территории.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №14-05-00071а).*

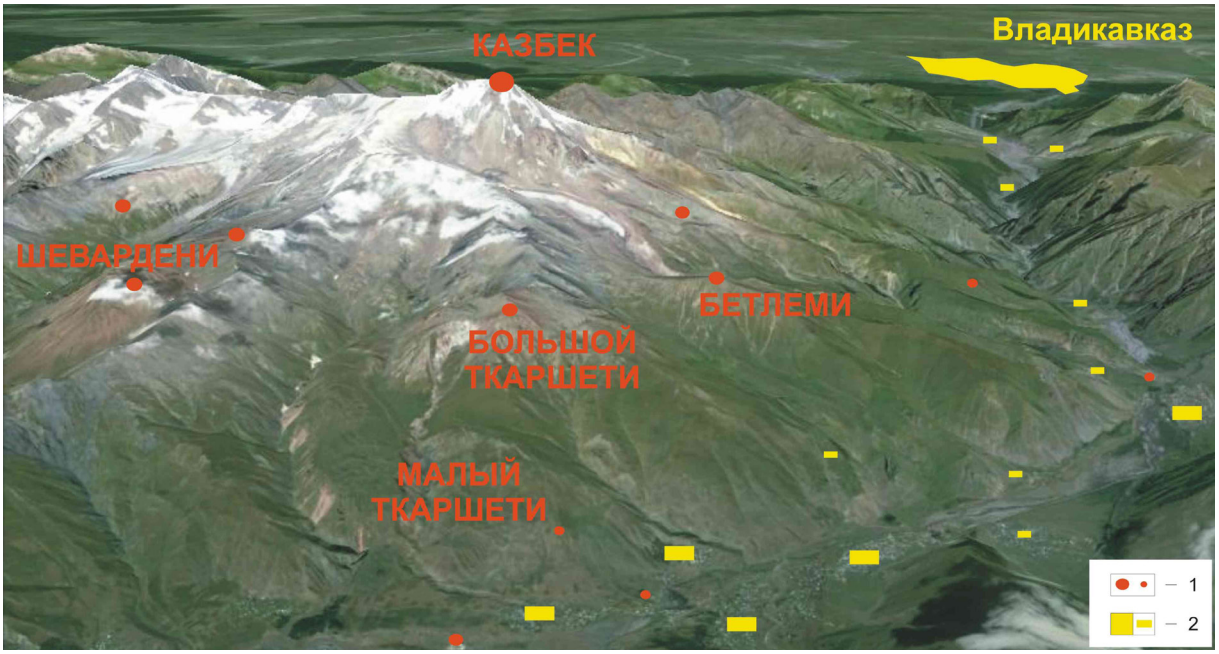



**Рис. 1.** Трехмерное изображение (Google Earth) Казбекского неовулканического центра (вид с юга): 1 – основные вулканические аппараты; 2 – населенные пункты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурчуладзе А.А., Джанелидзе Ч.Г., Тогонидзе Г.И. Применение радиоуглеродного метода для решения некоторых вопросов палеогеографии плейстоцена и голоцена Грузии // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 238–243.
2. Котляков В.М., Рототаева О.В., Ледниковая катастрофа на Северном Кавказе // Природа. 2003. № 8, С. 15–23.
3. Лебедев В.А., Парфенов А.В, Вашакидзе Г.Т. и др. Основные события в истории развития Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ): изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2014. Т. 458, № 1. С. 67–73.
4. Милановский Е.Е., Короновский Н.В., Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
5. Черноморец С.С. Новый “Казбекский завал” 17 мая 2014 года: отчет о полевом обследовании 18-20 мая 2014 г., 20 с.
6. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151–1116.

УДК 551.21+550.4

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БРЕКЧИИ НЕКОТОРЫХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ РОССИИ

*Ю.А. Перстнева*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
yulbox@mail.ru

В работе исследовано распределение РЗЭ в брекчиях грязевых вулканов о-ва Сахалин, Керченского п-ова и вулкана Шуго (Таманский п-ов). Показано наличие положительной цериевой аномалии (Ce/Ce*) для брекчий всех исследованных грязевых вулканов. Для брекчии Южно-Сахалинского грязевого вулкана изучено распределение РЗЭ по фракциям разной размерности.

**Ключевые слова**: *грязевой вулкан, брекчия, редкоземельные элементы.*

Грязевые вулканы представляют собой широко распространенное геологическое явление. На нашей планете насчитывается более 1700 подводных и надводных грязевых вулканов (Холодов, 2002). В России грязевые вулканы представлены в зонах альпийской складчатости на юге России (Керченский и Таманский п-ова) и на о-ве Сахалин. Грязевые вулканы выбрасывают на поверхность в большом количестве сопочную брекчию, которая состоит из смеси полужидкой глинистой массы с обломками разнотипных осадочных пород, оторванных с различных глубин (Якубов, Алиев, 1978). Данные о содержании широкого спектра малых элементов, в том числе редкоземельных (РЗЭ), способны дать информацию для расшифровки генезиса осадочных образований. С одной стороны, инертность РЗЭ в процессах литогенеза обуславливает их способность накапливаться в осадках практически в тех же концентрациях, в которых они содержались в исходных породах (Чехович, Живкович, 1991). С другой стороны, в осадочном процессе происходит фракционирование РЗЭ в водных растворах (Балашов, 1976). Применительно к грязевым вулканам, данные о распределении РЗЭ в сопочной брекчии могут помочь лучше понять механизм грязевулканической деятельности и способствовать разработке системы геохимических индикаторов грязевулканической активности.

В настоящее время в литературе существует очень мало данных о содержаниях и особенностях распределения РЗЭ в сопочной брекчии. В работе (Сорочинская и др., 2008) установили отрицательную европиевую и слабую положительную цериевую аномалии при нормировании на состав хондрита в брекчиях грязевых вулканов Сахалинской области. Федоров и др. (2011) утверждают о наличии отрицательной европиевой и отсутствии цериевой аномалий в грязевых вулканах Таманской области при нормировании на состав постархейского сланца (PAAS). В работе (Лаврушин и др., 2003) сравниваются содержания РЗЭ в сопочных брекчиях вулканов Таманского п-ова и Грузии при нормировании на PAAS, отмечается, что существуют различия в спектрах РЗЭ как при сравнении регионов, так и внутри них. Указано, что образцы из Грузии выделяются существенно более высокими нормированными концентрациями Eu и Gd.

В настоящей работе представлены результаты определения редкоземельных элементов в сопочной брекчии грязевых вулканов о-ва Сахалин, Таманского и Керченского п-овов, выполненные методом ИСП-МС в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (г. Владивосток) и Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (п. Черноголовка, Московская область). Всего за 2009–2014 гг. опробовано три вулкана о-ва Сахалин, девять вулканов на Керченском п-ове, один вулкан на Таманском полуострове (Шуго).

Сумма РЗЭ в брекчии грязевых вулканов о-ва Сахалин варьирует от 120 до 125 г/т. В брекчии вулканов Керченского п-ова этот показатель выше – от 128 до 158 г/т. Высокие значения суммы РЗЭ в брекчии характерны и для вулкана Шуго – от 137 до 140 г/т. Отметим, что в работе (Лаврушин и др, 2003), где выполен анализ глинистой фракции (<1 мкм), сумма РЗЭ в

сопочной брекчии вулкана Шуго равна 66,5 г/т. В то же время считается, что основная масса РЗЭ в обломочных осадочных породах связана с глинистой фракцией и фракцией менее 2 мкм (Маслов, 2005).

При изучении распределения РЗЭ в осадочных породах обычно используется нормирование по осадочным стандартам. Будем нормировать содержание РЗЭ в сопочной брекчии на состав глин Русской платформы (RPSC) из работы (Мигдисов и др., 1994), полагая, что они имеют схожий состав. Нормализованные усредненные (по каждому из регионов) спектры РЗЭ в сопочной брекчии существенно различаются между собой (рис. 1). Выше всех находится профиль распределения РЗЭ грязевых вулканов Керченского п-ова, ниже располагаются спектры вулкана Шуго и вулканов о-ва Сахалин. На спектрах, отвечающих вулканам о-ва Сахалин и Керченского п-ова, заметна слабая отрицательная европиевая аномалия: $(Eu/Eu^*)_{RPSC}$ около 0,96. На спектре, отвечающему вулкану Шуго, имеется слабая положительная европиевая аномалия: $(Eu/Eu^*)_{RPSC}$ около 1,04. Заметно также, что спектр РЗЭ для вулкана Шуго на спайдер-диаграмме имеет наклон слева направо, то есть преобладают легкие лантаноиды. В то же время для вулканов Керченского п-ова на середине спектра РЗЭ имеется характерная выпуклость, что говорит о преобладании средних лантаноидов. Спектр РЗЭ в сопочной брекчии вулканов о-ва Сахалин имеет более равномерный вид по сравнению со спектрами, отвечающим другим грязевым вулканам. Для всех грязевых вулканов на спектрах РЗЭ прослеживается слабая положительная цериевая аномалия: $(Ce/Ce^*)_{RPSC}$ = 1,07–1,15. Сопочная брекчия, помимо частиц глинистой размерности, включает в себя частицы алевриты и псаммиты. В связи с этим на спайдер-диаграмме рассмотрен также спектр РЗЭ для алевро-песчаных пород Русской платформы (RPSNC) , нормированный RPSC (рис. 1).

В работе (Сорочинская и др., 2008) отмечается слабая положительная цериевая и отрицательная европиевая аномалии в брекчии грязевых вулканов о-ва Сахалин при нормировании на состав хондрита. Наши результаты не противоречат этим данным – для брекчий сахалинских вулканов $(Ce/Ce^*)_{Хондр}$ = 1,10–1,16 и $(Eu/Eu^*)_{Хондр}$ = 0,61–0,68. Аналогичная ситуация имеет место и для сопочной брекчии вулкана Шуго и вулканов Керченского п-ова: $(Ce/Ce^*)_{Хондр}$ = 1,03–1,20, $(Eu/Eu^*)_{Хондр}$ = 0,66–0,72. Считается, что отрицательная европиевая аномалия характерна для всех осадочных пород, за исключением некоторых вулканно-осадочных отложений (Скляров). Отношение Ce/Ce* используется в качестве индикатора седиментационных обстановок. Для всех исследуемых авторами грязевых вулканов значения цериевой аномалии (при нормировании на мировой сланец) принимают значения 1,08–1,22, что говорит об окраинно-континентальной седиментационной обстановке (Murray et al., 1990).

Отношение $La_N/Yb_N$ (нормирование на хондрит) является величиной дифференциации легких и тяжелых редких земель, позволяющей говорить о составе питающих комплексов пород. Для значений $La_N/Yb_N > 8$ (при этом $Gd_N/Yb_N > 1,5$) можно сделать вывод о преобладании в областях питания кислых магматических образований (Маслов, 2005). Значение указанных показателей всех исследуемых вулканов попадают в этот диапазон: $La_N/Yb_N$ = 7,3–12,3 и $Gd_N/$

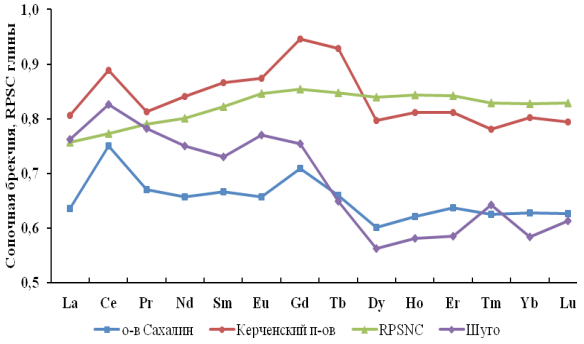



**Рис. 1.** Средние содержания РЗЭ в сопочной брекчии вулканов о-ва Сахалин, Керченского п-ова, Шуго (Таманский п-ов) и алевро-песчаных пород Русской платформы (RPSNC), нормализованные на состав глин Русской платформы (RPSC).

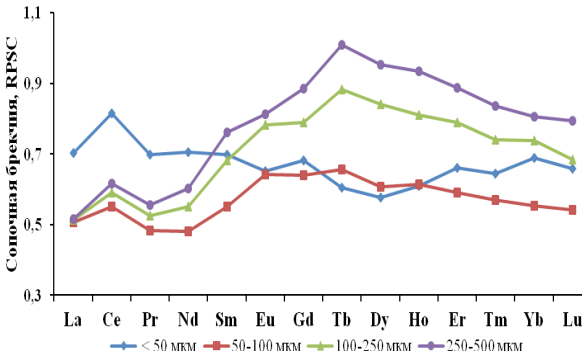



**Рис. 2.** Содержание РЗЭ в пробах сопочной брекчии в грифоне 6/5 Южно-Сахалинского грязевого вулкана в различных размерных фракциях.

$Yb_N$ = 1,6–2,0. В работе (Сорочинская и др., 2015) отмечается, что отношение $La_N/Yb_N$ для брекчии из пассивных грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана принимает значения от 4,75 до 5,80, снижаясь для активных грифонов до 3,3. Это объясняется тем, что в период активизации идет подток вещества более основного состава, например, базальтового. Заметим, что возможны и другие варианты интерпретации геохимических данных. Так, в работе (Мигдисов и др., 1994) отмечается уменьшение отношения La/Yb в алевро-песчаных отложениях Русской платформы с ростом содержания в них циркона.

Изучены закономерности распределения РЗЭ в пробах сопочной брекчии Южно-Сахалинского грязевого вулкана по фракциям различного размера (рис. 2). Видно, что спектры РЗЭ существенно различаются для каждой фракции. Спектр РЗЭ для фракции <50 мкм имеет небольшой наклон в область тяжелых лантаноидов. В области легких лантаноидов спектр для этой фракции превышает спектры всех остальных размерных фракций. Фракция 50-100 мкм наиболее обеднена РЗЭ. Спектры РЗЭ для фракций 100–250 мкм и 250–500 мкм имеют выпуклости в области средних лантаноидов. Следовательно, содержание средних лантаноидов увеличивается за счет более крупной фракции. Из этого следует, что увеличение содержания средних лантаноидов в брекчии всех исследуемых вулканов, характерное, например, для вулканов Керченского п-ова (рис. 1), может обеспечиваться за счет большего содержания крупной фракции в сопочной брекчии.

Проведенные исследования позволили впервые получить и проанализировать данные о содержании РЗЭ для достаточно большой выборки грязевых вулканов. В связи с малой изученностью этой проблематики полученные нами данные не всегда сходятся с немногочисленными исследованиями других авторов. Для более конкретных и однозначных выводов по особенностям распределения РЗЭ в сопочной брекчии необходимо продолжение исследований в этой области.

Автор выражает благодарность к.ф.-м.н. В.В. Ершову за предоставленные данные и полезные советы при обсуждении данной работы.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-01768).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
3. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
4. Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
5. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Веникова А.Л., Пестрикова Н.Л. Элементы-примеси в современной сопочной брекчии грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. С. 19–30.
6. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
7. Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Ронкин Л.Ю. Систематика элементов-примесей в продуктах извержений ряда грязевых вулканов Керченско-Таманской области (по данным ICP-MS) // Литосфера. 2011. № 5. С. 117–123.
8. Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. 2002. № 11. С. 47-58.
9. Чехович А.П., Живкович А.Е. Редкоземельные элементы в пелагических известняках как индикаторы палеотектонической обстановки (Нижнесергинский меланж, Средний Урал) // ДАН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 693–697.
10. Якубов А.А., Алиев Ад.А. Грязевые вулканы. М.: Знание, 1978. 56 с.
11. Murray R. W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. et al. Rare earths elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // Geology. 1990. Vol. 18. P. 268–271.

УДК 551.21+552.52

# ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТВЕРДЫХ ВЫБРОСОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

*Ю.А. Перстнева*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
yulbox@mail.ru

В работе выполнено обобщение данных силикатного анализа брекчии из разных грязевых вулканов мира. Для решения вопросов генезиса и классификации грязевулканических брекчий применяются петрохимические модули и диаграммы. Полученные данные могут быть использованы для решения геоэкологических задач, связанных с деятельностью грязевых вулканов.

**Ключевые слова**: *грязевой вулкан, брекчия, петрогенные элементы, литохимия.*

Грязевой вулканизм – геологическое явление, связанное с процессами в глубинных слоях земной коры, в результате которых на поверхность Земли в большом количестве извергаются твердые грязевые массы (сопочная брекчия), воды и газы. В настоящее время установлено, что грязевые вулканы распространены в наиболее активных сейсмотектонических зонах краевых прогибов при наличии крупных скоплений газа и аномально высоких пластовых давлений (Холодов, 2002а, 2002б). Несмотря на почти двухсотлетнюю историю изучения грязевых вулканов, многие аспекты этого интересного геологического явления требуют дальнейшего изучения – механизм деятельности грязевых вулканов, генезис грязевулканического вещества, связь грязевого вулканизма с региональными геодинамическими процессами и др. Кроме того, грязевой вулканизм относится к опасным природным явлениям, которое необходимо учитывать при хозяйственном освоении территорий.

В настоящее время опубликовано много работ по изучению закономерностей формирования вещественного состава таких продуктов грязевулканической деятельности как сопочные воды и газы, тогда как изучению сопочной брекчии уделяется небольшое внимание. В работе (Ершов, Олесик, 2014) отмечается, что в разных грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана различается содержание в сопочной брекчии таких элементов, как Ca, Fe, Mg и Mn. В работе (Сорочинская и др., 2008) установлено, что в период активизации грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана происходит уменьшение содержания Mn, Fe и Ca в сопочной брекчии.

Целью данной работы является обобщение и анализ распределения петрогенных элементов в брекчиях из разных грязевых вулканов мира. Для систематизации и анализа данных по химическому составу брекчии нами применялся ряд общепринятых методов и подходов, разработанных для интерпретации химического состава осадочных горных пород (Маслов, 2005; Скляров и др., 2001; Юдович, Кетрис, 2000).

В работе использовались литературные данные силикатного анализа сопочной брекчии: Румынии (Шнюков и др., 2008), Пакистана (Delisle at. al., 2002), Китая (Nakada et. al., 2011), Тайваня (Liu at. al., 2013), Малайзии (Baba at. al., 2010) и о. Сахалин (Сорочинская и др., 2015). Кроме наземных грязевых вулканов, использовались данные грязевого вулкана Хаакон Мосби, находящегося на дне Норвежского моря (Леин, 1998, 2000). В ряде случаев привлекались данные из работы (Лаврушин и др., 2003), в которой указан химический состав глинистой фракции (< 1 мкм) брекчии вулканов Грузии и Таманского п-ова. Однако там отсутствуют сведения о содержании $SiO_2$, что ограничивает использование этих данных. Также использовались собственные данные для брекчии грязевых вулканов: о. Сахалин, Керченского и Таманского п-овов. Гранулометрический анализ проб автором специально не проводился, но опыт пробоподготовки свидетельствует о том, что сопочная брекчия представлена главным образом глинистой и алевритовой фракциями.

В брекчии Южно-Сахалинского грязевого вулкана (грифоны: 1, 6/5) в 2015 г. ситовым методом выделялись фракции: <50 мкм, 50–100 мкм, 100–250 мкм и 250–500 мкм. Анализ собственных проб выполнялся методом ИСП-АЭС в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (г. Владивосток) и Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (п. Черноголовка, Московская область).

Для сравнения содержания петрогенных оксидов в сопочной брекчии были вычислены их средние значения для каждой грязевулканической провинции (табл. 1). Содержание $SiO_2$ и $Al_2O_3$ в сопочной брекчии изменяется в узких пределах, коэффициент вариации составляет 10–17 %. Наиболее сильные вариации претерпевает содержание MnO и CaO, коэффициент вариации составляет 70-91 %.

**Табл. 1.** Среднее содержание (в масс. %) петрогенных оксидов в грязевых вулканах мира (n – количество проб).

| Грязевулканская провинция | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Таманский п-ов, (n = 3) | 58,45 | 0,64 | 15,89 | 5,13 | 0,06 | 1,61 | 3,70 | 1,69 | 2,51 | 0,09 |
| Керченский п-ов, (n = 10) | 55,94 | 0,72 | 14,28 | 7,42 | 0,11 | 1,99 | 2,05 | 2,32 | 2,11 | 0,15 |
| о. Сахалин, (n = 15) | 62,23 | 0,57 | 15,00 | 4,48 | 0,04 | 1,50 | 0,80 | 2,87 | 2,95 | 0,11 |
| Китай, (n = 20) | 59,74 | 0,83 | 19,48 | 8,03 | 0,15 | 2,99 | 3,01 | 2,24 | 3,07 | 0,24 |
| Тайвань, (n = 4) | 65,63 | 0,88 | 15,90 | 6,25 | 0,08 | 2,00 | 1,51 | 1,66 | 2,90 | 0,17 |
| Пакистан, (n = 5) | 62,90 | 0,95 | 16,88 | 5,40 | 0,04 | 2,93 | - | 1,17 | 3,11 | 0,10 |
| Румыния, (n = 2) | 51,65 | 0,80 | 12,80 | 6,08 | 0,22 | 2,54 | 5,23 | 3,64 | 2,37 | 0,19 |
| Малайзия, (n = 14) | 58,28 | 1,03 | 11,39 | 5,30 | 0,30 | 2,81 | 6,72 | 2,41 | 1,59 | 0,26 |
| Норвежское море, (n = 27) | 60,92 | 0,76 | 12,72 | 5,07 | 0,07 | 1,98 | 4,62 | 2,33 | 2,62 | 0,14 |

Для классификации сопочной брекчии по их химическому составу использовали диаграмму М. Херрона (Herron, 1988) (рис. 1). На диаграмме видно, что преимущественно все фигуративные точки образуют облако в классификационной ячейке «глинистых сланцев», хотя точки, отвечающие данным по Норвежскому морю, находятся в ячейке «вакк» и «аркозов», а точки, отвечающие данным по Малайзии, попадают также в область «Fe-сланцев».

Применение при исследовании терригенных пород системы литохимических модулей дает возможность более точно проводить их классификацию, реконструировать состав и происхождение. Расчет литохимических модулей производится непосредственно по данным силикатного анализа породы, выраженным в массовых процентах (Маслов, 2005; Скляров и др., 2001). Гидролизатный (ГМ) и алюмокремниевый (АМ) модули указывают на степень химического выветривания пород и позволяют разделять породы, содержащие продукты гидролиза от пород, в которых преобладает кремнезем (Маслов, 2005). По значениям этих модулей сопочная брекчия образует строгий непрерывный ряд от мезомиктовых и полимиктовых кварцевых песчаников до гидролизатных пород. Большинство проб попадает в область глинистых пород ГМ = 0,3–0,5 и АМ = 0,22–0,35.

Для систематики глинистых пород была использована модульная диаграмма Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис НКМ-ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) (рис. 2), на которой выделено шесть основных полей. Большинство фигуративных точек присутствуют в поле V (хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые глины) и в поле VI (гидрослюдистые глинистые породы с той или иной примесью тонкодисперсного полевого шпата). Единичные точки попадают и в другие поля. Одной из гипотез, объясняющих механизм деятельности грязевых вулканов, является представление о том, что аномально-высокие пластовые давления возникают при фазовом преобразовании глинистых минералов – иллитизации смектита (Холодов, 2002а). Исходя из этой гипотезы, глинистый материал, выбрасываемый действующими грязевыми вулканами, должен содержать смешанослойные иллит-смектиты как промежуточные формы гидрослюдизации монтмориллонитов. Видно, что данные не противоречат этим представлениям.

Установлена зависимость содержания неорганического углерода (IC, масс. %) и кальция (Ca, масс. %) от размера фракции сопочной брекчии Южно-Сахалинского грязевого вулкана (рис. 3). Видно, что чем больше размер фракции, тем больше содержание Ca и IC. Сильная корреляция между содержанием Ca и IC свидетельствует о том, что в более крупной фракции растет содержание кальцита. Ранее в работе (Сорочинская и др., 2008) установлено, что в пробах Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканах основными аутигенными минералами являются магнезиально-железистые карбонаты – сидероплезиты. Лабораторные эксперименты также показывают, что в сопочных водах Южно-Сахалинского грязевого вулкана происходит интенсивное осаждение кальцита. В связи с этим можно предположить, что выявленные особенности распределения кальцита обусловлены процессами аутигенного минералообразования, протекающими в канале грязевого вулкана. Также видно, что в разных грифонах линейные зависимости между содержанием Ca и IC имеют разный угловой коэффициент. На основании полученных данных можно обоснованно предположить, что различие концентраций элементов в разных грифонах, описанное в работе (Ершов, Олесик, 2014), зависит от гранулометрического состава сопочной брекчии.

Результаты исследования показывают, в частности, что твердые выбросы грязевых вулканов в разных регионах мира во многом схожи по своим литохимическим характеристикам. Это можно объяснить общностью условий и факторов, определяющих протекание процессов грязевого вулканизма. Выявлено, что химический состав каждой размерной фракции сопочной брекчии Южно-Сахалинского вулкана, неодинаков. С увеличением размера фракции растет содержание CaO, MnO, FeO в данной фракции.

Полученные нами данные могут быть полезны для разработки системы геохимических индикаторов грязевулканической активности, что в свою очередь будет способствовать решению геоэкологических задач для территорий, подверженных воздействию грязевых вулканов.

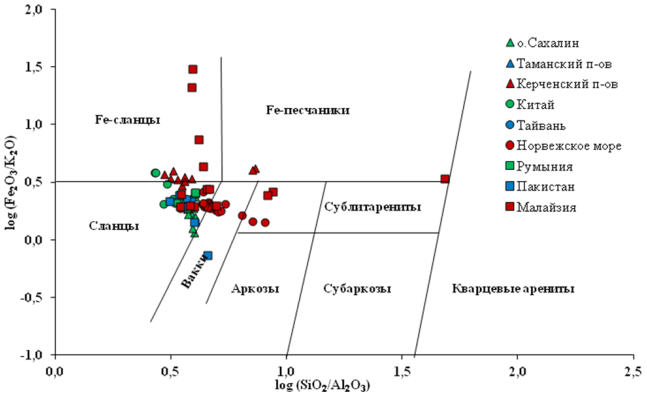



**Рис. 1.** Классификационная диаграмма М. Херрона $\log(Fe_2O_3/K_2O)$-$\log(SiO_2/Al_2O_3)$.

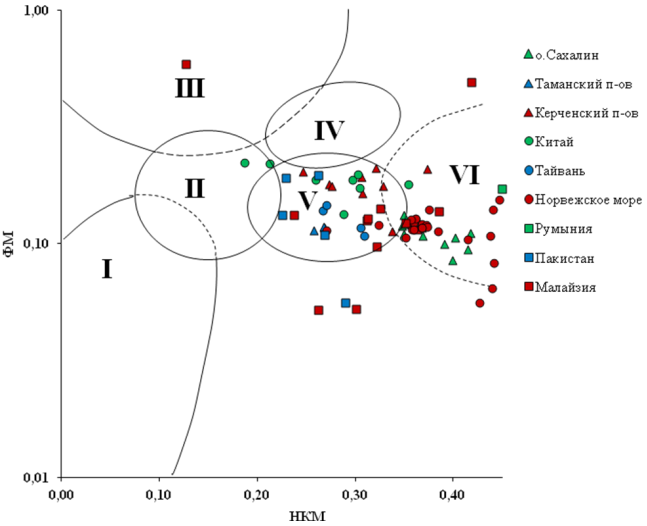



**Рис. 2.** Диаграмма Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис для систематики глинистых пород.

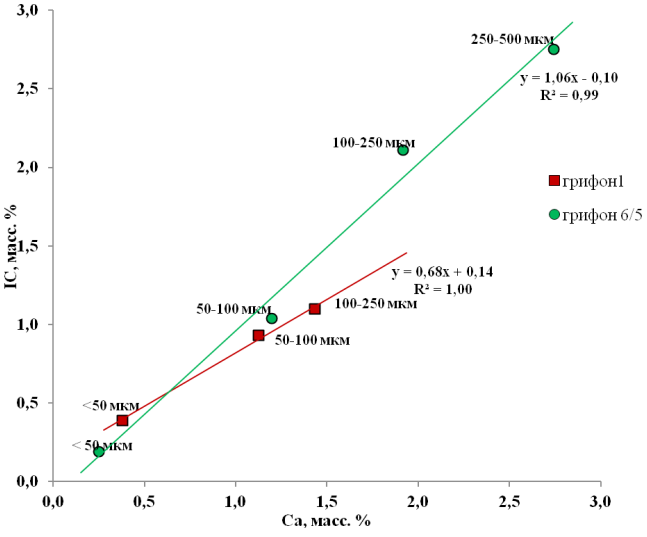



**Рис. 3.** Зависимость между содержанием неорганического углерода (IC – inorganic carbon), кальция и размером фракции сопочной брекчии Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

Автор выражает благодарность к.ф.-м.н. В.В. Ершову за предоставленные данные и полезные советы при обсуждении данной работы.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-01768).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Ершов В.В., Олесик С.М. Исследование элементарного состава сопочной брекчии из грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 39–46.
2. Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
3. Левин А.Ю., Вогт П., Крейн К. и др. Геохимические особенности газоносных (CH4) отложений подводного грязевого вулкана в норвежском море // Геохимия. 1998. № 3. С. 230–249.
4. Левин А.Ю., Пименов Н.В., Саввичев А.С. и др. Метан как источник органического вещества и углекислоты карбонатов на холодном сипе в норвежском море // Геохимия. 2000. № 3. С. 268–281.
5. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
6. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Веникова А.Л., Пестрикова Н.Л. Элементы-примеси в современной сопочной брекчии грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. С. 19–30.
7. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И и др. Геохимические и минералогические особенности грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник ДВО РАН. 2008. № 4. С. 58-65.
8. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
9. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002а. № 4. С. 339–358.
10. Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. 2002б. №11. С. 47–58.
11. Шнюков Е.Ф., Панин Н.С, Дину К., и др. Газовый вулканизм в Румынии. Статья вторая. К минералогии грязевых вулканов Пыкле Мари и Пыкле Мичи // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. С. 29–39.
12. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
13. Baba M., Mohd H. A., Sanudin H. T. Geokimia volkano lumpur Pulau-Pulau Penyu, Sandakan Sabah // Bull. Geol. Soc. Malaysia. 2010. Vol. 56. P. 67–73.
14. Delisle G., von Rad U., Andruleit H. et al. Active mud volcanoes on- and offshore eastern Makran, Pakistan // Int. J. Earth Sci. 2002. Vol. 91. P. 93–110.
15. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sedimen. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 820–829.
16. Liu C.-C., Maity J.P., Jean J.-S., Li Z. The geochemical characteristics of the mud liquids in the Wushanting and Hsiaokunshui Mud Volcano region in southern Taiwan: Implications of humicsubstances for binding and mobilization of arsenic // J. Geochem. Exp. 2013. Vol. 128. P. 62–71.
17. Nakada R., Takahashi Y., Tsunogai U. et al. A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China // Appl. Geochem. 2011. Vol. 26. P. 1065–1076.

УДК 551.578.46/48

# РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ В ЛАВИНОСБОРАХ НА ЮГЕ О. САХАЛИН

*Д.А. Боброва*

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
darya-kononova@yandex.ru

В работе приведены результаты исследований, проведенных автором в течение четырех лет в зимние периоды в лавиносборах, расположенных в южной части о. Сахалин на склонах с разным типом растительности. Выполнены наблюдения за характером снегонакопления и стратиграфические исследования снежной толщи.

**Ключевые слова:** *растительность, снежный покров, Сахалин.*

## ВВЕДЕНИЕ

Изучением вопроса о влиянии растительности на снежный покров с точки зрения лавинной опасности занимались многие исследователи. Результаты исследований достаточно широко освещены как в отечественной, так и в зарубежной литературе (Фляйг, 1960; Тушинский, 1963; Клинцов, 1969; Володичева, 1971; Войтковский, 1989; Иванов, 1971; Исаенко, 1980; Древило, 1988; Казаков, 2007; и др.). Несмотря на важность изучения этой тематики, а также на множество проведённых работ, в том числе и на о. Сахалин, вопросы, связанные с влиянием растительности на снежный покров в лавиносборе, в частности на Сахалине, нельзя считать закрытым. Кроме того, автором отмечено, что некоторые выводы разных авторов могут противоречить друг другу.

На Южном Сахалине растительность в лавиносборах разнообразна. В южной части острова Сахалин растительность значительно меняется от морских террас, которые мало залесены, но хорошо задернованы, до вершин низкогорий, где прослеживается её вертикальная поясность – елово-пихтовые леса с господствующим в подлеске курильским бамбуком сменяют каменно-берёзовые, которые затем сменяет кедровый стланик. Из-за значительных вырубок и лесных пожаров большое распространение имеют вторичные ценозы, представленные березняками, курильским бамбуком или вейниковыми лугами.

Проведенное исследование было нацелено на изучение характера снегонакопления и структуры снежной толщи в лавиносборах с разным типом растительности. Данное исследование поможет сформировать представление о роли определенного типа растительности в формировании снежного покрова на других неисследованных ранее территориях Сахалина. Тематика такого исследования очень обширна и включает в себя множество задач. В рамках данной работы было изучено влияние некоторых типов растительности на снегонакопление и частоту формирования лавин, а также сравнение скорости перекристаллизации снежной толщи в лавиносборах с разным типом растительности в южной части о. Сахалин.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В течение четырех лет в лавиносборах, расположенных в южной части о. Сахалин на склонах с разным типом растительности, выполнены наблюдения за характером снегонакопления и стратиграфические исследования снежной толщи.

Наблюдения проводились на г. Джамбул (с. Санаторный) и на юго-западном побережье острова Сахалин в Невельском и Холмском районах в лавиносборах, покрытых курильским бамбуком, низкотравьем и древесной растительностью (пихтово-березовый лес) с подстилающей поверхностью из опавших листьев.

Проходку шурфов проводили в течение всего зимнего сезона с момента формирования устойчивого снежного покрова до времени его схода. На стенке шурфа в снежной толще выделяли слои, различающиеся по текстуре, твёрдости и цвету. Затем проводили измерение плотности

каждого слоя, температуры снега на границе слоёв, описывали структуру и текстуру слоёв, а также проводили макрофотографирование кристаллов снежной толщи.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Можно выделить 3 основных типа влияния растительности на снежный покров в лавиносборе:

- влияние на характер снегонакопления в лавиносборе;
- влияние на скорость перекристаллизации снежной толщи;
- влияние на коэффициент трения лавины.

Совокупность всех типов влияния часто обусловливает частоту формирования, динамические характеристики лавин и их объемы.

*Влияние на характер снегонакопления.* На Сахалине выпадение снежных осадков нередко сопровождается ветрами. В связи с этим распределение снежного покрова по территории неравномерно, так как снег сдувается с открытой территории и накапливается в местах, где скорость ветра значительно уменьшается.

Существенное влияние на распределение снежного покрова оказывает растительность. Деревья и кустарники выполняют функции снегозадерживающих сооружений, так как являются естественными препятствиями на пути ветра. Они оказывают сильное влияние на скорость приземного слоя воздуха – темнохвойные древостои уменьшают её среднегодовые значения в 5 раз, однако их сильное изреживание (до 50 % запаса) несколько её увеличивает (Клинцов, 1969). Важными факторами влияния являются: состав, возраст и сомкнутость крон деревьев.

В сахалинских условиях наибольшие снегозапасы образуются на защищённых участках в лиственных и лиственничных лесах. Меньше всего снега накапливается под пологом густых темнохвойных лесов. Здесь значительная его часть задерживается кронами деревьев.

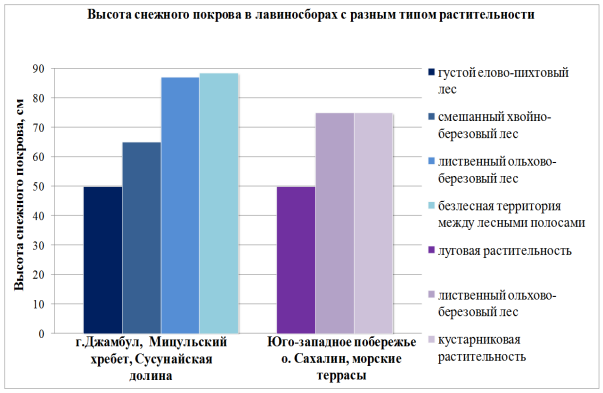



**Рис. 1.** Высота снежного покрова в лавиносборах с разным типом растительности.

Проведенные измерения высоты снежного покрова на г. Джамбул 20.01.2013 г. показали, что меньше всего снега накапливается в густом елово-пихтовом лесу – 45–55 см; в смешанном хвойно-берёзовом лесу его высота увеличивается до 60–70 см; максимальных значений она достигает в лиственном лесу – 75–95 см. Максимальная высота снежного покрова также отмечена на открытой территории у подошвы склона между лесными полосами, что вызвано дополнительной ветровой тенью деревьями хвойных пород (рис.1).

Схожие результаты получены на юго-западном побережье острова Сахалин. На незалесенной территории холмогорья, покрытой луговой растительностью, в районе с. Красноярское, высота снежного покрова не превышала 50 см, тогда как в лиственном лесу и на территории, покрытой кустарниковой растительностью, она достигала 70–80 см.

Однако этот же лес предотвращает метелевый перенос снега с наветренных склонов на подветренные и препятствует образованию снежных карнизов в пригребневой зоне (рис. 2).

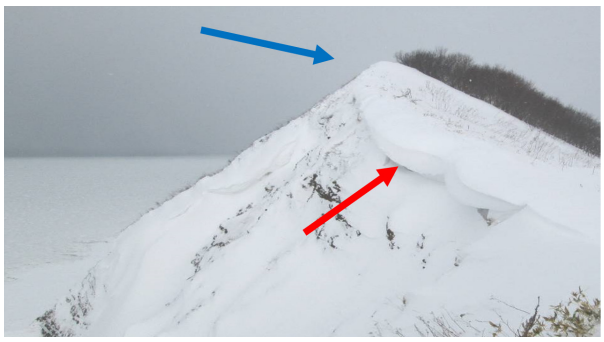


**Рис. 2.** Чеховский перевал, Холмский район, 2012 год. Красной стрелкой обозначен образовавшийся снежный карниз, синей стрелкой – отсутствие снежного карниза в месте, где на гребне присутствует кустарниково-древесная растительность.

*Влияние на скорость перекристаллизации снежной толщи.*

Интенсивность процесса перекристаллизации тем больше, чем больше градиент температуры и чем выше температура рассматриваемого слоя снега.

Наиболее высокая интенсивность этого процесса наблюдается в начале зимы в тех случаях, когда малая толщина снежного покрова сочетается с низкой температурой воздуха. При таких условиях нижний слой свежевыпавшего снега может за одну-две недели полностью превратиться в слой глубинной изморози (Войтковский, 1989).

Древесная растительность оказывает заметное влияние на климатические характеристики приземного слоя воздуха (количество и характер выпадения осадков, температура, скорость и направление ветра, солнечная радиация, влажность). Влияние леса на микроклимат проявляется в сокращении крайне высоких, смягчении минимальных и понижении срочных дневных температур воздуха и поверхности почвы, в охлаждении всей толщи почвы, в уменьшении скорости ветра, повышении влажности воздуха (Клинцов, 1969).

Причина активного развития лавинных процессов в сильно залесенных (площадь проективного покрытия 70–100 %) среднегорьях и низкогорьях Сахалина и, напротив, снижения частоты формирования лавин в гольцовых зонах заключается в преобладающей роли в лавинных процессах метаморфизма снежной толщи. Решающее значение в образовании лавин имеют слои, состоящие из кристаллов гранной, полускелетной и скелетной форм (Казаков, 2007).

Проведенные стратиграфические наблюдения показывают, что скорость перекристаллизации снежной толщи быстрее происходит в лесу, чем на открытой территории (рис. 3). По мнению автора, причины такого различия следующие: в темнохвойном густом лесу почти в два раза меньшая толщина снежного покрова в сравнении с открытой территорией; при формировании слоёв снежной толщи плотность слагающего их снега в лесу меньше; глубина промерзания почвы меньше, а её гидроморфность выше; температура воздуха в среднем стабильней; отсутствует воздействие солнечной радиации.

| № слоя | Высота контакта, см | Плотность, г/см³ | Температура, °С | Структура | Текстура | Диаметр, мм | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | средний | максимальный |
| 4 | 49 | 0,15 | -6,7 | | | | |
| 3 | 47 | 0,17 | -4,4 | | | 1 | 1,5 |
| 2 | 32 | 0,23 | -3,7 | | | 1,5 | 2,5 |
| 1 | 10 | 0,4 | -0,25 | | см | | |
| | 0 | | 0,5 | | | | |
| Температура воздуха, °С | | | -8 | Коэфф. перекристалл. снеж. толщи | | | 0,76 |
| Коэф. вторич. расслоен. снежн. толщи | | | 0,59 | Коэф. текстуры снежной толщи | | | 0,45 |

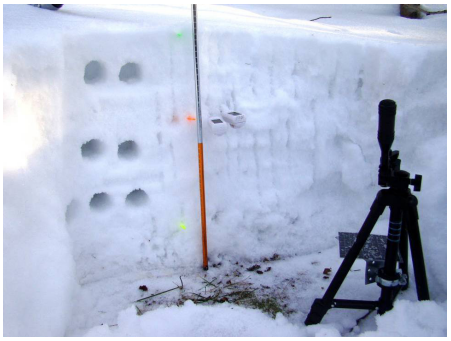


**Рис. 3.** Стратиграфическая колонка снежной толщи в густом елово-пихтовом лесу, 20.01.2013 г.

В результате коэффициент перекристаллизации снежной толщи на начало третьей декады января, характеризующий отношение суммарной толщины слоёв снега, сложенных вторично-идиоморфным снегом, ко всей толщине снежной толщи, в лесу в 5 раз больше; коэффициент вторичного расслоения снежной толщи, характеризующий отношение суммарной толщины слоёв снега, сложенных кристаллами скелетного класса форм, к суммарной толщине слоёв снега, сложенных вторично-идиоморфным снегом, и коэффициент текстуры снежной толщи, характеризующий отношение суммарной толщины слоёв снега с волокнистой текстурой к суммарной толщине снежной толщи, на открытой территории равны нулю.

Также нами проведены стратиграфические исследования снежной толщи на участках, где подстилающая поверхность представлена курильским бамбуком и травой. Как видно из представленных стратиграфических колонок на данных участках имеются различия в перекристаллизации снежной толщи: образование кристаллов скелетного класса форм в припочвенных слоях снежной толщи произошло быстрее на участке с травянистой растительностью.

По нашему мнению, такое различие возможно из-за особенности курильского бамбука, который под постоянно увеличивающейся толщей снежного покрова пригибается к почве,

а его вечнозелёные листья создают сплошной слой, препятствующий перекристаллизации припочвенных слоёв.

Однако необходимо отметить, что за период наблюдения на исследуемом участке с травянистой растительностью формирование лавин не отмечено, тогда как в лавиносборе с курильским бамбуком они формировались ежегодно, причём скольжение происходило по подстилающей поверхности.

## ВЫВОДЫ

Отмечено, что меньше всего снега накапливается в густом елово-пихтовом лесу – 45–55 см; в смешанном хвойно-берёзовом лесу его высота увеличивается до 60-70 см; максимальных значений она достигает в лиственном лесу – 75–95 см. Максимальная высота снежного покрова также отмечена на открытой территории у подошвы склона между лесными полосами, что вызвано дополнительной ветровой тенью деревьями хвойных пород.

На юго-западном побережье острова Сахалин на незалесенной территории холмогорья, покрытой луговой растительностью, высота снежного покрова не превышала 50 см, тогда как в лиственном лесу и на территории, покрытой кустарниковой растительностью, она достигал 70–80 см. В то же время, лес предотвращает метелевый перенос снега с наветренных склонов на подветренные и препятствует образованию снежных карнизов в пригребневой зоне.

Проведенные стратиграфические наблюдения за снежной толщей в лавиносборах с разным типом растительности показывают, что скорость перекристаллизации снежной толщи быстрее происходит в лесу, чем на открытой территории – коэффициент перекристаллизации снежной толщи в лесу в 5 раз больше.

Толщина снежного покрова в темнохвойном лесу почти в два раза меньше в сравнении с открытой территорией. При формировании слоёв снежной толщи плотность слагающего их снега в лесу меньше; глубина промерзания почвы меньше, а её гидроморфность выше; температура воздуха в среднем стабильней; отсутствует воздействие солнечной радиации.

Образование кристаллов скелетного класса форм в припочвенных слоях снежной толщи произошло быстрее на участке с низкотравьем, в то время как на участке с курильским бамбуком скорость перекристаллизации меньше. Возможно, это связано с особенностью курильского бамбука, который под постоянно увеличивающейся толщей снежного покрова пригибается к почве, а его вечнозелёные листья создают сплошной слой, препятствующий поступлению водяного пара из почвы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Войтковский К.Ф. Лавиноведение. М.: МГУ, 1989. 157 с.
2. Древило М.С. Структура снежного покрова о. Сахалин (подзона средней светлохвойной тайги) // Тр. Гидрометцентра Сахалинского УГМС. Региональные исследования. Южно-Сахалинск, 1988, С.124–127.
3. Иванов А.В., Куроедов И.Г., Козарь В.Ф. Некоторые результаты изучения лавинного режима района санатория Сахалин // Лавины Сахалина и Курильских островов: сб. ст. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. С. 40–57.
4. Исаенко Э.П., Исаков Л.М., Цыганов В.Е. О защите железных дорого от лавин лесонасаждением на склонах // Труды НИИЖТ. Вопросы проектирования железных дорог в сложных физико-географических условиях Сибири. Новосибирск, 1980. С. 10–15.
5. Казаков Н.А. О формировании снежных лавин в лесу // Материалы гляциологических исследований. М.: Наука, 2007. Вып. 102. С. 192–196.
6. Клинцов А.П. Микроклиматическая и гидрологическая роль лесов Сахалина. – Южно-Сахалинск, 1969. 180 с.
7. Тушинский Г.К. Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: МГУ, 1971. 153 с.
8. Фляйг В. Внимание, лавины! М.: Изд-во иностранной лит-ры, 1960. 225 с.

УДК 551.435.3

# СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ЗАПАДНОГО БЕРЕГА ПЕРЕШЕЙКА ПОЯСОК ОСТРОВА САХАЛИН

*А.О. Горбунов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Западный берег перешейка Поясок интенсивно разрушается морем, наибольшая скорость и величина отступания характерна для центральной части берега залива Де Лангля. Средняя максимальная скорость отступания достигает 0,83 м/г.

**Ключевые слова:** *абразия, пляж, клиф, наледь.*

Рассматриваемый участок берега о. Сахалин расположен в наиболее узком месте острова – на западе перешейка Поясок, который омывается открытым заливом Де Лангля. Берег характеризуется слабой степенью изрезанности: отсутствуют резковыступающие мысы, коэффициент извилистости береговой линии близок к единице. Плановые очертания берега вогнутые, что, в совокупности с развитием нескольких уровней цокольных террас, а также современным развитым абразионным процессом, позволило С.М. Александрову (1973) назвать западный берег перешейка Поясок «абразионной дугой».

Геоморфологические условия западного побережья перешейка (междуречье рр. Черемшанка–Жесминка): побережье представлено средневысотной морской террасой, высота прибровочной части которой колеблется от 7–8 м близ долины р. Ильинка до 18–20 м в северной части залива. Данная терраса непосредственно выходит к морю, современный клиф хорошо выражен, причём в приосевой части залива клиф является активным, лишь в отдельных местах к нему приленяется современная терраса высотой до 2,0–2,5 м. В долинах рек Ильинка, Черемшанка и Жесминка сформированы лагунно-дельтовые низкие террасы высотой 2,5–3,0 м. Подводный береговой склон отмелый, в прибрежной части хорошо выражен бенч, за исключением придолинных участков залива, в которых из-за переуглубления отмечаются повышенные мощности рыхлых отложений.

На современном этапе можно сказать, что освоенность данного участка берега Сахалина слабая: расположены два небольших села численностью до 1500 человек, в одном из которых находится небольшой порт-пункт, по побережью пролегают железная и автомобильная (грунтовая) дороги. Отсутствие массовых подходов нерестовой горбуши и сельди делает залив малопривлекательным для рыбопромышленников. Несмотря на это, активное развитие берега причиняет ущерб. Кроме того, территория побережья залива Де Лангля южнее с. Ильинское потенциально рассматривается как место под строительство второй очереди завода по сжижению природного газа, а к северу от села ведётся строительство Сахалинской ГРЭС-2. Поэтому исследование берегоформирующих процессов на данном участке берега весьма актуально. Нами обследована береговая полоса в окрестностях с. Ильинское на предмет

**Рис. 1.** Обзорная карта района работ.

подверженности абразии и проведены измерения отступания бровки морской террасы на реперной сети трёх наблюдательных площадок (рис. 1) для выяснения величины и скорости отступания берега.

На изданной карте литологических комплексов и проявлений экзогенных процессов Сахалина (Полунин, Бузлаев, 1984) берег залива Де Лангля показан как берег с отмершим клифом. Однако в действительности берег обладает всеми признаками абразионного: широкое распространение обнажённого активного клифа, встречаются волноприбойные ниши, узкие пляжи.

**Рис. 2.** Пример волноприбойной ниши в зоне пересечения крупных трещин.

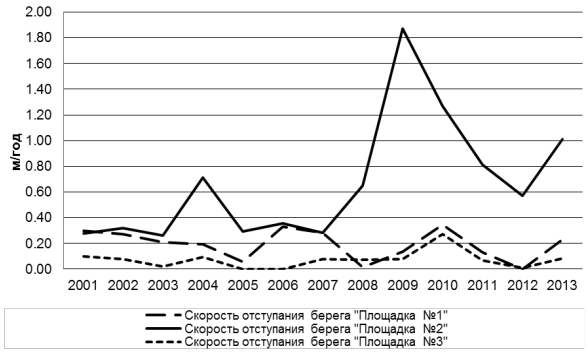



**Рис. 3.** Среднегодовая скорость абразии по результатам измерений на пунктах наблюдения в с. Ильинское.

Пляж, в основном, неполного профиля шириной до 20–25 м, чаще 7–12 м. Состав пляжа: крупный песок, галька, гравий, мелкие валуны, часто обломки слабо окатаны. На отдельных участка берега пляж отсутствует (рис. 2), во время нагонов и штормов в этих местах могут формироваться непропуски (рис. 3).

Высокая доля слабоокатанного материала пляжа является следствием не слабого волнового воздействия, а интенсивного пополнения наносов за счёт обвально-осыпных и оползневых процессов. Разрушению подвержены породы олигоцен-миоценового возраста; по местной стратиграфической схеме соответствует отложениям холмской свиты – флишевая толща сильно трещиноватых алевролитов и окремнённых алевролитов, песчаников и аргиллитов.

По визуальным наблюдениям за волнением, волны зыби высотой около 1,0 м (3 балла), периодом 10–11 с во время прилива достигали берегового уступа на выпуклых участках берега без значительных деформаций и разрушались в основании клифа. Наиболее неблагоприятная гидродинамическая обстановка на взморье складывается при прохождении летне-осенних глубоких циклонов, которые вызывают штормовые волны высотой 4–5 м, а расчётная высота волн 1 % повторяемости достигает 9 м (Шеко, 2001), интенсивные ливни при этом также негативно сказываются на состоянии клифа, – увеличивается дебет источников, выходящих в подошве клифа, что приводит к интенсификации суффозии и способствует образованию волноприбойных ниш.

Воздействуя на клиф, волнение вырабатывает волноприбойные ниши, высота которых может достигать 2–3 м, а глубина – до 0,8–1,5 м. Доля участков берега с нишами в пределах с. Ильинское может превышать 20 % (в зависимости от активности абразии за сезон их суммарная протяженность изменяется).

Многие ниши приурочены к местам пересечения крупных трещин (элементарных разломов) (рис. 2), а также к зонам разгрузки подземных и грунтовых вод в основании уступа. Малая их глубина обуславливается сильной трещиноватостью пород и, как следствие, развитием склоновых гравитационных процессов (вывалы, осыпи, обвалы, отседания). На прибровочной части террасы часто отмечаются трещины отседания с величиной захвата до 0,5–1,5 м. По-видимому, данная величина является критической в развитии ниш в горных породах названного состава.

В результате развития склоновых процессов у подножья клифа формируются эфемерные осыпные конуса и шлейфы из них, размывающиеся во время средних и сильных штормов. Подавляющее большинство из них существует не более одного–двух лет, пополняя пляж наносами.

Развитие абразии приводит к разрушению поселковой инфраструктуры: жилые дома, огороды, канализационный коллектор, ограждающие стенки порт-пункта. В связи с этим, в конце 2000 г. Центром государственного мониторинга геологической среды при ФГУГП «СахГРЭ» для отслеживания абразии и изучения её режима на наиболее подверженных абразии участках были оборудованы три наблюдательных площадки, каждая из которых включала шесть реперных створов. Наблюдения Центром велись до 2006 г., однако, сама сеть осталась, и наблюдения были продолжены сотрудниками Института морской геологии и геофизики ДВО РАН в частном порядке, поэтому перерыва натурных измерения величины абразии не произошло.

На каждой площадке по результатам повторных измерений определялась величина отступания по створу. Затем определялась суммарная величина отступания по площадке в целом, из которой вычислялась средняя величина отступания по площадке как среднее арифметическое. Величина отступания использовалась для определения скорости абразии.

По результатам измерений за 13 лет можно сказать о том, что берег в районе с. Ильинское постоянно подвергался разрушению морем. Так, наименьшие величина и скорость отступания берега отмечены на северной площадке (№ 3) и составили 0,45 м и 0,07 м/год соответственно. Более интенсивно абразия протекает в южной части села, где она составила 0,93 м и скорости до 0,19 м/год. А по результатам измерения на площадке № 2, скорость абразии достигла 0,83 м/год.

Совмещённые графики среднегодовых скоростей абразии берега в с. Ильинское отражены на рис. 3. На рисунке видно, что площадка № 2 практически во все годы наблюдения отличалась повышенными скоростями отступания, по сравнению с другими; наиболее интенсивное отступание отмечалось в 2004, 2009–2011 гг. Особенно сильная активизация 2009 и 2010 гг. обусловлена штормами, из-за выходов глубоких циклонов, когда порывы ветра достигали 20-25 м\сек. В «новогодний шторм» (1–3 января 2010 г.) активизация абразионного процесса отмечалась практически на всех берегах южной части Сахалина, а величина размыва аккумулятивного побережья достигала 6 и даже 9 м (Горбунов и др., 2010).

Коэффициент корреляции скорости абразии рассматриваемых площадок отражает слабую связь между площадками № 2 и № 3, а также № 1 и № 3, в обоих случаях коэффициент составляет 0,47, а вот между площадками № 1 и № 2 качественной связи нет – коэффициент корреляции составляет 0,08.

Во внутригодовом режиме проявления абразии можно выделить два сезона: теплый (май-октябрь) и холодный (ноябрь-апрель), которые отличаются скоростью отступания. Так, в холодный период берега отступают более интенсивно, чем в тёплый: во-первых, из-за увеличения количества и силы штормовых волнений с одной стороны; а во-вторых, из-за интенсивного температурного дробления горных пород клифа при переходе температуры через 0 ˚С. Такой переход на Сахалине отличаются продолжительностью: через 0 ˚С может переходить в течение 2–3 месяцев и весной и осенью, усиливая трещиноватость пород клифа и подготавливая обломочный материал для удаления волнением. В-третьих, на берегу зимой часто формируются наледи, которые, казалось бы, должны защищать берег от волнения, однако, подтаивая снизу и формируя волноприбойную нишу, они способствуют образованию быстрых обратный (отбойных) прибойных потоков волн в зоне пляжа, а это приводит к интенсивному удалению наносов на подводный береговой склон (рис. 4). По этим причинам в холодный период года берег в районе площадки № 1 отступает в 4 раза интенсивнее, чем в тёплый, а на площадке № 2 – в 5 раз.

**Рис. 4.** Пример волноприбойной ниши в наледи и размытого пляжа под ней (01.04.2007).

К тому же наледи перехватывают осыпной материал, поэтому он в зимний период может консервироваться на их поверхности, не пополняя пляж. Такая особенность приводит к увеличению интенсивности истирания пляжевого материала.

Со слов местных жителей-старожилов, активное отступание берега в Ильинском начало проявляться в 60-х гг., а до этого берег (клиф) был во многих местах даже задернован. Насчет последнего признака (задернованность клифа) всё же есть сомнения, так как память человека имеет свойство утрачивать некоторые моменты прошлого, да и на аэрофотоснимках начала 70-х гг. задернованность не просматривается – клиф уже был активным. Отчего же произошла активизация абразии, и что этому способствует сейчас? Выяснилось, что в конце 50-х – начале 60-х гг. в устьевой области р. Ильинка стали активно добывать песок и гальку для строительных нужд. Грунт добывали как на пляжевом карьере, – вывозили железнодорожными платформами, для чего к берегу подвели железнодорожную ветку, – так и со дна грейферными дночерпателями в баржи, чем сформировали дефицит наносов в береговой зоне. Вероятно, что именно это и стало причиной резкой активизации абразии и до сегодняшнего дня этот дефицит наносов не компенсирован. Маршрутное обследование участков берега южнее р. Ильинка и севернее села Ильинское показало, что и на них достаточно активно проявляется абразия, по визуальным оценкам отступание берега составляет около 0,1–0,2 м/год.

Сейчас на трёхкилометровый участок берега с. Ильинское поступает в год, в среднем, около 8 тыс. м$^3$ наносов за счёт абразии морской террасы. Однако, несмотря на значительное количество обломочного материала, формирование пляжа характеризуется крайне низкими темпами, либо имеет пульсирующий характер: часто летом пляж становится наиболее широким, а зимой и в начале весны наиболее узким. Причина этого, по-видимому, в том, что поступающий на пляж обломочный материал достаточно быстро истирается, из-за преобладания в его составе алевролита, и не даёт пляжеобразующей фракции в достаточном количестве, а более мелкие алевро-пелитовые фракции выносятся на подводный береговой склон, что, в свою очередь, не позволяет сформироваться широкому пляжу в районе села. Это же относится и к прилегающим с юга и севера абрадируемым берегам.

Подводя итоги, можно сказать, что гидро-литодинамическая обстановка в заливе Де Лангля способствует интенсивному проявлению абразии, и в ближайшие десятилетия улучшений не предвидится. В дальнейшем планируется установить на взморье автономные датчики регистрации волнения для фиксирования волноэнергетических характеристик и определения направления и скорости прибрежных течений, которыми перемещаются прибрежно-морские наносы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 182 с.
2. Горбунов А.О., Зарочинцев В.С., Королёв П.Ю. Роль аллювия в компенсации дефицита пляжевых отложений залива Терпения (о. Сахалин) // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2010. Т. 12, № 1. С.1002–1006.
3. Полунин Г.В., Бузлаев В.А. Карта литологических комплексов и проявлений экзогенных процессов Сахалина: масштаб 1:500 000. М.: ГУГК, 1984.
4. Шеко А.И., Круподёров В.С., Дьяконова В.И. Составление прогноза экзогенных геологических процессов (оползни, сели, абразия) на о. Сахалин. М.: ВСГИНГЕО, 2001. 157 с.

УДК 551.41

# ОПАСНОСТЬ РАЗМЫВА ДОРОЖНОГО ПОЛОТНА В РАЙОНЕ С. ВЗМОРЬЕ

*В.С. Зарочинцев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Наличие горных хребтов, вдоль западного и восточного побережья южной части острова Сахалин, являются причиной того, что на значительном протяжении автомобильная и железная дороги проложены в приморской береговой полосе. Это обстоятельство повышает риск разрушения дорожного полотна под воздействием штормовых волн.

## ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных причин разрушения берегов является дефицит прибрежно-морских пляжеформирующих наносов, из-за чего узкие пляжи не способны рассеивать энергию волнения. Предыдущие исследования (Горбунов и др., 2010; Зарочинцев, Лоскутов, 2015), проводимые в ИМГиГ ДВО РАН, показали, что автодорога Южно-Сахалинск – Оха в районе с. Взморье (рис. 1) ежегодно подвергается разрушительному воздействию морских волн, и на ее восстановление тратятся немалые средства.

В период исследований (на участке 104–110 км) было установлено, что основной причиной разрушения являются инфрагравитационные (ИГ) волны, образующиеся при трансформации ветрового волнения и зыби на мелководье, вследствие модальной структуры которых образуются разрывные течения (Ковалев др., 2011). В свою очередь это приводит к формированию квазиритмических структур в виде ячеек, внутри которых отмечается размыв, а на внешних границах этих ячеек формируются зоны аккумуляции, имеющие форму фестонов или серповидных баров.

**Рис. 1.** Место проведения работ.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗМЫВАХ

В июне 2016 г. было проведено маршрутное обследование участка юго-восточного побережья о. Сахалин от с. Фирсовка до с. Взморье (87–110 км), по результатам которого было установлено, что разрушению подвергается более продолжительный участок побережья. Наблюдения проводились в период прохождения над островом обширного циклона. Скорость ветра на побережье достигала 18 м/с., с преобладанием ветров юго-восточных и восточных румбов. Следует отметить, что именно во время преобладания ветров данного направления происходит усиление интенсивности воздействия штормовых волн на берег в данном районе (Афанасьев и др., 2009). На участке автомобильной дороги 96–97 км обнаружены следы размыва вдольбереговой террасы которая вплотную примыкает к проезжей части (рис. 2). На рисунке видно, что на некотором расстоянии от места наблюдения находится часть берегового уступа, отсыпанного крупноглыбовым материалом. Это указывает, что ранее предпринимались попытки укрепления берега в этом районе, однако данный вид защиты, судя по всему, не является эффективным.

**Рис. 2.** Участок берегового уступа, подверженный абразии (96–97 км).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Следует отметить, что данный участок берега отличается отсутствием резкого уклона дна и серповидных вдольбереговых валов. Очевидно, что механизм интенсификации абразии берегового уступа на исследуемом участке отличается от выявленного ранее на участке 104–110 км. Вероятно, усиление размыва – это результат экстремальных штормов, отмеченных при прохождении над островом глубоких циклонов осенью 2015 г. После этих штормов участок, отличавшийся сравнительной стабильностью, стал интенсивно разрушаться. В данном районе необходимо организовать систематические наблюдения для изучения условий размыва и выработке мер эффективной берегозащиты.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов А.О., Шевченко Г.В. Куркин А.А., Катаева Л.Ю. Геоморфологические и гидродинамические условия размывов полотна главной автомобильной магистрали Сахалина // Мир транспорта. 2010 № 3. С. 45–59.
2. Зарочинцев В.С., Лоскутов А.В. Инфрагравитационные волны у берегов юго-восточного сахалина по данным инструментальных наблюдений // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26 30 мая 2015 г.: сборник материалов. В 2-х томах. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 1. С. 266–269.
3. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Зарочинцев В.С. Натурные эксперименты в зоне автомагистрали Сахалина // Мир транспорта. 2011. № 3. С. 40–45.
4. Афанасьев В.В., Игнатов Е.И., Сафьянов Г.А., Чистов С.В. Защита берегов залива Терпения методом компенсации дефицита наносов // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 215 с.

УДК 58.002

# ОЦЕНКА ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ ЛИНЕЙНЫХ СООРУЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АВТОДОРОГ ЮЖНОГО САХАЛИНА)

*Е.Н. Казакова*

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

В работе рассмотрена методика оценки лавинной опасности линейных объектов (на примере автомобильных дорог Южного Сахалина), основанная на типизации лавинных комплексов в зависимости от геоморфологических факторов, определяющих характеристики лавинных процессов.

**Ключевые слова:** *лавина, лавинная опасность, Сахалин.*

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема оценки лавинной опасности линейных сооружений особенно актуальна в регионах, характеризующихся высокой степенью площадной пораженности территории лавинными процессами, где в лавиноопасных зонах находятся сотни километров автомобильных и железных дорог, линий электропередач, нефте- и газопроводов и т.п.

Например, на некоторых участках автомобильных дорог Южного Сахалина протяженность лавиноопасной зоны превышает 80 % от протяженности участка (с. Шебунино – г. Невельск, г. Невельск – с. Калинино).

Лавины, сходящие на автомобильные и железные дороги о. Сахалин, практически ежегодно причиняют экономический ущерб (прямой, выражающийся в повреждении и разрушении транспортных средств, и косвенный – за счет необходимости расчистки дорог от лавинных завалов). За последние 70 лет на автомобильных и железных дорогах острова в лавины попали 117 человек, 30 из них погибли (зарегистрированные случаи).

Большие ущербы от лавин на автомобильных и железных дорогах острова во многом связаны с большим числом лавиносборов на погонный километр дороги. Например, на автодороге г. Невельск – г. Холмск на участке к северу от с. Ясноморское число лавиносборов на погонный километр дороги достигает 56 (лотковые лавиносборы шириной 10–15 м, представленные узкими эрозионными врезами). Это определяет значительный ущерб в периоды массового лавинообразования, несмотря на небольшие объемы лавин (в большинстве случаев до 1 тыс. м$^3$) и небольшие их дальности выброса (менее 500 м).

Для выбора мер обеспечения по защите от лавин необходимо провести оценку лавинной опасности территории, включающую как карты-схемы расположения лавинных комплексов, представляющих опасность для дорог, так и характеристики лавин, формирующихся в этих лавинных комплексах (объемы и повторяемость лавин, давление лавины на препятствие, максимальная дальность выброса лавины). Определение этих характеристик является приоритетным при решении прикладных задач по разработке мероприятий противолавинной защиты, поскольку ими определяется характер воздействия лавинных процессов на объекты и сооружения.

В настоящей работе рассмотрена методика оценки лавинной опасности линейных сооружений на примере автомобильных дорог Южного Сахалина.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В связи с большой протяженностью автомобильных дорог, расположенных в лавиноопасных зонах, а также большим количеством лавиносборов на погонный километр дороги, их детальное крупномасштабное картирование представляется трудоемкой и затратной с экономической точки зрения задачей, поэтому на ранних стадиях проектно-изыскательских работ для определения наиболее лавиноопасных участков автомобильных дорог и пред-

варительной оценки характера воздействия лавинных процессов на объекты (транспортные средства) могут быть использованы среднемасштабные карты-схемы (масштаб 1:100 000).

Очевидно, что на картах-схемах такого масштаба невозможно выделить отдельные небольшие лавиносборы площадью менее 1–2 га, которые широко распространены, например, на морских террасах острова и представляют опасность для десятков километров автодорог.

Для оценки лавинной опасности таких участков можно использовать классификацию природных и антропогенных лавинных комплексов, основанную на типизации лавиносборов в зависимости от геоморфологических факторов, определяющих характеристики лавинного режима, объем лавин, динамические характеристики лавин (для района со сходными метеорологическими условиями) (Казакова, 2014). Лавинные комплексы морских террас имеют ряд характерных особенностей, позволяющих рассматривать их как специфический класс лавинных комплексов: абсолютная высота склонов не превышает 200 м; высокая степень перекристаллизации снежной толщи, что связано с относительно небольшой высотой снежного покрова и повышенной влажностью воздуха; активный метелевый перенос снега на морских берегах, который обеспечивает дополнительный принос снега в лавиносбор; подстилающая поверхность обычно представлена травянистой растительностью (это обеспечивает благоприятные условия для перекристаллизации снежного покрова и формирует поверхность скольжения лавины с низкими значениями коэффициентов трения); характерный продольный профиль лавиносбора с постоянным большим уклоном в зонах отрыва и транзита лавин и резким выполаживанием в зоне аккумуляции; отсутствие поворотов продольного профиля лавиносбора, что влияет на динамику лавины, форму тела лавины, размеры его головной части, дальность и направление выброса лавины.

Береговые лавинные комплексы объединены в группы, относящиеся к трем таксономическим уровням: тип, подтип, вид.

Типы лавинных комплексов представляют собой ряд соседних лавиносборов, а не отдельный лавиносбор, поскольку лавиносборы имеют одинаковую экспозицию; на многих лавиноопасных участках морских террас лавиносборы разных типов чередуются (например, узкие эрозионные врезы и осовные склоны); в некоторых типах лавинных комплексов при значительной высоте снежного покрова возможен сход лавины с линией отрыва, охватывающей несколько смежных лавиносборов; ряд соседних лавиносборов во многих случаях имеет общую зону сноса снега ветром.

Типы лавинных комплексов разделены на подтипы в зависимости от морфологического строения отдельного лавиносбора (согласно (Божинский, Лосев, 1987): 1) лавиносборы, четко выраженные в рельефе с надежно выделяемыми зонами зарождения, транзита и отложения (воронки); 2) лавиносборы, выраженные в рельефе, но не имеющие хорошо определяемых зон зарождения и транзита (врезы и мульды); 3) лавиносборы, не выраженные в рельефе (осовные склоны).

Далее идет дифференциация лавинных комплексов на виды, выделенные в соответствии с морфометрическими характеристиками лавиносбора – относительной высотой и уклоном зон зарождения и транзита лавин: 1) относительная высота лавиносбора: низкие (20–50 м), средние (50–100 м), высокие (100–200 м); 2) уклон зон зарождения и транзита лавин: крутые (30–45º), пологие (25–30°).

Критериями выделения вида лавинного комплекса служат эти две величины, т.е. лавиносбор относительной высотой 30 м и уклоном 35º будет отнесен к виду лавинных комплексов «низкие крутые».

Для каждого вида лавинных комплексов определяется ряд параметров: морфологические и морфометрические характеристики лавиносбора/лавинного комплекса, характеристики лавинных процессов, динамические характеристики лавин.

Данные о морфологии и морфометрии лавиносборов определяются на основе полевых исследований лавинных комплексов, проводимых в летний период (при отсутствии снежного покрова в лавиносборе), а также на основе картографического материала.

Характеристики лавинных процессов (средние и максимальные объемы лавин, повторяемость лавин) определяются на основе фактических данных о лавинах, сходивших на Южном Сахалине, опубликованных в специальной литературе (Кадастр лавин СССР, 1980; Кадастр

лавин СССР, 1986; Каталог лавин..., 1990), а также на основе данных из архива Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН.

Выбор методов расчета динамических характеристик лавин был осуществлен на основе сравнения фактических данных о лавинах и значений, рассчитанных на основании ряда методик (Казакова, 2009, 2011; Боброва, 2011).

Расчет давления лавины на препятствие был осуществлен по методике Лосева К.С., Божинского А.Н., Граковича В.Ф. (Лосев и др., 1991):

$$P_n = \rho U u_з \sin\alpha\,, \qquad (1)$$

где $\rho$ – плотность лавины; $U$ – скорость лавины; $u_з$ – скорость звука в снеговоздушной среде (в лавинном теле); $\alpha$ – угол подхода лавинного потока к препятствию.

Скорость лавины, необходимая при расчете пикового давления, была рассчитана по методике, используемой при отсутствии экспериментальных данных (Лосев и др., 1991):

$$U = K_л\sqrt{2g(\sin\alpha - f_л\cos\alpha)S_\alpha}\,, \qquad (2)$$

где $K_Л$ – коэффициент, принимающий значение 0,5 для канализованных (лотковых) лавин и 0,3 для неканализованных (осовов); $\alpha$ – средний угол наклона склона на протяжении от наивысшей точки отрыва по наибольшему уклону до точки, в которой уклон равен 23° (точки начала торможения лавины) или до любой точки выше нее; $f_Л$ – коэффициент трения, равный 0,2 при движении лавины по снежной поверхности и 0,25 при движении по грунту; $S_a$ – длина пути лавины до точки расчета скорости лавины, но не ниже точки с уклоном 23°.

Для расчета максимальной дальности выброса лавин был использован графоаналитический метод с использованием статистических данных (Козик, 1962): на продольном профиле лавиносбора из точки, соответствующей верхней границе зоны зарождения лавин, проводят горизонтальную и вертикальную координатные оси и наклонную линию под углом α (16,7°). Ее пересечение с продольным профилем определяет расчетную границу выброса лавин заданной повторяемости и заданных характеристик лавиносбора.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результатом оценки лавинной опасности автодорог являются карты-схемы, на которых выделены виды лавинных комплексов (рис. 1), и прилагающиеся к ним таблицы с расчетными характеристиками лавинных процессов (табл. 1).

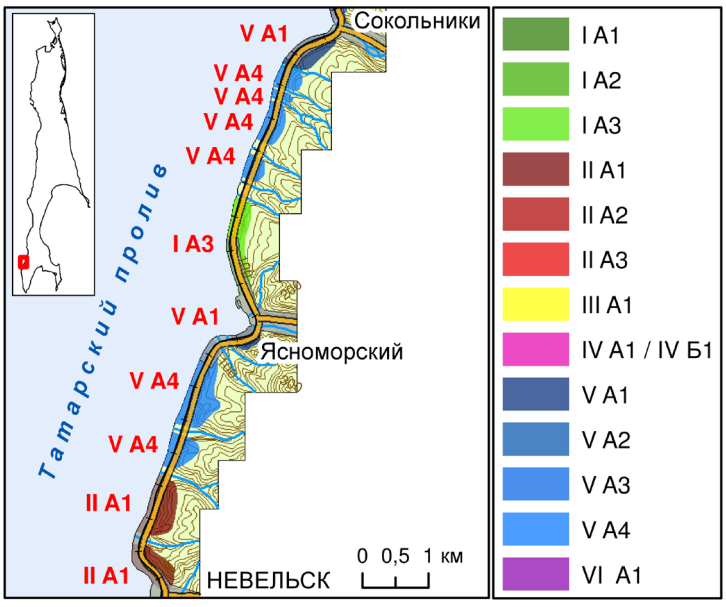



**Рис. 1.** Лавинная опасность автодорог Южного Сахалина (фрагмент), участок с. Сокольники – г. Невельск. Масштаб 1:100 000.

**Табл. 1.** Характеристики лавинных комплексов.

| Таксономический уровень | | | Морфометрические параметры лавиносбора | | | | Объем лавин, тыс.м³ | | Преобладающий генетический класс лавин** | Повторяемость лавин, раз в год | Расчетное пиковое давление лавины на препятствие, МПа | Расчетная максимальная дальность выброса лавин, м |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Тип | Подтип | Вид* | Относительная высота, м | Уклон зон зарождения и транзита лавин, град. | Ширина, м | Площадь, га | Сред. | Макс. | | | | |
| I - узкие эрозионные врезы | А - врез | 1 - нк | <50 | 30-45 | 15-30 | 0,1-0,2 | 0,05-0,10 | 0,5 | Н | 1-10 | 0,042-0,148 | 35-170 |
| | | 2 - ск | 50-100 | 30-45 | 15-30 | 0,1-0,4 | 0,05-0,30 | 2 | Н | 1-10 | 0,095-0,210 | 170-335 |
| | | 3 - вк | 100-150 | 30-45 | 15-30 | 0,1-0,6 | 0,05-0,30 | 10 | Н | 1-10 | 0,134-0,258 | 335-500 |
| II - глубокие широкие оползневые ложбины (мульды) | А - мульда | 1 - нк | 30-50 | 30-45 | 30-50 | 0,2-0,5 | 0,05-0,50 | 5 | С | 1-5 | 0,073-0,148 | 100-170 |
| | | 2 - ск | 50-100 | 30-45 | 30-100 | 0,5-1,0 | 0,05-1,00 | 15 | С | 1-5 | 0,095-0,210 | 170-335 |
| | | 3 - вк | 100-150 | 30-45 | 50-130 | 0,7-1,5 | 0,05-1,50 | 20 | С | 1-5 | 0,134-0,258 | 335-500 |
| III - оползневые воронки | А - воронка | 1 - вк | 150-200 | 30-45 | - | 2,0-5,0 | 0,10-1,00 | 30 | С | 1-5 | 0,164-0,297 | 500-700 |
| IV - воронки в центральной части лавиноопасного склона и мульды по боковым частям | А - воронка | 1 - вк | 100-150 | 30-45 | 30-70 | 0,8-1,5 | 0,05-1,00 | 15 | С | 1-5 | 0,134-0,285 | 335-500 |
| | Б - мульда | 1 - вк | 100-150 | 30-45 | 20-40 | 0,5-1,0 | 0,05-0,50 | 10 | С | 1-5 | 0,134-0,285 | 335-500 |
| V - отдельные прямоугольные осовные склоны | А - осовный склон | 1 - нп | 20-50 | 25-30 | 50-200 | 0,3-2,5 | 0,50-1,00 | 10 | С | 0,5-1 | 0,029-0,057 | 70-170 |
| | | 2 - нк | 20-50 | 30-45 | 80-300 | 0,5-3,0 | 0,10-0,80 | 8 | С | 1-5 | 0,036-0,089 | 70-170 |
| | | 3 - сп | 50-100 | 25-30 | 50-200 | 0,2-2 | 0,50-1,00 | 5 | С | 1-5 | 0,044-0,075 | 170-335 |
| | | 4 - ск | 50-100 | 30-45 | 80-300 | 1,0-6,0 | 0,10-1,00 | 15 | С | 1-5 | 0,057-0,126 | 170-335 |
| VI - отдельные треугольные осовные склоны | А -осовный склон | 1 - ск | 50-80 | 30-45 | 200 | 0,4-0,6 | 0,10-1,00 | 10 | С | 1-5 | 0,057-0,113 | 170-270 |

Примечание. * Буквами обозначено: нк - низкие крутые, ск - средние крутые, вк - высокие крутые, нп - низкие пологие, сп - средние пологие.

** Буквами обозначено: Н - нового снега; С - смешанного снега.

Лавинные комплексы морских террас, лавины из которых представляют опасность для автодорог Южного Сахалина, разделены нами на 6 типов, 7 подтипов, 14 видов.

Относительные высоты лавиносборов здесь не превышают 200 м, площади лавиносборов в большинстве случаев не превосходят 2 га. Средние объемы лавин составляют от 50 до 1500 м$^3$, хотя максимальные могут достигать 30000 м$^3$. Дальности выброса лавин не превосходят 500–700 м, расчетное давление лавины на препятствие в некоторых видах лавинных комплексов достигает 0,297 МПа. Лавины с такими характеристиками могут причинять как прямой ущерб за счет повреждения и разрушения автотранспортных средств, так и косвенный, вызванный необходимостью расчистки дорожного полотна от лавинных завалов и простоем транспорта. Кроме того, такие лавины представляют опасность для пешеходов, передвигающихся по автодороге.

## ВЫВОДЫ

Рассмотренная методика и разработанные на ее основе карты-схемы могут быть использованы для определения наиболее лавиноопасных участков автомобильных дорог и предварительной оценки характера воздействия лавинных процессов на объекты (транспортные средства), поскольку позволяют визуализировать расположение объекта в лавиноопасной зоне, оценить протяженность лавиноопасной зоны и давление лавины на препятствие, определяющее уязвимость объектов и сооружений.

*Работа выполнена при поддержке гранта Правительства Сахалинской области, 2015 г.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Боброва, Д.А. Расчетная и фактическая максимальная дальность выброса лавин // Геориск. 2011. № 4. С. 24–26.
2. Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л.: ГИМИЗ, 1987. 280 с.
3. Кадастр лавин СССР. Дальний Восток. Сахалин и Курильские острова / отв. ред. Л.А. Канаев. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. Т. 18, Вып. 4. 175 с.
4. Кадастр лавин СССР. Дальний Восток, Сахалин и Курильские острова / отв. ред. Л.А. Канаев Л.: Гидрометеоиздат, 1986. Т. 18, Вып. 4. 182 с.
5. Казакова, Е.Н. Давление лавины на препятствие в низкогорье и высокогорье на примере Сахалина и Западного Кавказа // Геориск. 2011. № 4. С. 18–20.
6. Казакова, Е.Н. Зависимость динамических характеристик лавин на Сахалине от их генетических типов // Геориск. 2009. № 4. С. 10–13.
7. Казакова Е.Н. Природные и антропогенные лавинные комплексы морских берегов (на примере о. Сахалин): автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2014. 24 с.
8. Каталог лавин о. Сахалин и Курильских островов за период 1935-1989 гг. Южно-Сахалинск: Сахалинское УГМС, 1990. 233 с.
9. Козик, С.М. Расчет движения снежных лавин. Л.: Гидрометиздат, 1962. 74 с.
10. Лосев К.С. Божинский А.Н., Гракович В.Ф. Прикладное лавиноведение. Серия «Гляциология». М.: ВИНИТИ, 1991. 172 с.

УДК 551.578.48

# СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗАВИСИМОСТИ ДАЛЬНОСТИ ВЫБРОСА ЛАВИН СВЕЖЕВЫПАВШЕГО И МЕТЕЛЕВОГО СНЕГА ОТ ОБЪЕМА ЛАВИНЫ И ПЛОЩАДИ ЗОНЫ ОТРЫВА ЛАВИНОСБОРА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О ЛАВИНАХ О. САХАЛИН

*И.А. Кононов*

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
kononov-it@yandex.ru

На основе фактических данных о сошедших на о. Сахалин лавинах свежевыпавшего и метелевого снега, которые имеют наибольшую повторяемость (более 50 % случаев схода лавин на о. Сахалин приходится на лавины генетического класса нового снега), за период наблюдений с 1950 по 2015 гг. был проведён статистический анализ связи фактической дальности выброса лавин с входными расчетными параметрами (объем лавины, площадь зоны отрыва лавины, относительная высота и средний уклон лавиносбора, угол подхода лавины к подножию склона). Было показано, что дальность выброса лавины нового снега не зависит от объемов лавин. Дальность выброса лавин главным образом определяется формой продольного профиля лавиносбора.

**Ключевые слова:** *лавины нового снега, расчет дальности выброса лавин, объем лавин, продольный профиль лавиносбора.*

## ВВЕДЕНИЕ

Оценка лавинной опасности включает в себя определение динамических характеристик лавин, которые позволяют определить степень лавинной опасности при инженерных изысканиях в строительстве. Одной из таких характеристик является дальность выброса лавины. На стадии планировки застройки в лавиноопасных районах определение границ лавиноопасных зон имеет решающее значение, поэтому расчет дальности выброса лавины является одной из главных задач оценки лавинной опасности территорий.

Существующие в настоящее время методики расчета дальности выброса лавин (Аккуратов, 1967; Благовещенский,1975; Божинский, 1987; Козик, 1962; Лосев, 1991; Москалев, 1977; Рунич, 1972; Северский, 1978) дают большие погрешности относительно фактических значений на данных о лавинах свежевыпавшего и метелевого снега о. Сахалин.

К недостаткам многих методик относятся необходимость использования в расчётных формулах значений объёма лавины, площади в зоне зарождения, а также эмпирических коэффициентов.

Эмпирические коэффициенты, как правило, связаны либо с типом подстилающей поверхности, по которой движется лавина, либо с некими региональными особенностями лавинных склонов. В обоих случаях выбор коэффициентов весьма условен и в большой степени зависит от опыта специалиста, осуществляющего расчёты.

Использование значений объёмов лавин и площадей зоны зарождения в расчётных формулах является основным недостатком, поскольку наблюдается слабая взаимосвязь между данными параметрами и дальностью выброса.

Распределение дальностей лавин нового снега по объёмам отображено на рис. 1.

Цель работы – дать оценку значимости параметров, используемых в методиках расчета дальности выброса лавин, методами корреляционно-регрессионного анализа.

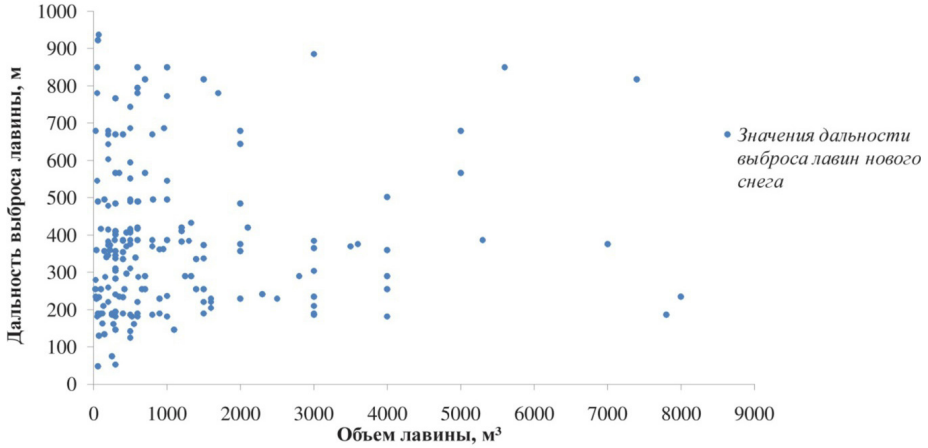



**Рис. 1.** Зависимость дальности выброса лавин нового снега от объема лавины.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Будем оценивать влияние на дальность выброса (L, м) следующих параметров: превышение лавиносбора (H, м); объем лавины (V, м³); площадь лавиносбора (S, м²); уклон в зоне отрыва лавины ($I_о$ ,град.), уклон зоны транзита ($I_т$ ,град.), уклон зоны аккумуляции ($I_а$ ,град.), угол подхода лавины к подножию склона ($I_п$, град.); средний уклон лавиносбора ($I_{ср}$, град).

Рабочий материал, на основе которого проводилось исследование, включает 200 случаев схода лавин свежевыпавшего и метелевого снега о. Сахалин объемом до 8000 м³, зафиксированных в период с 1950 по 2015 гг.

Для первичной оценки влияния факторов на зависимую переменную (дальность выброса лавин), а также их взаимного влияния рассмотрим таблицу парных линейных коэффициентов корреляции (табл. 1) и таблицу *p*-значений, отражающую статистическую значимость соответствующих коэффициентов корреляции (табл. 2).

**Табл. 1.** Значения парных линейных коэффициентов корреляции.

| | $I_о$ | $I_т$ | $I_а$ | $I_{ср}$ | $I_п$ | H | V | S | L |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $I_о$ | 1 | 0,52 | 0,35 | 0,64 | 0,32 | -0,13 | -0,01 | 0,12 | -0,26 |
| $I_т$ | | 1 | 0,46 | 0,79 | 0,7 | -0,36 | 0,08 | -0,19 | -0,54 |
| $I_а$ | | | 1 | 0,59 | 0,74 | -0,16 | 0,05 | -0,05 | -0,37 |
| $I_{ср}$ | | | | 1 | 0,82 | -0,5 | 0,03 | -0,13 | -0,66 |
| $I_п$ | | | | | 1 | -0,49 | 0,04 | -0,25 | -0,66 |
| H | | | | | | 1 | 0,06 | 0,3 | 0,93 |
| V | | | | | | | 1 | -0,07 | 0,04 |
| S | | | | | | | | 1 | 0,28 |
| L | | | | | | | | | 1 |

**Табл. 2.** Р-значения, отражающие статистическую значимость соответствующих коэффициентов корреляции.

| | $I_о$ | $I_т$ | $I_а$ | $I_{ср}$ | $I_п$ | H | V | S | L |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $I_о$ | 1 | 3,25E-14 | 8,49E-07 | 1,58E-22 | 9,55E-06 | 0,07 | 0,86 | 0,11 | 0,0003 |
| $I_т$ | | 1 | 2,33E-11 | 1,3E-40 | 2,65E-28 | 3,9E-07 | 0,3 | 0,007 | 1,25E-15 |
| $I_а$ | | | 1 | 6,09E-19 | 1,15E-33 | 0,03 | 0,5 | 0,5 | 2,1E-07 |
| $I_{ср}$ | | | | 1 | 1,44E-46 | 4,42E-13 | 0,7 | 0,08 | 1,2E-24 |
| $I_п$ | | | | | 1 | 2,01E-12 | 0,6 | 0,0005 | 4,51E-25 |
| H | | | | | | 1 | 0,4 | 1,81E-05 | 2,95E-81 |
| V | | | | | | | 1 | 0,3 | 0,6 |
| S | | | | | | | | 1 | 0,0001 |
| L | | | | | | | | | 1 |

Видно, что все параметры, кроме объёма, имеют статистически значимые корреляции с дальностью выброса. Однако связи площади и уклона в зоне отрыва с дальностью минимальны, хотя и статистически значимы даже при однопроцентном уровне значимости. Наибольшие корреляции с дальностью выброса у превышения, угла подхода к подножию склона и среднего уклона склона.

Заметим, что объём не имеет статистически значимых корреляций и с остальными факторами. Однако наблюдаются тесные и средние корреляции между другими парами факторов. Это говорит об их возможной коллинеарности, что может привести к неверной оценке параметров регрессионной модели.

Очевидно, например, что средний уклон будет коллинеарен уклонам в зоне отрыва, транзита, остановки и подхода к подножию (ко всем остальным уклонам). Чтобы выявить коллинеарные признаки, воспользуемся методом BWK.

В табл. 3 представлена начальная оценка мультиколлинеарности согласно методу BWK.

**Табл. 3.** Значения дисперсионных долей согласно методу BWK.

| | **Дисперсионные доли по факторам** | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Индексы обусловленности** | $I_о$ | $I_т$ | $I_а$ | $I_{ср}$ | $I_п$ | H | V | S |
| **1** | 0,0001 | 0,0001 | 0,0004 | 5,05E-05 | 0,0002 | 0,002 | 0,006 | 0,003 |
| **3,38** | 7,59E-05 | 7,56E-05 | 0,0002 | 3,08E-05 | 8,53E-05 | 0,0007 | 0,95 | 0,008 |
| **5,37** | 0,0001 | 0,002 | 0,004 | 0,0004 | 0,005 | 0,11 | 0,008 | 0,30 |
| **7,86** | 4,18E-05 | 1,11E-05 | 3,13E-06 | 3,79E-05 | 0,0007 | 0,56 | 0,03 | 0,57 |
| **15,37** | 0,03 | 0,04 | 0,32 | 0,007 | 0,02 | 0,03 | 0,0002 | 0,02 |
| **25,44** | 0,15 | 0,04 | 0,39 | 6,86E-05 | 0,30 | 0,24 | 0,002 | 0,08 |
| **35,84** | 0,11 | 0,87 | 0,21 | 0,04 | 0,22 | 0,04 | 0,004 | 0,01 |
| **63,85** | 0,71 | 0,05 | 0,07 | 0,96 | 0,46 | 0,02 | 0,002 | 0,01 |

Как и ожидалось, среднему уклону соответствует максимальное значение дисперсионной доли при максимальном индексе обусловленности. Причем, близкое к 1 (0,96) значение дисперсионной доли свидетельствует о близкой к функциональной линейной зависимости. Также вовлеченными в линейную зависимость являются уклон в зоне отрыва и уклон в зоне подхода лавины к подножию.

Последовательно исключая коллинеарные факторы из модели и применяя к оставшейся группе факторов метод BWK, получим комбинации факторов с минимальным влиянием мультиколлинеарности (табл. 4).

**Табл. 4.** Комбинации факторов с минимальным влиянием мультиколлинеарности.

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Комбинация 1 | $I_о$ | $I_а$ | $I_п$ | H | V | S |
| Комбинация 2 | $I_т$ | $I_а$ | $I_п$ | H | V | S |
| Комбинация 3 | $I_а$ | $I_{ср}$ | $I_п$ | H | V | S |

Для того, чтобы оценить степень влияния отдельных факторов на зависимую переменную (дальность выброса лавины), для каждого полученного набора построим линейные регрессионные модели с константой двух видов: без учета взаимного влияния факторов (1), с учетом взаимного (попарно) влияния факторов (2).

$$y = \sum_{i=1}^{n} a_i x_i + \varepsilon, \quad (1)$$

$$y = \sum_{i=1}^{n} a_i x_i + \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=i+1}^{n} b_{ij} x_i x_j + \varepsilon, \quad (2)$$

Дадим оценку значимости коэффициентов $a_i$ и $b_{ij}$ с помощью F-теста, принимая за нулевую гипотезу предположение о равенстве нулю соответствующего коэффициента регрессии.

Значения соответствующих F-статистик и p-значений для комбинаций факторов из табл. 5 для модели первого вида представлены в табл. 5.

**Табл. 5.** Значения соответствующих F-статистик и p-значений для комбинаций факторов для модели первого вида.

| Комбинация 1 | | | Комбинация 2 | | | Комбинация 3 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Факторы | F-значение | p-значение | Факторы | F-значение | p-значение | Факторы | F-значение | p-значение |
| $I_о$ | 7,04 | 0,007 | $I_т$ | 23,17 | 3,14E-06 | $I_а$ | 7,07 | 0,009 |
| $I_а$ | 4,81 | 0,03 | $I_а$ | 10,32 | 1,56E-03 | $I_{ср}$ | 8,33 | 0,004 |
| $I_п$ | 30,24 | 1,30E-07 | $I_п$ | 7,34 | 0,007 | $I_п$ | 7,99 | 0,005 |
| H | 1099,26 | 2,48E-78 | H | 1210,42 | 1,42E-81 | H | 1022,12 | 6,56E-76 |
| V | 0,04 | 0,85 | V | 0,03 | 0,86 | V | 0,004 | 0,95 |
| S | 1,05 | 0,31 | S | 2,57 | 0,11 | S | 0,93 | 0,34 |

Видно, что для всех трёх комбинаций факторов *p*-значения для объёма лавины и площади в зоне зарождения превышают уровень значимости 0,1. А значит, нулевую гипотезу о равенстве нулю коэффициентов при V и S в регрессионных моделях необходимо принять. Т.е., параметры V и S статистически незначимы.

В табл. 6 представлены аналогичные данные для модели второго вида.

**Табл. 6.** Значения соответствующих F-статистик и p-значений для комбинаций факторов для модели второго вида.

| Комбинация 1 | | | Комбинация 2 | | | Комбинация 3 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Факторы | F-значение | p-значение | Факторы | F-значение | p-значение | Факторы | F-значение | p-значение |
| $I_о$ | 9,71 | 0,002 | $I_т$ | 67,29 | 6,48E-14 | $I_а$ | 3,28 | 0,07 |
| $I_а$ | 1,86 | 0,17 | $I_а$ | 17,52 | 4,61E-05 | $I_{ср}$ | 8,09 | 0,005 |
| $I_п$ | 21,55 | 7,02E-06 | $I_п$ | 1,89 | 0,17 | $I_п$ | 6,23 | 0,01 |
| H | 1582,33 | 3,78E-86 | H | 2376,78 | 1,65E-99 | H | 1498,21 | 2,17E-84 |
| V | 0,12 | 0,73 | V | 0,65 | 0,41 | V | 0,32 | 0,56 |
| S | 0,29 | 0,58 | S | 1,73 | 0,18 | S | 0,71 | 0,39 |
| $I_о$*$I_а$ | 1,49 | 0,22 | $I_т$* $I_а$ | 1,41 | 0,23 | $I_а$*$I_{ср}$ | 0,56 | 0,45 |
| $I_о$*$I_п$ | 0,58 | 0,44 | $I_т$*$I_п$ | 2,38 | 0,12 | $I_а$*$I_п$ | 13,41 | 0,0003 |
| $I_о$*H | 3,07 | 0,08 | $I_т$*H | 21,02 | 8,95E-06 | $I_а$*H | 0,26 | 0,60 |
| $I_о$*V | 0,16 | 0,68 | $I_т$*V | 0,09 | 0,75 | $I_а$*V | 3,60 | 0,05 |
| $I_о$*S | 7,72 | 0,006 | $I_т$*S | 1,41 | 0,23 | $I_а$*S | 3,12 | 0,07 |
| $I_а$*$I_п$ | 41,99 | 1,02E-09 | $I_а$*$I_п$ | 9,37 | 0,002 | $I_{ср}$*$I_п$ | 5,86 | 0,01 |
| $I_а$*H | 0,31 | 0,577085 | $I_а$*H | 0,39 | 0,53 | $I_{ср}$*H | 2,06 | 0,15 |
| $I_а$*V | 4,83 | 0,02 | $I_а$*V | 1,80 | 0,18 | $I_{ср}$*V | 0,01 | 0,90 |
| $I_а$*S | 1,16 | 0,28 | $I_а$*S | 0,26 | 0,60 | $I_{ср}$*S | 6,45 | 0,02 |
| $I_п$*H | 17,98 | 3,70E-05 | $I_п$*H | 10,35 | 0,001 | $I_п$*H | 0,03 | 0,84 |
| $I_п$*V | 3,91 | 0,04 | $I_п$*V | 1,07 | 0,30 | $I_п$*V | 0,92 | 0,33 |
| $I_п$*S | 1,84 | 0,17 | $I_п$*S | 1,25 | 0,26 | $I_п$*S | 0,83 | 0,36 |
| H*V | 1,69 | 0,19 | H*V | 3,21 | 0,07 | H*V | 0,81 | 0,36 |
| H*S | 0,62 | 0,42 | H*S | 0,97 | 0,32 | H*S | 0,29 | 0,59 |
| V*S | 1,51 | 0,21 | V*S | 0,10 | 0,74 | V*S | 0,79 | 0,37 |

Коэффициенты при слагаемых, куда входит объем, практически во всех случаях статистически незначимы. В двух случаях (при взаимодействии с уклоном в зоне отрыва и уклоном в зоне остановки) соответствующие *p*-значения меньше пятипроцентного уровня значимости. Это не позволяет отклонить нулевую гипотезу о равенстве коэффициентов нулю, однако и не даёт основания для принятия противоположной гипотезы о значимости коэффициентов регрессии, поскольку *p*-значения больше 0,01. Для первой комбинации факторов *p*-значение для коэффициента при произведении площади в зоне отрыва и уклона в зоне отрыва статистически значимо даже при уровне значимости 0,01.

Остальные факторы в различных комбинациях статистически значимы.

## ВЫВОДЫ

Приведенный выше анализ показал тесную связь между дальностью выброса лавины, с одной стороны, и относительной высотой лавиносбора, с другой.

Влияние объема лавины оказалось несущественным. Однако этот параметр часто используется для расчетов дальности выброса лавины. Зафиксирован ряд случаев схода лавин в одних и тех же лавиносборах, когда при значениях объемов, отличающихся на порядок, дальность выброса различалась несущественно. Вместе с тем необходимо отметить, что лавины нового снега на о. Сахалин отличаются небольшими объемами (в среднем 3000 м³), в то время как зависимости, полученные другими авторами, были основаны на объемах, значительно превышающих объемы лавин о. Сахалин. Аналогичные рассуждения справедливы и для площади зоны отрыва лавиносбора.

Можно говорить, что дальность выброса лавин нового снега объемом до 8000 тыс. м³ в меньшей степени зависит от значений объема лавины и площади лавиносбора в зоне отрыва и в большей степени зависит от формы продольного профиля лавиносбора.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Аккуратов В.Н. О расчетах вероятного максимального объема снежной лавины. В кн.: Снег и лавины Хибин. М., 1967. С. 39–44.
2. Аккуратов В.Н. Снежные лавины в Хибинах: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. / МГУ. М., 1973. 23 с.
3. Благовещенский В.П. Определение максимальных дальностей выброса лавин методом статистического анализа видимых границ // Материалы гляциологических исследований. 1975. Вып. 23. С. 222–227.
4. Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 280 с.
5. Кадастр лавин СССР. Дальний Восток. Сахалин и Курильские острова / отв. ред. Л.А. Канаев. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. Т. 18, Вып. 4. 175 с.
6. Кадастр лавин СССР. Дальний Восток. Сахалин и Курильские острова / отв. ред. Л.А. Канаев. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. Т. 18, Вып. 4. 182 с.
1. Кадастр лавин СССР. Дальний Восток. Сахалин и Курильские острова / отв. ред. Л.А. Канаев. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. Т. 18, Вып. 4. 189 с.
7. Козик С.М. Расчет движения снежных лавин. Л.: Гидрометиздат, 1962. 74 с.
8. Лосев К.С., Божинский А.Н., Гракович В.Ф. Прикладное лавиноведение. Серия «Гляциология». М.: ВИНИТИ, 1991. 172 с.
9. Москалев Ю.Д. Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 232 с.
10. Рунич А.В. Обоснование метода расчёта движения лавин для инженерных целей // Труды ВГИ: сб. науч. ст. Л., 1972. Вып. 18. С. 26–60.
11. Северский И.В. Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Издательство «Наука» Казахской ССР, 1978. 256 с.

УДК 551.4:571.6

# ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ Р. АМУР ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ПРОСТЕЙШИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СЦЕНАРИЕВ

*С.Ю. Лупаков, Б.И. Гарцман*

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток
darkbelka92@gmail.com

В данной статье анализируются изменения двух характеристик паводкового стока – максимального стока и суммарного слоя стока за летне-осенний сезон (июнь-сентябрь) в бассейне р. Амур при климатических сценариях, которые были сформулированы в весьма простом виде – увеличении суммы сезонных осадков до 20 % от нормы. В работе была использована регионально-адаптированная гидрологическая модель, ядром которой является модель паводочного цикла (FCM), продемонстрировавшая достаточно надежные и убедительные результаты, несмотря на недостаток данных наблюдений. Основным выводом представляется вероятный непропорциональный отклик дальневосточных речных бассейнов на изменение климатических условий – рост характеристик максимального стока в процентах превышает рассматриваемое воздействие до 2–3 раз.

**Ключевые слова:** *паводки, р. Амур, динамико-стохастическое моделирование, климатические изменения, максимальный сток.*

За последние 15–20 лет в бассейне р. Амур было отмечено несколько экстремальных гидрологических событий редкой повторяемости: наводнение в бассейне р. Сунгари 1998 г., паводок в бассейне р. Зея 2007 г., исторически низкие макс. расходы по Амуру в 2008 г., неординарно высокая влажность осеннего периода в Приморье 2012 г., исторический паводок по всему бассейну Амура 2013 г. (Гарцман и др., 2014; Данилов-Данильян и др., 2014; Дугина и др., 2013; Лапин, Жиркевич, 2008; Отчет о НИР, 2001). Это может свидетельствовать о начавшихся изменениях в гидрологическом режиме региона, тесно связанном с климатическими факторами.

Данное исследование направлено на изучение гидрологических последствий при климатических изменениях в пределах бассейна р. Амур. Одним из наиболее популярных инструментов по изучению подобных процессов является динамико-стохастическое моделирование (Виноградов, 1988; Гельфан, 2007), в котором соединены стохастические модели погоды и детерминированные модели формирования стока, позволяющие проводить имитационные расчеты с суточным разрешением.

Оценка адекватности назначения климатических сценариев выходит за рамки данной работы, поэтому данная часть исследования выполнялась в весьма обобщенном виде – увеличении осадков паводкового периода (июнь–сентябрь) в пределах до 20 %, как наиболее надежный прогноз ожидаемых климатических изменений. Также, учитывая ограничения (несовершенство моделей, сложность задачи, недостаток данных), были оценены только 2 статистических параметра – норма и коэффициент вариации и только по двум параметрам гидрологического режима – максимальным годовым расходам дождевых паводков $Q_{max}$ и суммарному слою стока за исследуемый период (июнь–сентябрь) $W_{VI-IX}$.

Для оценки влияния ожидаемых изменений климата была использована прогнозная схема с бассейнами-индикаторами, центральным звеном которой является региональная математическая модель паводочного цикла малого речного бассейна (Flood Cycle Model, FCM), разработанная и широко тестированная на Дальнем Востоке России (Гарцман, 2008). Индикаторами являются малые бассейны, на которых выполнена параметризация и тестирование FCM. На вход модели подаются фактические, прогнозные либо сценарные суточные суммы осадков, на выходе получается расчетный гидрограф в виде последовательности суточных расходов. Каждый из

бассейнов-индикаторов считается репрезентативным, отражая процессы стокоформирования на некоторой доле площади крупного бассейна. Моделирование добегания по крупной русловой сети осуществляется путем трансформации гидрографа каждого из индикаторов по методу Калинина-Милюкова, после чего все частные гидрографы складываются в замыкающем створе с соответствующими весами.

Для проведения модельных экспериментов по учету влияния изменений климата на гидрологический режим рек бассейна Амура выбраны два тестовых объекта – бассейн р. Уссури – п. Кировский с площадью водосбора 24400 км$^2$ и бассейн р. Бурея – Малиновка с площадью водосбора 67400 км$^2$.

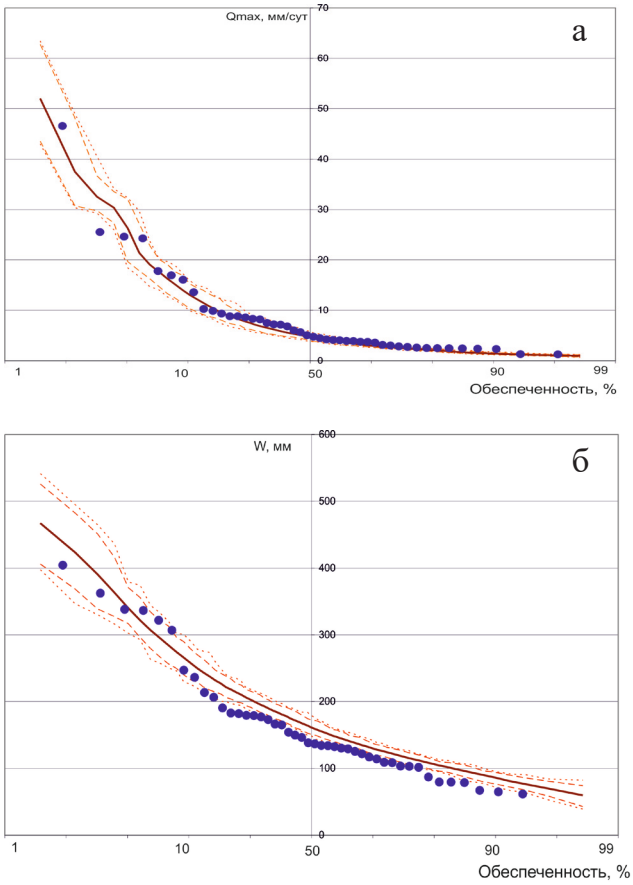



**Рис. 1.** Примеры эмпирических и модельных кривых обеспеченности для р. Уссури – с. Верхняя Бреевка, 1720 км$^2$, $Q_{max}$ (а) и $W_{VI\text{-}IX}$ (б). Точки – эмпирические кривые обеспеченности; тёмные линии – модельные кривые обеспеченности; пунктир – 5 % и 1 % доверительные интервалы.

Каждый вычислительный эксперимент заключался в 100-кратном расчете гидрографов стока летне-осеннего сезона по многолетнему ряду осадков при стохастическом (с помощью датчика случайных чисел) назначении краевых условий ежегодно. Для каждого $i$-го года при каждом расчёте выбирался максимальный расход $Q_{max,i}$ и суммарный слой стока $W_{VI\text{-}IX,i}$. Полученные 100 выборок одинакового объема для каждого из 2-х характеристик ранжировались и затем осреднялись по рангам. По осредненным значениям строились модельные кривые обеспеченности каждой характеристики в каждом эксперименте. Наличие 100 модельных значений характеристики для каждого ранга позволяет также определить доверительные интервалы для кривой обеспеченности на 5 и 1 % уровнях надежности.

Таким образом, для каждого из малых бассейнов-индикаторов были получены модельные кривые обеспеченности $Q_{max}$ и $W_{VI\text{-}IX}$ на основе использования длительных рядов наблюдений за осадками на ближайших метеостанциях, которые сопоставлялись с кривыми обеспеченности, полученными по фактическим данным многолетних наблюдений за стоком (рис. 1, аб).

Результаты модельных экспериментов показывают достаточную адекватность модели и надежность расчетной схемы эксперимента. Модельные кривые обеспеченности по фактическим данным об осадках не только в большинстве случаев заключают эмпирические кривые в пределах своих доверительных интервалов, но и воспроизводят индивидуальные особенности различных бассейнов.

Следующим этапом было проведение серии модельных экспериментов, в которых сравнивались результаты использования для малых бассейнов–индикаторов – «простейших» климатических сценариев фактических осадков тех же станций, что и на первом этапе, но увеличенных на 10 и 20 %, а также «морского» и «континентального» сценариев (табл. 1). По модельным кривым обеспеченности определялись статистические параметры – нормы и коэффициенты вариации для $Q_{max}$ и $W_{VI\text{-}IX}$.

**Табл. 1.** Метеорологические станции, использованные при сценарном моделировании ($X_{VI-IX}$ – сумма осадков с июня по сентябрь, мм).

| **Бассейн р. Бурея до с. Малиновка** | | **Бассейн р.Уссури до п. Кировский** | | **Южное Приморье (“морской” сценарий)** | | **Центральный Сихотэ-Алине (“континентальный” сценарий)** | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Метеостанция | $X_{VI-IX}$ | Метеостанция | $X_{VI-IX}$ | Метеостанция | $X_{VI-IX}$ | Метеостанция | $X_{VI-IX}$ |
| Чегдомын | 452 | Самарка | 391 | Лазо | 428 | Глубинное | 536 |
| Чекунда | 487 | Кировский | 422 | Партизанск | 484 | Рощино | 481 |
| Софийский прииск | 510 | Верхняя Бреевка | 371 | Шкотово | 438 | Мельничное | 421 |
| Сутур | 483 | Ясное | 380 | Молчановка | 415 | | |
| | | Антоновка | 388 | | | | |
| | | Ариадное | 424 | | | | |

В результате второго этапа экспериментов было установлено, что результаты моделирования с «морским» и «континентальным» сценариями очень различаются, однако, если их результаты осреднить, то они весьма близки к результатам простейшего сценария увеличения фактических осадков на 20 %. Можно предположить, что простейший сценарий является достаточно представительным по отношению ко всему разнообразию возможных условий будущего более влажного климата на больших территориях и может быть использован для предварительных оценок, с учетом всех ограничений и огрублений моделей, ошибок исходных данных и осреднения пространственных вариаций изменений климата.

На третьем этапе численные модельные эксперименты проводились только с использованием сценариев «0» (фактические осадки станций), «10» (то же + 10 % к каждому значению) и «20» (то же + 20 %). Расчеты выполнены для 5 малых рек в бассейне р. Уссури – п. Кировский, 5 малых рек в бассейне р. Бурея – с. Малиновка и для самих пунктов Кировский и Малиновка. Моделирование для крупных бассейнов выполнялось с использованием моделей, ранее верифицированных для использования в оперативном прогнозировании (Гарцман, Губарева, 2007; Гарцман и др., 2009).

На основании результатов вычислительных экспериментов построены зависимости процента изменения нормы исследуемых характеристик $Q_{max}$ и $W_{VI-IX}$ от площади водосбора при разных изменениях средней суммы осадков за сезон. Результаты сценарного моделирования показывают достаточно сложную и неоднозначную картину в пределах водосбора Амура. В бассейне Уссури при увеличении осадков на 10 % нормы $Q_{max}$ для малых бассейнов возрастают на 2740 %, при увеличении осадков на 20 % рост составляет 5887 %. При увеличении площади водосбора до нескольких десятков тысяч км$^2$ величины роста норм $Q_{max}$ практически не изменяются, оставаясь в упомянутых пределах. Регрессия роста нормы $Q_{max}$ по площади водосбора статистически незначима. Значительно меньшие оценки получены для норм $W_{VI-IX}$ : при увеличении осадков на 10 % они возрастают на 1323 %, при увеличении осадков на 20 % рост составляет 2647 %. При этом регрессия величины роста нормы $W_{VI-IX}$ по площади водосбора в бассейне Уссури также статистически незначима.

Существенно иная ситуация в бассейне Буреи. Здесь, при увеличении осадков на 10 %, нормы $Q_{max}$ для малых бассейнов возрастают на 2330 %, при увеличении осадков на 20 % их рост составляет 4661 %. Увеличение площади водосбора до нескольких десятков тысяч км$^2$ приводит к существенному снижению величин роста нормы $Q_{max}$, до значений 12 и 31 % соответственно. Как и для Уссури, для бассейна Буреи получены несколько меньшие оценки роста норм $W_{VI-IX}$ по сравнению с $Q_{max}$. При увеличении осадков на 10% нормы $W_{VI-IX}$ возрастают на малых бассейнах-индикаторах на 1418 %, при увеличении осадков на 20 % рост составляет 2837 %. Величины роста для площади 60–70 тыс. км$^2$ составляют 8 и 23 % для сценариев «10» и «20» соответственно. Линии регрессии нормы $Q_{max}$ и нормы $W_{VI-IX}$ по площади водосбора для бассейна Буреи статистически значимы.

В целом можно заключить, что с ростом сезонных осадков нормы максимальных дождевых расходов и суммарного за сезон слоя стока ускоренно растут, и их увеличение в

процентах может значительно (до 3 раз) превышать увеличение суммы осадков. Полученные результаты представляются вполне закономерными для рек с дальневосточным типом режима. Преимущественно дождевое питание этих рек в теплый период года приводит к большой неустойчивости режима стока, когда основной его объем и максимальные расходы формируется во время дождевых паводков за счет эпизодически возникающих «избытков» осадков над регулирующей емкостью водосбора. Ясно, что при возрастании валового объема осадков на относительно небольшую величину, частота появления и объемы таких «избытков» возрастают непропорционально, иногда – в разы, что и демонстрируют результаты сценарного моделирования.

Те же результаты показывают, что изменения коэффициента вариации во всех случаях остаются в пределах ±5 %, то есть не выходят за границы точности оценки этого параметра. Это позволяет сделать важный вывод, что при сценарном стохастическом моделировании формирования максимального стока в бассейне Амура в целом изменение гидрологического режима притоков может быть учтено с помощью только одного параметра – нормы.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 311 с.
2. Гарцман Б.И. Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценок риска. Владивосток: Дальнаука, 2008. 244 с.
3. Гарцман Б.И., Губарева Т.С. Прогноз гидрографа дождевых паводков на реках Дальнего Востока // Метеорология и гидрология. 2007. № 5. С. 70–80.
4. Гарцман Б.И., Губарева Т.С., Бугаец А.Н., Макагонова М.А. Краткосрочный прогноз притока воды в водохранилище Бурейской ГЭС // Гидротехническое строительство. 2009. № 1. С. 11–20.
5. Гарцман Б.И., Мезенцева Л.И., Меновщикова Т.С., Попова Н.Ю., Соколов О.В. Условия формирования экстремально высокой водности рек Приморья в осенне-зимний период 2012 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 77–92.
6. Гельфан А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М.: ИВП РАН, 2007. 294 с.
7. Данилов-Данильян В.И., Гельфан А.Н., Мотовилов Ю.Г., Калугин А.С. Катастрофическое наводнение 2013 года в бассейне реки Амур: условия формирования, оценка повторяемости, результаты моделирования // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 2. С. 111–122.
8. Дугина И.О., Явкина Е.Н., Агеева С.А., Большешапова О.В., Дунаева И.М., Ефремова Н.Ф., Сальников В.И., Крамарева Л.С., Георгиевский В.Ю., Шалыгин А.Л. Выдающееся наводнение на р. Амур в 2013 году и его особенности // Тезисы пленарных докладов VII Всероссийского гидрологического съезда. 19-21 ноября 2013 г., г. Санкт-Петербург. С.-Пб.: Росгидромет, 2013. С. 22–25.
9. Лапин Г. Г., Жиркевич А. Н. Пропуск паводков 2006 и 2007 гг. через сооружения Зейского гидроузла // Гидротехническое строительство. 2008. № 10. С. 3–10.
10. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Амура на территории КНР: отчет о НИР. Дальневосточное территориальное межрегиональное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Хабаровск, 2001. 34 с.

УДК 004.9

# ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКИ ВОЗДЕЙСТВИЯ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИЮ Г. ЮЖНО-САХАЛИНСКА (ЛАВИНЫ, СЕЛИ, ОПОЛЗНИ, НАВОДНЕНИЯ)

*Г.В. Попов, А.А. Музыченко*

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
popgregory@outlook.com; nestra1@yandex.ru

С помощью ГИС-технологий сделана комплексная оценка воздействия опасных природных процессов, таких, как сели, лавины, оползни, затопления, на территорию города Южно-Сахалинска.

**Ключевые слова:** *ГИС, сели, лавины, оползни, наводнения, опасность.*

Территория г. Южно-Сахалинска подвержена воздействию опасных природных процессов, таких как лавины, сели, оползни, наводнения, которые ежегодно причиняют ущерб населению и хозяйству города. Развитие этих процессов приводит к прямым и косвенным экономическим ущербам для объектов городской застройки и инфраструктуры, а также возникновению опасности для населения города.

Целью работы является создание геоинформационной системы (далее – ГИС) «Опасные природные процессы г. Южно-Сахалинска (лавины, сели, оползни, наводнения)», включающую в себя комплекс данных об отдельных процессах и их совокупности.

ГИС «Опасные природные процессы г. Южно-Сахалинска (лавины, сели, оползни, наводнения)» разработана на основе данных о геологических, геоморфологических и гидрометеорологических факторах, определяющих интенсивность проявления рассматриваемых процессов. Опираясь на эти параметры, как на базовые, и используя личные полевые наблюдения авторов, а также материалы лаборатории лавинных и селевых процессов СФ ДВГИ ДВО РАН (Генсиоровский, 2011; Казакова, 2010; Музыченко, Казакова, 2014; Рыбальченко, 2013; Рыбальченко, 2010), содержащие данные о характеристиках опасных процессов (объемы, дальности выброса, возможное количество отложений и т.д.), были созданы слои ГИС.

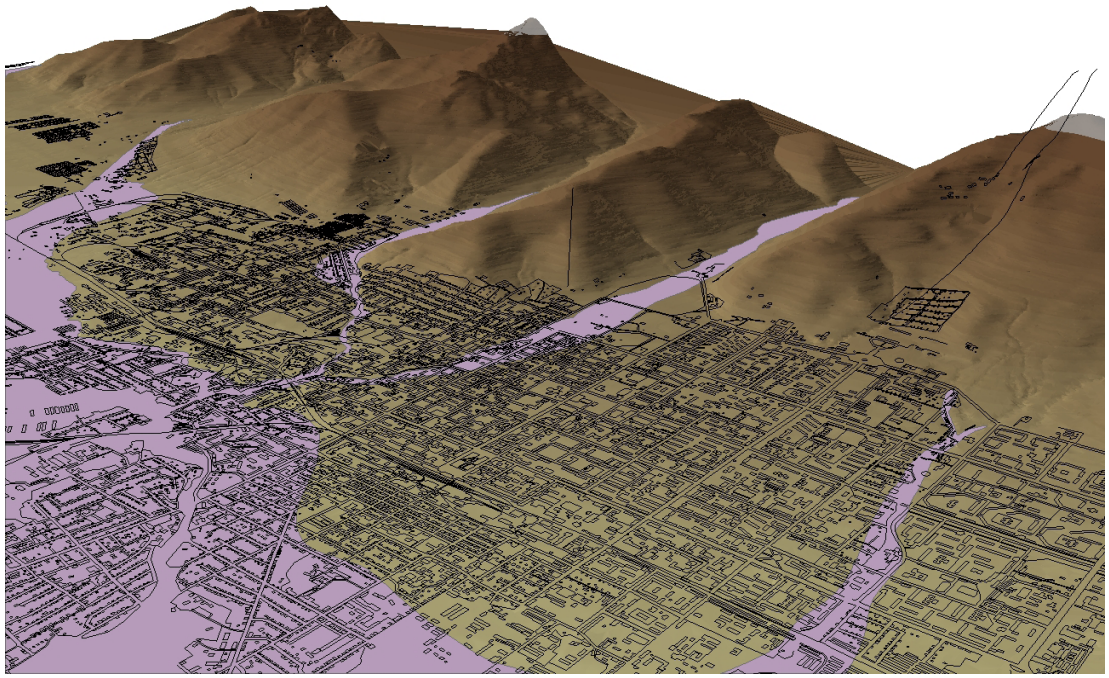
## МЕТОДИКА

ГИС создана в программном пакете ArcGis с использованием модулей Spatial analyst tool и 3D analyst tool. В качестве топографической основы были использованы карты ФГУП «ГОСГИСЦЕНТР» масштаба 1:25000. Горизонтали на топографических картах были оцифрованы для дальнейшего создания цифровой модели рельефа (ЦМР). Для построения ЦМР был выбран триангуляционный метод Делоне (TIN – модель). Выбор триангуляционного метода, а не метода, основывающегося на регулярной прямоугольной сети, обусловлен тем, что при использовании триангуляции отсутствует единый произвольно выбранный масштаб для всех данных – размер ячейки автоматически устанавливает предел подробности карты. Триангуляция опорных точек естественным образом подстраивается под данные. Там, где опорные точки разрежены, треугольники крупнее, там, где есть сгущения, – мельче. Число треугольников определяется по формуле Эйлера (Справочный портал) и не превышает удвоенного числа опорных точек. Также у прямоугольной сетки есть два выделенных направления, никак не согласованных с начальными данными. Имея в качестве реальной поверхности горный хребет, например, который тянется наискосок, или извилистое русло реки, необходимо будет сильно измельчить сетку, что потребует значительных вычислительных мощностей. Использование же триангуляционной сетки позволяет построить аппроксимирующую поверхность по нескольким треугольникам. Полученную таким образом модель рельефа легко использовать для последующей обработки рельефа местности на цифровых картах любого назначения.

На визуализированную поверхность рельефа были нанесены зоны распространения исследуемых процессов: границы затоплений 0,1 %, 1 % и 10 % обеспеченности на реках, протекающих через территорию г. Южно-Сахалинска (рис. 1); границы селеопасных зон и зон аккумуляции селевых отложений; границы опасных лавинных и оползневых зон для территории города Южно-Сахалинска.

Для каждого из опасных природных процессов создан свой слой в ГИС, содержащий следующие сведения:

- морфометрические параметры лавиносборов, селевых бассейнов оползневых массивов (ширина, площадь, средний уклон);
- повторяемость явлений;
- средний и максимальный объемы лавин, селей и оползней;
- расчетные значения давления лавин, селей и оползней на препятствия;
- границы зон затопления территории г. Южно-Сахалинска в зависимости от процентной обеспеченности.



– границы зоны затопления 0,1 % обеспеченности.

**Рис. 1.** Границы зон затопления г. Южно-Сахалинска 0,1 % обеспеченности (фрагмент).

Так же созданы реестры характеристик исследуемых процессов (объемы лавин, селей и оползней, площади затопления, уровни подъема рек и т.п.). На примере бассейна р. Рогатка в табл. 1 приведены некоторые характеристики селевых процессов.

**Табл. 1.** Характеристики селевых процессов в бассейне р. Рогатка.

| Характеристики селевого бассейна | | | Полное (гидростатическое и гидродинамическое) давление (Р) связного селевого потока на препятствие по И.И. Херхеулидзе, МПа | Полное (гидростатическое и гидродинамическое) давление (Р) несвязного селевого потока на препятствие по И.И. Херхеулидзе, МПа | Объем единовременных выносов, тыс. м$^3$ | | Макс. ширина селеопасной зоны, м | Ширина селеопасной зоны, повторяемостью 1 раз в 40-50 лет, м |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Площадь водосбора, га | Длина селевого русла, м | Уклон селевого русла, град. | | | Средний | Макс. | | |
| 1800 | 11000 | 11 | 0,22 | 0,16 | 10,0 | > 500,0 | 960 | 260 |

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Путем наложения границ зон воздействия опасных природных процессов на цифровую модель рельефа были выявлены наиболее подверженные этим процессам участки территории г. Южно-Сахалинска. Фрагмент карты-схемы представлен на рис. 2. Границы потенциально опасной оползневой и лавинной зоны отображены одним цветом, т.к. они совпадают.

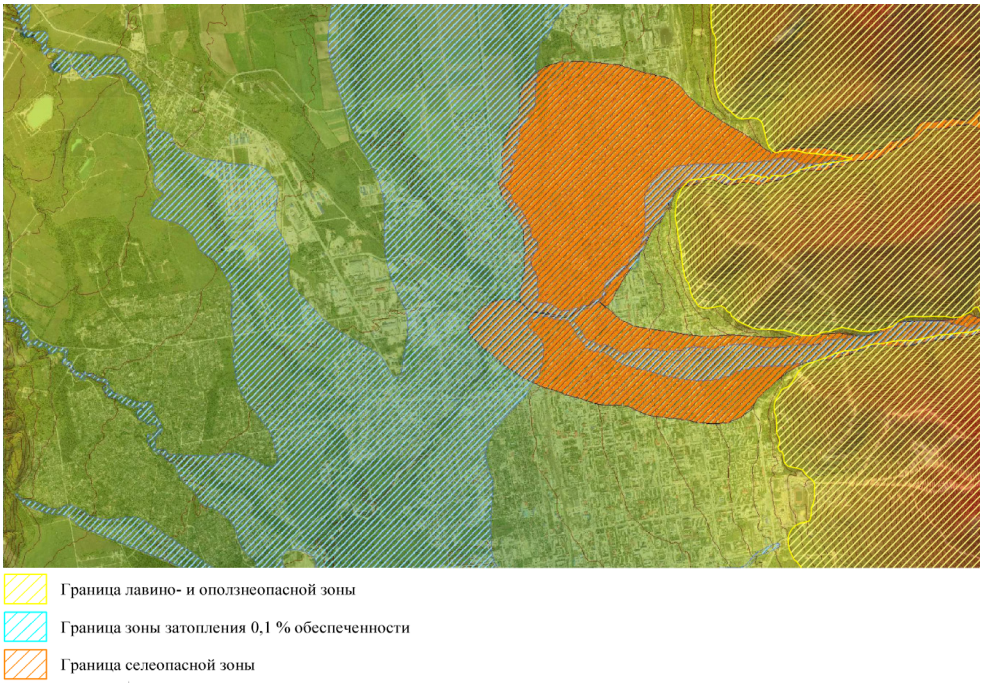



**Рис. 2.** Карта-схема комплексной опасности г. Южно-Сахалинска (фрагмент).

В ГИС наглядно отражена степень распространения исследуемых процессов (дальности выброса лавин, селей и оползней, площади затопления, уровней подъема рек и т.п.). По каждому опасному процессу, представленному в ГИС, можно увидеть характеристики, такие как повторяемость, объемы лавин, селей и оползней, а также возможный ущерб.

В ГИС добавлены необходимые количественные характеристики, требуемые для решения прикладных задач по разработке любых защитных или ликвидационных мероприятий.

С помощью ГИС были определены наиболее опасные участки территории г. Южно-Сахалинска (например, район парка и ул. Детской) и оценен комплексный характер воздействия природных опасных процессов на объекты города. Данная ГИС может быть взята за основу для разработки мероприятий защиты от этих опасных процессов, информирования населения, ликвидации и минимизации последствий прохождения опасных процессов и планирования развития городского округа.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов: автореф. Иркутск. 2011. 19 с.
2. Казакова Е.Н. Лавинная опасность населенных пунктов Сахалинской области // Геориск. 2010. № 4. С. 58–60.
3. Музыченко А.А., Казакова Е.Н. Ущербы от селевых потоков для малых водохранилищ о. Сахалин и расчет селевого риска // Геориск. 2014. № 3. С. 34–38.
4. Рыбальченко С.В. Селевая опасность для населенных пунктов Сахалинской области // Геориск. 2013. № 3. С.40–44.
5. Рыбальченко С.В. Лавинные комплексы территорий населенных пунктов Сахалинской области // Геориск. 2010. № 4. С. 42–49.
6. Справочный портал. URL: https://www.calc.ru/Formula-Eylera.html

УДК 551.435.627

# ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПРИРОДНОМ ПАРКЕ О. МОНЕРОН

*Н.А. Казаков, С.П. Жируев, Г.В. Попов, В.С. Павлов*

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
nightfox27@mail.ru

Представлены результаты оползневой активности в природном парке о. Монерон.

**Ключевые слова:** *оползни, опасность, о. Монерон.*

## ВВЕДЕНИЕ

Остров Монерон расположен в Татарском проливе в 43 километрах от юго-западного побережья о. Сахалин, имеет площадь около 30 км² и вытянутое строение с юга на север 7,15 км и с запада на восток 3,6 км. Восточные и западные берега скалистые, крутые, местами достигают до 200 м в высоту. Остров представляет собой потухший несколько миллионов лет назад вулкан неогенового периода, высшая точка – гора Старицкого высотой в 493,3 м (Гранник, 2014). Постоянного населения остров в настоящее время не имеет, хотя ранее был заселен. Постоянное гражданское население проживало на острове с 1905 по 1970 гг. На острове находятся 12 памятников культурного наследия различных эпох. В настоящее время активно развивается как объект экологического туризма, в 2008 году на Монероне был открыт туристический комплекс с базой отдыха, которая была построена на теле старого оползня и в данный момент подвержена различным оползневым воздействиям.

Для оценки влияния оползневых процессов на комплекс зданий и сооружений природного парка «Монерон» сотрудниками лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН весной 2016 г. были проведены полевые работы.

**Рис. 1.** Остров Монерон, вид сверху.

## ИЗУЧЕННОСТЬ ВОПРОСА

Стоит отметить, что специальные наблюдения за оползневыми процессами о. Монерон ранее не проводились.

Имеются сведения, что в 1957 г., когда на острове еще проживало постоянное население, на восточном берегу крупным оползнем был разрушен пос. Бодрый.

В сентябре 1971 г. проводилось обследование северо-восточной части острова после происшедшего 6 сентября землетрясения. Н.Н. Леоновым и другими было установлено, что значительные сейсмогенные обвалы и оползни образовались преимущественно на крутых и обрывистых берегах. Наиболее крупные дислокации приурочены к склонам, сложенным переслаивающимися пачками туфогенных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Максимальные оползни отмечались в пределах крупных склонов, ориентированных в северо-западном направлении. Мощные покровные четвертичные отложения на наиболее крутых склонах и сильнообводненных участках способствовали формированию оползней протяженностью до 50–100 м. Высота стенок срыва достигала 50 м (Щетников, 1981 г.).

Других сведений о развитии оползней на острове нет, и в целом оползневые процессы о. Монерон не изучены.

**Рис. 2.** Туристическая база о-ва Монерон.

## ПОЛЕВЫЕ РАБОТЫ

Сотрудниками лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН было выявлено 2 категории оползнеопасных участков по ожидаемому характеру воздействия оползневых процессов на объекты – **VI** и **VIII**. В пределах оползнеопасных участков **I-IV** формируются оползни-сплывы объемом до 1500 м$^3$ с глубиной захвата горных пород до 1,5 м, на **V** – вторичные блоковые оползни, объем которых может превышать 3000 м$^3$, а глубина захвата составлять 3,0–10,0 м.

**Рис. 3.** Оползнеопасный участок. Обвально-осыпной склон на вулканогенных скальных породах.

В результате проведенного обследования туристической тропы и территории базы отдыха выделено 5 оползнеопасных участков общей протяженностью 360 м. На оползнеопасном участке **V** находятся объекты зоны отдыха.

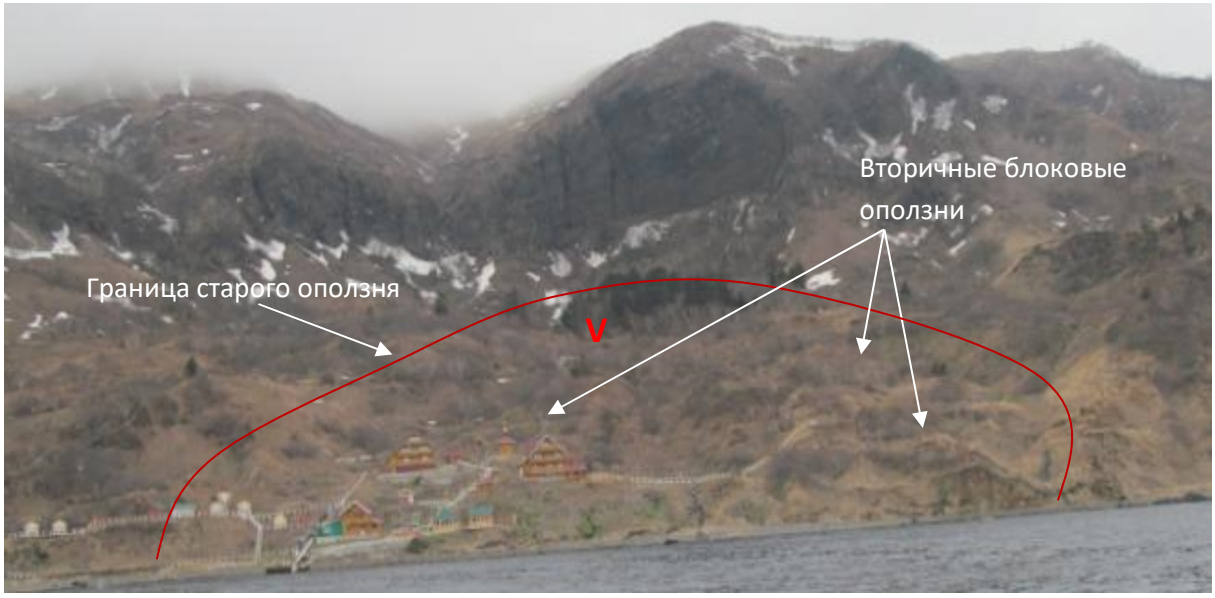



**Рис. 4.** Оползнеопасный участок V. Старый оползень на туристическом комплексе.

Территория базы отдыха представляет собой старый оползень, осложненный вторичными оползнями более поздней генерации (рис. 4). Средний уклон поверхности оползня в сторону моря – 23º. Сооружения комплекса расположены на оползневых террасах.

Участок сложен глинистыми оползневыми отложениями – алевролитами и аргиллитами. В местах с нарушенным сложением глинистые оползневые образования включают щебень и мелкие глыбы скальных вулканогенных пород (3). На участке развиваются блоковые оползни объемом до 10000 м$^3$. Состояние грунтов на склоне на период обследования неустойчивое, выявлены признаки медленного смещения оползневого массива.

**Рис. 5.** Трещина в подпорной стенке ниже жилого корпуса, вызванная смещением грунтового массива.

На двух участках вдоль туристической тропы в ходе полевого обследования трассы зафиксированы 5 оползней-оплывин объемом от 50–80 до 320 м$^3$ (**III** и **IV** участки). Тропа на оползневом участке **III** в октябре 2015 г. была разрушена сошедшими оползнями (рис. 6).

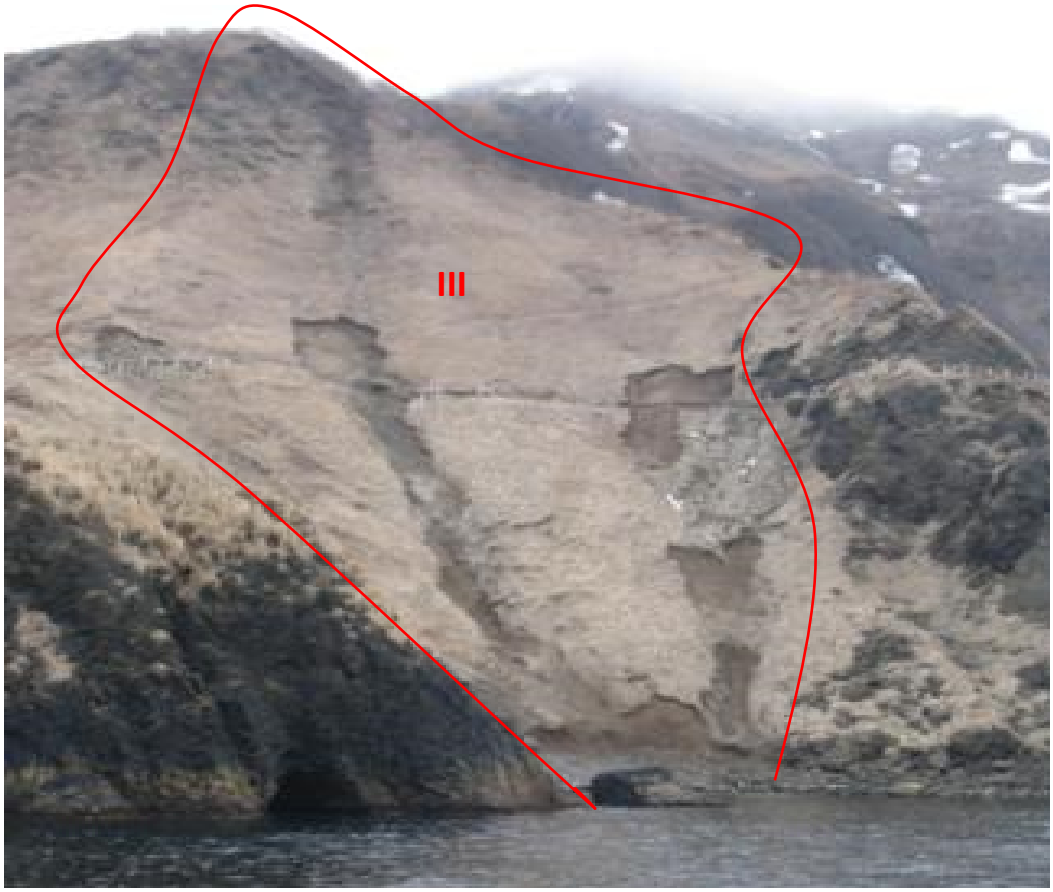



**Рис. 6.** Оползни-оплывины, разрушившие туристическую тропу в октябре 2015 г. на участке III. Объем каждого из оползней составил 300-320 м$^3$.

## ВЫВОДЫ

Исследуемая территория природного парка о. Монерон благоприятна для развития оползневых процессов. Поверхностные оползни-оплывины, угрожающие туристической тропе, формируются на обращенных к морскому берегу склонах крутизной 30°–45°. Объёмы данных оползней могут достигать 1000–3000 м$^3$. Глубина захвата оползней-оплывин составляет 0,5–1,2 м. Общая протяжённость оползнеопасной зоны по туристической тропе составляет около 330 м. База отдыха располагается на теле старого оползня, на котором развиваются вторичные блоковые оползни объемом до 10000 м$^3$. Глубина захвата оползней может достигать 10,0 м. На территории отмечены оползневые подвижки, вызванные береговой абразией и обводнением тела оползня, а также не организованным должным образом стоком поверхностных вод.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гранник В.М. Изверженные породы острова Монерон (Татарский пролив) // ДАН. 2014. Т. 457, № 1, С. 64–68.
2. Щетников Н.А. Монеронское землетрясение. Цунами. М.: Наука, 1981. 90 с.

УДК 551.4.042

# ПОНЯТИЕ «СКЛОНОВЫЙ СЕЛЬ» И КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛОНОВЫХ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ

*С.В. Рыбальченко[1], К.В. Верховов[2]*

[1]Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
rybalchenko_sv@mail.ru
[2]ООО СКФ «Росстрой», Южно-Сахалинск
konstantin_verhovov@mail.ru

Склоновые селевые потоки являются одной из малоизученных форм гравитационного движения материала, и четкого, единого определения этого термина не существует. Авторами статьи для определения понятия «склоновый сель» предложен единственный определяющий признак – геоморфологическое строение русла. Склоновые селевые бассейны подразделены на два класса, каждому из которых соответствует своя форма и стадия развития русла.

**Ключевые слова:** *селевой поток, склоновый селевой бассейн, селевой процесс.*

## ВВЕДЕНИЕ

Склоновые селевые потоки являются одной из малоизученных форм гравитационного движения материала. Они широко распространены не только в горных районах, но и на равнинах: морских и речных террасах, низких склонах, в том числе антропогенных. Изучение склоновых селей имеет большое практическое значение, поскольку они представляют большую опасность для транспортных магистралей, объектов застройки и хозяйственной деятельности, а также населения и, зачастую, не принимаются во внимание при проектировании и территориальном планировании.

Понятие «склоновый сель» встречается в работах В.Ф. Перова, С.М. Флейшмана, Г.В. Полунина, Н.А. Казакова и других авторов. Однако четкого и единого определения этого термина не существует. Большинство авторов для определения термина «склоновый сель» используют ряд эмпирических характеристик селевого бассейна, характерных для определенного географического региона, что обуславливает различия в терминологии.

Так, в работе В.Ф. Перова (Перов, 1989) «склоновые селевые бассейны занимают водосборы мелких горных ручьев, денудационные врезы, депрессии, расположенные в пределах горных склонов или бортов долин. Водоток, как правило, временный; продольный профиль его повторяет профиль склона. Площадь бассейна обычно менее 2 км², объем селевых выносов составляет 1–10 тыс.м³». Определение Перова В.Ф. представляет собой обобщенный ряд данных, такие критерии, как площадь бассейна и объем селевых выносов не всегда правильно позволяют типизировать селевые бассейны. Утверждение В.Ф. Перовым (Перов, 2012), что генезис склоновых селей только дождевой, тоже не совсем верно. Генезис водной составляющей склоновых селей как дождевой, так и снеготаяния (Казаков, Минервин, 2000).

Г.В. Полунин в своей работе (Полунин, 1989) определяет, что склоновые сели формируются на крупных скалистых склонах и на склонах, покрытых задернованными осыпями, без предварительно выработанных аллювиальных ложбин. Это потоки разового действия. Что тоже не совсем верно: формирование склоновых селей происходит не только на скалистых и осыпных склонах, но и на склонах, покрытых чехлом делювиальных легкоразмываемых отложений.

Н.А. Казаков, изучая селевые явления на Сахалине (Казаков, Минервин, 2000), считает, что склоновые сели (грязевые и грязекаменные) имеют малые объемы (100-500 м³, реже до 1000 м³) и развиваются на незадернованных склонах и в эрозионных врезах при уклонах более 25° (в редких случаях – при уклонах около 20°). Длина пути таких потоков, как правило, десятки метров, толщина отложений – 0,5–2,0 м при ширине 2–15 м. Плотность отложений достаточно велика:

1800–2000 кг/м$^3$. Склоновые сели формируются на склонах, покрытых чехлом коллювиально-делювиальных отложений с суглинистым и глинистым заполнителем при толщине отложений более 1 м. Тип селевого процесса – сдвиговый, генезис водной составляющей селей как дождевой, так и снеготаяния.

Однако Полуниным Г.В. (Полунин, 1989) были зафиксированы склоновые сели на Сахалине, сошедшие со склонов г. Красивой и с восточного склона долины р. Орловка, длина пути которых составила несколько сот метров (около 400 м). Причем, часто склоновые сели формируются и на задернованных склонах. Многочисленные склоновые сели были зафиксированы на задернованных склонах морских террас западного побережья залива Терпения в Макаровском районе. Механизм зарождения склоновых селей, первоначальный характер движения твердого материала может быть не только сдвиговый, но и эрозионно-сдвиговый.

По мнению С.М. Флейшмана (Флейшман, 1978), склоновые сели образуются в руслах, сформированных в результате современных процессов горной эрозии, т.е. их русла не являются наперед заданными элементами рельефа данного бассейна, а образуются на совершенно гладкой поверхности склонов.

Таким образом, ни одно из перечисленных определений не дает удовлетворительного представления о склоновом селе.

## ПОНЯТИЕ «СКЛОНОВЫЙ СЕЛЬ»

По мнению авторов статьи, для понимания терминов «склоновый сель» и «склоновый селевой бассейн» необходим не индуктивно обобщенный ряд данных и характеристик селевого процесса, а единственный определяющий признак – геоморфологическое строение селевого русла, согласно которому селевые бассейны можно разделить на склоновые и русловые.

Склоновые селевые бассейны могут располагаться как на высоких горных склонах, так и на низких (морские и речные террасы, антропогенные склоны и др.) (рис. 1–4).

Уклон продольного профиля зоны транзита склонового селевого бассейна равен или превышает угол внутреннего трения грунтов. Это обуславливает значительное влияние на селеформирование касательных напряжений в потенциально селевом массиве, возникающих от собственного веса грунта, что способствует развитию сдвиговых и эрозионно-сдвиговых селевых процессов.

**Рис. 1.** Склоновые селевые бассейны Заалайского хребта.

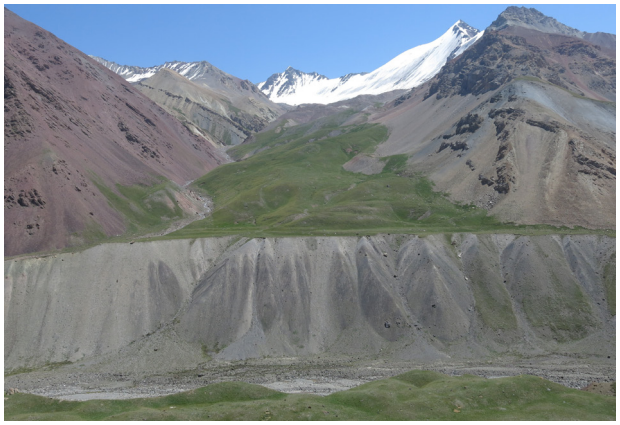


**Рис. 2.** Склоновые селевые бассейны Заалайского хребта.

**Рис. 3**. Склоновые селевые бассейны Северо-Чуйского хребта.

**Рис. 4.** Склоновый селевой бассейн на склоне морской террасы Западного побережья Южного Сахалина.

Русловые селевые бассейны занимают наперед заданные элементы рельефа, к которым приурочены постоянные водотоки. В русловых селевых бассейнах на фоне превышения угла внутреннего трения аллювиально-пролювиальных отложений над углом продольного уклона русла преобладает эрозионно-транспортный селевой процесс (Руководство ..., 1976).

## ОТЛИЧИЕ СКЛОНОВОГО СЕЛЯ ОТ ДРУГИХ СКЛОНОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

В отличие от русловых селей склоновые сели характеризуются относительно небольшой дальностью выброса с отложением материала непосредственно у подножия или на поверхности склона.

От других склоновых гравитационных процессов (оползни, оплывины, увлажненные осыпи) склоновые сели отличаются рядом признаков.

Оползни, оплывины, увлажненные осыпи характеризуются движением в виде течения, но происходит оно путем сползании с малыми скоростями (порядка нескольких миллиметров или сантиметров в секунду, час, сутки), в то время как движение селя происходит со скоростями порядка нескольких метров в секунду.

При этом структура сползающих тел, как правило, не нарушается в процессе движения, происходящего по подстилающей поверхности, генетически связанных с оползающим массивом, равновесие которого нарушено.

Движение же селей происходит при предельно разрушенной структуре селеобразующего материала, причем поверхность, по которой происходит это движение, генетически не связана с движущимися селевыми массами.

## КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛОНОВЫХ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ

Склоновые селевые бассейны можно разделить на два класса.

К **I** классу селевых бассейнов относятся склоновые селевые бассейны с отсутствием русла, определяющего траекторию движения селевого потока. Как правило, такие бассейны представлены мелкими эрозионными формами микрорельефа (эрозионными врезами, рытвинами, промоинами). Стоит отметить, что возможны два пути возникновении подобных селевых бассейнов: в существующем бассейне либо на гладком склоне с последующим формированием бассейна от первичного селя. Подобный механизм описан в работах С.М. Флейшмана (Флейшман, 1978).

В пределах одного бассейна может располагаться сразу несколько мелких эрозионных форм микрорельефа, однако они не являются руслом, поскольку не обуславливают движение селевого потока по определенной траектории.

Ко **II** классу относятся склоновые селевые бассейны с четко выраженным руслом, которое может быть сформировано селями, оползнями, временными водотоками или выветриванием. Селевые бассейны представлены крупными врезами и небольшими оврагами, расположенными на склоне. Твердый сток склоновых селей представляет собой существенный руслоформирующий геоморфологический фактор, усиливающий расчленение рельефа и селеобразование (Флейшман, 1978).

## ВЫВОДЫ

Для понимания терминов «склоновый сель» и «склоновый селевой бассейн» необходим не индуктивно обобщенный ряд данных и характеристик селевого бассейна, а единственный определяющий признак – геоморфологическое строение селевого русла.

Склоновый сель – селевой поток, сформировавший или сформировавшийся в склоновом селевом бассейне.

Склоновый селевой бассейн – селевой бассейн, сформировавшийся на склоне в результате современных процессов эрозии, продольный уклон зоны транзита которого равен или превышает угол естественного откоса селеформирующих пород, с преобладающим сдвиговым и эрозионно-сдвиговым селевым процессом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Казаков Н.А., Минервин И.Г. Селевые процессы на о. Сахалин // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. М.: ПОЛТЕКС, 2000. Вып. 4. С. 35–38.
2. Перов В.Ф. Селевые явления на территории СССР. М.: ВИНИТИ, 1989. 148 с.
3. Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. – М.:Географический факультет МГУ, 2012-271 с.
4. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 232 с.
5. Руководство по изучению селевых потоков. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 143 с.
6. Флейшман С.М. Сели. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 312 с

УДК 551.435.3

# АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ РАЗРУШЕНИЯ МОРСКИХ ГОЛОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ АККУМУЛЯТИВНЫХ УРОВНЕЙ О. САХАЛИН

*А.В. Уба, В.В. Афанасьев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.uba@imgg.ru

**Ключевые слова:** *размыв берегов, коса-бар, прибрежная равнина.*

Изучение картографической информации, геологических описаний Сахалина позволило установить, что наблюдаемая пространственная структура размыва морских террас в основных чертах существует, по меньшей мере, с 30-х годов 20 века (Афанасьев, 2015). Анализ пространственной структуры разрушения низких морских голоцен-плейстоценовых равнин показал наличие нескольких ритмов размыва с длиной волны 4–5км, 11–12км, ≈30 км и ≈60 км (Афанасьев, 1991).

При анализе интенсивности размыва барьерного аккумулятивного голоцен-плейстоценового образования на С-В Сахалина протяженностью более 60 км, авторами были получены значения длины волны ритма размыва, равные 3,2–3,4, 4,5, 5,3, 7,3–8,4, 11,8, 29,5, 59 км (рис. 1). Среднемноголетние скорости за период 60 лет установлены по материалам КС и АФС, шаг осреднения по простиранию береговой линии составляет 500 м.

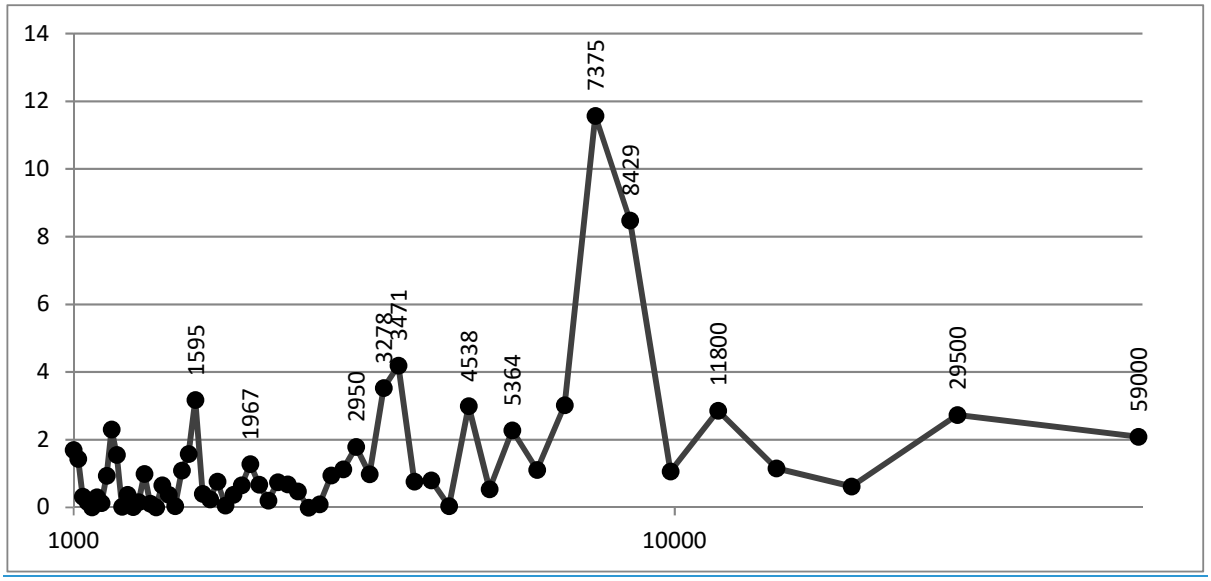



**Рис. 1.** Статистическое распределение ритмов размыва барьерной аккумулятивной формы.

Полученные данные позволяют предполагать наличие неких механизмов размыва, общих для разных типов легкоразмываемых берегов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев В.В. Геоморфологические аспекты проблемы защиты берегов острова Сахалин. Геоморфология. 2015. № 2. С. 28–37.
2. Афанасьев В.В. Размыв берегов северо-западного Сахалина // Береговая зона дальневосточных морей. Л.: Изд-во ГО СССР, 1991. С. 98–104.

УДК 551.435.3/550.837.76

# СПЕЦИФИКА ПРОВЕДЕНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЙ СЪЕМКИ СВОБОДНЫХ АККУМУЛЯТИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

*А.В. Уба*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.uba@imgg.ru

**Ключевые слова:** *коса-бар, георадиолокационная съемка.*

Георадарное обследование побережья позволяет расширить палеогеографическую информацию, обеспечивает полноту количественной оценки морфолитодинамических изменений берегового ландшафта (Daly et al., 2002).

Для получения временного разреза использовался прибор Геотех ОКО-2 с антенной 150 МГц. Максимальная глубина зондирования 12 м, разрешающая способность по глубине 35 см. По маршрутам съемки строится нивелирный профиль рельефа. Поскольку скорость в сухих и влажных песках сильно отличается, разрезы разбиваются на 2 класса: выше УГВ (относительно сухие слои) и ниже УГВ (увлажненные слои). По гиперболам дифракции рассчитываются усредненные диэлектрические проницаемости для данных комплексов, сухой – 4 (скорость 150 мм/нс) и увлажненный – 19 (скорость 68 мм/нс), что соответствует справочным данным из инструкции Geoscan32. Поскольку скорости в комплексах разные, меняется и длина волны в среде, это влияет на разрешение. Верхние (сухие) слои отличаются более низким разрешением. Это хорошо видно на волновой картине после преобразования временного разреза в глубинный (рис 1).

Выделение границ производится по осям синфазности, которые представляют собой отражения с повышенной амплитудой, в идеальном случае это черная-белая-черная полосы. Границу в таком случае обычно проводят по верхнему краю первой темной полосы. Поскольку разрешение радара в верхнем комплексе пониженное, линии синфазности из нижних слоев в нем практически не прослеживаются.

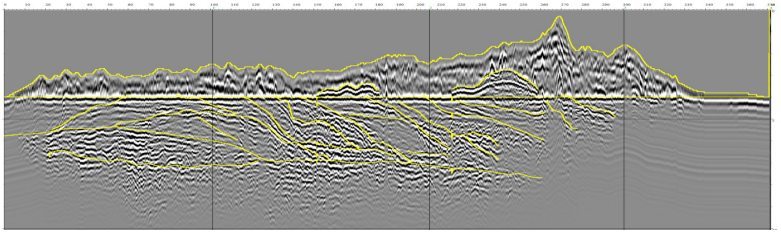


**Рис. 1.** Георадарный профиль после выравнивания по УГВ, с коррекцией скоростей в комплексах преобразованный в глубинный разрез. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1/10.

Заверка полученной информации производится данными бурения либо шурфования. Профили закладываются в соответствие с особенностями прибрежно-морского рельефообразования, устанавливаемыми в результате рекогносцировочных маршрутов и имеющейся геолого-геоморфологической информации. Обязательно учитывается приливно-отливный режим и рассолонение пляжа в условиях стока пресных вод через заблокированные устья малых водотоков. Зачастую это является единственной возможностью получения георадарного профиля верхней части берегового склона. Очень важным на этапе интерпретации является, наряду с пониманием особенностей прибрежно-морского рельефообразования, комплексный анализ результатов георадарного обследования и материалов дистанционного зондирования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Daly J., McGeary S., Krantz D.E. Ground-penetrating radar investigation of a late Holocene spit complex: Cape Henlopen, Delaware, 2002 // Journal of Coastal Research. 2002. Vol. 18. P. 274–285.

УДК 556.06+551.435.1

# ПОСТРОЕНИЕ ВОДОРАЗДЕЛОВ И ОЦЕНКА ИХ УСТОЙЧИВОСТИ НА ОСНОВЕ ОБРАБОТКИ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

*Е.А. Шекман[1], Б.И. Гарцман[2]*

[1] Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток
[2] Институт водных проблем РАН, г. Москва
shekman.e@gmail.com

С использованием инструментов ГИС был разработан алгоритм моделирования связанной сети водоразделов и предложен вариант ее классификации сопряженный с порядковой классификацией речной сети. Полученные результаты перспективны для изучения структуры и эволюции речных бассейнов.

**Ключевые слова:** *структура речных систем, водораздел, речная перестройка, цифровая модель рельефа.*

## ВВЕДЕНИЕ

Построение водоразделов, вершинных и базисных поверхностей, их порядковой классификации в целях морфоструктурного анализа и решения прикладных задач уже использовалось в науке и прежде (Философов, 1978; Ананьев, 1988; Чернова, 2010). При этом существующие подходы объединяет высокая степень субъективности в выделении водоразделов разных порядков, вытекающая из весьма абстрактной взаимосвязи полученных результатов с реальной порядковой структурой речной сети. Решение данной задачи в рамках целостного программируемого алгоритма для обработки цифровой модели рельефа (ЦМР) позволяет существенно снизить субъективность полученных результатов.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Автоматизированный характер построения и сопряженной классификации водоразделов на основе ЦМР подразумевают использование растровой модели речной сети. В этих целях применялась модель речной сети, полученная с использованием комплексного энергетического индекса (CEI), результаты тестирования которого (Гарцман, Шекман, 2016) показали высокую степень соответствия с реальной речной сетью, снятой с карт масштаба 1:100000.

Для построений использовалось ЦМР-покрытие на основе данных спутниковой радарной топографической съемки SRTM 3 с разрешением 3 арк. сек. с квадратным пикселом размера 75×75 м. Все построения и расчеты выполнялись с помощью пакета ArcMap 10.

Используя растровую модель речной сети и ЦМР, проводилась идентификация отдельных бесприточных сегментов и определение их порядков. В дальнейшем полученные растры, для сохранения данных о порядке и уникального идентификатора каждого сегмента, пересчитывались, после чего производилось последовательное извлечение границ однопорядковых частных водосборов. Каждая растровая мозаика была переклассифицирована с присвоением значения $n \times 10^n$, где $n$ – текущий порядок мозаики. В дальнейшем полученные растры суммировались и получился полный растр границ всех частных водосборов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В каждой из ненулевых ячеек этого растра содержится суммарный индекс, отражающий полную порядковую последовательность пути стока. Например, значению 54321 в ячейке будет соответствовать путь стока $x_0 \rightarrow x_1 \rightarrow x_2 \rightarrow x_3 \rightarrow x_4 \rightarrow x_5$, 50321 – путь $x_0 \rightarrow x_1 \rightarrow x_2 \rightarrow x_3 \rightarrow x_5$, 50301 – $x_0 \rightarrow x_1 \rightarrow x_3 \rightarrow x_5$, и 50300 – путь стока $x_0 \rightarrow x_3 \rightarrow x_5$. Все возможные варианты индекса, а также возможные варианты классификации, в пределах бассейна 5-го порядка представлены в табл. 1.

**Табл. 1.** Варианты последовательностей и назначения порядков.

| Порядковая последователь-ность | Варианты назначения порядков водоразделов, | | Порядковая последовательность | Варианты назначения порядков водоразделов, | |
|---|---|---|---|---|---|
| | по полной послед-ти порядков | по трем старшим порядкам | | по полной послед-ти порядков | по трем старшим порядкам |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | 1 | - | 50000 | - | - |
| 20 | - | - | 50001 | 1 | - |
| 21 | 2 | - | 50020 | - | - |
| 300 | - | - | 50021 | 2 | - |
| 301 | 1 | - | 50300 | - | - |
| 320 | - | - | 50301 | 1 | - |
| 321 | 3 | 3 | 50320 | - | - |
| 4000 | - | - | 50321 | 3 | 3 |
| 4001 | 1 | - | 54000 | - | - |
| 4020 | - | - | 54001 | 1 | - |
| 4021 | 2 | - | 54020 | - | - |
| 4300 | - | - | 54021 | 2 | - |
| 4301 | 1 | - | 54300 | - | 5 |
| 4320 | - | 4 | 54301 | 1 | 5 |
| 4321 | 4 | 4 | 54320 | - | 5 |
| | | | 54321 | 5 | 5 |

По вопросу об устойчивости речных систем и их водоразделов существуют две противоположные точки зрения. Согласно одним авторам (Докучаев, 1878; Щукин, 1960), смещение водоразделов возможно в результате регрессивной эрозии, которая приводит к изменениям направлений стока. Другие (Хортон, 1948; Вирский, 1950; Арманд, 1955) считают, что водоразделы обладают высокой устойчивостью планового положения, т.к. эрозия в верховьях рек практически отсутствует.

Тем не менее, на территории Приморья, по данным А.М. Короткого (2008), выделено и задокументировано 120 случаев перестройки речной сети, произошедших в результате воздействия ряда факторов, нарушивших устойчивость водоразделов.

Под речной перестройкой понимается изменение планового положения или же изменение структурной соподчиненности гидрографической сети в пределах одного или же группы смежных водосборов.

Процесс перестройки речной сети является следствием взаимодействия сложного комплекса долинообразующих факторов: рельефно-субстратной основы, тектонических движений, климата, динамики поступления обломочного материала в русло и т.д. Направленность воздействия каждого из факторов в большинстве случаев неодинакова. Для установления причин изменений пространственного положения гидрографической сети необходим анализ соотношений участия каждого из факторов (Крылов, 1980).

Анализируя построенную модель водоразделов и их классификацию, стоит отметить, что большинству задокументированных, а также предполагаемых по косвенным морфологическим признакам участкам перестройки гидрографической сети соответствуют промежутки с неполной порядковой последовательностью на приводораздельных пикселах со стороны «перехватываемой» речной системы. Со стороны системы «агрессора», напротив, последовательность полная: от младшего до старшего порядка. Данная корреляция может свидетельствовать о том, что современные водоразделы имеют различную степень устойчивости, и при интенсивном воздействии долинообразующих факторов на участках водоразделов с неполным набором порядковой последовательности перестройка гидрографической сети более вероятна.

Данные выводы предварительны и требуют дальнейшего обоснования, но в целом полученные результаты перспективны для использования в целях описания структуры, анализа эволюции и основных тенденций развития речного бассейна и его водоразделов.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (14-05-92001, 14-05-0011).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев Г.С., Аристархова Л.Б., Бодрова О.В. и др. Геоморфологический анализ областей древнего вулканизма (на примере Северного Приохотья). Владивосток; 1988. 234 с.
2. Арманд Д.Л. Естественный эрозионный процесс // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1955. С. 14–32.
3. Вирский А.А. Об основных закономерностях и факторах эрозионного рельефа // Проблемы физической географии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950. Т. 15. С. 58–75.
4. Гарцман Б.И. Анализ геоморфологических условий формирования первичных водотоков на основе цифровых моделей рельефа // География и природные ресурсы. 2013. № 1. С. 136–147.
5. Гарцман Б.И., Шекман Е.А. Возможности моделирования речной сети на основе ГИС-инструментария и цифровой модели рельефа // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 86–98.
6. Докучаев В.В. Способы образования речных долин. СПб, 1878. 127 с.
7. Короткий А.М., Коробов В.В. Перестройка речных систем и устойчивость водосборных бассейнов Сихотэ-Алиня // Изменения климата, природные катастрофы и становление ландшафтов юга ДВ. Владивосток: Дальнаука, 2008.
8. Крылов И.И. Долинный морфолитогенез при речных перестройках. М.: Наука, 1980. 104 с.
9. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 232 с.
10. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. ИЛ, 1948. 158 с.
11. Чернова Ю.И., Нугманов И.И., Даутов А.Н. Применение аналитических функций ГИС для усовершенствования и развития структурно-морфологических методов изучения неотектоники // Геоинформатика. 2010. № 4. С. 9–22.
12. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: МГУ, 1960. Т. 1. 616 с.

УДК 551.46

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦУНАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТЕХНОЛОГИИ CUDA

[1,2] *Ким Сен Хван*

[1]Сахалинский гуманитарно-технологический институт, г. Южно-Сахалинск
[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
ganni_griva@mail.ru

Рассматривается применение технологии CUDA от NVIDIA в численном моделировании цунами. Описана технология CUDA, продемонстрированы возможности CUDA в параллельном программировании, показано практическое применение технологии.

**Ключевые слова:** *цунами, численное моделирование, CUDA.*

## ВВЕДЕНИЕ

Численное моделирование цунами требует высокопроизводительного вычислительного оборудования. В большинстве случаев для обеспечения высокой скорости расчета создаются специальные вычислительные серверы, использующие серверные многоядерные процессоры.

В качестве стремительно развивающейся альтернативы можно использовать GPGPU (Использование видеокарт для вычислений) – технологии, позволяющие использовать мощности графического адаптера для общих вычислений, в частности, научных.

## ОПИСАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ CUDA

Благодаря особенностям архитектуры видеокарт, они идеально подходят для использования в решении задач, допускающих параллелизм обработки массивов данных (рис.1). Одной из наиболее развитых и распространенных технологий является фреймворк CUDA от Nvidia (Параллельные вычисления CUDA). В основе программирования CUDA лежит язык C с немногочисленными языковыми расширениями, при это используется собственный фронт-энд NVCC для взаимодействия с API видеоадаптера и нативного компилятора системы, например Visual C++ на Windows.

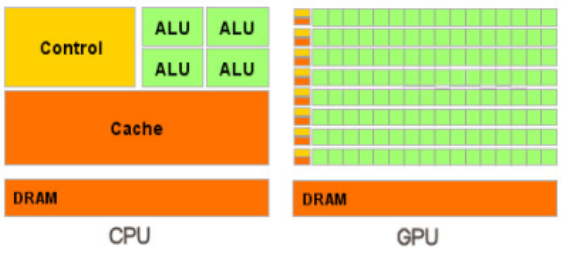



**Рис. 1.** Сравнение вычислительных архитектур CPU и GPU.

Как видно на рис. 1, GPU обладает значительно большим количеством отдельных арифметико-логических устройств. Такая архитектура изначально развивалась для эффективной работы с графикой.

В технологии CUDA видеокарта является вычислительным устройством, сопроцессором (device) для центрального процессора (host), обладающим собственной памятью и обрабатывающим параллельно большое количество потоков. Ядром (kernel) называется функция для видеокарты, исполняемая каждым потоком. Именно благодаря большому числу потоков параллельное программирование CUDA является очень эффективным (рис. 2). Задачу можно разбить на несколько десятков тысяч потоков, выполняемых параллельно и с достаточно большой скоростью, что позволяет производить массивные вычисления за короткий промежуток времени.

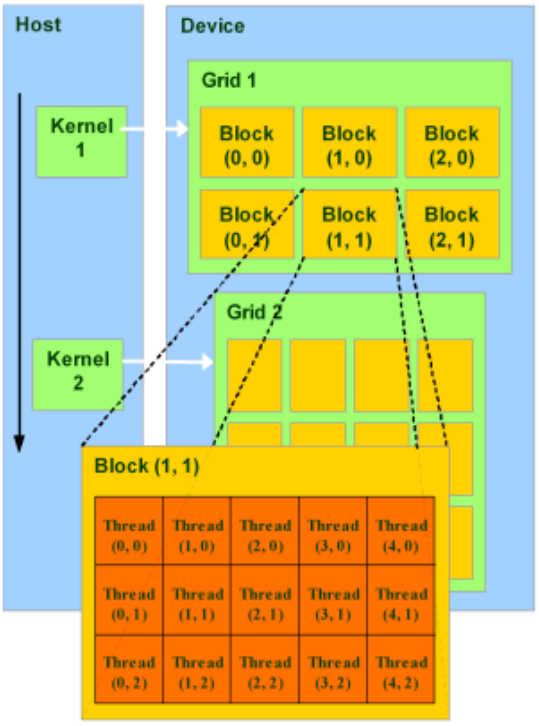



**Рис. 2.** Архитектура GPU.

Современные графические адаптеры обладают объемом памяти до 24 гигабайт, что достаточно для работы с большими массивами данных. Частота памяти видеокарт превосходит таковую у оперативной памяти в несколько раз. Так, наиболее высокоскоростная оперативная память обладает частотой 2133МГц, в то время как GDDR5-память GTX770 обладает тактовой частотой 7010МГц.

Память в CUDA бывает пяти разных типов, однако, в численном моделировании задействуется только global-память, так как она обладает большим размером. Несмотря на то, что есть значительно более быстрые типы памяти, они обладают слишком малыми размерами, либо другими ограничениями, не позволяющими эффективно использовать их для численного моделирования.

Технология CUDA наиболее полно раскрывается именно в параллельном программировании и решении ресурсоемких задач, требующих работы с массивами большого размера, так как данные задачи схожи с одной из изначальных целей графических адаптеров – работой с текстурами. Поэтому данная технология была выбрана для использования в численном моделировании.

## ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ CUDA ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЦУНАМИ

Для анализа конкретных проявлений цунами, а также для объяснения особенностей формирования волнового поля при цунами использовался численный эксперимент, который строился на основе конечно-разностной аппроксимации системы линейных уравнений мелкой воды на сферической поверхности Земли без учета вращения:

$$\frac{\partial P}{\partial t}+\frac{gh}{R\cos\varphi}\frac{\partial \eta}{\partial \lambda}=0,\qquad \frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{gh}{R}\frac{\partial \eta}{\partial \varphi}=0,$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\varphi}\left\{\frac{\partial P}{\partial \lambda}+\frac{\partial}{\partial \varphi}(Q\cos\varphi)\right\}=0,$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial n}=0,\qquad P_n=Q_n=0\qquad ,$$

где $P$, $Q$ – горизонтальные компоненты потока жидкости, $\eta(\lambda,\varphi,t)$ – возвышение свободной поверхности, $h$– глубина бассейна с невозмущенной свободной поверхностью. В численной модели использовалась явная численная схема вида

$$\frac{\eta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}-\eta_{i,j}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t}+\left\{\frac{1}{R\cos\varphi}\right\}_{i,j}\frac{P_{i+\frac{1}{2},j}^{n}-P_{i-\frac{1}{2},j}^{n}}{\Delta\lambda}+\left\{\frac{1}{R\cos\varphi}\right\}_{i,j}\frac{\left(\cos\varphi_{i,j+\frac{1}{2}}\right)Q_{i,j+\frac{1}{2}}^{n}-\left(\cos\varphi_{i,j-\frac{1}{2}}\right)Q_{i,j-\frac{1}{2}}^{n}}{\Delta\varphi}=0,$$

$$\frac{P_{i+\frac{1}{2},j}^{n+1}-P_{i+\frac{1}{2},j}^{n}}{\Delta t}+\left\{\frac{gh}{R\cos\varphi}\right\}_{i+\frac{1}{2},j}\frac{\eta_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}}-\eta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta\lambda}=0,\frac{Q_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1}-Q_{i,j+\frac{1}{2}}^{n}}{\Delta t}+\left\{\frac{gh}{R}\right\}_{i,j+\frac{1}{2}}\frac{\eta_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}}-\eta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta\varphi}=0.$$

После внедрения расчета на CUDA заметно возросла производительность вычислений – до 15–20 раз по сравнению с вычислениями на центральном процессоре. Так, на стационарном компьютере с AMD Trinity A8 с частотой 3,8 ГГц и видеокартой GTX770 скорость вычислений повысилась в 19 раз.

Результат расчета иллюстрируется рис.3, для отображения моделируемого волнового поля использовалось программное обеспечение ParaView.

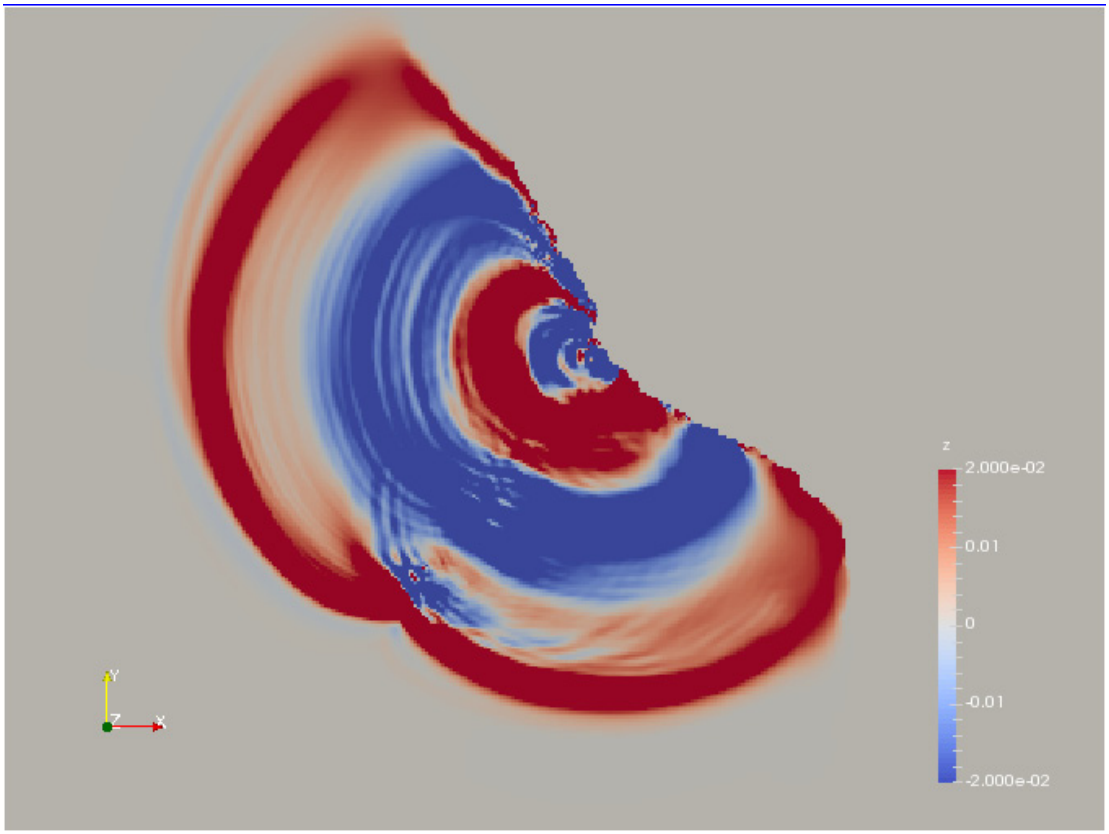



**Рис. 3.** Модель распространения волны Чилийского цунами 2014 г.

## ВЫВОДЫ

Технология CUDA от NVIDIA Corporations обладает огромным потенциалом в высокопроизводительных научных вычислениях благодаря своей параллельной архитектуре массивной обработки однородных данных. Благодаря своей доступности, CUDA подходит для обучения GPGPU-программированию.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Использование видеокарт для вычислений. URL: http://www.gpgpu.ru/ (дата обращения: 04.06.2016).
2. Параллельные вычисления CUDA. URL: http://www.nvidia.ru/object/cuda-parallel-computing-ru.html (дата обращения: 04.06.2016).

УДК 551.46

# ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ SURFER 12, SOKO 0.9BETA И WXTIDE32 ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ БАТИМЕТРИЧЕСКИХ КАРТ

*[1,2]Ким Сен Хван*

[1]Сахалинский гуманитарно-технологический институт, г. Южно-Сахалинск
[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
ganni_griva@mail.ru

В настоящей работе рассматривается применение программного обеспечения для обработки данных и построения батиметрических карт на основе данных с картплоттера-эхолота Lowrance 525C. Рассматриваются возможности программного обеспечения Surfer 12 в построении карт, а так же дополнительное программное обеспечение, упрощающее обработку данных.

**Ключевые слова:** *эхолот, батиметрические карты, обработка данных.*

Для изучения динамики прибрежного рельефа морского дна, необходимо проведение регулярных батиметрических съемок. С этой целью используется картплоттер-эхолот Lowrance 525C, установленный на катере Ямаха. Результатом съемок являются файлы треков в формате SLG, хранимые на карте памяти. Треки требуют трудоемкой обработки, так как файлы, помимо координат и глубины, хранят большое число не использующихся при построении карт данных. К тому же, программное обеспечение от Golden Software, Surfer 12 не поддерживает данный формат файлов.

Для решения поставленных задач используется программное обеспечение, созданное Ф. Плехановым по заказу лаборатории волновой динамики и прибережных течений ИМГиГ ДВО РАН – Soko 0.9beta (Плеханов, 2012). Разработанное программное обеспечение позволяет быстро обработать данные, хранимые в файлах. Так же Soko позволяет произвести вычитание прилива, поскольку за время прохождения треков его величина существенно изменяется.

Вычитание приливов требует подготовленного прогноза на заданный срок. Для этого используется свободно распространяемое программное обеспечение WXTide32 (WXTide32 - Tides and Currents for Win9x/NT). Для полноценного использования данного программного обеспечения требуется загрузить файл с данными других акваторий, так как изначально программа хранит незначительное их количество. Одной из проблем WXTide32 является то, что названия акваторий Сахалина даны японские, записанные латиницей.

После предварительной подготовки в Soko импортируются SLG-треки с эхолотов, производится вычитание приливов, после чего файлы объединяются и экспортируются в текстовом формате в виде набора точек в географических координатах с положительной глубиной. Эти файлы впоследствии могут использоваться в GS Surfer 12 (Surfer).

Программное обеспечение Surfer обладает широкими возможностями в построении карт, не только батиметрических. Для построения контурной карты требуется загрузить полученный ранее текстовый файл в качестве данных для сетки (Grid). После этого создается файл с расширением GRD, который загружается в качестве данных для создания контурной карты, для чего на панели управления необходимо выбрать пункт Map, New, Contour map. После этого создается контурная карта с батиметрическими линиями с шагом 5 м. При необходимости шаг можно легко изменить, выставив нужное значение в строке Major contour every вкладки Levels. Изначально в качестве цвета контура используется черно-белая шкала, на той же вкладке можно установить батиметрическую шкалу в строке Fill colors. По неизвестной причине она изначально реверсирована, для исправления следует нажать кнопку Reverse окна выбора цвета. Так же необходимо отметить пункт Fill contours. Готовую контурную карту можно увидеть на рис. 1.

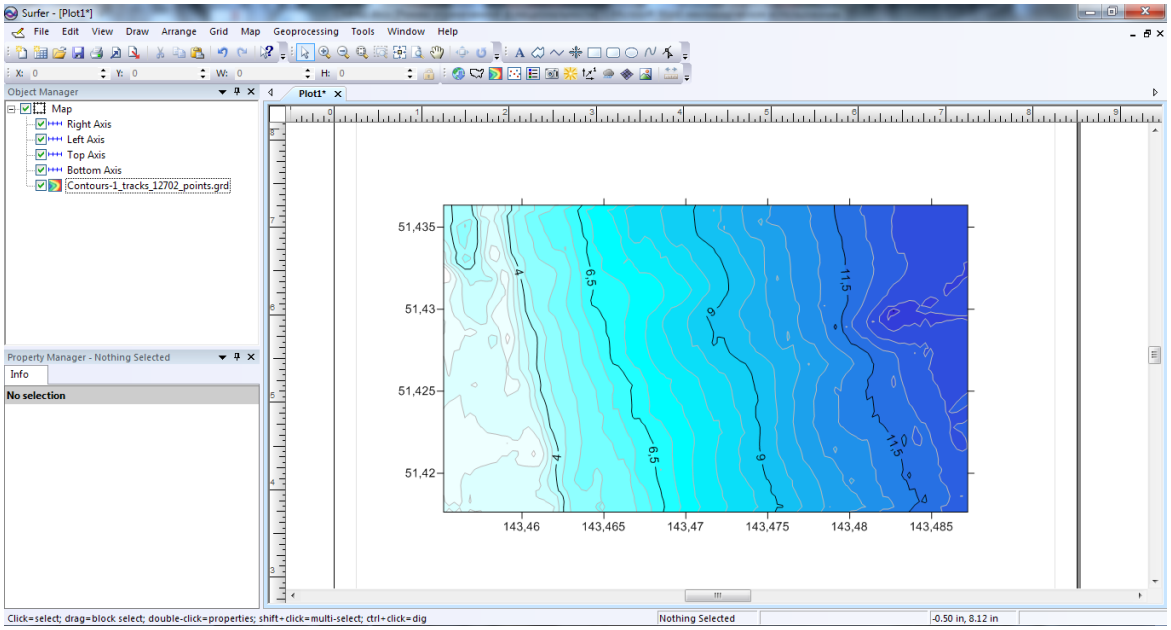



**Рис. 1.** Контурная карта с заливкой с батиметрическими линиями**.**

Для создания рельефа требуется выбрать Shaded relief map, выбрать в качестве данных тот же файл, что и для контурной карты. На вкладке Layer следует установить прозрачность 50-60%, после чего перенести созданный рельеф в строку над контурной картой. Готовая карта с рельефов показана на рисунке 2.

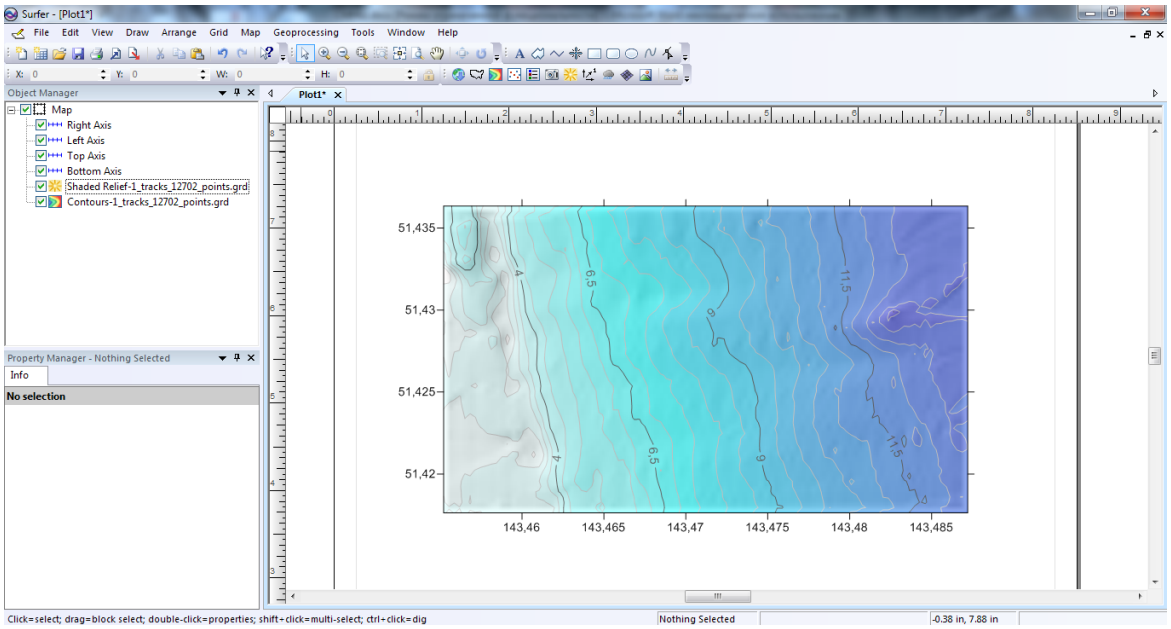



**Рис. 2.** Батиметрическая карта с рельефом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Плеханов Ф.А. Методы компьютерной обработки, визуализации и анализа батиметрических данных // Морские интеллектуальные технологии. 2012. № 1 (спец-выпуск). С. 97−101.
2. WXTide32 - Tides and Currents for Win9x/NT. URL: http://www.wxtide32.com/ (дата обращения: 26.06.2016).
3. Surfer. URL: http://www.goldensoftware.com/products/surfer (дата обращения: 26.06.2016).

УДК 551.46

# ИЗУЧЕНИЯ АПВЕЛЛИНГА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

*К.В. Кириллов*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
k.kirillov@imgg.ru

Проанализированы материалы инструментальных измерений температуры воды, полученные на автономных донных станциях в прибрежной зоне юго-восточного Сахалина. Выявлены случаи резкого понижения температуры до отрицательных значений. Причиной этих понижений было усиление ветров Ю и ЮЗ румбов, типичных для летнего сезона и имеющих сгонный эффект, способствующих подъему холодных вод к поверхности. Данное явление наблюдается ежегодно, но с разной степенью интенсивности, в зависимости от повторяемости сгонных ветров.

**Ключевые слова:** *температура воды, донная станция, скорость ветра, прибрежный апвеллинг.*

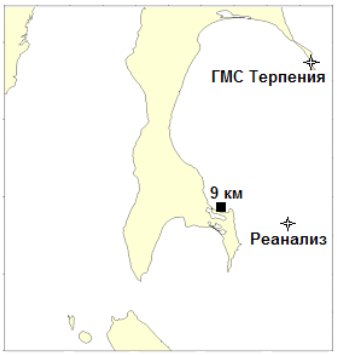
## ВВЕДЕНИЕ

Явление прибрежного апвелиинга, постоянно наблюдаемое у северо-восточного побережья о. Сахалин, сравнительно хорошо изучено. В работах (Красавцев и др., 2000; Полупанов, 2007; Власова и др., 2008) приведены количественные характеристики пространственных различий температуры воды на поверхности моря по данным спутниковых и авиационных наблюдений, и показано, что оно индуцируется ветрами южных румбов. Эти ветра, характерные для летнего сезона (так называемый летний муссон (Като и др., 2001)) оставляют берег слева и имеют сгонный эффект, способствующий подъему холодных вод компенсационного характера (Боуден, 1998).

В меньшей степени оно выражено у юго-восточных берегов острова, что, скорее всего, обусловлено более сложным характером донного рельефа и топографии береговой черты, значительным влиянием стока реки Поронай и другими факторами. Однако в целом, за исключением северной части залива Терпения, физико-географические условия в данном районе сходны с северо-восточным шельфом острова, и здесь также проявляется апвеллинг (Будаева, Харитонова, 1980; Шевченко, Частиков, 2008).

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в течение ряда лет (начиная с 2007 г.) регулярно проводит экспериментальные исследования волновых процессов в прибрежной зоне острова Сахалин (главным образом, у его юго-восточного берега). Используемые в этих работах измерители волнения и уровня АРВ различных моделей (изготовитель СКТБ ЭлПА, г. Углич (Лухнов и др., 2006)) имеют встроенный датчик температуры, что позволило получить продолжительные ряды наблюдений за температурой морской воды у дна. Приборы устанавливались на небольшом удалении от берега, на глубинах от 7 до 15 м. Изучение вариаций термических условий, в особенности резких понижений температуры в зоне прибрежного мелководья, имеет важное прикладное значение для изучения условий обитания некоторых видов гидробионтов. Наиболее существенным вопросом является выживание молоди лососевых рыб после ее ската по нерестовым рекам (при низких температурах воды в море наблюдается ее массовая гибель), а также влияние на подходы тихоокеанских лососей к берегу. Условия и физический механизм подобных резких вариаций в каждом конкретном районе представляет определенный научный интерес.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ




На рис. 1 представлена карта, на которой отмечены районы проведения экспериментальных исследований в заливе Мордвинова. Сведения о периоде измерений даны в табл. 1.

**Рис. 1.** Схема расположения измерителей температуры (черный квадрат) в прибрежной зоне о. Сахалин. Крестиками отмечены береговая метеорологическая станция и точка реанализа.

**Табл. 1.** Сведения о проведении инструментальных измерений температуры воды привлекавшихся для сравнения материалах наблюдений за скоростью и направлением ветра.

| № | Район постановки | Период измерений | Глубина постановки | Метеоданные | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Точка | Дискретность |
| 1 | 9-й км трассы с. Охотское - м. Свободный | 17.06.08-19.09.08 | 14,3 м. | ГМС Терпения | 3 часа |
| 2 | 9-й км трассы с. Охотское - м. Свободный | 17.06.11-16.09.11 | 7,9 м. | ГМС Терпения | 3 часа |
| 3 | 9-й км трассы с. Охотское – м. Свободный | 29.05.12-05.10.12 | 7 м. | ГМС Терпения | 3 часа |

Продолжительность измерений составляла 4–5 месяцев, дискретность 10 сек, но для изучения вариаций синоптического масштаба они усреднялись с интервалом по отрезкам трех- или шестичасовой продолжительности для сопоставления с данными о скорости и направления ветра.

Для изучения влияния ветра на вариации температуры воды в прибрежной зоне привлекались материалы береговых гидрометеорологических станций Сахалинского управления Росгидромета (www.rp5.ru), а также данные реанализа (http://www.esrl.noaa.gov).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2008 г. работы проводились у юго-восточного побережья о. Сахалин в заливе Мордвинова, в районе 9-го км трассы с. Охотское – м. Свободный. Инструментальные измерения здесь проводились с 17 июня по 19 сентября 2008 г. глубина постановки около 14,3 м. Графики вариаций температуры воды на станции и среднесуточные вектора направления и скорости ветра представлены на рис. 2.

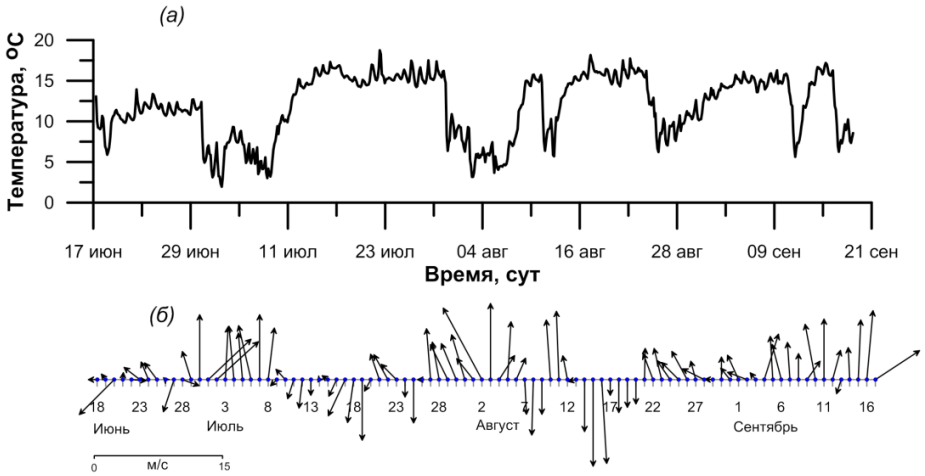



**Рис. 2.** Графики вариаций температуры воды (°С) на станции 9-й км (а) и среднесуточные вектора направления и скорости ветра ГМС Терпения (б) в 2008 г.

За период наблюдений можно выделить пять интервалов, когда температура воды снижалась. Первый из них отмечен с 30 июня по 12 июля (минимальное значение 1,84 °С), второй с 30 июля по 10 августа (минимум составил 2,87 °С), третий с 11 по 16 августа (минимум составил 5,43 °С), четвертый – с 24 августа по 5 сентября (минимум составил 6,11 °С) и последний 10 по 14 сентября (минимум составил 5,5 °С).

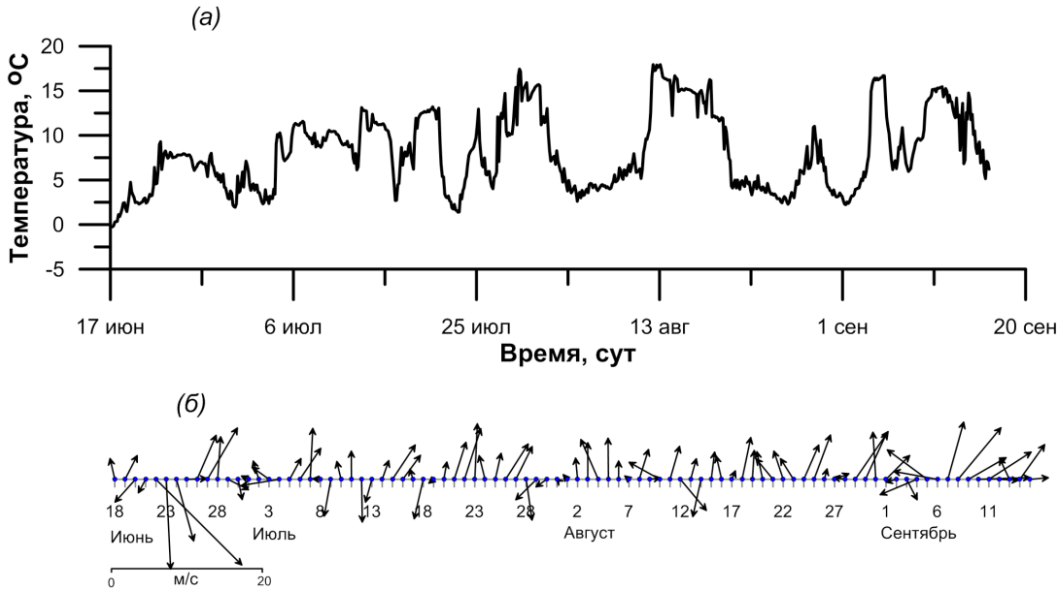



**Рис. 3.** Графики вариаций температуры воды (°С) на станции 9-й км (а) и среднесуточные вектора направления и скорости ветра ГМС Терпения (б) в 2011 г.

В 2011 году понижения температуры были несколько раза. Наиболее продолжительным были первое – с 20 по 25 июня (минимальное значение 1,3 °С), второе – с 01 по 12 августа (минимальное значение 2,6 °С), третье – с 18 августа по 3 (минимальное значение 2,1 °С).

В 2012 г/ понижения температуры были несколько раз. Наиболее глубоким и резким было первое из них – с 01 по 09 июня (минимальное значение -0,64 °С), самым продолжительным – с 11 августа по 18 сентября, интересной особенностью было позднее проявление апвеллинга.

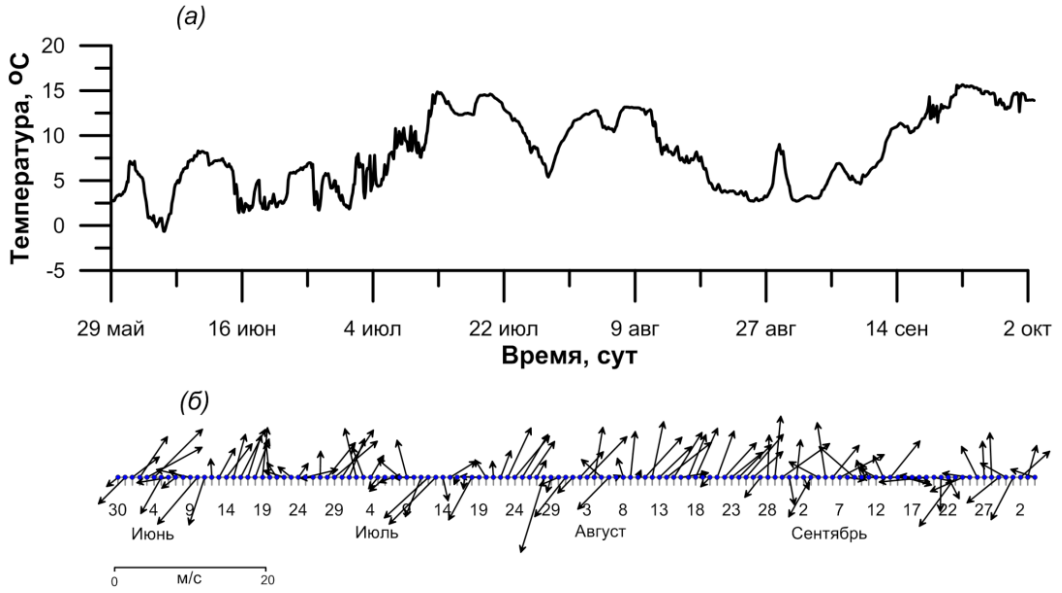



**Рис. 3.** Графики вариаций температуры воды (°С) на станции 9-й км (а) и среднесуточные вектора направления и скорости ветра ГМС Терпения (б) в 2012 г.

## ВЫВОДЫ

В результате анализа материалов инструментальных измерений температуры морской воды вблизи берегов юго-восточного побережья о. Сахалин выявлены случаи резкого понижения, где на донных станциях на глубинах от 7 до 15 м неоднократно и в течение продолжительного времени в теплый период года были зафиксированы холодные воды с температурой, близкой к 0 °С и даже с отрицательными значениями. Подобные ситуации могут приводить к массовой гибели молоди лососевых рыб после ее ската по нерестовым рекам, а также к уходу в другие районы косяков горбуши, что отрицательно сказывается на ее уловах.

Понижения температуры хорошо коррелируют с ветрами сгонного характера – на юго-восточном участке побережья это характерные для теплого периода года ветра южного и юго-западного румбов (летний муссон).

## ЛИТЕРАТУРА


1. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 322 с.
2. Будаева В.Д., Харитонова Г.Я. Опыт применения модели Йошида для расчета вертикальной циркуляции в некоторых районах шельфовой зоны о.Сахалин // Труды ДВНИИ. 1980. Вып. 86. С. 119–126.
3. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 356 с.
4. Като Э., Савельев В.Ю., Шевченко Г.В. Режимные характеристики ветра для острова Сахалин, полученные на основе инструментальных данных // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 177–194.
5. Красавцев В.Б., Пузанков К.Л., Шевченко Г.В. Формирование апвеллинга на северо-восточном шельфе острова Сахалин под воздействием ветра // Гидрометеорологические и экологические условия Дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду. Владивосток, 2000. С. 106–120.
6. Лухнов А.О., Чернов А.Г., Куркин А.А., Полухина О.Е. Проблемы создания аппаратно-программного комплекса для исследования гидродинамики шельфовой зоны // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. Н. Новгород НГТУ. 2006. Т. 18. С. 120–123.
7. Полупанов П. В. Возникновение и существование апвеллинга у северо-восточного побережья о. Сахалин // Труды СахНИРО. Южно-Сахалинск, 2007. Т. 9. С. 257–263.
8. Шевченко Г.В., Частиков В.Н. Сезонные вариации океанологических условий у юго-восточного побережья о. Сахалин // Метеорология и гидрология.– 2008. – № 8.– С. 70 – 86.
9. Yoshida K. A theoretical model of wind-driven induced density field in the ocean // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1965. Vol. 24, № 4.
10. http://www.rp5.ru/Архив_погоды_на_мысе_Терпения.html (дата обращения: 15.04.2016).
11. http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.gaussian.html (дата обращения: 21.04.2016).

УДК 551.46

# ОСОБЕННОСТИ ТЕЧЕНИЙ В ЗАЛИВЕ АНИВА ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В 2003 ГОДУ

*К.В. Кириллов[1], В.Н. Частиков[2]*

[1] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
[2] Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Южно-Сахалинск
k.kirillov@imgg.ru, v.chastikov@sakhniro.ru

Проанализированы материалы масштабного эксперимента, включавшего постановку пяти АБС (автономных буйковых станций) в северной части залива Анива, расположенного на юге о. Сахалин. В теплый период года, под действием характерных для него ветров Ю – ЮЗ румбов, в прибрежной зоне залива формируется циклоническая циркуляция. После перестройки поля ветра к зимнему муссону с характерными ветрами СЗ румба прибрежные течения меняют свое направление.

**Ключевые слова:** *течения, прилив, ветер.*

## ВВЕДЕНИЕ

Залив Анива расположен в южной части острова Сахалин и представляет собой полузамкнутый бассейн, вдающийся в сушу на 90 км, с зонально-ориентированной открытой границей протяженностью около 100 км, максимальная глубина на которой достигает 100 м. Этот бассейн интересен с точки зрения промысла целого ряда весьма ценных видов рыб, прежде всего горбуши, а также креветки, морского гребешка, трепанга и иных видов морских биоресурсов. В последние годы в прибрежных его районах начали развиваться марикультурные предприятия, связанные, в первую очередь, с разведением гребешка.

С начала нового тысячелетия интерес к этому заливу резко возрос, главной причиной явилось строительство на его побережье в районе пос. Пригородное завода по сжижению природного газа и специального терминала по его отгрузке. Для снижения риска аварийных разливов углеводородного сырья, а также негативного воздействия строительных работ и эксплуатации терминала на экосистему данного бассейна, необходимы были возможно более точные оценки динамических процессов, и, прежде всего, скоростей морских течений в пределах его акватории. В связи с этим на начальном этапе строительных работ Сахалинский НИИ рыбного хозяйства и океанографии в 2002–2003 гг. выполнил масштабные экспериментальные исследования поля течений, включавшие постановку группы автономных буйковых станций – АБС. При организации наблюдений использовались акустические доплеровские измерители течений SonTek Argonaut, которые имели также встроенные датчики температуры морской воды. В 2002 г. станции располагались по периферии залива и на его открытой границе (Шевченко и др., 2002). В 2003 г. станции были установлены в северной части залива.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Автономные буйковые станции, участвовавшие в этом эксперименте, были расположены следующим образом (рис. 1): четыре станции были установлены в прибрежной зоне в северной части залива вдоль берега, примерно на одинаковом расстоянии друг от друга.

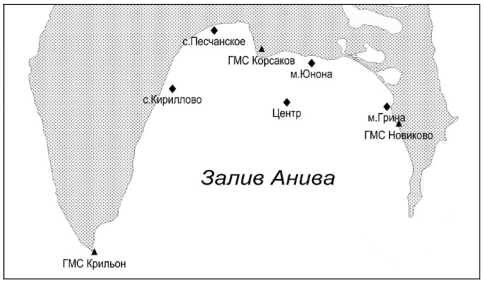



**Рис. 1.** Карта залива Анива. Ромбами отмечено положение АБС с измерителями течений, треугольниками – береговых ГМС.

Еще одна станция была расположена в открытой части на глубине около 50 м. Полученные ряды скоростей морских течений и температуры воды подвергались контролю на качество данных и в дальнейшем анализировались с применением статистических методов.

Привлекались также данные наблюдений за скоростью и направлением ветра, измеренные в стандартные метеорологические сроки на береговых ГМС Новиково, Корсаков и м. Крильон. Две первых находились вблизи мест постановки измерителей течений, последняя – на юго-западной оконечности о. Сахалин, на удалении около 75 км от ближайшей АБС Кириллово.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На рис. 2а представлены среднесуточные вектора скорости ветра по данным наблюдений на береговых ГМС Корсаков и Новиково, а на рис. 2б – среднесуточные вектора непериодической составляющей течений на прибрежных АБС. Ветровые условия в над изучаемой акваторией характеризовались преобладанием ветров ЮЗ и ЮЮЗ румбов, типичных для о. Сахалин в течение теплого сезона (Като, 2001). Перестройка к зимнему муссону с характерными для него ветрами СЗ и близкими к нему румбов в 2003 г. произошла почти на месяц позже обычного, в конце октября.

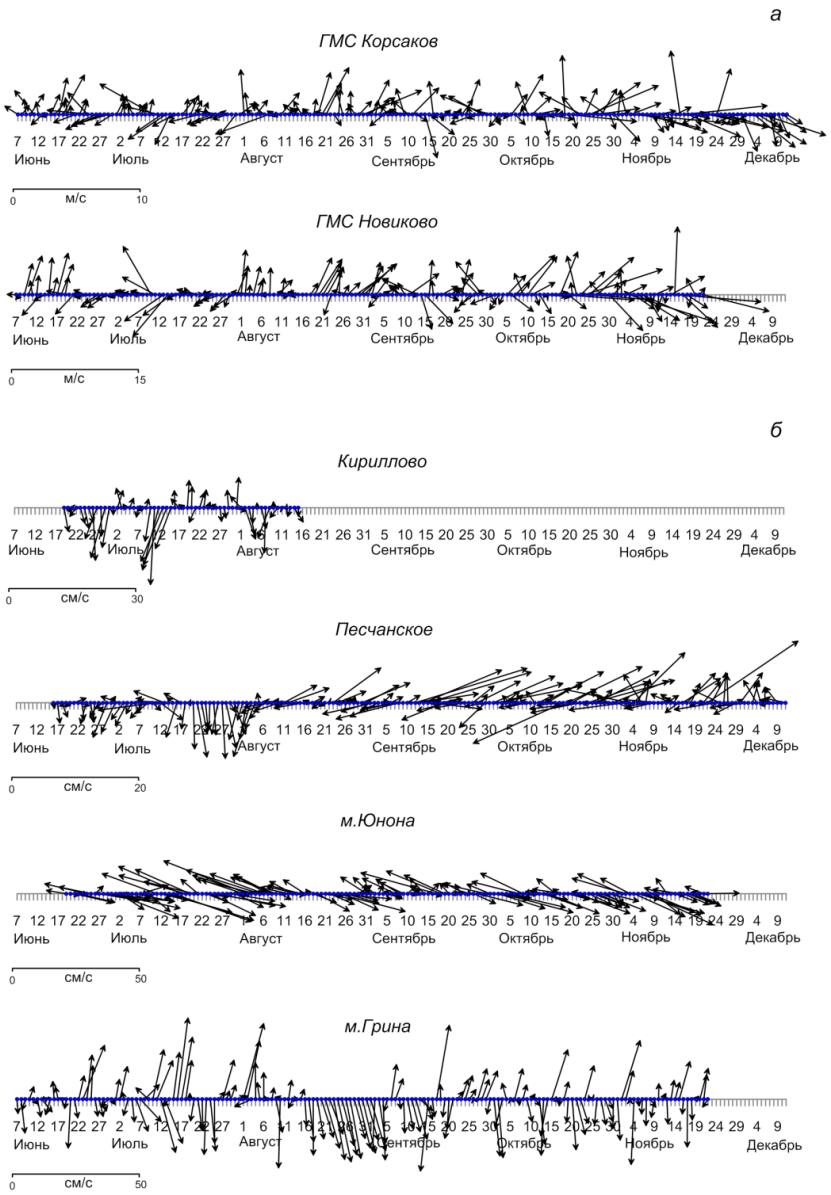



**Рис. 2.** Среднесуточные вектора скорости ветра на береговых ГМС и скорости течений на прибрежных АБС.

На фоне преобладающих ветровых потоков наблюдаются периодические смены направления ветра, наиболее заметные в июле, и лишь эпизодически отмеченные в августе-октябре.

Для прибрежных АБС обычно характерно преобладание дрейфовых течений, являющихся непосредственным откликом водного слоя на ветровое воздействие (Боуден, 1988). Однако корреляция между ветром и течениями в заливе Анива низкая, очевидно, движение вод здесь носит существенно более сложный характер.

На рис. 3 представлены графики проекций измеренных на различных горизонтах векторов скорости морских течений. Из него видно, что приливные течения не играют определяющей роли в динамике вод в центральной части залива Анива. Они выходят на первый план только в спокойных условиях, когда другие типы волновых процессов не проявляются, например, в течение первого месяца наблюдений.

Приливные течения, даже при относительно небольших скоростях, всегда играют важную роль при изучении океанологических условий в различных акваториях за счет постоянного характера их действия.

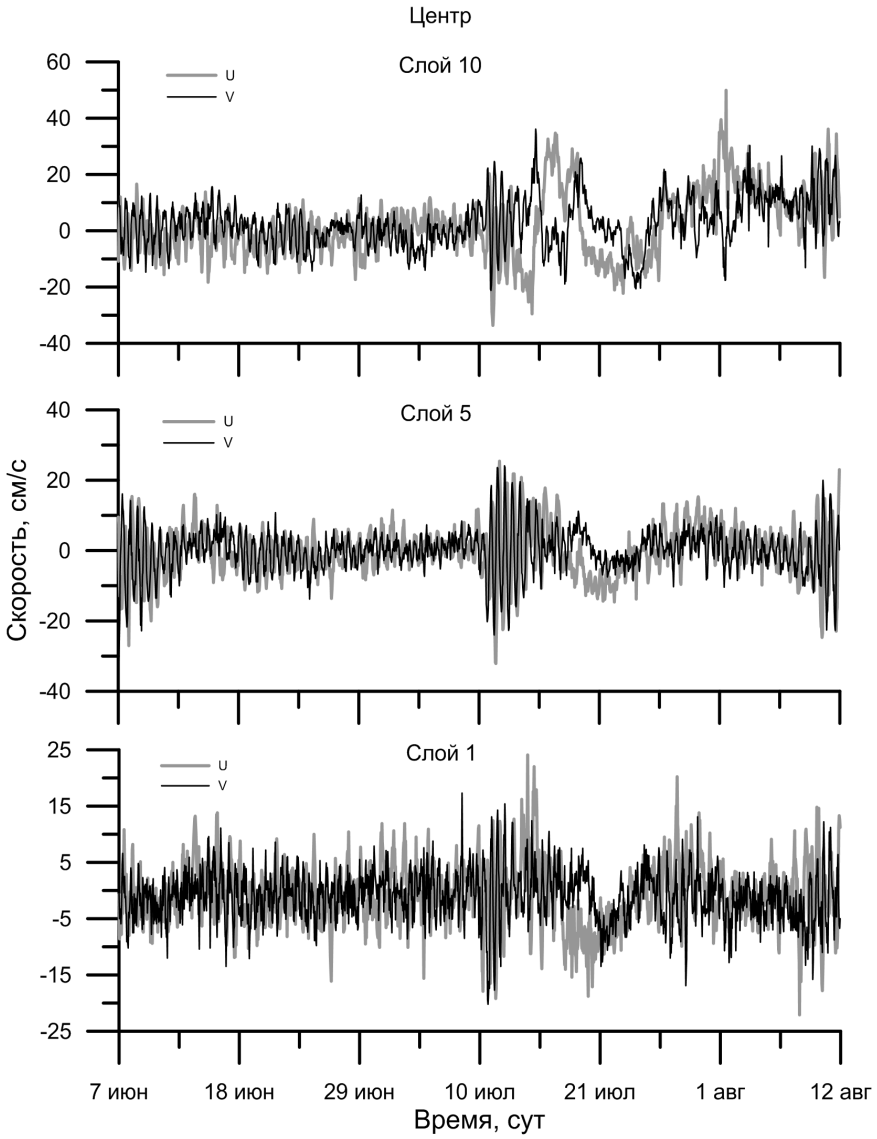



**Рис. 3.** Графики проекций векторов скорости течения на параллель (u, см/с) и на меридиан (v, см/с) по измерениям на различных горизонтах в точке дампинга.

Из рис. 3 можно сделать несколько важных замечаний относительно течений, не связанных с приливами. Во-первых, скорости этих течений в данном районе отнюдь не малы,

причем наиболее примечательным фактом являются зарегистрированные в период с 12 июля по 8 августа мощные квазициклические колебания с периодом около 2 недель. Их амплитуда в подповерхностном слое составляла более 20 см/с и плавно убывала с глубиной, до 10 см/с в придонном слое. Изменчивость направления потока характерна для тех ситуаций, когда через точку, где производятся измерения, проходит вихревая структура. Для летнего периода времени в заливе Анива отмечено существование устойчивого антициклонического вихря (Пищальник, Архипкин, 2000), на периферии которого в указанный период оказалась, вероятно, буйковая станция. Хотя обусловленные вихрем течения и убывают заметно с глубиной, их влияние на процессы, происходящие в придонном слое, весьма значительно. При этом вблизи дна наблюдается общий поток, ориентированный на юг, в сторону открытой границы залива Анива.

Вторым примечательным фактом было обнаружение интенсивных высокочастотных колебаний течений, которые проявились трижды – в начале и в конце периода измерений, а также 12–17 июля. Наиболее развиты эти течения в промежуточном слое, на глубинах залегания термоклина – здесь их амплитуда достигает 20 см/с. Это намного больше, чем скорости приливных течений, роль которых относительно невелика. Проявление инерционных течений в заливе Анива, на его открытой границе, уже отмечалось ранее (Шевченко и др., 2005; Шевченко, Частиков, 2004) .

## ВЫВОДЫ

В результате проведенных экспериментальных исследований выявлено, что в прибрежной зоне северной части залива Анива в теплый период в целом преобладает циклоническая циркуляция, формирующаяся под действием ветров Ю и ЮЗ румбов. Исключение составляет станция Песчанское в вершине залива, на которой преобладали течения В румба, правда измеритель течений на этой АБС измерялись в придонном слое. Осенью вблизи берега отмечена антициклоническая циркуляция. На фоне этих общих закономерностей наблюдаются вариации течений в синоптическом диапазоне периодов, однако их связь с ветром носит сложный характер, не соответствующий обычным представлениям о характере отклика на воздействие воздушных потоков. Вероятно, это связано с большой ролью движений компенсационного характера, что часто наблюдается в полузамкнутых водоемах.

В центральной части залива в летний период под влиянием характерных для теплого сезона ветров южных румбов, в верхних слоях преобладает потоки северного и северо-восточного румбов. При этом в придонном слое наблюдается компенсационный поток южного и юго-западного румбов. Вероятно, в осенне-зимний период, при смене ветров на характерные для этого сезона северо-западные направления, ситуация изменяется на противоположную – в верхних слоях можно ожидать течений южного и юго-восточного направлений, а в вблизи дна – компенсационного потока на север или северо-запад.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Шевченко Г.В., Кантаков Г. А., Частиков В. Н. Экспериментальные исследования течений в заливе Анива осенью 2002 года // Труды СахНИРО: Южно-Сахалинск. 2005. Т. 7. С. 224–244.
2. Като Э., Савельев В.Ю., Шевченко Г.В. Режимные характеристики ветра для острова Сахалин, полученные на основе инструментальных данных // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 177–194.
3. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 322 с.
4. Пищальник В.М. Архипкин В.С. Сезонная изменчивость термохалинной структуры вод пролива Лаперуза // Вестн. МГУ. Сер. 5: «География». 2000. № 5. С. 43-47.
5. Шевченко Г.В.. Частиков В.Н. Динамические процессы в залива Анива (о. Сахалин) по результатам инструментальных измерений осенью 2000 г. // Метеорология и гидрология. 2004. № 5. С. 63–75.

УДК 551.46.07

# ИСПЫТАНИЕ СИСТЕМЫ РЕГИСТРАЦИИ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМ БАССЕЙНЕ

*П.Ю. Королев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
p.korolev@imgg.ru

В работе рассматриваются результаты испытаний разработанного в ИМГиГ ДВО РАН емкостного струнного датчика уровня воды. Испытания проводились на одном из крупнейших на Дальнем Востоке опытовом бассейне КнАГТУ. Испытания показали, что система регистрации на основе таких датчиков может быть применена для исследований волнения в лабораторных условиях.

**Ключевые слова:** *бассейн, волнопродуктор, регистратор, волна, частота, спектр.*

## ВВЕДЕНИЕ

Регистрация колебаний свободной поверхности воды является серьезной технической задачей, которая возникает при организации как натурных, так и модельных экспериментов. В практике физического эксперимента применяют различные способы регистрации: визуальные с последующей оцифровкой, дискретные и непрерывные с цифровой записью. В частности, с подобными задачами сталкиваются в экспериментах в опытовых бассейнах при изучении поведения судовых моделей при волнении (Храмушин, 2003).

## ЭКСПЕРИМЕНТЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОПЫТОВОМ БАССЕЙНЕ

Комсомольский-на-Амуре государственный технический университет (КнАГТУ) располагает Дальневосточным опытовым гидродинамическим бассейном – уникальным исследовательским объектом для региона Сибири и Дальнего Востока и самым крупным подобным сооружением во всей системе российских вузов (Комсомольский…, 2014).

Опытовый бассейн представляет собой сложнейший двухэтажный учебно-научный производственно-экспериментальный комплекс, включающий в себя чашу бассейна с буксировочными тележками, пластинчатым волнопродуктором, способным создавать периодическое волнение, системой волногасителей, информационно-регистрирующим центром, модельной мастерской и тарировочной лабораторией.

Полная длина, ширина и высота борта чаши опытового бассейна составляют соответственно 45, 4,1, 3,25 м. Верхняя кромка бортов является основанием для рельсового пути с опорно-регулировочными устройствами. Невозмущенный уровень воды в чаше соответствует 0.5 м от борта при глубине воды 2,75 м (рис. 1).

**Рис. 1.** Бассейн КнАГТУ.

Волнопродуктор выполнен в виде пластины, шарнирно закрепленной у дна, верхний край которой приводится в движение маховиком. Частота колебаний маховика может варьироваться в зависимости от условий поставленной в эксперименте задачи.

Опытовый бассейн КнАГТУ чаще всего используется для модельных испытаний судов, кораблей и других плавучих объектов при оценке их характеристик, в частности, их ходкости и мореходности.

Для измерения параметров волнения в КнАГТУ применяется компактный цифровой волнограф. Он предназначен для измерения мгновенных значений уровня свободной поверхности воды, создаваемой волнопродуктором и движущейся моделью судна.

Волнограф состоит из электронного блока и погружного датчика (рис. 2), связанных между собой электрическим кабелем. Электронный блок устанавливается на борту бассейна, датчик погружается в воду. Принцип работы волнографа основан на использовании электрической проводимости воды: при заливании дискретных контактов погружного датчика происходит их замыкание. При этом, датчик, имея 128 электрических контактов, обеспечивает точность измерения до 2,5 мм в интервале от 0 до 320 мм. В электронном блоке номер последнего залитого контакта преобразуется в двоичное числовое значение.

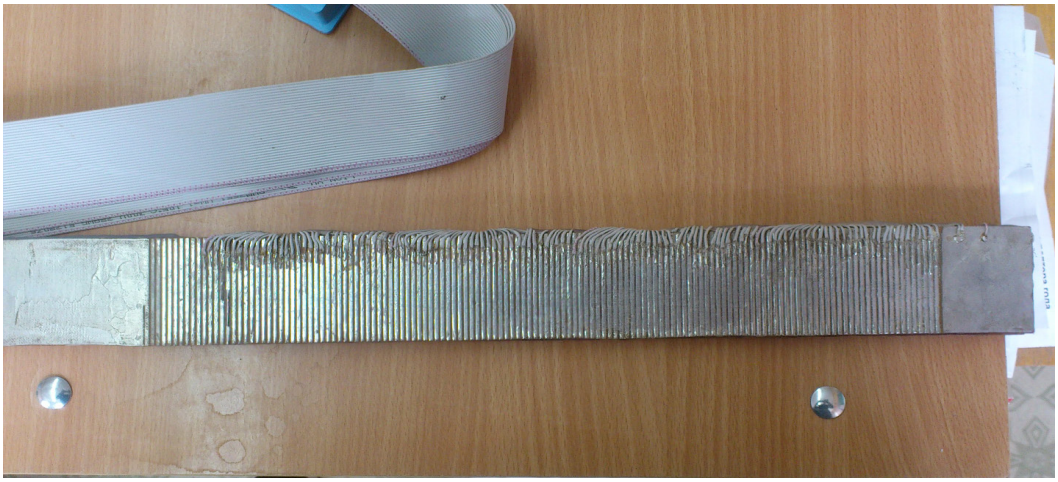


**Рис. 2.** Погружной датчик волнографа КнАГТУ.

Однако в университете система регистрации волнения не была отлажена и работала с большими погрешностями, что не позволяло адекватно оценивать характеристики волн и, соответственно, с малой точностью описывать их влияние на ходовые качества моделей.

Для измерения волновых явлений в бассейне ИМГиГ ДВО РАН разработан и создан емкостной струнный волнограф (Гардер, Поплавский, 1988). Выносной блок волнографа – датчик с измерительными электродами работает следующим образом. Изолированные электроды погружаются в воду. При этом поверхность металлической основы изолированного электрода является одной из обкладок измерительного конденсатора, другой обкладкой служит слой воды, непосредственно прилегающий к изолированному покрытию электрода. Этот слой электрически связан через воду с неизолированным электродом. Таким образом, заглубленная часть электродов обладает емкостью **C**, зависящей от площадки обкладок конденсатора, толщины и свойств изолирующего покрытия, величины заглубления и может быть представлена формулой: $\mathbf{C=C_0*h}$, где $\mathbf{C_0}$ – погонная емкость измерительных электродов, а **h** – величина заглубления. Сформированный сигнал генератора поступает на одновибратор. Ширина импульса линейно зависит от емкости чувствительного элемента датчика – струны. При помощи этих датчиков можно регистрировать волны с различной дискретностью измерений. Точность измерения такого датчика составляет 0,02 мм.

В ИМГиГ ДВО РАН такая система была испытана в собственном экспериментальном бассейне (Левин и др., 2006). В данной работе представлены результаты ее использования в опытовом бассейне КнАГТУ при проведении экспериментов по изучению ходовых качеств моделей кораблей (Храмушин, 2003).

Был проведен ряд экспериментов, в ходе которых на воду были спущены два типа радиоуправляемых моделей кораблей, которые проходили дистанцию вдоль бассейна сначала по «тихой воде», а затем на волнах с различной крутизной.

Перед каждым экспериментом проводилась тарировка датчиков с помощью штангенрейсмаса.

В экспериментах были использованы три датчика (№ 1, № 2, и № 3), жестко закрепленных на боковой стенке бассейна у противоположного от волнопродуктора борта, на расстояниях 1, 3,5 и 5,5 метров от этого борта соответственно. На рис. 3 изображен один из датчиков. Был произведен ряд опытов с различной частотой колебаний волнопродуктора: 0,66, 1, 1,33 и 1,66 Гц и дискретностью измерений уровня 50 мс.

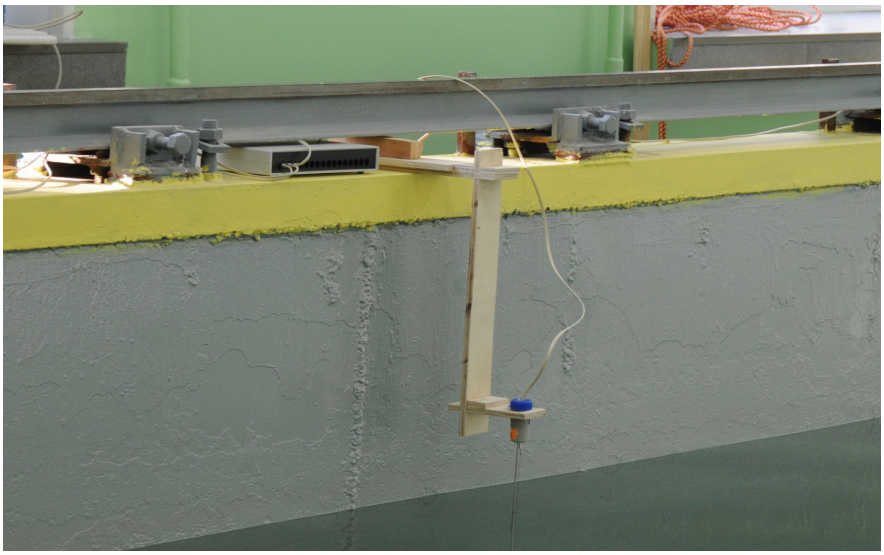


**Рис. 3.** Способ крепления струнного датчика.

На рис. 4 и 5 представлены результаты измерений датчиком 3 на расстоянии 5,5 от дальнего борта бассейна. На рисунках видно, что, несмотря на регулярность колебаний волнопродуктора, волнение в бассейне не носит регулярного характера. Наблюдаются нерегулярные биения и наличие случайных волн.

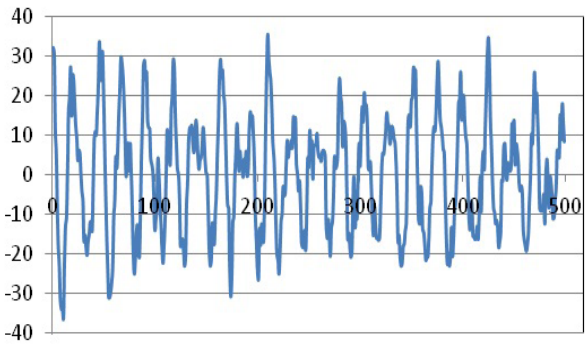



**Рис. 4.** Ряд данных для частоты волнопродуктора 0,667 Гц. По вертикальной координате отложена амплитуда волнения в см, по горизонтальной – время в сек.

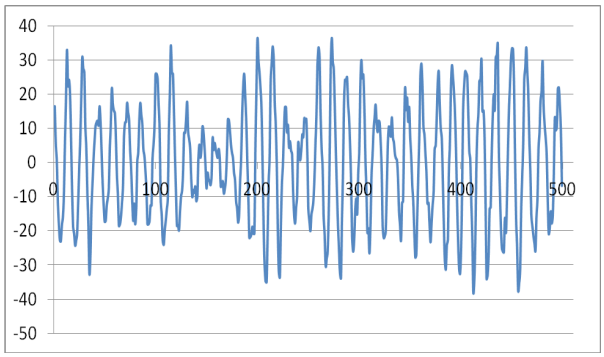



**Рис. 5.** Ряд данных для частоты волнопродуктора 1,0 Гц. По вертикальной координате отложена амплитуда волнения в см, по горизонтальной – время в сек.

Проведенные эксперименты преследовали цель выяснения применимости системы регистрации на основе емкостных струнных волнографов для измерений параметров волнения в бассейне КнАГТУ при решении различных задач. На этом этапе детальное исследование волновых процессов не входило в круг задач. Тем не менее, был выполнен спектральный анализ зарегистрированных волновых процессов. На рис. 6 и 7 представлены результаты анализа записей на датчиках 1 (черный цвет) и 3 (красный цвет) в двух опытах. Как и следовало ожидать, помимо основного пика, на частоте, отвечающей рабочей частоте волнопродуктора, выявлены пики на более высоких частотах. Природу этих особенностей спектра еще следует понять.

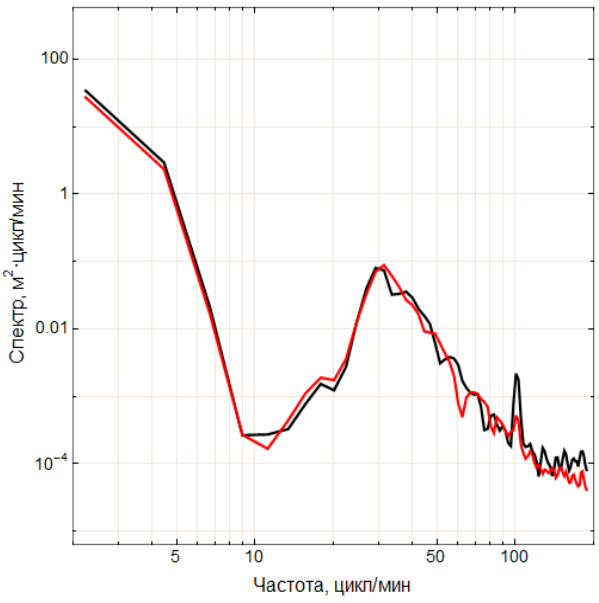



**Рис. 6.** Спектральная характеристика для опыта с частотой 0,667 Гц.

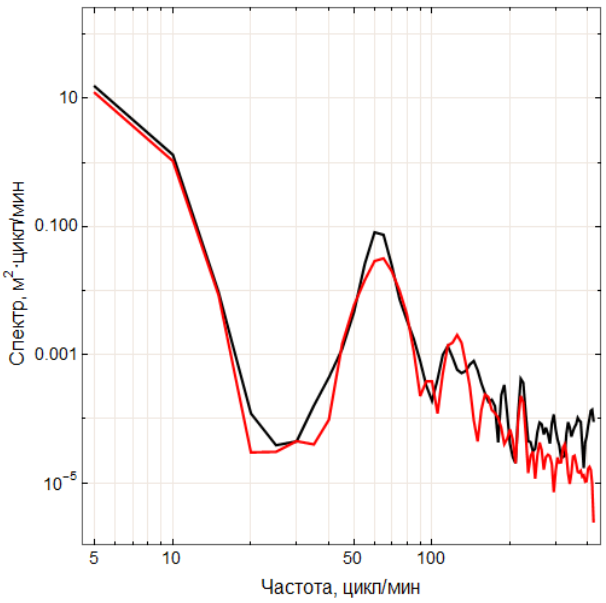



**Рис. 6.** Спектральная характеристика для опыта с частотой 1 Гц.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты небольшой серии экспериментов в опытовом бассейне КнаГТУ показали, что система регистрации волнения на основе емкостных струнных волнографов может быть применена для исследований как собственно волн, создаваемых волнопродуктором, так и для исследования волн, создаваемых моделями судов при испытаниях их ходовых качеств.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гардер О.Н., Поплавский А.А. Емкостный струнный волнограф. Техническое описание и инструкция по эксплуатации. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1988.
2. Левин Б.В., Королев Ю.П., Королев П.Ю. Стоковый механизм образования цунами. Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 21 с.
3. Храмушин В.Н. Поисковые исследования штормовой мореходности корабля. Владивосток: Дальнаука, 2003. 172 с.
4. Комсомольский-на-Амуре государственный технический университет. URL: http://www.knastu.ru. (дата обращения 25.07.2014).

УДК 551.466

# ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МОНЕРОНСКОГО ЦУНАМИ 5 СЕНТЯБРЯ 1971 ГОДА НА ПОБЕРЕЖЬЕ О. САХАЛИН

*И.С. Костенко[1], А.И. Зайцев[1], А.А. Куркин[2], Е.Н. Пелиновский[1,2]*

[1] Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
Irenka_k@rambler.ru
[2] Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, г. Нижний Новгород

В работе рассматривается цунами, источник которого располагался недалеко от побережья о. Сахалин. Как правило, цунами, возникающие в Японском море, наиболее сильное воздействие оказывают на побережье Приморского края, а для япономорского побережья о. Сахалин опасность представляют лишь те цунами, источники которых расположены в непосредственной его близости (Kostenko et al, 2015). Проведен анализ наблюдений и численное моделирование цунами, которое произошло в результате землетрясения 5 сентября 1971 г. в районе о. Монерон.

**Ключевые слова:** *Монеронское цунами, данные наблюдений, численные моделирование.*

## НАБЛЮДЕНИЯ

Монеронское цунами, которое произошло 5 сентября 1971 г., является одним из наиболее сильно проявившихся на юго-западном побережье о. Сахалин. Вызвавшее его землетрясение произошло в 18:35 по Гринвичу (5:35 6 сентября по местному времени) северо-восточнее о. Монерон. Координаты эпицентра землетрясения 141,3$^0$ в.д., 46,45$^0$ с.ш. По результатам обследований на побережье о. Монерон после землетрясения образовались значительные обвалы, оползни и трещины (Щетников, 1981). Глубина очага землетрясения 15 км. Магнитуда землетрясения (*Ms* 6.9) была не самой большой в акватории Японского моря за период инструментальных наблюдений, но самой большой у побережья о. Сахалин, что оказало существенное влияние на высоту волн на побережье острова. Интенсивность цунами по шкале Соловьева равна 1 (Щетников, 1981; http://tsun.sscc.ru/nh/tsunami.php).

Цунами было зарегистрировано на о. Сахалин, в Приморье, на Курильских островах и в Японии. Однако сильнее всего оно проявилось на побережье о-вов Сахалин и Монерон. На Сахалине цунами было зарегистрировано мареографами в г. Чехов, Холмск, Невельск, Корсаков и на мысе Крильон. Также имеются визуальные наблюдения на о. Сахалин (п. Орлово, г. Красногорск, с. Пензенское, г. Горнозаводск и п. Шебунино), которые получены по сообщениям очевидцев и следам цунами на прибрежной полосе. Расположение этих населенных пунктов показано на рис. 1. Видно, что почти все они сосредоточены в юго-западной части острова. Во всех этих пунктах начало цунами наблюдалось с подъема уровня моря (Щетников, 1981).

**Рис. 1.** Населенные пункты, где наблюдалось цунами 1971 г. (*и* – измерения, *в* – визуальные наблюдения).

На рис. 2 представлены имеющиеся записи цунами 1971 г., зарегистрированного на о. Сахалин в г. Холмск, Невельск, Корсаков и на мысе Крильон (Щетников, 1981).

Самой северной точкой проявление этого цунами на побережье о. Сахалин является район пос. Орлово. Немного севернее от него в реке Покосная наблюдался подъем уровня воды приблизительно на 0,5 м. Уровень воды в реке Тихая, расположенной севернее г. Красногорск, поднялся почти на 1 м. В с. Пензенское, по словам очевидцев, наблюдалось поднятие уровня моря, которое было замечено по плашкоуту, находящемуся на мели, а также поднятие уровня и обратное течение воды в реке. В обоих случаях высота составила примерно 0,5 м (Щетников, 1981).

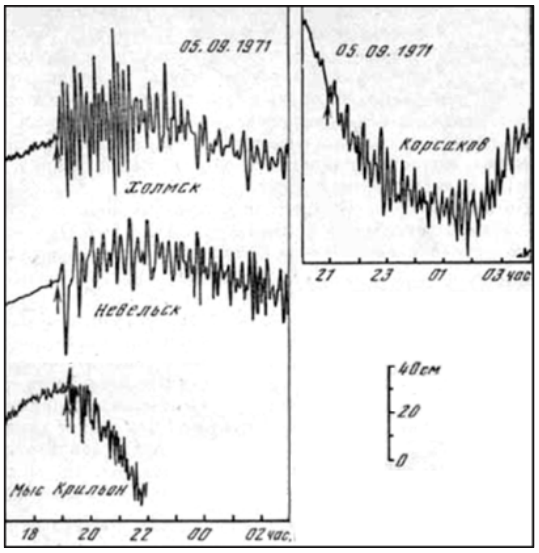



**Рис. 2.** Записи цунами 5 сентября 1971 г. на о. Сахалин.

В г. Чехове высота цунами составила 0,5 м. В г. Холмск, по данным измерений, высота цунами 0,73 м. В г. Невельск, по данным мареографа, высота цунами составила 0,41 м (Щетников, 1981), а высота заплеска – 0,8 м (Золотухин, Ивельская, 2013). В г. Горнозаводск нивелирование проводилось в устье реки Горной. Максимальная высота составила 2 м. А в п. Шебунино в устье реки Шебунинки (высота цунами около 1 м) и в 500 м к югу на побережье моря заплеск определяли по отнесенным волной цунами щепкам, бревнам и мусору. Максимальная высота составила 2 м. На мысе Крильон и в г. Корсаков, согласно записям мареографа, высота цунами составила 0,2 м (Щетников, 1981, 1990).

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для проведения численных расчетов распространения цунами используется вычислительный комплекс длинных волн NAMI DANCE (http://namidance.ce.metu.edu.tr). Этот комплекс разработан сотрудниками Нижегородского технического университета (А.И. Зайцев, А.А. Куркин, Е.Н. Пелиновский) в сотрудничестве со специалистами из Турции (группа проф. А. Ялчинера).

Так как мы не имеем достаточно данных для расчета очага по характеристикам землетрясения, то для численного расчета использовался очаг цунами, представляющий собой вертикальное смещение поверхности моря эллиптической формы в начальный момент. Рассчитанный очаг цунами расположен в соответствии с описаниями в (Щетников, 1981) (рис. 3). Его длина – 71,6 км, ширина – 51,3 км. Подъем уровня воды в очаге составил 0,3 м. Так как основная энергия цунами от очагов вытянутой формы излучается вдоль направления наименьшей оси, то основной «удар» должен приходиться на побережье острова Сахалин в районе очага. Была проведена серия вычислительных экспериментов с небольшими изменениями параметров очага цунами.

Моделирование в рамках нелинейных уравнений мелкой воды запускалось на 5 расчетных часов.

На рис. 4 показано полученное по результатам численных расчетов распределение максимальных значений положительных амплитуд волн Монеронского цунами. Как и следовало ожидать, основной эффект от цунами приходится на побережье Японского моря, а распределение максимальных амплитуд в районе расположения очага имеет широтное направление. В акваторию Охотского моря цунами проникает через пролив Лаперуза. Там оно проявляется в меньшей степени и, в основном, в южной части о. Сахалин, демонстрируя трудности выхода волны из акватории Татарского пролива в Охотское море. Максимальные положительные амплитуды вдоль побережья о. Сахалин приурочены к району расположения очага цунами, а с удалением от него они значительно уменьшаются, несмотря на то, что в некоторых пунктах

наблюдений высота была около 2 м. Регистрация (инструментальная и визуальная) волн цунами только на юго-западном и южном побережье о. Сахалин указывает на локальное распределение цунами. Это объясняется близким расположением очага цунами от побережья о. Сахалин, а также широтным распределением максимальных значений цунами, связанных с формой очага.

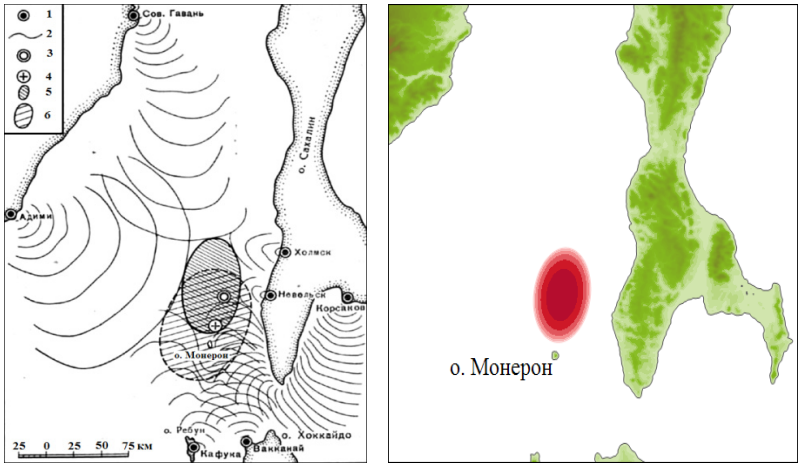



**Рис. 3.** Расположение очага Монеронского цунами 1971 г. (слева из (Щетников, 1981): 1 – пункты мареографных установовк; 2 – изохронны; 3 – эпицентр землетрясения по данным Японии; 4 – эпицентр землетрясения по данным СССР; 5 – очаг цунами; 6 – область афтершоков; справа – рассчитанный очаг цунами).

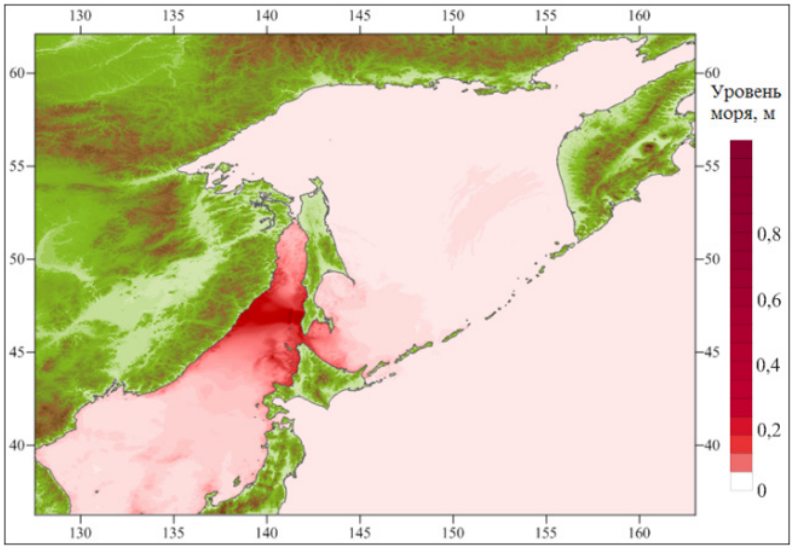



**Рис. 4.** Распределение максимальных значений положительных амплитуд волн Монеронского цунами 1971 г.

На рис. 5 показано сравнение максимальных высот волн для населенных пунктов о. Сахалин, полученных по данным наблюдений (измерений) и визуальных и численных расчетов. Из рис. 5 видно, что высоты цунами, полученные в ходе наблюдений, и рассчитанные значения, в основном, согласуются.

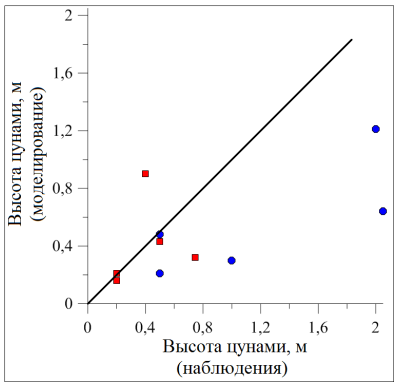



**Рис. 5.** Сравнение наблюдаемых и рассчитанных высот волн цунами 1971 года (красный цвет – измерения; синий цвет – визуальные наблюдения)

Однако данные визуальных наблюдений на побережье острова в большинстве случаев превышают результаты численных расчетов. Это может быть связано с неточностями в задании очага, а также с особенностями имеющейся прибрежной батиметрии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные численные расчеты позволили объяснить особенности проявления Монеронского цунами на побережье о. Сахалин. Локальное распределение цунами на юго-западном и южном побережье связано с достаточно близким расположением очага цунами и его формой. Проведенное исследование показало, что наблюдения и рассчитанные значения, в основном, согласуются. Однако данные визуальных наблюдений на побережье острова в большинстве случаев превышают результаты численных расчетов, что может быть связано с неточностями в задании очага.

*Представленные результаты поисковой научно-исследовательской работы получены при поддержке грантов Президента Российской Федерации МК-4315.2015.5 и НШ-6637.2016.5, грантов РФФИ 14-05-00092, 15-55-45053, 15-35-20563 и 16-55-52019.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Золотухин Д.Е., Ивельская Т.Н. Сравнение результатов численного моделирования цунами с использованием различных программных комплексов // Четвертая научно-техническая конференция: Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России (30 сентября–4 октября 2013 г.): сб. науч. тр. Петропавловск-Камчатский, 2013. http://www.emsd.ru/conf2013lib/mlib5.html.
2. Щетников Н.А. Цунами. М.: Наука, 1981. 89 с.
3. Щетников Н.А. Цунами на побережье Сахалина и Курильских островов по мареографным данным 1952-1968 гг. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990.164 с.
4. Вычислительный комплекс NAMI DANCE. http://namidance.ce.metu.edu.tr/.
5. Integrated Tsunami Database for the World Ocean (ITDB/WLD), 2000 BC to present / Tsunami Laboratory (зав. лаб. В.К. Гусяков), ICMMG SD RAS. Novosibirsk, 2014. http://tsun.sscc.ru/nh/tsunami.php
6. Kostenko I.S., Yalciner A.C., Kurkin A.A., Pelinovsky E.N., Zaytsev A.I. Tsunamis in the Sea of Okhotsk: facts and modeling // Proceeding of the Twelfth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 15, 2015. Vol. 2. P. 869–880.

УДК 551.8

# РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСАДКОВ ЦУНАМИ 1983 И 1993 ГГ. НА ПОБЕРЕЖЬЕ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

*И.И. Лебедев*[1,2]

[1] Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток
[2] Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток
Ilya.lebedev.1994@bk.ru

Осадки цунами – это важная часть идентификации цунами на побережье и отличий его от штормов, которые случаются гораздо чаще. Данная статья рассматривает проявление двух катастрофических событий на территории Приморского края. Определены цунамигенные отложениях в пробах грунта на низменных заболоченных террасах. Описаны главные морфологические параметры цунами в этих районах.

**Ключевые слова:** *цунами, природные катастрофы, палеособытия, осадки цунами.*

Приморский край занимает окраинное положение на азиатском материке, что обуславливает особую муссонную циркуляцию атмосферы, а также близость к краевым частям приразломных территорий. Все это приводит к возникновениям особо опасных природных явлений, таких как тайфуны, шторма, землетрясения, а также цунами. Цунами – волны, возникающие в океанах и морях вследствие подводных землетрясений, а также оползней больших масс земных пород (Полякова, 2012). Япономорский регион является цунамиопасным районом, но сила проявлений этих событий гораздо меньшая, чем на тихоокеанском побережье Сахалина, Камчатки или Японских островов. В XX веке на побережье Приморья произошло всего три крупных события, а именно 1940, 1983 и 1993 гг. (Кофф, 2010).

В последние годы были впервые идентифицированы осадки палеоцунами в разрезах береговых низменностей Восточного Приморья (Ганзей и др., 2015). Основными объектами изучения были болотно-озерные низменности, расположенные за пределами влияния сильных штормов. Осадки цунами представлены тонкими линзами песка, протягивающими вглубь суши (Разжигаева и др., 2014).

Целью данной работы является анализ распределения показателей заплесков цунами 1983 и 1993 гг. в Приморском крае. Для целей районирования были использованы сравнительный, описательный и картографический методы. В основу работы положены материалы экспедиций ТИГ ДВО РАН 2010–2016 гг. и собственные наблюдения в экспедициях 2014 и 2016 гг. (рис. 1). Главные объекты изучения были озерно-болотные отложения на прибрежных низменностях, которые не были подвержены воздействию сильных штормов.

**Рис. 1.** Схема района работ.
Примечание: подчеркнуты бухты, в которых проводились исследования с участием автора.

**Бухта Моряк-Рыболов.** Цунами 1983 г. было более сильным, чем 1993 г., волны проникли в обширную приустьевую лагуну р. Маргаритовка, которая на участке порта переуглублена (глубины до 12 м). Цунами началось с отлива, после резкого ухода воды начался подъем уровня

моря. Вторая волна была самой большой (высота уровня достигала 2,5 м над урезом воды), но не затопляла барьерную форму, на которой стоит поселок. Осадки цунами (мощность до 4 см) обнаружены под дерном (на глубине 3–5 см) на заболоченном берегу приустьевой лагуны в 1 км от устья. По свидетельствам очевидцев этот участок находился в зоне затопления цунами. В разрезах встречено два прослоя алевритового ила, подстилающий и перекрывающий слой песка, отвечающих прохождению двух волн (рис. 2).

**Бухта Кит** относится к открытому типу, разделена м. Круглый на две части – северную и южную. Здесь также более интенсивно проявилось цунами 1993 г., высота заплеска достигала 4,34 м, дальность – 85 м. Высота волны цунами 1983 г. не превышала 2 м, накат максимальной волны достигал 15 м. В северной части бухты осадков современных цунами не найдено, хотя болотный массив в районе пос. Глазковка полностью затапливался. Вероятно, волна распространялась по долине р. Осиновая, поскольку древний штормовой вал, за которым расположено болото, имеет высоту около 5 м.

Осадки современных цунами обнаружены в южной части бухты. Здесь, в урочище Лагунная падь, в кровле торфяника, расположенного за штормовым валом (высотой 2 м), найдены прослои средне- мелкозернистых умеренно сортированных песков (мощностью до 9 см). Один из прослоев песков, который прослеживается вглубь суши на 220 м является песком цунами 1993 г. Слой среднезернистого песка встречен с правого борта ручья на пойме под дерном в 230 м от уреза (рис. 3).

На основе обследований, которые проводились сразу после прохождения цунами 1983 и 1993 гг. и данных по находкам осадков этих цунами был проведен анализ пространственного распределения высоты и длины заплесков цунами (рис. 4).

Наиболее опасными территориями на побережье Приморья по данным обследования цунами 1983 г. могут считаться территории Дальнегорского, Кавалеровского, Ольгинского и Лазовского районов, т.к. они наиболее близко расположены к цунамигенному очагу, расположенному на дне Японского моря в 30 км от северо-западного побережья о. Хонсю. Заплески цунами 1993 г. наиболее проявились в Юго-Восточном Приморье (Лазовский, Партизанский район, Находкинский ГО, ЗАТО Фокино, часть территории Шкотовского района). Цунамигенный очаг располагался несколько севернее, чем у цунами 1983 г. – к западу от юго-западного побережья Хоккайдо, вблизи острова Окушири. Можно сделать вывод о том, что наиболее выраженными были заплески цунами 1983 года, как по высоте, так и по дальности.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-00179.*

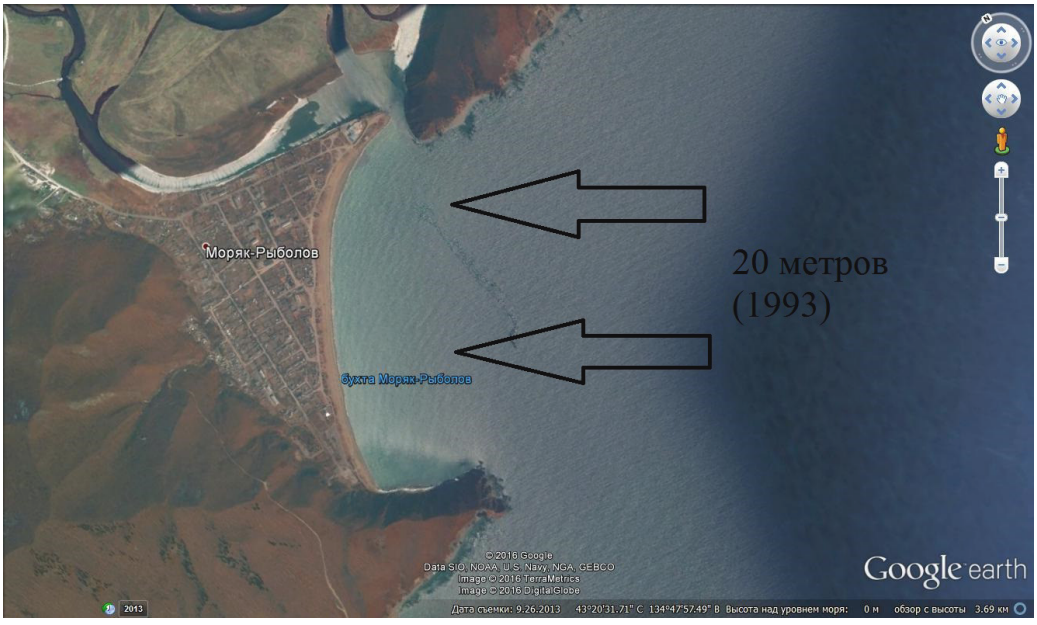



**Рис. 2.** Дальность заплеска в бух. Моряк-Рыболов (составлено автором по данным Google Earth).

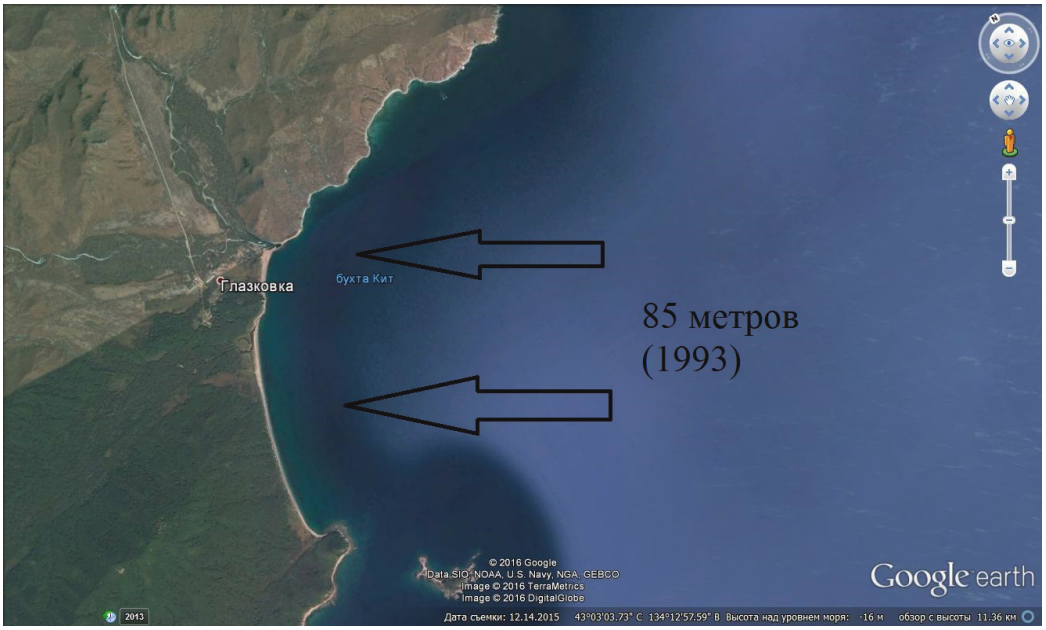



**Рис. 3.** Дальность заплеска в бух. Кит (составлено автором по данным Google Earth).

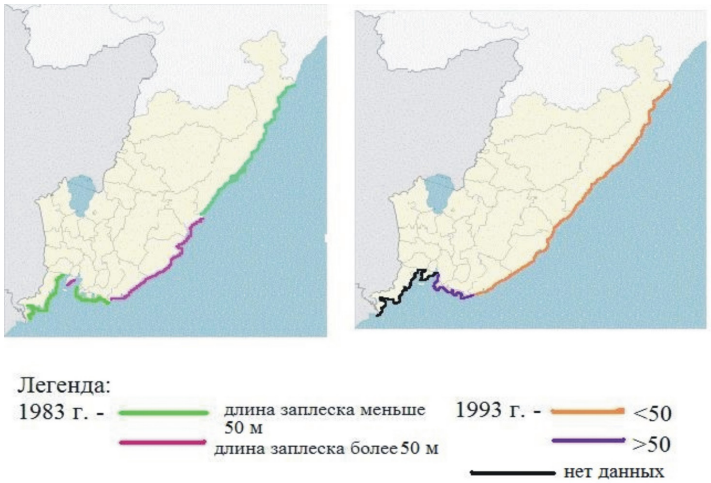



**Рис. 4.** Районирование цунамиопасности побережья Приморского края (составлено автором по данным (Го и др., 1985)).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю. и др. Осадки исторических и палеоцунами на побережье Восточного Приморья // Тихоокеанская геология. 2015. Т.34, № 1. Хабаровск, С. 79–95.
2. Го Ч.Н., Иващенко А.И., Симонов К.В., Соловьев С.Л. Проявление Япономорского цунами 26 мая 1983 г. на побережье СССР // Накат цунами на берег: сб. науч. тр.). Горький, 1985. С. 171–180.
3. Кофф Г.Л. Риски цунами на морских побережьях. Владивосток: Дальнаука, 2010. 80 с.
4. Полякова А.М. Опасные и особо опасные гидрометеорологические явления в северной части Тихого океана и цунами у побережья Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2012. 83 с.
5. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Нишимура Ю. и др. Хронология цунами, оставивших следы в разрезах береговых низменностей Восточного Приморья // ДАН. 2014. Т. 459, № 5. С. 635–638.

УДК 556.466.6

# МОДЕЛИРОВАНИЕ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗАЛИВА АНИВА О. САХАЛИН

*А.В. Лоскутов, Г.В. Шевченко*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.loskutov@imgg.ru, g.shevchenko@imgg.ru

Рассмотрено резонансное усиление колебаний уровня в заливе Анива, расположенном на юге о. Сахалин. Произведен расчет возбуждения главных мод случайным внешним волновым полем. Оценены пространственные распределения амплитудного усиления и периоды главных резонансных мод.

**Ключевые слова:** *залив, сейши, спектр, резонанс, мода, шум, модель, период, узловая линия.*

## ВВЕДЕНИЕ

Залив Анива на юге о. Сахалин представляет собой крупную полузамкнутую акваторию (рис. 1). На всей площади залива Анива и прилегающем шельфе вплоть до северного побережья о. Хоккайдо преобладают незначительные глубины 100–300 м. Это обстоятельство оказывает решающее влияние на формирование низкочастотных сейш, результаты моделирования которых рассматриваются в данной работе.

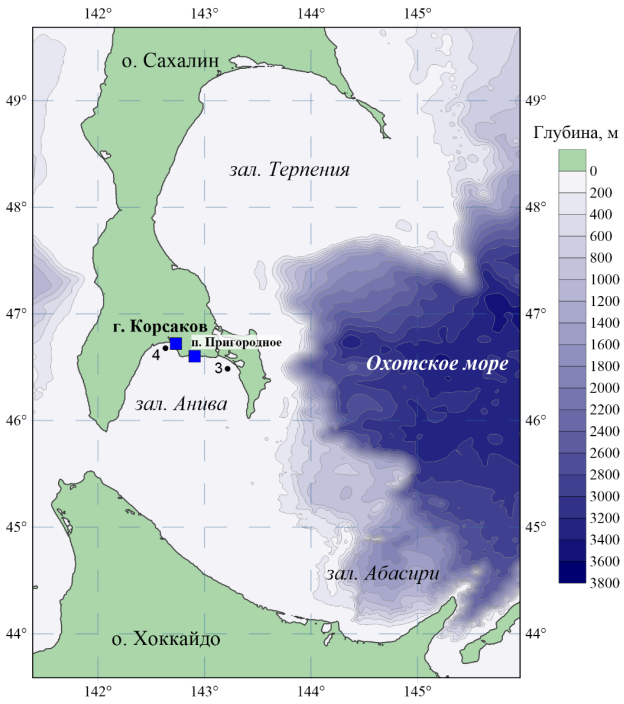



**Рис. 1.** Карта акваторий южной части о. Сахалин.

Анализ имеющегося натурного материала показывает, что при сильных цунами, а также при опасных штормовых условиях в заливе Анива могут возникать весьма низкочастотные колебания значительной амплитуды. Так, например, при удаленном Чилийском цунами, вызванном сильнейшим землетрясением 22 мая 1960 г. и зафиксированном в порту Корсаков 24–25 мая, наблюдались мощные низкочастотные колебания с периодом около 5 часов (Шевченко, 1997). Аналогичные колебания отмечены также при Чилийском цунами 27 февраля 2010 г. и Тохоку цунами 11 марта 2011 г. Как показывается в работе (Лоскутов, Шевченко, 2013), такие колебания, вероятно, возникают из-за возбуждения собственных мод залива.

В данной работе проведен более детальный численный анализ собственных колебаний залива Анива, для возбуждения которых в рамках теории мелкой воды применялось случайное волновое поле на открытой границе расчетной области с широким по частоте спектром, включавшим низкочастотную область.

## МЕТОДИКА ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

В качестве основной модели генерации стоячих волн в данной работе была принята классическая линейная модель мелкой воды на сферической поверхности Земли без учета

вращения. Система уравнений в географических (сферических) координатах, описывающая данную модель, имеет вид (Ле Блон, Майсек, 1981)

$$\frac{\partial P}{\partial t}+\frac{gh}{R\cos\varphi}\frac{\partial \eta}{\partial \lambda}=0,\qquad \frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{gh}{R}\frac{\partial \eta}{\partial \varphi}=0,\qquad \frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\varphi}\left\{\frac{\partial P}{\partial \lambda}+\frac{\partial}{\partial \varphi}(Q\cos\varphi)\right\}=0,$$

где $P$, $Q$ – горизонтальные компоненты потока жидкости, $\eta(\lambda, \varphi, t)$ – возвышение свободной поверхности, $h$ – глубина бассейна с невозмущенной свободной поверхностью.

В расчетах использовался массив глубин с 0,5-минутным угловым шагом равномерной топографической сетки, а на одной из границ расчетной области задавалось переменное возмущение уровня в виде случайного волнового процесса.

Теоретическая форма собственных колебаний может быть описана уравнением в виде произведения пространственной амплитуды и колеблющейся фазы:

$$\eta(x,y)=A(x,y)\cos\left(\frac{2\pi}{T}t+\varphi_0\right),$$

где $A(x, y)$ – амплитуда, множитель $cos(2\pi t/T+\varphi_0)$ задает колебания уровня в бухте с периодом T и начальной фазой $\varphi_0$. Каждое такое гармоническое колебание дает острый пик в спектре мощности $S_{xy}(T)$ (Бендат, Пирсол, 1989). На этом положении основана методика расчета пространственных структур мод. В ходе численного эксперимента возможен расчет функций $S_{xy}(T)$ в каждой ячейке $(x_i,y_i)$ расчетной области, а последующий расчет амплитуд спектров в каждой такой точке дает аппроксимацию для $A(x,y)$.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Так как рассматриваемые периоды колебаний (от 1 часа и более) весьма большие, то, чтобы достичь достаточного спектрального разрешения, требовалось осуществить длительное численное моделирование установившихся резонансных колебаний продолжительностью 8–12 дней.

В спектрах модельных записей в предполагаемых пунктах наблюдения 3 и 4 резонансные периоды также отчетливо проявились (рис. 2).

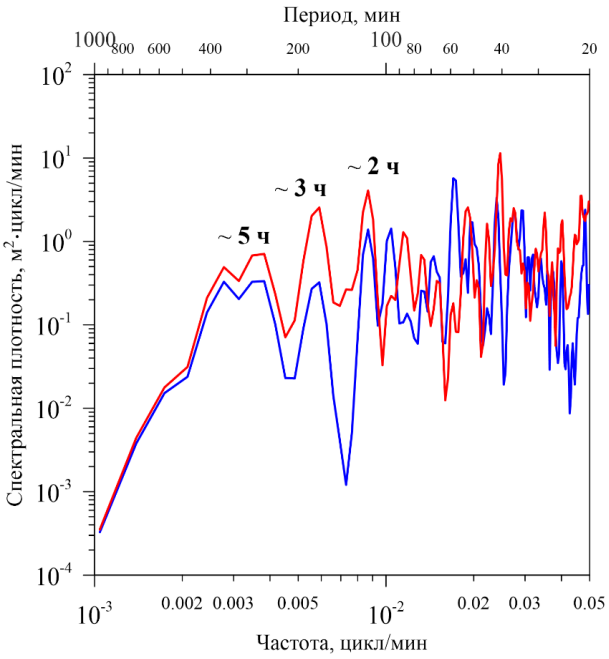



**Рис. 2.** Рассчитанные модельные спектры записей в условных пунктах наблюдения 3 (синяя линия) и 4 (красная линия).

Для залива Анива были рассчитаны пространственные структуры амплитуд и фаз колебаний на периодах 5, 3 и 2 ч (рис. 3). Положение узловой линии для моды на периоде 5 часов примерно соответствует положению кромки шельфа на глубоководье. Таким образом, пространственная конфигурация этой моды, скорее всего, отвечает нулевой моде. Кроме этого, данная мода характеризуется плавным поднятием амплитуды колебаний в сторону побережья, что характерно для нулевой моды. Положение узловой линии в этом и в других случаях подтверждается резким изменением фазы примерно на π при переходе через нее. На периодах 3 и 2 часов, таким образом, мы получаем 1-ю и 2-ю моды соответственно (по количеству узловых линий внутри бассейна).

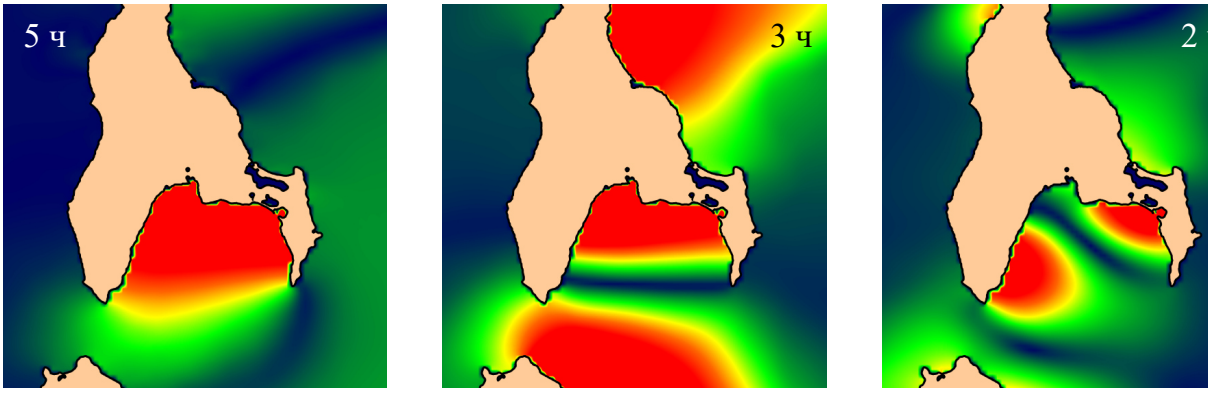



**Рис. 3.** Рассчитанное распределение амплитуд и фаз колебаний в заливе Анива на периодах, отвечающих спектральным максимумам наблюдений.

## ВЫВОДЫ

В данной работе были рассчитаны пространственные структуры и периоды главных резонансных мод залива Анива на юге о. Сахалин. Отчетливо выделяются моды с периодами около 5 ч (нулевая мода Гельмгольца), 3 ч (1-я мода) и 2 ч (2-я мода).

Пучности всех мод покрывают участок побережья, на котором расположены населенные пункты г. Анива, Корсаков, Пригородное и Озерск. Соответственно эти населенные пункты и береговая инфраструктура могут подвергаться большему риску негативного воздействия штормовых нагонов или волн цунами при резонансном усилении колебаний уровня в заливе.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Шевченко Г.В. Об усилении низкочастотной компоненты цунами на шельфе Курильской гряды (по записям чилийского цунами, май 1960) // Проявление конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России: сб. ст. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 91–105.
2. Лоскутов А.В., Шевченко Г.В. Исследование резонансных свойств заливов о. Сахалин по результатам натурных и вычислительных экспериментов // Ученые записки СахГУ. 2013. № 1. С. 23–35.
3. Бендат Д., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных // М.: Мир, 1989. 540 с.

УДК 551.466

# ОСЕСИММЕТРИЧНАЯ ЗАДАЧА О ГЕНЕРАЦИИ ЦУНАМИ ВО ВРАЩАЮЩЕМСЯ ОКЕАНЕ

*Г.Н. Нурисламова, М.А. Носов*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
nurislamova@physics.msu.ru

На основе линейной теории длинных волн рассматривается задача о генерации цунами во вращающемся океане деформацией дна конечной продолжительности. Задача сводится к неоднородному уравнению Клейна-Гордона, которое записывается относительно смещения свободной поверхности, потенциала скорости течения или функции тока. Для случая осесимметричной деформации дна проводится анализ эволюции смещения свободной поверхности.

**Ключевые слова:** *генерация цунами, деформация дна, вращение Земли, длинные волны.*

В теоретических исследованиях по проблеме цунами еще в конце 20-го века появились указания на то, что цунамигенные землетрясения оставляют в океане вихревой след – геострофический вихрь, локализованный в области источника (Пелиновский, 1996; Ингель, 1998; Доценко, 1999). В наших работах (Носов, Нурисламова, 2012, 2013; Носов и др., 2014) было показано, что кроме вихревого следа, цунамигенное землетрясение оставляет еще и потенциальный след – «остаточные» горизонтальные смещения частиц воды – следствие растекания объема воды, вытесненного косейсмической деформацией дна в источнике цунами. Кроме того, в этих работах для однородного океана было найдено полностью аналитическое решение осесимметричной задачи о вихревых и потенциальных остаточных полях, на основе которого исследована структура этих полей и их энергетические характеристики в зависимости от параметров задачи (глубины океана, параметра Кориолиса, радиуса источника, ускорения силы тяжести). Рассмотренная задача была стационарной, т.е. речь шла об уже сформировавшихся остаточных полях. Практически важный вопрос о динамике развития остаточных полей оставался неизученным. Целью настоящей работы является построение динамической модели, описывающей процесс формирования остаточных полей, а также анализ особенностей этого процесса.

Рассмотрим слой однородной несжимаемой жидкости глубины H на вращающейся Земле. Сферичностью Земли пренебрежем. Начало прямоугольной системы координат расположим на невозмущенной поверхности воды. Ось 0z направим вертикально вверх, а оси 0x и 0y – на восток и на север соответственно. Математическую модель будем основывать на уравнениях линейной теории длинных волн, которые широко применяются для описания волн цунами в открытом океане (Пелиновский, 1996; Levin, Nosov, 2016)

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} - \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hv)}{\partial y} = 0, \tag{1}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g\frac{\partial \xi}{\partial x} + fv, \tag{2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g\frac{\partial \xi}{\partial y} - fu, \tag{3}$$

где $\xi$ – смещение свободной поверхности воды от равновесного положения, $\eta$ – смещение поверхности дна от исходного положения, $u$ и $v$ – компоненты горизонтальной скорости

течения вдоль осей $0x$ и $0y$ соответственно, $g$ – ускорение силы тяжести, $f$ – параметр Кориолиса. Будем полагать $f = \text{const}$ (приближение f–плоскости) (Gill, 1982).

Введем потенциал скорости течения $\varphi$ и функцию тока $\psi$, через которые выразим произвольное плоское векторное поле скорости течения

$$u = \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial y},\ v = \frac{\partial \varphi}{\partial y} - \frac{\partial \psi}{\partial x}. \quad (4)$$

Далее для простоты ограничимся случаем океана постоянной глубины ($H = \text{const}$). В результате подстановки выражений (4) в систему (1)-(3) и несложных преобразований получаем уравнения линейной теории длинных волн в терминах потенциал-функция тока-смещение свободной поверхности

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} - \frac{\partial \eta}{\partial t} + H\Delta\varphi = 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = f\varphi, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -g\xi - f\psi. \quad (7)$$

Система (5)-(7) может быть сведена к трем независимым уравнениям Клейна-Гордона

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = gH\Delta\xi - f^2\xi + \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + f^2\eta, \quad (8)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = gH\Delta\varphi - f^2\varphi - g\frac{\partial \eta}{\partial t}, \quad (9)$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = gH\Delta\psi - f^2\psi - fg\eta. \quad (10)$$

Уравнения (8)-(10) являются неоднородными. Функция источника в каждом случае представлена либо смещением поверхности дна, либо его производной по времени, либо комбинацией смещеия и его второй производной по времени.

Приведем уравнения к безразмерному виду. За масштаб длины примем характерный размер источника цунами $R$, а за масштаб времени – время, за которое длинная волна преодолеет это расстояние $R/\sqrt{gH}$. В безразмерных переменных уравнения (8)-(10) принимают вид

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = \Delta\xi - \mu^2\xi + \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + \mu^2\eta, \quad (11)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = \Delta\varphi - \mu^2\varphi - \mu\frac{g}{f}\frac{\partial \eta}{\partial t}, \quad (12)$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \Delta\psi - \mu^2\psi - \mu^2\frac{g}{f}\eta, \quad (13)$$

где $\mu^2 = R^2f^2 / gH$ – квадрат отношения горизонтального размера источника цунами $R$ к баротропному радиусу деформации Россби. Если функции, описываюшие источник (неоднородность уравнений), рассматривать отдельно, то параметр $\mu$ – это единственная безразмерная величина, которая явно входит в уравнения (11)-(13) и определяет характер решения. Из-за ограничений объема статьи рассмотрим только решение уравнения (8) для смещения свободной поверхности. Эта характеристика наиболее наглядно отражает эволюцию волн и вихрей.

Решение уравнения Клейна-Гордона с нулевыми начальными условиями определяется следующей известной формулой (Полянин, 2001):

$$\xi = \frac{1}{2\pi}\int_0^t d\tau \iint\limits_{\rho\le(t-\tau)} \Phi(\hat{x},\hat{y},\tau)\frac{\cos\left(\mu\sqrt{(t-\tau)^2-\rho^2}\right)}{\sqrt{(t-\tau)^2-\rho^2}}d\hat{x}\,d\hat{y}, \qquad (14)$$

где $\rho = \sqrt{(x-\hat{x})^2+(y-\hat{y})^2}$.

Для уравнений (11)-(13) функции источника $\Phi$ имеют вид

$$\Phi_\xi = \frac{\partial^2\eta}{\partial t^2} + \mu^2\eta, \quad \Phi_\varphi = -\mu\frac{g}{f}\frac{\partial\eta}{\partial t}, \quad \Phi_\psi = -\mu^2\frac{g}{f}\eta.$$

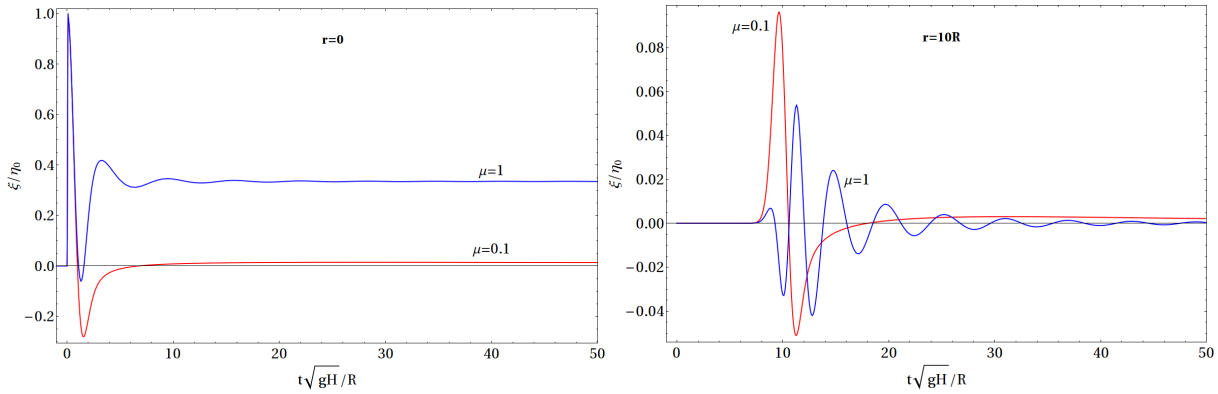



**Рис. 1.** Эволюция возмущения свободной поверхности воды, вызванного осесимметричной деформацией дна во вращающемся океане.

В качестве источника волн и вихрей выберем осесимметричную деформацию дна с пространственным распределением гауссовой формы и плавной временной частью, обеспечивающей возможность двойного дифференцирования по времени,

$$\eta(x,y) = \eta_0 \exp\left[-(x^2+y^2)/R^2\right]\begin{cases}0, & t<0\\ 0{,}5\left[1-\cos(\pi t/\tau)\right], & 0\le t\le\tau\\ 1, & t>\tau\end{cases},$$

где $\eta_0$ – амплитуда деформации дна, $\tau$ – продолжительность деформации, $R$ – горизонтальный размер источника.

Основной параметр задачи $\mu$ в природных условиях варьируются от $\mu_{min}\approx 0$ в экваториальной зоне до $\mu_{max}\sim 1$ (высокие широты, протяженный очаг, шельфовые глубины). Типичное значение параметра составляет $\mu \sim 10^{-1}$ (при $f \sim 10^{-4}$ с$^{-1}$, $R \sim 10^5$ м, ). Для представления результатов мы выбрали два фиксированных значения параметра $\mu = 0{,}1$ и $\mu = 1$, которые демонстрируют наиболее интересные особенности решения. При $\mu = 0$ уравнение Клейна-Гордона переходит в обычное волновое уравнение, решением которого в рассматриваемом случае является кольцевая волна с известными свойствами, на которых мы здесь останавливаться не будем. Время деформации дна в очаге цунами, как правило, значительно уступает времени распространения длинной волны на расстояние, равное горизонтальной протяженности источника. Для расчетов мы выбрали $\tau = 0{,}1\cdot R/\sqrt{gH}$.

На рис. 1 показана динамика отклонения поверхности воды, вызванная подвижкой дна во вращающемся океане. Интегралы в формуле (14) рассчитывались численно. Расчеты были выполнены для центра источника ($r = 0$) и для точки, находящейся на значительном удалении от источника (r = 10R). Из рисунка видно, каким образом происходит геострофическая адаптация

водного слоя, возмущенного быстрой деформацией дна. В центре источника, вне зависимости от значения параметра $\mu$ вначале наблюдается резкое поднятие, повторяющее движение дна. Затем формируется гравитационная волна, после ухода которой остается стационарное возмущение водной поверхности – проявление геострофического вихря. Формирование вихря сопровождается затухающими колебаниями, которые хорошо заметны при $\mu = 1$. При $\mu = 0{,}1$ эти колебания также существуют, но их период значительно больше, а амплитуда меньше.

На удалении от источника при r = 10R и $\mu = 0{,}1$ наблюдается прохождение кольцевой волны, похожей на решение волнового уравнения. Отличие состоит лишь в небольшом остаточном смещении водной поверхности, которое заметно на расстояниях до радиуса деформации Россби. При $\mu = 1$ амплитуда и энергия волны заметно уменьшаются, т.к. значительная часть энергии источника цунами оказывается связанной в геострофическом вихре. Форма волны также претерпевает принципиальные изменения. Теперь волна имеет вид диспергирующего цуга. Дисперсионное соотношение для однородного уравнения Клейна-Гордона имеет вид: $\omega^2 = gHk^2 + f^2$. Форма дисперсионного соотношения позволяет заключить, что в отличие от классических длинных волн ($\omega^2 = gHk^2$), длинные волны во вращающемся океане являются диспергирующими.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 16-35-00231, 16-05-00053).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Доценко С.Ф. Эффекты вращения Земли при генерации цунами подводными землетрясениями // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35, № 5. С. 706–714.
2. Ингель Л.Х. Вихревой “след” землетрясения в море // ДАН. 1998. Т. 362, № 4. С. 548–549.
3. Носов М.А., Нурисламова Г.Н. Потенциальный и вихревой следы цунамигенного землетрясения в океане // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. 2012. № 5. С. 44–48.
4. Носов М.А., Нурисламова Г.Н. Следы цунамигенного землетрясения во вращающемся стратифицированном океане // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. 2013. № 6. С. 54–59.
5. Носов М.А., Нурисламова Г.Н., Мошенцева А. В., Колесов С. В. Остаточные гидродинамические поля при генерации цунами землетрясением // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 5. С. 591–603.
6. Пелиновский Е.Н. Гидродинамика волн цунами. ИПФ РАН. Нижний Новгород, 1996. 276 с.
7. Полянин А.Д. Справочник по линейным уравнениям математической физики. М.: Физматлит. 2001. 576 с.
8. Gill A.E. Atmosphere-ocean dynamics. Academic Press. New York, London, Paris, 1982.
9. Levin B.W., Nosov M.A. Physics of Tsunamis, Second Edition. Springer International Publishing AG Switzerland, 2016. P. 388.

УДК 551.466

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН, ВОЗБУЖДАЕМЫХ В ОКЕАНЕ, ПАКЕТОМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

*К.А. Семенцов[1], М.А. Носов[1], С.В. Колесов[1] , Ю. Ву[2]*

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
sebbest@yandex.ru
[2] Институт исследования землетрясений Университета Токио, г. Токио, Япония

В настоящей работе приводятся результаты численного моделирования генерации свободных гравитационных волн на поверхности океана пробегающими по дну сейсмическими волнами. Динамика движения дна рассчитывалась на основе реальных записей GPS-станций, выполненных во время катастрофического землетрясения Тохоку 11 марта 2011 года. Результаты численного моделирования показывают, что ключевую роль в генерации свободных гравитационных волн играют горизонтальные колебания подводных склонов.

**Ключевые слова:** *цунами, предшественники цунами, свободные гравитационные волны, потенциальная теория.*

## ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине XX-го – начале XXI-го века неоднократно наблюдались слабые колебания уровня моря, предшествующие приходу волн цунами и значительно уступавшие им по амплитуде и периоду. Предшественникам цунами посвящен ряд работ (Nakamura, Watanabe, 1961; Milburn et.al., 1996; Bandyopadhyay, 2013; Murotani et al. 2014; Носов и др., 2015). Рассмотрим некоторые из них более подробно.

В работе (Murotani et al., 2014) приводятся данные о предшественниках цунами, наблюдавшихся в Японском море во время катастрофического события Тохоку (11.03.2011 г., Mw=9.0). Волны амплитудой до нескольких десятков сантиметров, с периодом до 10 минут были зафиксированы российскими и японскими береговыми мареографами сразу же после землетрясения (т.е. за 1–2 часа до расчетного времени прихода лидирующей волны цунами). Численное исследование (Murotani et al., 2014) показало, что успешно воспроизвести наблюдаемую картину позволяет только одновременный учет и вертикальных, и горизонтальных остаточных смещений подводных склонов как в Японском море, так и в Тихом океане.

Возможность детально исследовать механизмы генерации предшественников цунами появилась после установки Японским Агенством по Морским и Наземным Исследованиям и Технологиям (JAMSTEC) сети глубоководных станций DONET. Каждая станция DONET оснащена донным датчиком давления и трехкомпонентным сейсмометром, которые расположены не далее 10–15 м друг от друга (Kaneda 2010; Matsumoto, Kaneda, 2013). Такое взаимное расположение датчиков позволяет сравнивать вариации давления и ускорения, записанные в одно и то же время практически в одной точке.

Анализ сигналов, записанных 11.03.2011 г. десятью функционировавшими на тот момент станциями DONET, подтвердил существование слабых колебаний уровня моря, которые наблюдаются вскоре после регистрации сейсмометром поверхностных сейсмических волн и опережают приход лидирующей волны цунами более чем на час (Носов и др., 2015). Амплитуды этих слабых колебаний составляют около 3 см, а периоды принимают значения порядка 150 с. В той же работе показано, что указанные слабые колебания уровня моря не являются вынужденными. Наиболее вероятной причиной их возникновения представляются колебания подводных склонов при прохождении по дну океана пакета сейсмических волн. Иными словами, авторы (Носов и др., 2015). высказывают предположение, что наряду со

статическим механизмом генерации предшественников цунами, предложенном в работе (Murotani et al., 2014), возможен также и динамический механизм.

Цели настоящей работы: 1 – воспроизвести процесс генерации предшественников цунами поверхностными сейсмическими волнами методом численного моделирования; 2 – оценить параметры предшественников цунами при катастрофическом землетрясении Тохоку 2011 г. и сопоставить их с данными наблюдений.

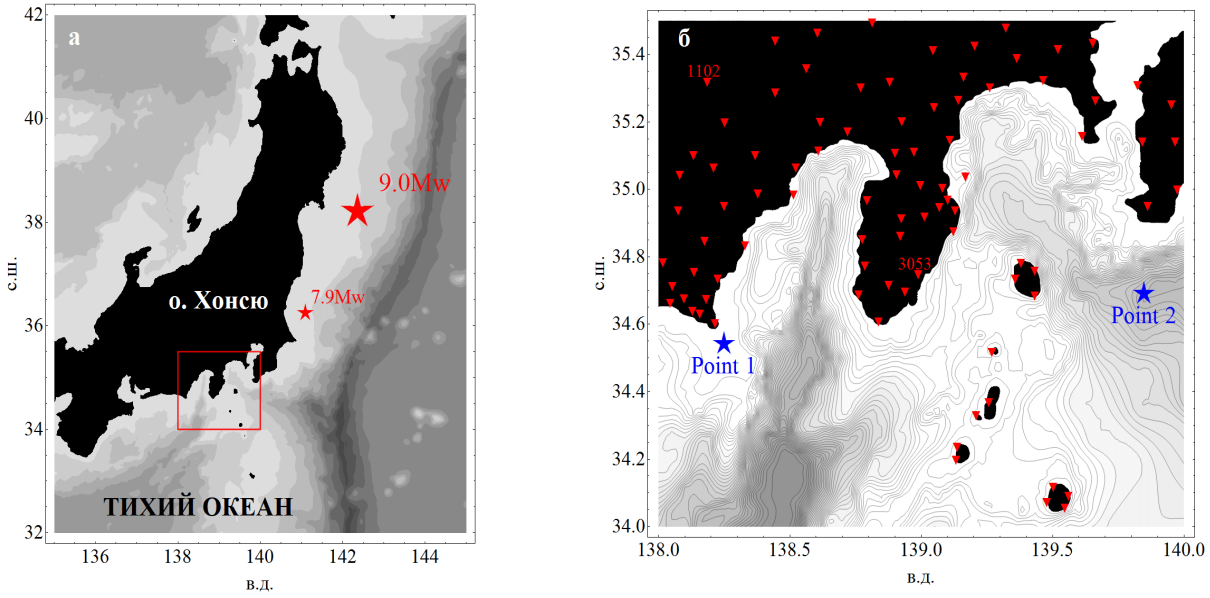



**Рис. 1.** а – расположение эпицентров основного землетрясения 11.03.2011 г. и афтершока (звездочки). Красным прямоугольником показана расчетная область численного моделирования гравитационных волн; б – расчетная область численного моделирования гравитационных волн. Треугольниками отмечены станций GPS, располагавшиеся в этой области, звездочками – точки, для которых представлены результаты моделирования (рис. 3).

## МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Предшественники цунами, зафиксированные станциями DONET 11.03.2011 г., – относительно короткие гравитационные волны. Их частота лежит на границе между характерными частотами диспергирующих и длинных волн. В связи с этим для их воспроизведения следует использовать негидростатическую модель, описывающую диспергирующие волны (Nosov, Kolesov, 2007; Колесов, Носов, 2016).

Рассмотрим слой идеальной однородной сжимаемой жидкости переменной глубины, ограниченный сверху свободной поверхностью, а снизу – подвижным, но непроницаемым и абсолютно жестким дном. Разделим расчетную область на глубоководную и мелководную части изобатой $H_0$. В глубоководной части задача о генерации и распространении волн решается в рамках линейной потенциальной теории сжимаемой жидкости. В мелководной области решается уравнение линейной теории длинных волн.

Уравнения и граничные условия глубоководного блока записываются в криволинейных (сигма-сферических координатах). Переход к сигма-координатам отображает расчетную область сложной формы, которая ограничена снизу неровным дном, на прямоугольный параллелепипед, что существенно упрощает постановку граничного условия на дне. Кроме того, по сравнению с традиционной «z-leveled» моделью возникает возможность проводить 3D моделирование как угодно близко к берегу, не увеличивая при этом число узлов сетки по вертикали в глубоководной области.

Моделирование предшественников цунами осуществляется в области (138–140 в.д., 34 – 35,5 с.ш.). В качестве входных данных используется реальная батиметрия (GEBCO) и вектор

скорости сейсмических движений дна и его компоненты в локальной декартовой системе координат (Nosov et al., 2013), рассчитанный на основе реальных измерений GPS-станций. Методика расчета динамики движений дна подробно изложена в следующем разделе.

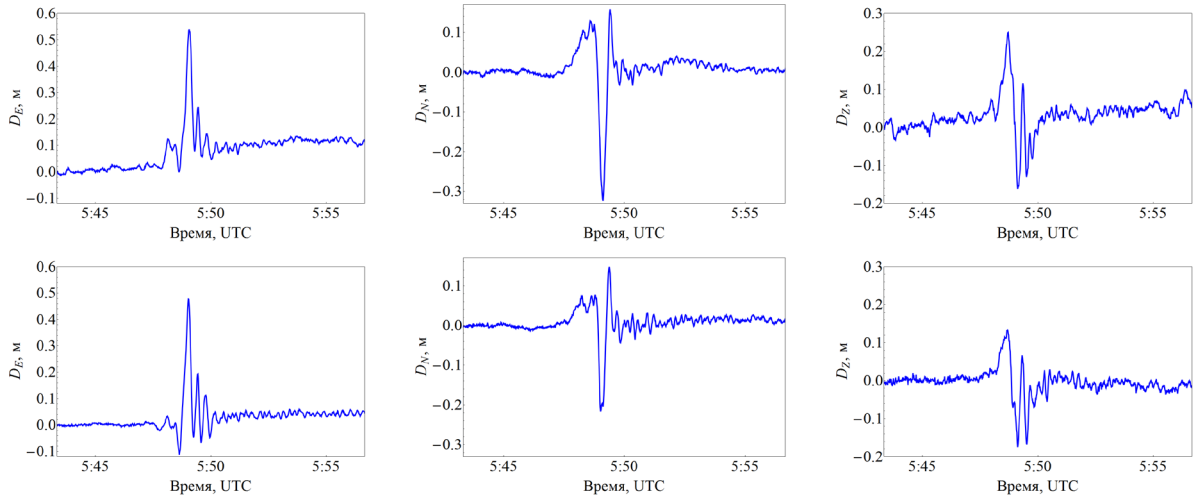



**Рис. 2**. Смещения земной поверхности, записанные GPS-станциями (слева направо – восточная, северная и вертикальная компоненты, соответственно). Верхний ряд – записи GPS-станции 1102 (138,19 в.д., 35,32 с.ш.), нижний ряд – записи GPS-станции 3053 (138,99 в.д., 34,75 с.ш.).

## ВОССТАНОВЛЕНИЕ ДИНАМИКИ ДВИЖЕНИЯ ДНА

Для воспроизведения предшественников цунами необходимо восстановить динамику движения дна. Для корректного решения этой задачи желательно использовать не модельные построения, а фактические (измеренные) данные. Во время катастрофического землетрясения 11.03.2011 сейсмические волны были зарегистрированы большим количеством GPS-станций на всей территории Японских островов. Эти данные (находящиеся в свободном доступе по следующему адресу: http://www.gps-solutions.com/data_2011_tohoku_eq) предоставляют уникальную возможность для расчета вектора скорости сейсмических движений дна. Мы использовали записи 79-ти GPS-станций, расположенных в районе 138–140 в.д., 34–35,5 с.ш. (рис. 1).

Исследование задачи о генерации волн колебаниями дна показывает, что поверхностные гравитационные волны возбуждаются только при достаточно низкочастотных колебаниях дна (Носов, 1992; Levin, Nosov, 2016). В связи с этим производится низкочастотная фильтрация всех записей GPS-станций (с частотой отсечки 0,05 Гц). На рис. 2 показаны записи GPS-станций 1102 и 3053, выполненные во время прохождения через них сейсмических волн (около 5 ч 50 мин утра).

Сейсмические волны имеют длину порядка 250 км, а область, в которой моделируется генерация предшественников цунами имеет размеры порядка 250*150 км. Поэтому вполне допустимо считать сейсмическую волну плоской и распространяющейся вдоль некоторого направления $\varphi$ с определенной скоростью $v$. Для того, чтобы найти эти направление $\varphi$ и скорость $\boldsymbol{v}$ воспользуемся следующим алгоритмом: (1) выберем произвольно запись одной из $n = 79$ GPS-станций (обозначим ее $D_0$) и рассчитаем расстояние ($\Delta r_i$) от станции $D_0$ до каждой из оставшихся $n-1$ станций; (2) рассчитаем промежуток времени ($\Delta t_i$), на который сигнал записанный $i-й$ станцией сдвинут относительно сигнала, записанного станцией $D_0$ (длина сейсмических волн существенно больше расстояния между станциями, следовательно, записи станций имеют сходный вид и $\Delta t_i$ можно рассчитать корреляционным методом); (3) вычислим «мнимые» скорости по формуле $v_i = \Delta r_i / \Delta t_i$; (4) найдем такое направление $\varphi$, проекции мнимых скоростей $v_i$ на которое будут наиболее близки друг к другу; (5) проведем

действия 1)–4), выбирая в качестве базовой станции $D_0$ каждую из оставшихся станций, а затем усредним полученные значения направления $\varphi$ и получим окончательно направление распространения плоской волны; (7) Выберем смещение, записанное одной из станций, в качестве профиля волны; (8) По корреляции с записями оставшихся станций (учитывая найденное в пункте (7) направление) найдем скорость распространения плоской волны. Таким образом, зная направление распространения плоской волны, ее скорость и профиль мы можем найти пространственно-временной закон движения дна.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

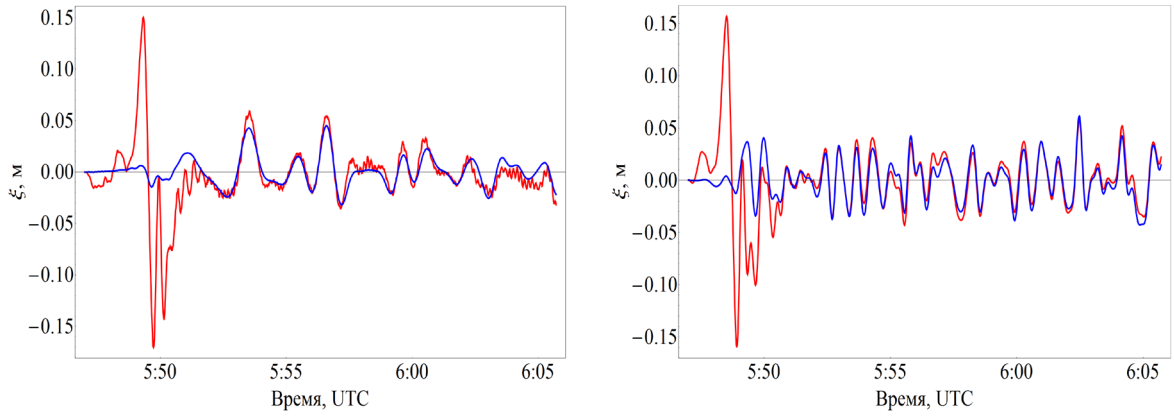



**Рис. 3.** Зависимости возвышения свободной поверхности от времени в точках с координатами 138.25 в.д., 34.55 с.ш. (слева) и с координатами 139,85 в.д., 34,70 с.ш. (справа). Красным цветом показаны результаты расчетов с учетом и вертикальных и горизонтальных движений дна, синим – с учетом только горизонтальных движений.

Рассмотрим результаты моделирования гравитационных волн. На рис. 3 показаны зависимости возвышения свободной поверхности от времени в двух различных точках. Расчеты проводились для двух случаев: (а) учитывались и горизонтальные и вертикальные движения дна; (б) учитывались только горизонтальные движения дна. Около 5 ч 50 мин наблюдаются вынужденные колебания, ассоциированные непосредственно с вертикальными колебаниями дна. Хорошо видно, что горизонтальные движения дна не вносят существенного вклада в эти вынужденные колебания. Вслед за вынужденными колебаниями наблюдаются свободные колебания – гравитационные волны. Их форма идентична для случаев а) и б). Из этого можно заключить, что в возбуждение свободных гравитационных волн вертикальные движения дна не вносят существенного вклада. Характерные амплитуды свободных гравитационных волн, полученные при моделировании (2–3 см) находятся в хорошем согласии с амплитудами свободных гравитационных волн, зафиксированных станциями DONET.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты численного моделирования подтвердили, что пробегающие по неровному дну сейсмические волны возбуждают свободные гравитационные волны на поверхности воды. Амплитуды гравитационных волн, полученных в результате моделирования, находятся в хорошем согласии с результатами наблюдений.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны компаниям GSI (Geospatial Information Authority, Japan), NGDS (Nippon GPS Data Service, Japan), Hitz (Hitachi Zosen Co., Japan), GPSS (GPS Solutions, Boulder, CO, USA) и VERIPOS за предоставленные данные.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (мол_а 16-35-00232, яф_а 16-55-50018).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Колесов С.В., Носов М.А., Трехмерная численная модель волн цунами, Ученые записки Физического факультета МГУ, 2016, в печати. http://uzmu.phys.msu.ru/
2. Носов М.А., Семенцов К.А., Колесов С.В., Матсумото Х., Левин Б.В. Регистрация гравитационных волн, образованных в океане поверхностными сейсмическими волнами при землетрясении 11 марта 2011г. у побережья Японии // ДАН. 2015. Наука. Т. 461, № 5. С. 593–598.
3. Носов М.А. Генерация цунами колебаниями участка дна // Вестник Московского университета. Сер. 3: Физика, Астрономия. 1992. Т. 33, № 1. С. 109–110.
4. Bandyopadhyay A. Identification of Forerunners and Transmission of Energy to Tsunami Waves Generated by Instantaneous Ground Motion on a Non-Uniformly Sloping Beach // International Journal of Geosciences. 2013. № 4. P. 454–460.
5. Kaneda Y. The advanced ocean floor real time monitoring system for mega thrust earthquakes and tsunamis-application of DONET and DONET2 data to seismological research and disaster mitigation // Proc. OCEANS Conf. 2010. doi:10.1109/OCEANS.2010.5664309.
6. Levin B.W., Nosov M.A. Physics of Tsunamis, Second Edition. Springer, 2016. 388 p.
7. Matsumoto H., Kaneda Y. Proc. XI SEGJ Intern. Symp. Yokohama, 2013. P. 493–496. doi: 10.1190/segj112013_124.
8. Milburn H.B., Nakamura A.I., Gonzalez F.I. Real-time tsunami reporting from the deep ocean // Proceedings of the Oceans 96 MTS/IEEE Conference, 23-26 September 1996, Fort Lauderdale, FL. P. 390–394.
9. Murotani S., Iwai M., Satake K., Shevchenko G., Loskutov A. Tsunami forerunner of the 2011 Tohoku Earthquake observed in the Sea of Japan // Pure and Appl. Geophysics. 2014. Vol. 172. P. 683–697.
10. Nakamura K., Watanabe H. Tsunami forerunner observed in case of the Chile tsunami of 1960 // Report on the Chilean Tsunami / Field Investigation Committee for the Chilean Tsunami, 1961. С. 82–99.
11. Nosov M.A., Kolesov S.V. Elastic oscillations of water column in the 2003 Tokach-oki tsunami source: in-situ measurements and 3-D numerical modeling. NHESS, 2007. Vol. 7, P. 243–249.
12. Nosov M.A., Moshenceva A.V., Kolesov S.V. Horizontal motions of water in the vicinity of a tsunami source // Pure and Applied Geophysics. 2012. Vol. 170, № 9-10. P. 1647–1660.

УДК 551.466.32

# ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В БУХТАХ О. ШИКОТАН ПРИ СИЛЬНЫХ ШТОРМАХ

*В.Е. Ячменёв*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
kulikviit@gmail.com

В результате выполненных постановок измерителей уровня, были получены данные и проанализированы условия штормового волнения в бухтах о. Шикотан, содержащие ряд аномальных колебаний, наблюдавшихся при прохождении глубоких циклонов.

**Ключевые слова:** *ветровое волнение, шторм, высота волны, период волны, инструментальные измерения, остров Шикотан, циклон, тайфун.*

Данные о высотах и периодах ветровых волн необходимы для решения многих задач (безопасность мореплавания, морских портов, защита морских берегов от абразии и т.д.). Характер волнения во время сильных штормов в районе Курильских островов изучен пока сравнительно слабо и основывается, преимущественно, на визуальных наблюдениях на береговых гидрометеорологических станциях. Инструментальные измерения, дающие наиболее точную информацию о характеристиках волнения, крайне немногочисленны.

Такие измерения проводятся в последние несколько лет в бухтах о. Шикотан (Южные Курильские острова) с использованием автономных регистраторов волнения и уровня (АРВ), основанных на измерениях придонного гидростатического давления (частота измерений 1 Гц). Приборы устанавливались в четырех бухтах – двух на тихоокеанском побережье (Димитрова и Церковная) и двух со стороны Южно-Курильского пролива (Малокурильская и Крабовая). В двух последних, достаточно закрытых акваториях, находятся портпункты, так что наблюдения за волнением представляют определенный практический интерес.

Целью работы было изучение, анализ и сравнение характеристик волновых процессов при сильных штормах в прибрежной зоне о. Шикотан по данным инструментальных измерений.

## МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Наиболее сильные штормы были отмечены 17–18 декабря 2014 г. и 8–9 октября 2015 г. В первом случае мощный циклон (давление в центре 955 миллибар, скорость ветра в порывах до 51 м/с) был причиной самого сильного волнения в порту Южно-Курильска (о. Кунашир) за более чем 60-летний период наблюдений, высота волн достигала 4 м (в Южно-Курильском проливе по данным ГМС Малокурильское, высота волн достигала 8 м) (Хузеева, 2015). Во втором случае при прохождении тайфуна Choi Wan давление также падало до 955 миллибар, скорость ветра в порывах достигала 48 м/с, высоты волн у побережья о. Шикотан по визуальным наблюдениям достигали 5 м.

В бухте Димитрова были получены записи обоих указанных штормов, в бухте Малокурильская – только одного из них, 8–9 октября 2015 г. Рассчитывались высоты волн обеспеченностью 13% (значимая высота волны), 2 и 1 %. В бухте Димитрова 17 декабря 2014 г. значимая высота волны составляла 1,7 м(рис. 2а). В октябре 2015 г. при прохождении тайфуна Choi Wan значимая высота волны в бухте Димитрова достигала 1,4 м (рис. 2б) и была в несколько раз больше по сравнению с значимой высотой волны, в более закрытой бухте Малокурильская, в которой максимальное значение составляло 0,5 м (рис. 2в). Это большие величины для сравнительно закрытых от прямого воздействия волнения мест постановки приборов, значительно превышающие значимые высоты волн за остальной период наблюдений.

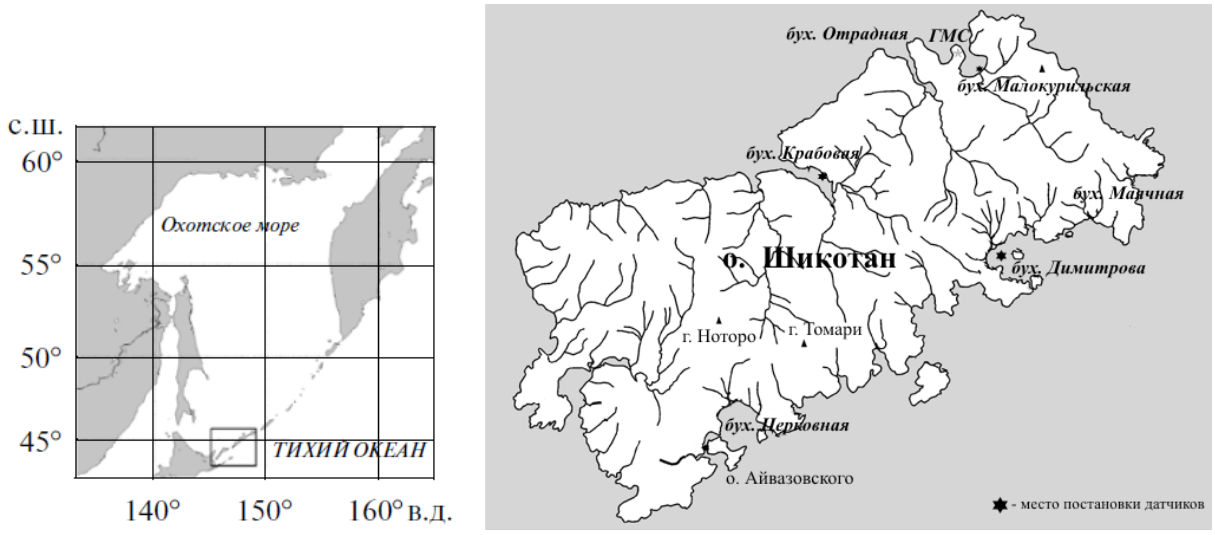



**Рис. 1.** Место постановки и расположение датчиков регистрации волнения на о. Шикотан.

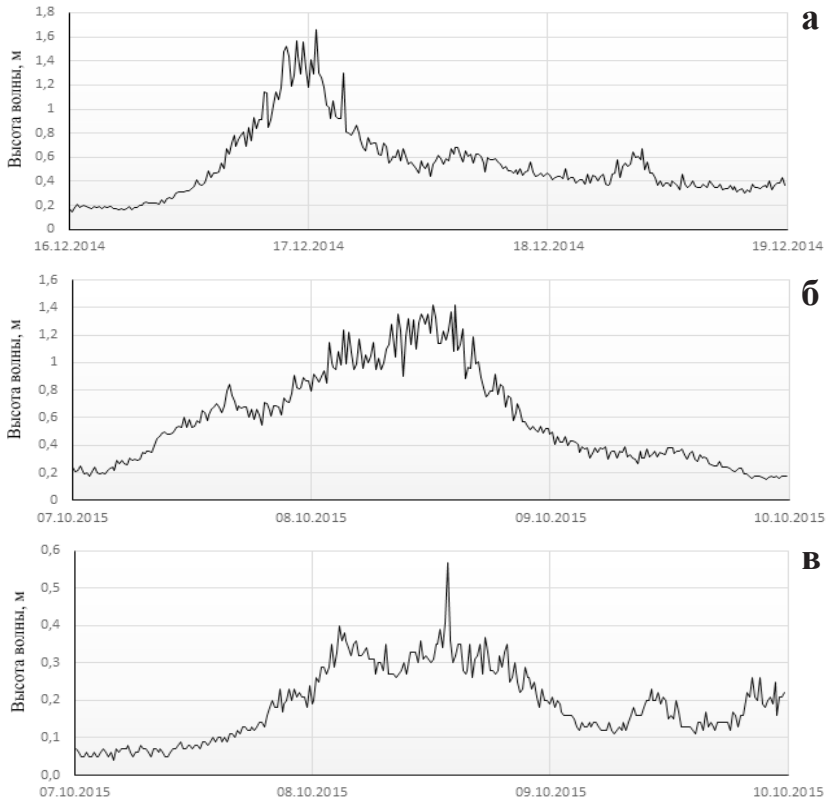



**Рис. 2.** Вариации значимой высоты волны в бухте Димитрова (а) в декабре 2014 г. и бухтах Димитрова (б) и Малокурильская (в) в октябре 2015 г.

Были построены диаграммы текущего спектра волнения – спектральные характеристики, рассчитанные по последовательным 15-минутным интервалам. Они заносились в таблицу, по одной оси, по которой откладывались частоты, по другой – время.

Наиболее сильный шторм в 2014 году был отмечен 17–18 декабря. Можно сказать, что, когда начался шторм 17 декабря, в бухте Димитрова произошло возрастание сравнительно высокочастотного волнения с периодами 3–5 секунд. Но максимальная интенсивность приходится в периоды 10–12 секунд, при этом формируется еще один максимум интенсивности на периоде около 6 секунд. Интенсивность волнения захватывала низкочастотный диапазон, но потом

снова вернулась к основным периодам зыби, дальше наблюдалось зыбь с периодом примерно 10 сек. При усилении штормового волнения, заполняется инфрагравитационный диапазон – повышается энергия колебания на периодах от 20–300 секунд (рис. 3). По этому интервалу выделяется несколько частот, на этих частотах энергия колебания выше по сравнению с общим фоном даже при отсутствии штормов. Присутствуют полосы, наличие таких полос говорит – о постоянном присутствии волн на этих периодах, это связанно с топографическими условиями, в данном случае – с резонансными высокочастотными модами бухт.

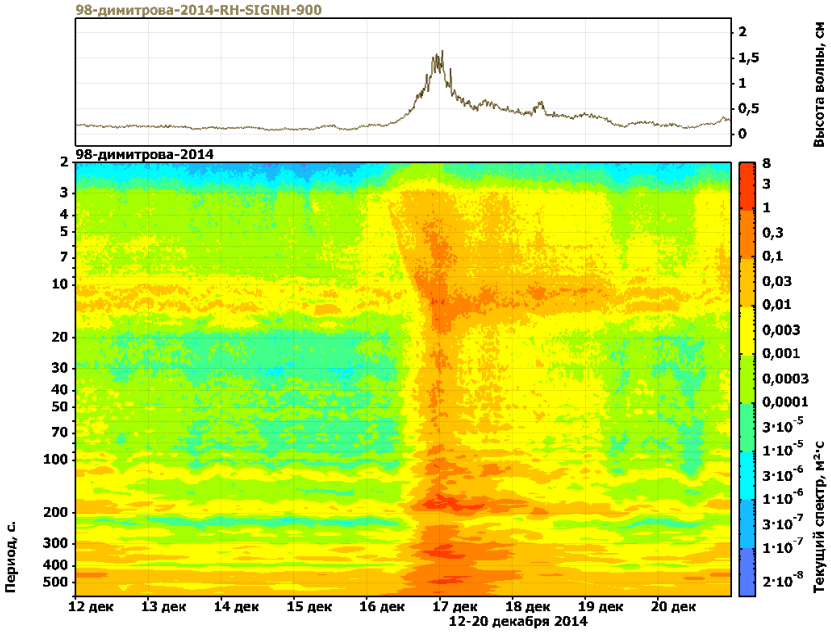



**Рис. 3.** Диаграмма текущего спектра. Бухта Димитрова. Период наблюдений с 12 декабря по 20 декабря 2014 г.

В октябре 2015 г. Диаграммы текущего спектра показали (рис. 4а), что при сильных штормах в бухте Димитрова наиболее интенсивные колебания вначале отмечены на периодах 8–9 секунд, после чего период спектрального максимума увеличивался до 17–18 сек, затем, по мере ослабления шторма, период спектрального максимума возвращался к исходным значениям. Ветровое волнение, в отличие от декабрьского в 2015 г. проявилось существенно слабее.

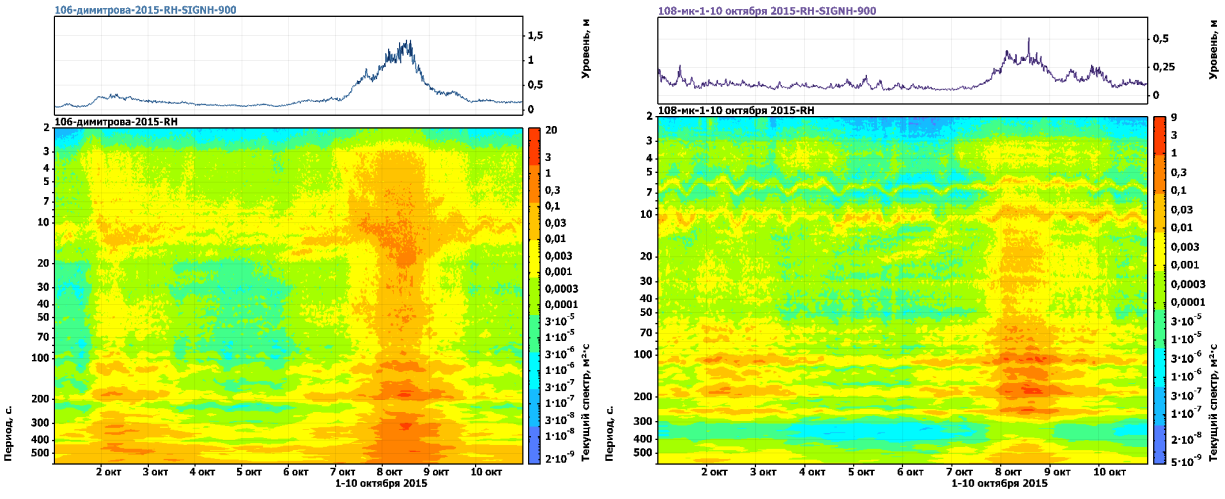


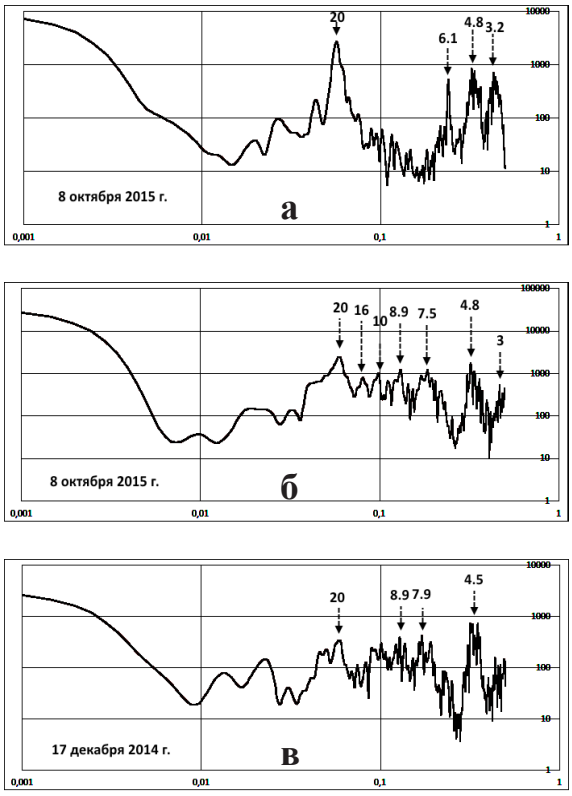

**Рис. 4.** Диаграмма текущего спектра. Бухта Димитрова (а) и бухта Малокурильская (б). Период наблюдений с 1 октября по 10 октября 2015 г.

В бухте Малокурильская подобных вариаций не было выявлено, при шторме 8–9 октября 2015 г. выделялось две устойчивых полосы на периодах около 5–6 и 9–11 секунд. Высокочастотное ветровое волнение в бухту Малокурильская проникает очень плохо.

На диаграммах текущего спектра (рис. 4б) при штормах отмечено существенное повышение энергии колебаний в диапазоне инфрагравитационных волн (периоды от 20 до 300 секунд). Причем в этом диапазоне выделяются устойчивые полосы с более высокой энергией колебаний – в Малокурильской бухте на периодах около 3,3 и 4,5 мин, в бухте Димитрова – на периодах 2,2 и 3,3 мин, отвечающие короткопериодным резонансным модам этих бассейнов (Рабинович, Левянт, 1992).

Изучалась изменчивость спектральных характеристик во время прохождения циклона в диапазоне периодов от 2 мин до 2 часов для определения отклика резонансных колебаний в бухтах на изменение погодных условий.

Более наглядную картину можно получить из изменчивости самих спектров, здесь спектры рассчитывались по большему интервалу, для того, чтобы посмотреть специально инфрагравитационный диапазон. В момент наиболее сильного развития шторма можно увидеть, что в данном инфрагравитационной диапазоне происходит довольно равномерное зашумление, в виде белого шума, обширного диапазона от 20 до 90 секунд.




Существенное возрастание энергии колебаний при сильном шторме наблюдалось на периодах до 100 мин, наиболее интенсивное – на периодах основных резонансных мод бухт.

Основная сейша приходится в период 18–20 минут, она сильно не увеличилась, увеличились только высокочастотные сейши.

В бухте Малокурильская в октябре 2015 г. можно увидеть, что присутствует зашумление, только в меньшей степени. Резонансное условие выражено более отчетливо, так как бухта с более четкой конфигурацией, а бухта Димитрова более сложная, поэтому резонансные условия немного изменены самой топографией.

Полученные результаты могут быть полезны для обеспечения безопасности мореплавания и хозяйственной деятельности в прибрежной зоне о. Шикотан.

**Рис. 5.** Спектральные характеристики записей волны в бухтах Димитрова (б) и Малокурильская (а) в октябре 2015 г. и в бухте Димитрова (в) в декабре 2014 г.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ганзей, Л. А., Разжигаева Н.Г., Харламов А.А., Ивельская Т.Н. Экстремальные шторма 2006-2007 гг. на озере Шикотан: воздействие на прибрежный рельеф и осадки //Океанология. 2010. Т. 50, № 3. С.458-467.
2. Рабинович А.Б., Левянт А.С. Влияние сейшевых колебаний на формирование спектра длинных волн у побережья Южных Курил // Океанология. 1992.Т. 32, № 1.С. 29–38.
3. Хузеева М.О. Повторяемость штормового волнения в прибрежной части Южной Курильской гряды по данным наблюдений береговых гидрометеорологических станций // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: сборник статей. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 381–385.

УДК 543.544.6.068.7

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ ТРАНСФОРМАЦИИ ТОКСИЧНЫХ ХИМИКАТОВ ПРИ ЭКОМОНИТОРИНГЕ ПРИРОДНЫХ ВОД В МЕСТАХ ЗАХОРОНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО ОРУЖИЯ

*А.В. Браун[1,2], И.А. Родин[3], Л.А. Тихомиров[1], Д.В. Орешкин[2]*

[1] Костромской государственный технологический университет, г. Кострома
[2] «27 научный центр» Министерства обороны Российской Федерации, г. Москва
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва
avbraun@yandex.ru

С использованием метода жидкостной хроматографии хроматомасс-спектрометрии разработаны способы обнаружения метаболитов фосфорорганических и кожно-нарывных отравляющих веществ в природных водах: алкилметилфосфоновых кислот (пределы обнаружения составили 0,1–0,9 нг $мл^{-1}$) и продуктов гидролиза люизита (пределы обнаружения составили 0,5–3 нг $мл^{-1}$). Процедура пробоподготовки основана на разбавлении пробы подвижной фазой в 5 раз.

**Ключевые слова:** *высокоэффективная жидкостная хроматография/масс-спектрометрия, ионизация электрораспылением, обнаружение, нервно-паралитические отравляющие вещества.*

Конвенция о запрете разработки, производства, хранения и использования химического оружия (КЗХО) вступила в силу 29 апреля 1997 г. Список токсических веществ и их прекурсоров, для которых должны существовать надежные методики идентификации и обнаружения, указаны в Приложениях 1-3 КЗХО (Convention…, 1997). К ним относятся нервно-паралитические и кожно-нарывные отравляющие вещества, основными продуктами деструкции которых являются метилфосфоновая кислота (МФК) и ее эфиры, а также хлорвиниларсонистая и хлорвиниларсоновая кислоты. Данные маркеры отравляющих веществ – ксенобиотики, не входящие в биотический круговорот, попадая в окружающую природную среду, нарушают обмен веществ, могут вызвать аллергические реакции, снижать иммунитет, изменять наследственные признаки и приводить к гибели организмов. Кроме того, в настоящее время в России действует федеральная целевая программа «Уничтожение запасов химического оружия в Российской Федерации» (Постановление Правительства РФ № 305 от 21.03.1996), которая подходит к концу, готовятся к закрытию шесть предприятий по утилизации химического оружия, при этом необходим контроль за объектами окружающей среды в районах расположения данных предприятий. Задачей данных исследований является создание карт экомониторинга объектов окружающей среды в районах предприятий по утилизации химического оружия с целью оценки степени загрязнения продуктами трансформации токсичных химикатов в районах расположения данных предприятий. Таким образом, создание экспрессных и надежных способов определения основных продуктов трансформации токсичных химикатов в объектах окружающей среды является важной задачей для проведения экологического мониторинга районов расположения предприятий, на которых присутствуют токсичные химикаты (в том числе и в местах захоронения химического оружия).

В данной работе в качестве объектов исследования выбраны основные продукты трансформации нервно-паралитических и кожно-нарывных отравляющих веществ в объектах окружающей среды: пинаколил метилфосфоновой кислоты, изобутил метилфосфоновой кислоты, изопропил метилфосфоновой кислоты, метилфосфоновая кислоты, хлорвиниларсонистая и хлорвиниларсоновая кислоты. Продемонстрированы новые возможности метода жидкостной хромато-масс-спектрометрии при высоких давлениях (ультра ВЭЖХ-МС(-МС)), сочетающего

в себе возможность проведения высокоселективного экспрессного разделения полярных, нелетучих продуктов трансформации нервно-паралитических и кожно-нарывных отравляющих веществ и высокую чувствительность обнаружения.

Получены масс-спектры электрораспылительной ионизации и химической ионизации при атмосферном давлении исследуемых соединений.

Выбраны условия одновременного разделения продуктов разложения зарина, зомана, VX, RVX в варианте обращенно-фазовой (ультра)ВЭЖХ-МС(-МС), позволяющие проводить экспрессное обнаружение данных веществ в природных водах различного состава, с использованием которых достигнуты рекордно низкие пределы обнаружения продуктов трансформации зомана, RVX, зарина и VX, составляющие 0,1, 0,4, 0,5 и 0,9 нг/мл для пинаколил метилфосфоновой кислоты изобутил метилфосфоновой кислоты, изопропил метилфосфоновой кислоты и метилфосфоновой кислоты, соответственно.

Разработан экспрессный подход без использования трудоемкой процедуры дериватизации, позволяющий проводить обнаружение и определение двух основных продуктов разложения люизита – хлорвиниларсоновой и хлорвиниларсонистой кислот – методом ВЭЖХ-МС-МС в водных объектах с пределами обнаружения 3 и 0,5 нг в 1 мл воды соответственно.

Апробацию разработанного подхода проводили при исследовании природных вод различного состава (использовали пробы речной, колодезной и морской вод), искусственно загрязненных исследуемыми веществами. Показано, что предложенный подход может быть успешно использован для обнаружения и идентификации указанных веществ в широком диапазоне концентраций в водах различных типов – природных, водопроводных, речных.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 15-13-10005) на Костромской государственный технологический университет.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Convention on the Prohibition of the Development, Production, Stockpiling and Use of Chemical Weapons and on their Destruction, Technical Secretariat of the Organisation for Prohibition of Chemical Weapons, The Hague, 1997.http://www.opcw.nl.

УДК 913

# ГЛОБАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И НОВЫЕ РИСКИ ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

*А.С. Бурнасов, Ю.Ю. Ковалев, А.В. Степанов*

[1] Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург
burnasov@mail.ru

Статья посвящена вопросам глобального изменения климата. Подробно рассматривается взаимодействие природных и социальных систем в географическом пространстве. На региональном уровне анализируются влияние изменения климата на хозяйственное развитие территориальных социально-экономических систем.

**Ключевые слова:** *изменение климата, глобальные риски, территориальные системы.*

Взаимодействие социальных и природных систем происходит в географическом пространстве. Сплетение взаимодействующих элементов социума и природы образует территориальную систему. Под ней понимают, например, (Котляков, Комарова, 2007) «пространственную близость взаимосвязанных элементов окружающей среды и общества, взаимодействующих на определенной территории». Территориальные системы являются открытыми системами, реагирующими на воздействие других территориальных систем. В действительности, любая территория представляет собой сложное образование с переплетающимися, налагающимися друг на друга сетевыми взаимодействиями самых различных функциональных структур как внутри, так и вне территориальной системы. Взаимоотношения между природными и социальными системами изменяются во времени и пространстве. В различные исторические периоды они имели качественно различный характер. В аграрном обществе экономические процессы имели замкнутый, циклично-круговой характер. Они были аналогичны природным. Товарообмен в натуральной или денежной форме не выходил за рамки регионального рынка, осуществлялся в той же экосистеме. С конца XVIII века круговой, стационарный модус взаимоотношений социальной (прежде всего экономической) и природных систем выходит на новый уровень развития – циркуляционные процессы все больше заменяются кумулятивными, нацеленными на экспансию и рост, выход за пределы региональных рынков и за границы региональных экосистем. Это время получило в экономической литературе обозначение индустриальной революции, т.к. накопление и инвестирование капитала в промышленное производство, базирующееся на горючих полезных ископаемых, стали мотором социально-экономического развития. Противоречия между экономической и экологической системами, между линейным ростом производства на основе поглощения материально-энергетических ресурсов в экономике и круговой циркуляции веществ в природе стали главной причиной резких «сдвигов» в термодинамике нашей планеты. С этого времени наблюдается увеличение концентрации $CO_2$ в атмосфере Земли. Особенно с началом глобальной неолиберальной революции (1990 г.) деструктивные процессы в глобальной экосистеме усилились. По данным (Climate Change, 2014), в период 1990–2014 гг. выбросы $CO_2$ выросли в мире на 57 % (с 22 до 35,3 млрд. тонн). Концентрация углекислого газа в атмосфере, замеренная лабораторией на Гавайских островах, достигла уровня 400 ppmv. По данным Национального управления океанических и атмосферных исследований США (NOAA), 2015 год стал самым теплым годом за весь период мировых метеорологических измерений ─ средняя температура воздуха на поверхности суши Земли превышала на 1,3 °С среднегодовые температуры XX в., над океанами – 0,7 °С. Вероятно, глобальная геосистема вступает в новый режим развития – «развития с обострением», где изменения во всех ее подсистемах становятся настолько существенны, что можно говорить о новом этапе ее исторической эволюции.

Географические особенности деструктивных социально-экологических изменений демонстрируют вопиющую глобальную несправедливость — главными производителями парниковых газов являются богатые (развитые) страны, а наибольший негативный эффект от этого ощущают наибеднейшие государства мира. Согласно статистике, на жителя развитых государств приходится около 12,5 т эмиссий $CO_2$ в год, развивающихся – 0,9 т. В то же время, большая часть жертв климатических изменений – жители наибеднейших стран мира. В этом заключена суть нового глобального порядка – **неравенство угроз климатических изменений**. Высокие риски стихийных бедствий, все более ухудшающиеся географические условия делают жизнь людей во многих развивающихся странах крайне тяжелой и практически невыносимой. Глобальное изменение климата способствует еще большему углублению пропасти между бедными и богатыми странами, превращая жизнь людей в отдельных из них в ежедневную борьбу за скудные ресурсы и выживание.

**Табл. 1.** Взаимосвязь между уровнем жизни населения, эмиссии $CO_2$ и смертности от природных катастроф между богатыми и бедными странами мира (1974–2003).

| Страна | ВВП/чел. (долл. США 2002) | Эмиссии $CO_2$ т/чел. | Число ежегодных жертв (на 100 тыс. населения) |
|---|---|---|---|
| Люксембург | 44000 | 24,5 | 0 |
| США | 37000 | 17 | 59 |
| Норвегия | 31800 | 9,3 | 5 |
| Ирландия | 30500 | 10,4 | 4 |
| Канада | 29400 | 16,7 | 72 |
| Сомали | 550 | 0,06 | 2701 |
| Бурунди | 600 | 0,03 | 674 |
| Д. Р. Конго | 610 | 0,05 | 114 |
| Малави | 670 | 0,08 | 8748 |
| Эритрея | 740 | 0,09 | 6402 |
| Эфиопия | 750 | 0,07 | 5259 |
| Мадагаскар | 760 | 0,10 | 2090 |

Источник: Составлено авторами по (Laurent, 2012; Factfish, 2015).

Наиболее «ранимым» регионом глобального изменения климата остается **Африка**. По данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) многие регионы континента будут испытывать огромные проблемы в водоснабжении по причине долгих засух и низкого количества выпадаемых осадков. Уже сейчас в отдельных странах лишь малая доля населения обеспечена водоснабжением. В Сомали доля такого населения составляет 8,8 %, в Демократической республике Конго – 29, в Анголе — 34, в Мозамбике — 35 %. В целом, по мнению Гонстала Е. (2012) в Африке уже к 2050 г. недостаток воды будут испытывать порядка 600 млн. чел. Засухи принесут огромный урон сельскому хозяйству. И без того низкая производительность крестьянских хозяйств еще более сократится, что вызовет острые продовольственные проблемы. Социальными последствиями изменения климата станут многочисленные вооруженные конфликты между различными этническими группами за обладание и контроль над исчезающими ресурсами. Это вызовет мощные волны миграции из региона в направлении Европы и более-менее стабильных стран Азии. «Климатические беженцы» Африки станут доминирующей частью глобальной вынужденной эмиграции.

В **Азии** проблема недостатка воды будет еще сильнее усугубляться прогрессирующим изменением климата. Внутренние территории региона станут одними из самых засушливых

мест мира. Дефицит воды станет одной из важнейших причин политических конфликтов между государствами. Уже в начале XX в. французский географ Э. Реклю (1909) описывает непрекращающиеся войны между народами Центральной Азии за контроль над источниками воды: «Каждая капля воды, которую им удавалось добыть, должна быть куплена ценой крови». Сегодня практически все страны региона испытывают дефициты воды. В 2050 г. от нехватки воды в регионе будет страдать порядка 1 млрд. чел. Многие страны будут вынуждены отказаться от возделывания традиционных культур экспорта (хлопчатника в Узбекистане, Туркменистане, Пакистане, Индии), требующих обильного орошения. Отказ от трудоемких производств при росте численности населения потребует от властей создания рабочих мест в других отраслях хозяйства. Если структурные изменения в экологии не будут сопровождаться параллельными адаптивными мероприятиями в экономике и социуме, то это может привести к резкому обострению социальной и политической обстановки в этом уже сегодня нестабильном регионе.

В Южной и Юго-Восточной Азии, наоборот, быстрое таяние ледников в Гималаях приведет к подъему воды и затоплению прилегающих к рекам Меконг, Хуанхе, Янцзы, Иривади, Брахмапутры, Ганга и Инда территорий. Под угрозой находятся многие города, насчитывающие десятки миллионов жителей (только на берегах р. Ганг проживает более 500 млн. чел). Наводнения будут также инициированы более обильными осадками, вызванными муссонными дождями. По оценкам индийских метеорологов, за последние 30 лет сила муссонных дождей выросла в несколько раз, одновременно зимы становятся все более засушливыми. Сильные, обильные дожди в короткое время не только приводят к наводнениям, но и к эрозии и ухудшению плодородия почв, оползням, распространению таких болезней, как дизентерия, холера, малярия и др. В Бангладеш, по мнению Гонстала Е., под угрозой затопления находится при линейном развитии событий до 2100 г. 15 % территории страны с населением около 20 млн. чел., затопление грозит городам Японии.

Население **Австралии и Новой Зеландии** также будет испытывать огромные проблемы к дефицитом воды и многолетними засухами. Как следствия этого — снижение производительности сельского хозяйства, лесные пожары, прогрессирующее исчезновение биологических видов. Повышение температуры воздуха усилит частоту разрушительных ураганов и наводнений. Однако, наличие здесь достаточных финансовых и административных ресурсов для преодоления климатических кризисов сделает социальные последствия природных катаклизмов не такими драматическими, как в странах Азии и Африки.

В **Южной Америке** будут набирать силу процессы опустынивания и расширения аридных зон во внутренних районах материка и увеличения количества выпадающих осадков на побережье. Главной причиной этого станет изменение циркуляционных процессов в атмосфере, отражающихся в ритмике и характере такого естественного феномена, как Эль-Ниньо. Как отмечает Гонстала Е. (2012), антропогенный фактор играет важную роль в трансформации Эль-Ниньо. В годы сильного действия Эль-Ниньо наблюдаются неурожаи зерновых, сои, кофе, какао, резко снижается улов рыбы и производство морепродуктов, происходит массовое вымирание планктона, кораллов, что отражается на уловах рыбы и морепродуктов. Так, в 1998 г. Перу, по данным источника (Эль Ниньо, 2015), потеряло около 1,2 млрд. долл. в результате резкого сокращения производства рыбной муки. В годы Эль-Ниньо возрастает опасность социальных и политических конфликтов. По данным К. Ширмайера (2015), возникновение 1/5 всех гражданских вооруженных конфликтов в мире в период 1950 — 2004 гг. было связано с действием Эль-Ниньо. Из этого можно сделать вывод, что учащение цикличности и изменение силы Эль-Ниньо будет способствовать возрастанию вооруженных конфликтов во многих регионах нашей планеты.

Изменение климата **в Северной Америке,** будет иметь, по мнению экспертов IPCC, как негативные, так и позитивные следствия. Во многих регионах появится возможность возделывания новых культур, улучшатся показатели урожайности и т.д. В других регионах, наоборот, в результате засух и наводнений сельское хозяйство будет испытывать большие

трудности. Вероятность стихийных бедствий в виде обильных снегопадов, дождей, ураганных ветров, смерчей непомерно возрастет. Уже сейчас затопление грозит американскому штату Луизиана. В этом штате каждый час исчезает под водами Мексиканского залива территория величиной с футбольное поле. Инвестиции в защитные сооружения не приносят желаемого эффекта. Самый газовый и нефтяной штат США, по мнению Гонстала Е., где насчитывается более 50 тыс. скважин и находится самая густая сеть газо- и нефтепроводов в мире (более 10 тыс. миль), наиболее страдает среди всех американских штатов от следствий глобального потепления, которое во многом обусловлено деятельностью нефтяной и газовой промышленностью.

В **Европе** последствия глобального изменения климата будут относительно мягки. Ряд регионов улучшат показатели сельскохозяйственного производства, туризма (Северная и Центральная Европа), в других регионах (юг Европы — Италия, Греция, Кипр, Испания, Португалия, Мальта), наоборот, засухи и высокие температуры принесут большой ущерб экономическому, социальному и, может быть, политическому капиталу территорий. По-видимому, в них так же, как и в странах Средней Азии, будет происходить структурная трансформация хозяйства и постепенный отказ от орошаемого экспортоориентированного сельского хозяйства и водоемких промышленных производств. Другой проблемой станет адаптация населения к изменившимся климатическим условиям, и прежде всего к волнам горячего воздуха в летний период и обильным дождям в зимний. Жара в Европе, по данным Газеты Штутгарта (2015), в 2003 г. унесла более 70 тыс. человеческих жизней. Ее жертвами стали, главным образом, пожилые люди. С того времени во многих странах были проведены комплексные мероприятия по защите населения – в домах престарелых, больницах, школах были установлены кондиционеры, улучшено снабжение водой, создана социальная служба опеки пожилых людей в экстремальных ситуациях.

Огромной проблемой для Европы станет сдерживание все более усиливающихся притоков «климатических беженцев» из стран Азии и Африки. Уже сейчас наплыв беженцев в Европу (самый большой за всю ее послевоенную историю) ярко демонстрирует пределы солидарности между странами ЕС, их финансовые возможности и толерантность к беженцам местного населения. Во всех странах ЕС растут антимиграционные, правые движения, направленные против мигрантов. По-видимому, в будущем тенденции «закрытия» Европы будут прогрессировать, с одновременной кооперацией ЕС с другими странами по решению гуманитарных вопросов.

В **России** глобальное изменение климата будет иметь больше негативных последствий, чем позитивных. Это связано с географическим положением страны — 60 % ее территории находится в зоне вечной мерзлоты. Глобальное потепление уже сейчас приводит к таянию промерзших территорий. Эффект таяния будет иметь катастрофические последствия как для экономики (разрушение зданий, размывание железных и автомобильных дорог, проседание газо- и нефтепроводов), для общества (отказ от традиционного образа жизни, потеря рабочих мест, миграции), так и для экологических систем (заболачивание местностей, гибель лесов, высвобождение связанного мерзлотой метана). Экономический ущерб может достигать ежегодно 1,5–2 % ВВП страны. Освоение ресурсов Сибири будет затруднено. Кроме того, постепенный отказ от углеродных носителей топлива, переход к «low carbon economy» стран Европы, куда направлены основные потоки сибирской нефти и газа, может сделать дальнейшую разработку месторождений нецелесообразной. Большие надежды возлагают на экономическое освоение шельфа Северного Ледовитого океана, развитие транспортных морских путей. Мнения экспертов по этому поводу неоднозначны. Декларируемый новый экономический порядок (черты которого пока туманны), реализация идей устойчивого развития могут кардинально изменить действующую модель глобального разделения труда, основанную на снижении издержек за счет пространственного растягивания производственных цепочек, в которых большая часть создаваемой прибыли оседает в развитых странах. Регионализация экономики, в том числе и энергетики, резко сократит

трансконтинентальные перевозки, поэтому надежды на значительный экономический эффект от использования новых транспортных коридоров скорее всего не оправдаются.

Благоприятным для развития сельского хозяйства может оказаться изменение климата на территориях европейской части России и Южной Сибири. Большее количество тепла и солнечных дней сделают возможным увеличение сбора зерновых, выращивание кукурузы, винограда и др. южных культур. Это позволит сократить зависимость России от импорта продовольствия, увеличит продовольственную самообеспеченность и автономию. Также и обладание самыми большими в мире водными ресурсами представляет с экономической точки зрения важнейший экспортный ресурс. Возможно, что вместо нефти и газа, Россия станет крупнейшим в мире экспортером пресной воды. В этих условиях необходима хорошо продуманная новая стратегия экономического развития. К сожалению, в имеющихся стратегиях развития страны нет ни слова о трансформации глобальной экологической системы и адаптации экономики к новым реалиям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котляков В.М., Комарова А.И. География: понятия и термины. Москва, 2007.
2. Реклю Э. Человек и Земля: Новая история. Современная история. Т. V. СПб, 1909.
3. Aus dem Hitzesommer 2003 gelernt. Stuttgarter Zeitung. 15.07.2015.
4. Climate Change 2014. Synthesis Report. Summary for Policymakers. NY, 2015.
5. EL Niño und seine Auswirkungen auf die Weltwirtschaft. URL: http://www.elnino.info/k5.php (22.07.2015)
6. Factfish. CO2 Emissionen pro Kopf (metrische Tonnen) – für alle Länder. [Электроный ресурс] URL: http://www.factfish.com/de/statistik/co2+emissionen+pro+kopf (дата обращения 15.07.2015).
7. Gonstalla E. Das Klimabuch. Hamburg. 2012.
8. Laurent E. Demokratisch, Gerecht, Nachhaltig. Die Perspektive der Sozial-ökologie. Bern, 2012.
9. NOAA. Global Analysis – Annual 2015 [Электронный ресурс]: URL: https: //www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201513 (дата обращения : 28.01.2016).
10. Schiermeier Q. Climate cycles drive civil war. In: Nature. 24.08.2011. URL: http://www.nature.com/news/2011/110824/full/news.2011.501.html (25.07.2015).

УДК 581.522.5:551.21+582.711

# ИЗМЕНЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ОДНОЛЕТНЕГО СТЕБЛЯ СПИРЕИ (P. SPIRAEA) В ЗОНАХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

*Е.О. Вацерионова*

[1] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
katya.vatserionova.85@mail.ru

Настоящая работа посвящена изучению структурных изменений стебля кустарника *Spiraea beauverdiana* Schneid, а именно тканей коры и древесины. Выявленные структурные особенности позволяют охарактеризовать адаптивные возможности древесных растений в условиях активной деятельности вулканов.

**Ключевые слова:** *внутренняя структура стебля, Spiraea beauverdiana, древесина, кора, перидерма, вторичная флоэма, феллема, феллодерма, аномальные ткани.*

Влияние современной вулканической активности на растения – это фундаментальная научная проблема экологии, которая имеет также и прикладной аспект, выражающийся в решении биоиндикационных задач (характеристика геологической среды на основе структурных маркерных признаков древесных растений). Целью работы является изучение структурных изменений стебля *Spiraea beauverdiana* Schneid, а именно тканей коры и древесины в экстремальных условиях вулканических ландшафтов Курильских островов.

*Spiraea beauverdiana* – листопадный кустарник до 60 см высотой, густоветвистый. Листья эллиптические, до 1–3 см длиной, 6–12 см шириной, от середины или почти от основания зубчатые, а на верхушке зачастую 3–5-лопастные. Тычинки равны лепесткам или короче их. Соцветия щитковидные, опушенные, густые, до 3 см в диаметре. Распространена на островах Итуруп, Шумшу, Парамушир, Уруп, Итуруп, Кунашир, Полонского, Зеленый, Юрий, Танфильева. Также встречается в Сибири, Китае и Японии (Харкевич, 1996). *S. beauverdiana* встречается среди зарослей ольховника и кедрового стланика, на опушках каменно-березовых, пихтово-еловых и еловых лесов, кустарничково-осоково-моховых болотах, в зарослях кустарников по склонам морских и приречных террас, на скалах, сырых осоково-вейниковых лугах, выходах холодных ключей на каменистых приморских склонах, на нивальных лужайках в горах и щебнисто-глинистых склонах, поднимается до 1600 м над уровнем моря (Баркалов, 2009). Кора близких видов таволог описана в работах (Лотова, Тимонин, 2005; Еремин, Копанина, 2012). Древесина и ее структурная реакция на условия Арктики нескольких близких видов, и в том числе *S. beauverdiana,* описана в монографии (Чавчавадзе, 2002).

Сбор образцов *S. beauverdiana* и геоботанические описания растительности выполнены 10.10.2007 г. к.б.н. А.В. Копаниной. Разновозрастные стебли *S. beauverdiana* отобраны в кальдере вулкана Головнина, у берегов термального оз. Кипящее, о. Кунашир. Внутри кальдеры находятся несколько сольфатарных полей и два озера, формирующиеся, в основном, за счет термальных вод. Центральное Восточное сольфатарное поле находится у подножья южного склона Центрального Восточного купола. Все газовые выходы и термальные источники расположены по берегам Кипящего озера и под водой, в прибрежной его части. Здесь можно выделить четыре обособленных участка с выходами сольфатарных газов и термальных вод: юго-восточный участок, северный, северо-западный и западный. На участках встречаются сольфатары и кипящие термальные котлы разных размеров, консистенции, окраски, как отмечает Р.В. Жарков (2014). Центральное Восточное сольфатарное поле практически лишено растительности. Наиболее близко, на расстоянии 10–15 м от очагов сольфатар среди каменистого склона вулкана встречаются отдельные особи *Spiraea beauverdiana* в виде компактных кустов высотой не более 10–15 см. Собранный материал фиксировали в день сбора в смеси 96 %-ного этилового

спирта и глицерина в соотношении 3:1. Для изготовления микросрезов использовался санный микротом с замораживающим столиком. Срезы для приготовления постоянных препаратов окрашивали регрессивным методом сафранином и нильским синим с последующей отмывкой в растворах этилового спирта возрастающей концентрации (от 50 до 96 %) и заключительным обезвоживанием в карбоксилоле и ксилоле, фиксировали в синтетических заливочных средах. Аналитическое исследование тканей коры осуществляли на микроскопах Axio Scope.A1, Carl Zeiss и «Микмед-6» с окуляр-микрометром МОВ-1. Компьютерную обработку изображений микросрезов для измерения биометрических параметров и получения микрофотографий производили с использованием программного обеспечения ZEN 2 lite.

Стебель в *S. beauverdiana* в поперечном сечении с 4–5 гранями. Он формируется на основе прокамбиального кольца. В направлении снаружи к центру он сложен следующими тканями: эпидерма; колленхима; паренхима первичной коры; перидерма; кольцо первичных склеренхимных элементов, включая склеренхимные волокна и склереиды; первичная и вторичная флоэма, камбий, вторичная ксилема, первичная ксилема, сердцевина, в соответствии с проведенными ранее исследованиями (Копанина, Вацерионова, 2015).

Кора однолетнего стебля в конце первого вегетационного периода имеет ширину 120–130 мкм (табл. 1) и включает в свой состав перидерму, периваскулярные волокна и флоэму. К этому времени эпидерма, колленхима, паренхима первичной коры отмирают, так как феллоген формируется из внутренних слоев клеток паренхимы на границе с волокнами. Образовавшаяся перидерма отграничивает названные выше ткани, которые остаются на стебле отдельными небольшими фрагментами. Перидерма в однолетнем стебле достигает 30 мкм. Феллема 2-слойная, гомогенная, стенки утолщены незначительно, но равномерно. Полости клеток заполнены темным содержимым. Четко выражены радиальные ряды. Феллоген однослойный, феллодерма 2-слойная. Первичную флоэму в таких тонких стеблях отграничить чрезвычайно трудно. Вторичная флоэма, шириной 15–22 мкм. Ситовидные трубки, имеют самые различные очертания на поперечном срезе, расположены группами по 2–3, ориентированными как в радиальном, так и тангентальном направлении, реже одиночные. Аксиальная паренхима диффузная. Лучи 1–2-рядные, на 1 мм линейный на поперечном срезе – до 10 лучей.

В первых годичных слоях древесина рассеянно-сосудистая, просветы сосудов довольно крупные, хорошо отличимы от окружающих их волокнистых элементов, угловатые или слабоугловатые, по ширине годичного кольца расположены диффузно, преимущественно одиночные, реже в радиальных цепочках по 3–4. По направлению к внешней границе годичного прироста диаметр и количество просветов не изменяются: мелкие и более крупные сосуды могут встретиться в любой зоне кольца. Механические элементы ювенильной ксилемы представлены сосудистыми и волокнистыми трахеидами.

Структурно аномальные зоны локализованы в однолетнем стебле небольшими участками. На поперечном срезе по окружности стебля расположены 1–4 зоны. Они имеют округлоовальную форму. Значения показателей тканей и клеток в аномалии в стебле отличаются от окружающей ткани в разы (табл. 1). Наиболее часто в однолетнем стебле встречаются зоны с аномальной перидермой, реже с аномальной перидермой и флоэмой и еще реже с аномальными вторичными флоэмой или ксилемой.

**Табл. 1.** Количественная характеристика компонентов однолетнего стебля ***Spireae beauverdiana*** в условиях сольфатарного поля.

| Показатели | Участки с типичным строением | Аномалия перидермы | Аномалия, включающая перидерму и флоэму | | Аномалия вторичной флоэмы | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Max | Min | Max | Min |
| Ширина коры, мкм | 122,75±8,64 | 75,01±8,9 | - | - | - | - |
| Ширина перидермы, мкм | 28,51±1,13 | 62,36±7,43 | - | - | - | - |

*Продолжение табл. 1.*

| Показатели | Участки с типичным строением | Аномалия перидермы | Аномалия, включающая перидерму и флоэму | | Аномалия вторичной флоэмы | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Max | Min | Max | Min |
| Ширина феллемы, мкм | 19,36±0,66 | 30,97±1,05 | - | - | - | - |
| Число клеток феллемы в радиальном ряду, шт. | 2,00±0,00 | 10,10±0,82 | - | - | - | - |
| Радиальный размер клеток феллемы, мкм | 10,25±0,58 | 4,45±0,51 | - | - | - | - |
| Тангентальный размер клеток феллемы, мкм | 11,94±1,14 | 4,81±0,80 | - | - | - | - |
| Ширина вторичной флоэмы, мкм | 18,26±0,80 | 12,65±2,25 | 40,53 | 21,3 | 50,3 | 22,4 |
| Общее число клеток вторичной флоэмы в радиальном ряду, мкм | 4,47±0,29 | 5,33±0,32 | 8 | 4 | 10 | 6 |
| Число ситовидных трубок в радиальном ряду, шт. | 2,67±0,20 | 2,83±0,30 | 4 | 2 | 4 | 2 |
| Радиальный размер ситовидных трубок, мкм | 4,17±0,35 | 2,08±0,30 | 5,2 | 2,6 | 5,8 | 1,1 |
| Тангентальный размер ситовидных трубок, мкм | 6,97±0,62 | 2,76±0,36 | 4,5 | 2,4 | 5,6 | 2,4 |
| Число флоэмных лучей на 1 мм, общее, шт. | 10,4±0,56 | - | - | - | - | - |
| Ширина клеточных стенок первичных волокон, мкм. | 1,60±0,20 | - | - | - | - | - |

Феллема в аномальных зонах многослойная (6–11 слоев), в отличие от феллемы в тканях вне локусов с аномалиями, которые имеют 2 слоя клеток. Но размер клеток в такой аномальной феллеме меньше. Клетки аномальной феллемы расположены не регулярно. В поперечном сечении клетки имеют различную форму от типичной квадратной до многоугольной и треугольной. Феллодерма также имеет отклонения от нормального строения. Число слоев достигает от 3 до 7, а в типичных участках – 2 слоя. В массиве клеток аномальной феллодермы встречаются группы мелких клеток, оболочки которых утолщены и склерефицированы. В случае, если формируется зона только из аномальной перидермы, вторичная флоэма значительно деформируется за счет облитерации ее элементов и сминается под давлением широкого слоя перидермы. При этом ширина вторичной флоэмы составляет в среднем 12 мкм, в отличие от типичной вторичной флоэмы, ширина которой 18 мкм.

Аномалия вторичной флоэмы представлена небольшими участками, в которых аксиальная и лучевая паренхима представлена крупными склерефицированными клетками. Число склерефицированных элементов в группе насчитывает от 13 до 61 штук. Клеточные оболочки утолщены незначительно, в среднем 1,4 мкм, в типичной ткани – 1,6 мкм. Тангентальные и радиальные размеры таких клеток больше нормальной ткани в 2–3 раза. Лучи в таких участках гетероцеллюлярные, дилатированные. При этом ситовидные трубки значительно деформируются под давлением разросшихся участков паренхимы.

Аномальная ксилема в однолетнем стебле представлена очень редкими участками с различными характеристиками. В одних существенное развитие получает аксиальная паренхима, в других аксиальная и лучевая, причем имеет место склерефикация лучевой паренхимы. Кроме этого, встречаются участки с большим количеством волокнистых трахеид. Ширина годичного прироста такой древесины, как правило, меньше нормы. Рисунок сосудов в аномальной ксилеме также очень различен: при увеличении доли аксиальной паренхимы сосуды уменьшаются в

диаметре, в поперечнике они более или менее округлые и образуют ровную радиальную цепочку из 5–7 шт.

Таким образом, в ходе исследования было выявлено, что в однолетнем стебле *Spiraea beauverdiana* в условиях сольфатарного поля кальдеры вулкана Головнина в коре и древесине формируются специфические структуры – аномальные зоны. Структурная аномалия может быть локализована только в коре или только в перидерме, или во вторичной флоэме, а также в древесине. Выявленные структуры, вероятно, имеют адаптивное значение для исследуемого вида.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баркалов В.Ю. Флора Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2009. 468 с.
2. Ерёмин В.М., Копанина А.В. Атлас анатомии коры деревьев, кустарников и лиан Сахалина и Курильских островов. Брест: «Полиграфика», ИМГиГ ДВО РАН, СФ БСИ ДВО РАН, 2012. 896 с.
3. Жарков Р.Ф. Термальные источники Южных Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2014. 378 с.
4. Копанина А.В., Вацерионова Е.О. Особенности строения однолетнего стебля спиреи (P.Spiraea) под воздействием газогидротерм вулкана Головнина (о.Кунашир, Курильские острова) / Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г.: сборник материалов. В 2-х томах. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 379–382.
5. Лотова Т.И., Тимонин А.К. Анатомия коры розоцветных: разнообразие, эволюция, таксономическое значение. М: КМК, МГУ им. М.В. Ломоносова, 2005. 264 с.
6. Сосудистые растения советского Дальнего Востока. Т. 8 / отв. ред. С.С. Харкевич. СПб.: Наука, 1996. 383 с.
7. Чавчавадзе Е.С., Сизоненко О.Ю. Структурные особенности древесины кустарников и кустарничков арктической флоры России. СПб: БИН РАН, 2002. 272 с.

УДК 574.4.045

# СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И ВЫСОКОГОРНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ УРАЛА

*А.А. Григорьев, Л.А. Горланова*

Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург
grigoriev.a.a@ipae.uran.ru

В высокогорьях Урала установлено смещение верхней границы древесной и кустарниковой растительности выше в горы с начала XX века.

**Ключевые слова**: *верхняя граница древесной и кустарниковой растительности, Урал, изменения климата.*

Потепление климатической системы является неоспоримым фактом, и, начиная с 1950-х г., многие наблюдаемые изменения являются беспрецедентными в масштабах от десятилетий до тысячелетий. Произошло потепление атмосферы и океана, запасы снега и льда сократились, уровень моря повысился, возросли концентрации парниковых газов. Каждое из трех последних десятилетий характеризовалось более высокой температурой у поверхности Земли по сравнению с любым предыдущим десятилетием, начиная с 1850 г. (Изменение климата ..., 2013).

В связи с данным обстоятельством, все больший научный интерес представляет качественная и количественная оценка реакции экосистем на происходящее изменение (потепление) климата. Общеизвестно, что полярные и высокогорные экосистемы наиболее чутко реагируют на изменения условий среды и поэтому имеют индикаторное значение (Горчаковский, Шиятов, 1985).

В настоящее время разработан и описан ряд методов для оценки реакции высокогорных лесных экосистем на изменение климата. В рассматриваемом аспекте наиболее информативным средством документирования изменений во времени и пространстве достаточно крупных наземных объектов, в частности, древесной и кустарниковой растительности, является метод ландшафтных фотографий, полученных с одних и тех же точек в разное время (Шиятов, 2009).

Исследованиями были охвачены все горные провинции Урала (Южный, Северный, Приполярный и Полярный), на которых имеет место быть верхняя граница распространения древесной и кустарниковой растительности.

В настоящих исследованиях были использованы исторические фотоснимки (более 30 лет), сделанные П.Л. Горчаковским, Л.Н. Тюлиной, С.Г. Шиятовым, Л.Д. Долгушиным, К.Н. Игошиной, туристами, а также фото с почтовых открыток в различных высокогорных районах Урала. Для осуществления повторного фотографирования находилось точное место прежней фотосъемки. После чего производилась повторная съемка. Обязательными условиями для данных работ являлись: ясная погода и соответствие времени года прежней и настоящей фотосъемки. В общей сложности в период с 2010 по 2016 гг. удалось получить повторные снимки более чем с 500 точек, как в летнее, так и в зимнее время.

В качестве примера приведена пара разновременных фотоизображений, сделанных на г. Семичеловечья (Северный Урал): в 1956 г. – П.Л. Горчаковским, в 2013 г. – А.А. Григорьевым.

На переднем плане изображен юго-западный склон главной вершины г. Семичеловечья с каменными останцами слева. На среднем и дальнем – платообразный хребет, отходящий на юго-запад от главной вершины.

Сравнение изображений на этих фотоснимках свидетельствует, что за рассматриваемый временной интервал произошли заметные изменения в распределении площадей, занятых древостоем сосны сибирской (кедром). Если в 1956 г. на платообразном хребте (средний и дальний план) произрастали лишь одиночные деревца кедра, то к 2013 г. произошло

значительное облесение данного участка склона кедровым древостоем. Особенно заметны изменения в ложбине слева (чуть ниже по высоте н. ур. м. перевальной части), где к настоящему времени сформировался сомкнутый кедровый лес. Обращает на себя внимание, что появились отдельные деревца на крутом склоне непосредственно у точки съемки.

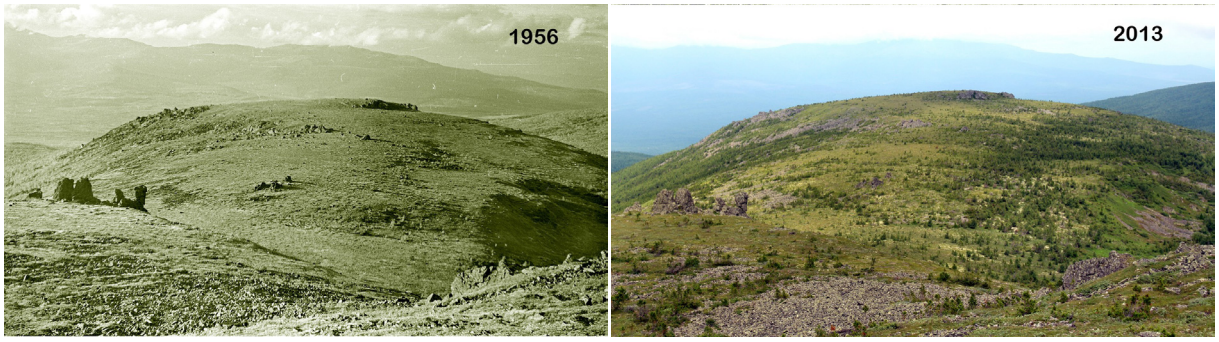



**Рис. 1.** Разновременные фотоснимки, сделанные на г. Семичеловечья.

В целом, произошло поднятие верхней границы распространения кедра выше в горы на 20–30 м по высоте, вследствие чего сократилась площадь занятая горно-тундровыми сообществами на г. Семичеловечья практически в 2 раза.

Проведенные исследования показали, что в горах Урала наблюдается явно выраженная тенденция к продвижению как древесной и так и кустарниковой растительности выше в горы. На некоторых склонах верхняя граница редин, редколесий и сомкнутых лесов поднялась на 40–60 м по вертикали и на 600–700 м по горизонтали. Заметно увеличились площади, занятые можжевельником сибирским. Наиболее значительные трансформации высокогорных лесных экосистем произошли в горах Южного Урала.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-16-05-00454.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. Фитоиндикация условий среды и природных процессов в высокогорьях. М.: Наука, 1985. 208 с.
2. Шиятов С.Г. Динамика древесной и кустарниковой растительности в горах Полярного Урала под влиянием современных изменений климата. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 219 с.
3. Изменение климата. Физическая научная основа / Межправительственная группа экспертов по изменению климата. 2013 г. 27 с.

УДК 91.528.7

# ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ МУТЬЕВОГО ШЛЕЙФА ЖИРОНДЫ (ФРАНЦИЯ) С ПРИМЕНЕНИЕМ ДДЗ

*А.А. Деркачева, Д. Доксаран, С. Новоа*

Океанологическая обсерватория LOV (UMR 7093 CNRS/UPMC), г. Вильфранш-сюр-Мер, Франция
der_a@mail.ru

Мутьевой шлейф эстуария Жиронды распространяется на несколько десятков километров вглубь Бискайского залива и вместе со взвесями переносит такие загрязнители, как тяжелые металлы или удобрения. Данные дистанционного зондирования позволяют изучать пространственно-временную динамику шлейфа. В статье представлены результаты исследования динамики под воздействием приливов и речного стока с использованием данных MODIS и SEVIRI.

**Ключевые слова:** *Жиронда, мутьевой шлейф, дистанционное зондирование, динамика, геоэкология.*

## ВВЕДЕНИЕ

Европейская директива по сохранению качества внутренних вод предписывает вести мониторинг в том числе и прибрежных морских вод. Одними из ключевых параметров наблюдения являются мутность (оптическое падение прозрачности воды из-за содержания взвешенных и растворенных веществ) и содержание поллютантов различной природы. Речные воды являются одним из наиболее значимых источников взвесей в береговой зоне, а часто и загрязнителей, даже при отсутствии их прямого сброса водотоки, перенося их вместе с минеральными частицами.

Мутьевой шлейф реки – это единая масса мутной пресной воды, распространяющаяся в морской акватории на поверхности более плотной морской воды, подчиненная общей пространственно-временной динамике и часто содержащая большое количество взвешенных веществ (ВВ). Именно поведение шлейфа в пространстве и времени определяет, где, когда и как будет меняться мутность и смогут накапливаться поллютанты. То есть знание его динамики определяет успешность мониторинга качества вод прилегающей к устью акватории, а также донных отложений.

Классические полевые измерения с целью мониторинга вод на большой площади низкоэффективны, так как получаемые данные локальны во времени и пространстве. Особенно ярко это проявляется в регионах с высоким непостоянством существования шлейфа – он может появляться и исчезать в течение нескольких дней и даже часов, следуя за суточным приливно-отливным циклом. Дистанционное зондирование из космоса является более удобным средством для исследования динамики речных шлейфов и мониторинга качества вод благодаря большому пространственному покрытию и высокой временной оперативности.

Целью данной работы являлось изучение пространственно-временной динамики мутьевого шлейфа Жиронды. Предыдущие подобные работы, такие как (Froidefond и др., 1998; 1999) и (Lafon, 2009), обладали существенно меньшим количеством спутниковых данных и применяли менее точные методики для определения концентрации взвесей по ним.

## РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Эстуарий Жиронда (рис. 1) образован слиянием рек Гаронна и Дордонь. Он открывается в Бискайский залив и является одним из крупнейших в Европе как по размерам (длина порядка 75 км), так и по объему выносимых взвесей – на его долю приходится более 70 % всего ВВ, выносимого атлантическими реками Франции. Речной сток формируется преимущественно

дождями и составляет от 150-250 м$^3$/с в межень до нескольких тысяч м$^3$/с в сильные паводки (Agence de l'Eau Adour Garonne, 1994).

Шлейф Жиронды (рис. 1) способен простираться на 50-70 км в Бискайском заливе, вынося в него порядка 1,5 млн. т. взвесей в год; концентрация взвесей $C_{BB}$ может достигать 2000 мг/л внутри эстуария и 100 мг/л в устье (Doxaran, 2009). Часть выносимого материала может транспортироваться течениями на сотни километров вдоль берега, но большая часть оседает в радиусе сотни километров. Вместе с взвешенными частицами шлейф выносит в акваторию и загрязнители различной природы: бактериологические, органические, тяжелые металлы (Agence de l'Eau Adour Garonne, 1994; Froidefond и др., 1998; Lafon, 2009). Первые не составляют большой проблемы, так как являются быстро деградирующими. Вторые пока еще мало представлены в водах Жиронды, однако при росте их содержания способны вызвать бурное развитие токсичного фитопланктона. Металлы из старых цинковых месторождений – медь, ртуть, цинк и, особенно, кадмий – составляют наибольшую проблему для региона. Они накапливаются в донных и вдольбереговых осадках и в выращиваемых в соседнем заливе Маре-Олеронд аквакультурах съедобных моллюсков.

**Рис. 1.** Область распространения шлейфа Жиронды (MODIS, 19.02.2005).

Приливные колебания уровня моря в регионе составляют до 6 м; вместе со сложной формой устья эстуария это порождает сильные приливно-отливные течения. Они достигают скорости 5 м/с и формируют расход воды до 85 тыс. м$^3$/с в устье в сизигий (Doxaran et al., 2009), что превосходит объем речного стока в десятки и сотни раз. Как результат, существование речного шлейфа не постоянно. Его появление, исчезновение и характеристики (длительность существования, дальность распространения, средние $C_{BB}$) определяются совместным воздействием трех сил: фазы суточного приливно-отличного цикла, силы прилива (полумесяцный цикла квадратура/сизигий) и речного расхода.

## МАТЕРИАЛЫ

В качестве спутниковых данных в работе использовались снимки в красном световом диапазоне систем MODIS и SEVIRI. Для характеристики динамики в момент съемки использовалась данные о времени полной и малой воды, силе прилива и речном расходе.

MODIS является системой на двух спутниках EO Aqua и Terra, производящих съемку каждый день с разницей в 1 ч 40 мин – 3 ч 20 мин. Спутник Terra создавался для наблюдений за земной поверхностью, но высокая мутность прибрежных вод и, следовательно, их высокий коэффициент отражения делают возможным его использование и в прибрежных исследованиях. Использованный для расчета $C_{BB}$ канал 645 нм имеет пространственное разрешение 250 м. Данные находятся в свободном доступе для просмотра и скачивания на сайте *oceancolor.gsfc.nasa.gov*. Для работы авторами был выбран 2005 г.; суммарно было отобрано и обработано 187 снимков для 105 дней (48 дней имеют по 2 снимка).

Система SEVIRI установлена на геостационарном метеорологическом спутнике METEOSAT. Несмотря на то, что он не предназначен для исследований цвета океана (Vanhellemont, Neukermans, Ruddick, 2013) очень высокая мутность Жиронды позволяет использовать этот сенсор. Высокое временное разрешение – каждые 15 мин, т.е. порядка 36 снимков для светового дня, – делает его интересным инструментом для исследования суточной динамики шлейфа. Для расчета $C_{BB}$ использовался канал 635 нм. Он имеет низкое пространственное разрешение, примерно 3×5 км в районе Жиронды, поэтому для изучения были выбраны три дня с сильными приливами и высоким речным расходом (март 2014 г.).

## МЕТОДИКА КАРТОГРАФИРОВАНИЯ $C_{BB}$

Космические исследования цвета океана базируются на фундаментальных законах морской оптики. Солнечный свет, достигающий водной поверхности, частично отражается от нее и частично проникает вглубь. В водной среде проникнувшие фотоны могут быть поглощены или рассеяны; эти два процесса происходят на различных составляющих природной морской воды, а именно молекулах воды, растворенных солях, растворенном органическом веществе и взвешенном веществе (фитопланктон и терригенные частицы). Благодаря тому, что каждая из перечисленных составляющих специфически взаимодействует с разными частями светового спектра, и для соленой воды это известные величины, выходящий из воды рассеянный свет несет информацию о природе и концентрации растворенных и взвешенных «примесей» (Очаковский и др., 1970; Иванов, 1975; Mobley, 1999).

Важным этапом обработки снимков при работе с океаном является правильный подбор атмосферной коррекции. Для чистой воды атмосферные эффекты и поверхностное отражение могут составлять до 90 % регистрируемого сигнала, но эта величина падает до 20–10 % при большом содержании BB. Нами была использована коррекция MUMM, разработанная специально для прибрежных вод с повышенной мутностью (Ruddick и др., 2000).

В водах Жиронды и прилегающей акватории количество растворенной органики очень мало и стабильно во времени, а концентрация фитопланктона редко превышает 3–5 %. Поэтому можно аппроксимировать все вариации коэффициента отражения как функцию концентрации взвесей. Для различных порядков $C_{BB}$ в расчетах используют зеленый, красный или БИК спектры; при этом известно, что эта связь практически линейна (Doxaran et al., 2009; Nechad et al., 2010). По данным подспутниковых полевых измерений было определено линейное соотношение между $C_{BB}$ в шлейфе Жиронды и красными каналами MODIS и SEVIRI:

$$\text{MODIS} : C_{BB} = 511.9 * Rrs_{645} \ (r^2 = 0.88, \text{RMSE} = 12.18\ \%, N_{points}=21)$$

$$\text{SEVIRI} : C_{BB} = \frac{28.92 * Rrs625}{(1 - Rrs625)/15.22} \ (r^2 = 0.87, \text{RMSE} = 10.9\ \%, N_{points}=22)$$

Суммарная погрешность обработки от спутникового сенсора до карты $C_{BB}$ оценена в 12–40 % в зависимости от мутности атмосферы для MODIS (Franz et al., 2012). Для SEVIRI оценить ошибки сложнее из-за нестабильности во времени самого сенсора (Vanhellemont et al., 2013; Ody et al., 2016)especially when taking cloud cover into account. Data from geostationary platforms can be obtained with a much better temporal resolution (images every 15 or 60 min; однако погрешности в абсолютных величинах довольно стабильны в течение суток и не мешают исследовать динамику шлейфа.

Для оценки влияния различных факторов на возникновение и распространение шлейфа по MODIS составлялись искусственные выборки, гарантирующие отсутствие воздействия других сил:

- для суточного приливно-отливного цикла (прилив – полная вода – отлив – малая вода): группировка по фазам приливного цикла дней с 2-мя последовательными снимками;
- для полумесячного цикла силы прилива (квадратура – сизигий): дни с сопоставимым речным расходом, снимки только в момент малой воды;
- для речного расхода: осреднение с использованием медианы большого объема (10-20 снимков в каждой подвыборке), по сезонам и по интервалам значений речного расхода.

В качестве характеристик шлейфа подсчитывались площадь, суммарное содержание (масса) взвеси в приповерхностном слое, средняя концентрация в устье.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

*Суточный приливно-отливный цикл,* как уже было сказано выше, мобилизует в устье эстуария объем воды, существенно превосходящий речной сток. Поэтому именно он наиболее сильно определяет динамику мутьевого шлейфа. Во время полной воды речные воды

блокируются внутри эстуария даже во время половодья и сильных паводков. С началом отлива мутные речные воды увлекаются отливной волной и происходит их выброс в акваторию; максимальные скорости роста средней $C_{BB}$ и площади шлейфа приходится на первую половину отлива, примерно до момента достижения течением своей максимальной скорости. Конец отлива и малая вода, т.е. период без течений, характеризуются слабым ростом $C_{BB}$ в окрестностях устья и ее заметным падением на внешней окраине шлейфа, что связанно с оседанием взвеси. С появлением приливного течения масса воды устремляется в обратно эстуарий и шлейф уменьшается в размерах, вплоть до полного исчезновения до наступления следующего отлива (рис. 2).

Использование снимков SEVIRI позволило установить, что в зависимости от силы прилива и объема речного стока, обратная корреляция между суточными приливным циклом и динамикой шлейфа составляет от 70 % до 95 %. При этом на них проявляются процессы очень короткого временного масштаба (до получаса), которые ранее можно было наблюдать только при моделировании или непрерывных полевых измерениях, например, смена направления течений (~10 ч и ~14 ч, рис. 3) или постепенное оседание частиц (12–14 ч, рис. 3).

Сила прилива определяет, насколько сильными будут течения и подъем уровня моря, соответственно, она модулирует суточную динамику шлейфа; общая закономерность: с ростом силы прилива увеличивается и объем транспорта мутных речных вод (рис. 4). Во время ситуации квадратуры (наименьшая сила) корреляция между приливно-отливным движением воды и развитием шлейфа снижается, так как возрастает роль речного стока; при высоких значениях стока шлейф может локально сохраняться около устья во время полной воды. В период сизигия (наибольшая сила) отливные течения провоцируют возникновение шлейфа даже в межень, когда речной расход сам по себе не достаточен для этого; такой шлейф отличается очень насыщенной $C_{BB}$ (до 50 мг/л) и однородностью. В тоже время приливные течения приводят к его полному исчезновению на время высокой воды, за исключением дней с высокими паводковыми расходами. Коэффициент детерминации между силой прилива и площадью шлейфа варьируется от 0,85 для меженных расходов до слабого положительного тренда в паводки.

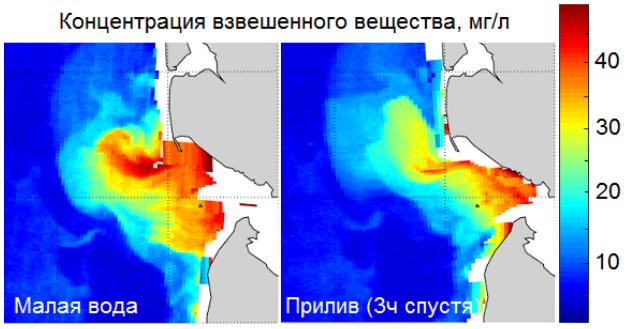



**Рис. 2.** Влияние на шлейф приливного течения (MODIS, 08.02.2005 г.).

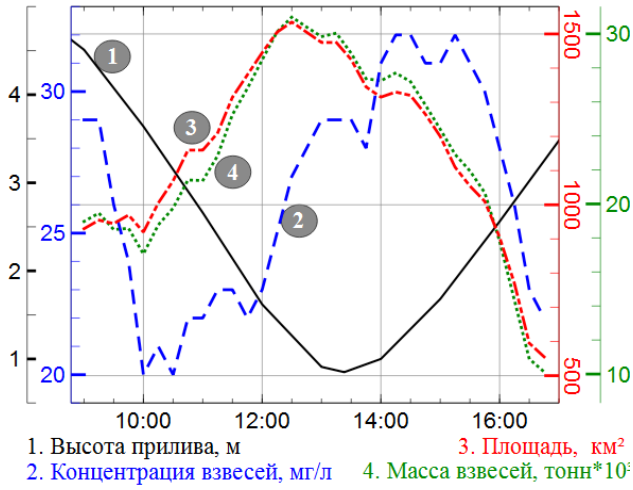



**Рис. 3.** Зависимость характеристик шлейфа от суточного приливно-отливного цикла (SEVIRI, 05.03.2014 г.).

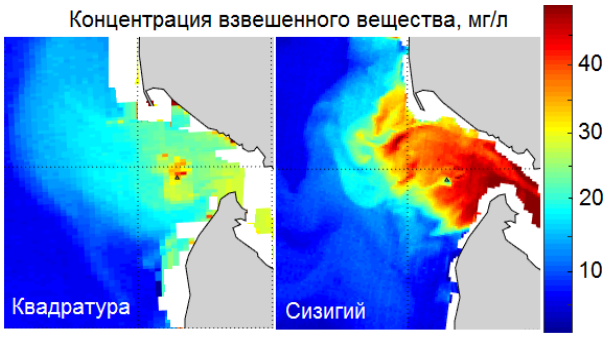



**Рис. 4.** Влияние на шлейф силы отлива в малую воду (MODIS, 19.03.2005 г. и 13.03.2005 г., речной расход ≈550 м³/с).

Речной расход, несмотря на доминирующее влияние приливных течений, прямо влияет на максимально возможные значения характеристик шлейфа (площадь распространения, масса взвеси в поверхностном слое, средняя $C_{BB}$ в устье, время существования). Поэтому среднее сезонное состояние шлейфа очень сильно варьирует в течение года, следуя за годовым ходом осадков. При малых расходах в межень шлейф простирается не более чем на 300–400 км$^2$ даже при сизигии, но с ростом стока быстро превышает 1000 км$^2$. При таких значениях он уже может не исчезать во время сизигийных приливов, так как весь объем мутной воды не успевает вернуть в эстуарий. Однако связь характеристик со стоком является скорее логарифмической, чем линейной (рис. 5): шлейф не может расти бесконечно, как сильно бы не увеличивался сток. Мы предполагаем здесь два лимитирующих фактора: 1) время приращения площади строго лимитировано суточным приливно-отливным циклом, с развитием приливного течения она начинает сокращаться; 2) при расходах порядка 500–600 м$^3$/с происходит выброс в акваторию формировавшейся ранее зоны максимальной мутности («пробка мутности»), как следствие, – общее доступное в эстуарии количество взвесей сильно падает.

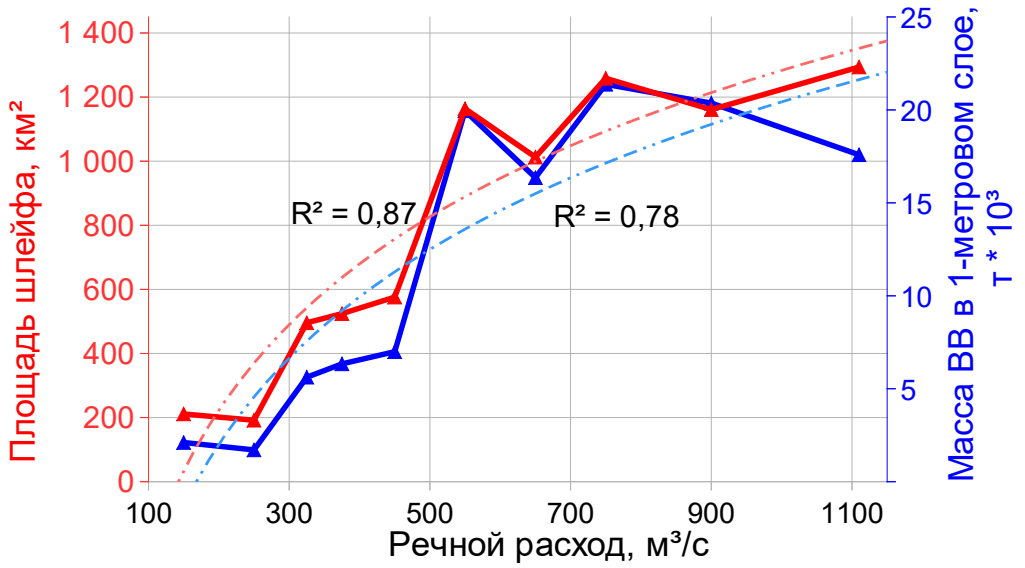



**Рис. 5.** Зависимость характеристик шлейфа от речного расхода (MODIS, осредненные данные за 2005 г.).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе было обработано более чем 200 космических снимков с использованием специальной атмосферной коррекции для прибрежных вод MUMM и регионального эмпирического уравнения для пересчета коэффициента спектральной яркости в концентрацию взвешенных частиц. Это позволило нам точнее описать и количественно охарактеризовать влияние различных факторов на динамику шлейфа в разных временных масштабах (от дня до года). Кратко резюмируя полученные результаты, три рассмотренных ключевых фактора определяют пространственно-временную динамику шлейфа Жиронды следующим образом:

- Суточный приливно-отливный цикл формирует суточный цикл развития шлейфа. Речные воды выходят вместе с отливом и возвращаются в эстуарий вместе с приливом.
- Сила прилива модулирует выраженность суточного цикл шлейфа. Сизигийный отлив вызывает формирование выраженного и высококонцентрированного шлейфа даже в сухой сезон.
- Объем речного стока влияет на максимальные значения различных характеристик шлейфа в малую воду, возможность его сохранения (длительность существования) в полную воду. Среднее сезонное состояние шлейфа также определяется стоком, следуя за годовым ходом осадков.

Более подробные по сравнению с предыдущими исследованиями качественные и количественные данные о динамике и определяющих ее силах позволят лучше планировать и проводить контроль качества вод, определять зоны накопления переносимых Жирондой взвешенных и растворенных загрязнителей и моделировать гидродинамические процессы в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов А.П. Физические основы гидрооптики. Минск: Наука и техника, 1975. 503 с.
2. Очаковский Ю.Е., Копелевич О.В., Войков В.И. Свет в океане. М.: Наука, 1970. 174 с.
3. Agence de l'Eau Adour Garonne. Synthèse des connaissances de l'estuaire de la Gironde. Bordeaux, 1994.
4. Doxaran D. Télédetection et modélisation numérique des flux sedimentaires dans l'estuaire de la Gironde, 2612. 2009.
5. Doxaran D. et al. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2009. Vol. 81, № 3. P. 321–332.
6. Franz B. et al. Quality and Consistency of the NASA Ocean Color Data Record // Proc. Ocean Opt. 2012. № October. P. 8–12.
7. Froidefond J.-M. et al. Variabilé du panache turbide de la Gironde par télédétection. Effets des facteurs climatiques // Oceanol. Acta. 1998. Vol. 21, № 2. P. 191–207.
8. Lafon V. Expoitation des données MODIS pour la zone Gironde – Marennes-Oléron. G.E.O. Transfert, UMR 5805 EPOC, Université Bordeaux 1, document interne, 2009. 40 p.
9. Mobley C.D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. // Appl. Opt. 1999. Vol. 38, № 36, P. 7442–7455.
10. Nechad B., Ruddick K.G., Park Y. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters // Remote Sens. Environ. 2010. Vol. 114, № 4. P. 854–866.
11. Ody A. et al. Potential of high spatial and temporal ocean color satellite data to study the dynamics of suspended particles in a micro-tidal river plume // Remote Sens. 2016. Vol. 8, № 3.
12. Ruddick K.G., Ovidio F., Rijkeboer M. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters // Appl. Opt. 2000. Vol. 39, № 6. P. 897–912.
13. Vanhellemont Q., Neukermans G., Ruddick K. Synergy between polar-orbiting and geostationary sensors: Remote sensing of the ocean at high spatial and high temporal resolution // Remote Sens. Environ. 2013. Vol. 146. P. 49–62.

УДК 582.29+504.73

# ОЦЕНКА РАЗРУШЕНИЯ ЭПИФИТНОГО ЛИШАЙНИКОВОГО ПОКРОВА В ОКРЕСТНОСТЯХ ЗАВОДА СПГ, О. САХАЛИН

*А.К. Ежкин, А.В. Кордюков*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск
ezhkin@yandex.ru

Представлены результаты исследования состояния эпифитного лишайникового покрова в елово-пихтовых участках леса в окрестностях завода по производству сжиженного природного газа (СПГ) на юге о. Сахалин. Оценка состояния лишайникового покрова была выполнена на основании показателей повреждений слоевищ основных доминантных видов эпифитных лишайников на стволах пихты сахалинской. Наибольшие повреждения слоевищ лишайников (до 75 %) были зарегистрированы на участках, наиболее приближенных к автодороге. Регрессионный анализ также подтверждает, что повреждения лишайников в данном районе были получены в результате воздействия автотранспорта, скорректированный $R^2$ при использовании различных комбинаций модельных видов (*Parmelia squarrosa, P. fertilis* и *Menegazzia subsimillis*) составил от 0.53 до 0.58.

**Ключевые слова:** *некроз, биомониторинг, атмосферное загрязнение.*

Загрязнение атмосферного воздуха – чрезвычайно серьёзная проблема современного общества. Загрязнённый воздух канцерогенен: каждая восьмая смерть в мире, случившаяся в 2012 г., связана с загрязнением атмосферы (7 million…, 2014; Loomis, 2013). В связи с этим возрастает важность биоиндикационных исследований, направленных на оценку состояния окружающей среды. Одними из наиболее известных биологических индикаторов являются эпифитные лишайники, изучение состояния которых может быть использовано в мониторинге загрязнения окружающей среды и степени деградации экосистем (Nash, Gries 1991). Физиологические процессы лишайников позволяют сохранять видимые повреждения, полученные вследствие загрязнения окружающей среды намного дольше сосудистых растений, поэтому изменения морфологии, цвета слоевищ и структуры лишайниковых сообществ может фиксироваться и использоваться в мониторинге (Fields, St. Clair, 1984). Фиксирование повреждений и морфологических изменений лишайников применяется в методах трансплантации и других биоиндикационных методах (Brodo 1961, 1966; Farkas et al., 1985). Регистрация показателей состояния лишайниковых сообществ в настоящее время является частью программы наблюдений многих станций сети глобального мониторинга окружающей среды (Израэль и др., 1982; Monitoring…, 2002).

Цель данных исследований – оценить состояние лишайникового покрова на елово-пихтовых участках леса в окрестностях одного из крупнейших в мире заводов по сжижению природного газа (СПГ) на юге о. Сахалин с помощью измерения показателей повреждений слоевищ основных доминантных видов эпифитных лишайников на стволах пихты сахалинской.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования были проведены на южном побережье Сахалина в окрестностях поселка Пригородное Корсаковского района, где размещен завод СПГ и терминал отгрузки газа. Завод СПГ располагается на участке морского побережья Анивского залива в долине реки Мерея. Завод был введен в эксплуатацию в 2009 г., его мощность составляет 9,6 млн. т сжиженного газа в год. Согласно нормативным документам, из 26 загрязняющих веществ, поступающих в атмосферу в результате сжигания газа, основными являются $CO_2$, $NO_2$, $SO_2$. (Повторное...,

2007). Вокруг завода нет крупных населенных пунктов в радиусе 10 км. В районе завода проходит участок автодороги общего пользования.

Растительность района исследований представлена елово-пихтовыми лесами из ели аянской (*Picea ajanensis* (Lindl. et Gord.) Fisch. ex Carr.) и пихты сахалинской (*Abies sachalinensis* (F.Schmidt) Masters) с доминированием пихты, посадками из лиственниц Кемпфера (*Larix kaempferi* (Lamb.) и Каяндера (*Larix cajanderi* Mayr), на заболоченных участках встречается ель Глена (*Picea glehnii* (Fr. Schmidt) Mast.)). Леса в данном районе сильно трансформированы с заметными следами антропогенного вмешательства и находятся на разных стадиях восстановления. Рельеф в районе исследования характеризуется непрерывным чередованием низких участков с гористыми с высотами в пределах 180–470 м (Справочник…2003). Район характеризуется положительными среднегодовыми температурами (от +1,8 °С до +3,0 °С), значительным выпадением осадков, высокой относительной влажностью в течении всего года (в среднем за год 78–83 %), частыми туманами (до 73 дней в году) (Земцова, 1968). По годовой розе ветров направление преобладающих ветров в данном районе – северо-восточное (Справочник…, 2003).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Летом 2014 г. в окрестностях завода СПГ на участках елово-пихтового леса были заложены 19 постоянных пробных площадей для проведения лихенологических исследований. Пробные площади размером 20×20 м были заложены на различном удалении от завода СПГ в радиусе 4 км на расстоянии не менее 300 м от автодороги, с точками контроля, удалёнными до 9 км от границы завода. Большинство пробных площадей были заложены в буферной зоне завода (радиус которой был изначально установлен управляющей компанией в 3,5 км от границы завода) с целью оценки и последующего наблюдения за состоянием лишайникового покрова в данном районе (рис. 1). Пробные площади были заложены неравномерно по причине ограниченного распространения елово-пихтовых лесов в данном районе.

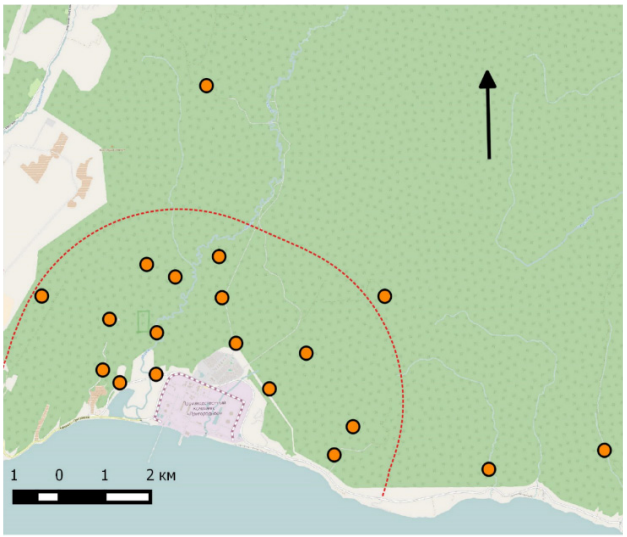



**Рис. 1.** Карта-схема расположения пробных площадей в районе завода СПГ.

На каждой пробной площади были проведены краткие геоботанические описания растительности, измерен средний возраст древостоя, выполнены описания лишайникового покрова на 10 деревьях пихты сахалинской. Деревья отбирались одинакового диаметра без наклона относительно уровня почвы. Покрытие лишайников и площадь поврежденных слоевищ измерялись с помощью рамки 400 см$^2$, поделенной на 4 части (10×10 см) с ячейками в 1 см$^2$ с четырех сторон ствола дерева на высоте 1,3 м. Каждая часть рамки (10×10 см) обрабатывалась отдельно, итого было обработано 190 деревьев и выполнено 3040 описаний (микроплощадок) в районе исследований. На основе данных измерений для каждого вида было посчитана средняя площадь повреждённых слоевищ $N$ относительно среднего покрытия для каждой пробной площади по следующей формуле:

$$N = 100 \times \frac{\sum n_i}{\sum c_i},$$

где $c_i$ – среднее покрытие вида относительно всей обследованной пробной площади (%), и $n_i$ – показатель повреждения (некроза) талломов вида (%) относительно общего покрытия данного вида на микроплощадке 10×10 см.

Учитывая, что все участки елово-пихтового леса в данном районе имели различный средний возраст древостоя (41–86 лет), который значительно влиял на видовой состав лихенофлоры на пробных площадях (скорректированный $R^2$=0,6569 при значении p=1,566e–05), влияние источников загрязнения на лишайники в этом районе оценить с использованием методов, основанных на особенностях флористического состава, не представляется возможным. Отличительная черта для участков в исследуемом районе состоит в том, чд ато с приближением к источникам загрязнения происходит изменение жизненности слоевищ и многочисленные повреждения практически всех лишайников на стволах деревьев – некрозы различной степени и мертвые талломы лишайников. Поэтому для построения градиента воздействия на лишайниковый покров в данном районе авторы использовали полученные значения некроза лишайников *N*, посчитанного с различными группами модельных видов лишайников на одной древесной породе, в нашем случае – для пихты сахалинской, доминирующей в районе исследований.

Для выявления потенциальных источников воздействия на состояние лишайниковых сообществ проводили многофакторный регрессионный анализ с использованием статистического пакета R. В качестве источников загрязнения были рассмотрены 4 объекта, относительно которых строились зависимости: 1) завод СПГ по всему периметру; 2) основной факел; 3) участок автодороги Корсаков-Новиково; 4) активные лесные просеки. Кроме вышеперечисленных потенциальных источников загрязнения в построении моделей регрессионного анализа в качестве факторов воздействия были использованы: 1) расстояние до старых непроезжих просек и неактивных участков проведения строительных работ; 2) периметр строительного городка, который в настоящее время не используется, но был активным во время строительства объекта и мог повлиять на состояние слоевищ эпифитных лишайников и высота над уровнем моря.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

После обследования 19 пробных площадей в елово-пихтовых участках данного района на пихте сахалинской было зарегистрировано 17 видов макролишайников листоватой жизненной формы, которые могли быть потенциальными модельными видами для оценки некротических поражений. Из них были выбраны 3 доминантных вида с наибольшими показателями покрытия – *Parmelia squarrosa, P. fertilis* и *Menegazzia subsimillis*. Максимальные значения показателей повреждений эпифитных лишайников были отмечены на участках, наиболее приближенных к автодороге и доходят до 75 %. На самых удаленных участках от всех потенциальных источников загрязнения, включая активные просеки, т.е. на расстоянии 3500 м, некроз (*N*) не превышает 20 % (рис. 2).

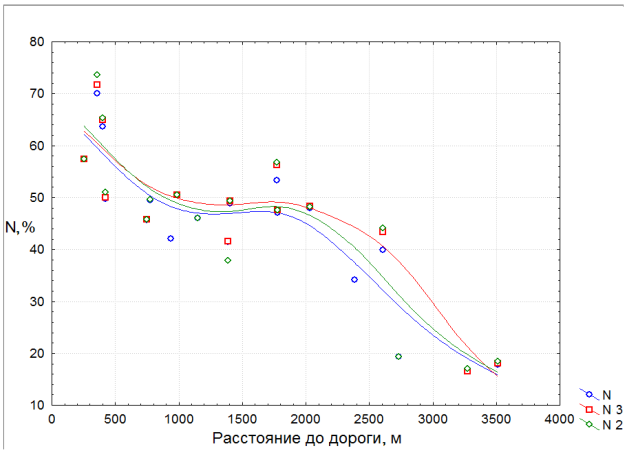



**Рис. 2.** Зависимость значений некроза (повреждений) лишайников (N) от расстояния до автодороги: N – (показатель некроза) всех макролишайников; N2 – *Parmelia squarrosa* и *P. fertilis*; N3 – *Parmelia squarrosa, P. fertilis* и *Menegazzia subsimillis.*

По результатам регрессионного анализа выявлено, что основным фактором воздействия на состояние лишайникового покрова на пихте сахалинской в данном районе является расстояние до автодороги ($R^2$=0,52, p=0,0006 для N (показателя некроза) при использовании *Parmelia squarrosa* и *P. fertilis;* $R^2$=0,55, p=0,001 для N при использовании *Parmelia squarrosa, P. fertilis* и *Menegazzia subsimillis*; $R^2$=0,58, p=8,48e-05 для всех макролишайников вместе без видовой дифференциации). Корреляционных связей некротических повреждений с границей завода и наиболее высокой трубой найдено не было, однако, это не означает, что влияние завода отсутствует, так как все объекты находятся в одном месте и разделить влияние всех факторов достаточно сложно даже при использовании многофакторного анализа.

Мы можем предположить, что увеличение интенсивности эксплуатации дороги в исследуемом районе после строительства объектов завода СПГ и причала отгрузки газа, а также масштабные дорожные работы (перенос дорожного полотна за периметр завода с северной стороны) оказали наибольшее негативное влияние на эпифитный лишайниковый покров, в результате чего наблюдаются многочисленные повреждения на участках, наиболее приближенных к участку основной автодороги.

Предлагаемый метод оценки повреждений, использованный в настоящих исследованиях, рекомендуется в качестве дополнительного в мониторинге лишайников для раннего периода воздействия техногенных объектов на окружающую среду. Для получения наиболее точных результатов при применении данной методики мы рекомендуем использовать не менее двух модельных видов лишайников. Показатель повреждений лишайников может быть особенно актуальным для мониторинга отдельных видов лишайников, например, редких и исчезающих.

Данная формула показателя повреждений может быть использована также для лишайников других жизненных форм, если этого требуют условия проведения работ, однако лишайники листоватой жизненной формы, ввиду особенностей их физиологии, являются наиболее удобными в качестве объектов таких исследований.

*Работа выполнена при поддержке грантов некоммерческой организации Global Green Grunts и Правительства Сахалинской области.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Земцова А.И. Климат Сахалина. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 197 с.
2. Израэль Ю.А. Филиппова Л.М., Равинский Ф.Я. Программа экологического мониторинга в биосферных заповедниках // Биосферные заповедники: труды 2 Советско-американского симпозиума. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. С. 128–141.
3. Повторное экспертно-гигиеническое заключение № 5/ЭКЗ – 2/02. НИИ экологии человека и гигиены окружающей среды им. А.Н. Сысина РАМН, 2007.
4. Справочник по физической географии Сахалинской области / сост. З.Н. Хоменко. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2003. 111 с.
5. 7 million premature deaths annually linked to air pollution // News release of World health organization: http://www.who.int/mediacentre/news/releases/2014/air-pollution/ru/ (01.02.2016).
6. Brodo I.M. Lichens grows and cities: a study on Long Island, New York // Bryologyst. 1966. Vol. 69. P. 427–449.
7. Brodo I.M. Transplant experiments with corticolos lichens using a new technique // Ecology. 1961. Vol. 42, № 4. P. 838–841.
8. Farkas E., Lokos L., Verseghy K. Lichens as indicators of air pollution in the Budapest agglomeration. I. Air pollution map based on floristic data and heavy metal concentration measurements // Acta Botanica Hungarica. 1985. Vol. 31, № 1-4. P. 45–68.
9. Fields R.D. and St. Clair. L.L. The effects of $SO_2$ on photosynthesis and carbohydrate transfer in the two lichens: *Collema polycarpon, Parmelia chlorocroa* // American Journal of Botany. 1984. Vol. 71. P. 986-998.
10. Loomis D., Grosse Y., Lauby-Secretan B., El Ghissassi F., Bouvard V., Benbrahim-Tallaa L., et al. The carcinogenicity of outdoor air pollution // Lancet Oncology. 2013. Vol. 14. P. 1262–1263.
11. Monitoring with lichens – monitoring lichens: Proceeding of the NATO advanced research workshop on lichen monitoring, Wales, United Kindom, 16-23 August, 2000 / eds.: P.L. Nimis, Ch. Scheidegger, P.A. Wolseley. Kluwer Academic Publ.: Dordrecht ets, 2002. 408 p.
12. Nash T.H., Gries C. The use of lichens in atmospheric deposition studies with an emphasis on the Arctic // The science of the total environment. 1995. Vol. 160/161. P. 729–736.

УДК 582.29+504.73+504.5

# ЛИШАЙНИКИ ДРЕВЕСНЫХ СУБСТРАТОВ В МЕСТАХ ПРОЯВЛЕНИЯ СОЛЬФАТАРНОЙ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА, О. КУНАШИР

*А.К. Ежкин*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск
ezhkin@yandex.ru

В работе приводятся результаты исследования видового состава лишайников, обитающих на древесных субстратах в местах проявления сольфатарной активности вулкана Менделеева на о. Кунашир. Всего было выявлено 32 вида лишайников на всех древесных субстратах. Характерными видами данных местообитаний является *Bryoria capillaris, Caloplaca lucifuga*, *Cladonia macilenta*, *C. furcata*, *C. granulans, Hypocenomyce friesii* и *Parmeliopsis hyperopta*.

**Ключевые слова:** *Курильские острова, толерантные виды, вулканическое загрязнение.*

Сольфатарная деятельность активных вулканов оказывает довольно мощное воздействие на окружающую среду – изменяет окружающие ландшафты, химический состав почв и приземных слоев атмосферы, состав растительности (Манько, Сидельников, 1989; Жарков, Побережная, 2008). Основными загрязняющими веществами таких местообитаний являются серосодержащие газы и тяжелые металлы (Fahselt, 1995; Shimizu, 2004).

Данные вещества губительно действуют на многие виды лишайников, в особенности на эпифиты, которые отличаются наименьшей устойчивостью к поллютантам (Горшков, 1990; Daly, 1970; Gilbert, 1970; Westman, 1975). Однако, стрессогенный характер таких местообитаний создает благоприятные условия для поселения здесь интересных специфичных видов, устойчивых к фумарольным газам.

Цель настоящих исследований – изучить видовой состав лишайников всех древесных субстратов, включая валежник, пни, сухостой и живые деревья в районах сольфатарной активности вулкана Менделеева на острове Кунашир.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Остров Кунашир – самый южный и третий по величине остров Большой Курильской гряды. Его площадь 1548 км$^2$. Основным рельефообразующим фактором на Курильских островах является четвертичный вулканизм и абразионная деятельность моря (Атлас ..., 1994). Климат типично морской, характерный для умеренных широт с незначительным влиянием муссонов, с обилием атмосферных осадков (до 1100–1400 мм/год), высокой влажностью (средняя относительная влажность воздуха 80 %), мягкой зимой и прохладным летом, муссонным режимом ветров. Средняя годовая температура составляет 4–5 °С (Южные…, 1992).

Вулкан Менделеева располагается в центральной части острова. На нём находятся четыре сольфатарных поля с выходами газов и термальных вод. Ландшафты сольфатарных полей образованы на месте воронок взрывов, возраст заложения которых оценивается в 1,5–2,1 тыс. лет (Абдурахманов и др., 2004). Работы проводились в районе двух наиболее доступных сольфатарных полях – северо-западном и северо-восточном. В составе сольфатарных газов вулкана Менделеева преобладают $CO_2$, участвуют HCl, $SO_2$, $H_2S$, CO, $H_2$, $CH_4$, $O_2$, $N_2$ и редкие газы (Лебедев и др., 1980). Помимо указанных газов, здесь отмечено присутствие тяжелых металлов: Hg, As, Zn, Cu, Pb (Чердынцев, 1973; Лебедев, Никитина, 1977; Лебедев и др., 1977).

Древесная растительность сольфатарных полей представлена в основном кедровым стлаником (*Pinus pumila* (Pall.) Regel), который селится вдоль оврагов и по краю полей, образуя микрозону, в которой единичными экземплярами встречается ель Глена (*Picea glehnii*) и рябина смешанная (*Sorbus commixta* Hedl.). Микрозона кедрового стланика граничит на разных участках с темнохвойным лесом, образованными елью Глена, елью аянской (*P. jezoensis*) и пихтой сахалинской (*Abies sachalinensis* (F.Schmidt) Masters), а также разреженными каменноберезовыми лесами с *Betula ermanii* Cham. Травяной ярус здесь образован, в основном, представителями рода саза (*Sasa* Makino et Shibata). Средний возраст хвойных деревьев в данных районах варьирует от 90 до 150 лет, встречаются отдельные деревья возрастом более 200 лет.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования были проведены в летние месяцы 2013–2015 гг. маршрутным методом. Были исследованы все древесные субстраты на самих сольфатарных полях и по их границам, включая валежник, пни, сухостой и живые деревья. Обработка и определение материалов проводились в лаборатории береговых геосистем Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. Идентификация лишайников проведена традиционными лихенологическими методиками, изложенными в Определителе лишайников СССР, вып. 2. (Окснер, 1974). Названия таксонов даны в алфавитном порядке согласно базе данных Index Fungorum (Index Fungorum, 2016).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По результатам исследований лишайников в районах двух сольфатарных полей влк. Менделеева на всех видах древесных субстратов было найдено 32 вида лишайников, относящихся к 10 семействам и 23 родам. Данные виды относятся к 2 группам по отношению к субстрату – эпиксильные и эпифитные – и 8 жизненным формам – кустистая повисающая радиальнолопастная, кустистая прямостоящая, листоватая рассеченнолопастная ризодиальная, листоватая вздутолопастная неризодиальная накипная плотнокорковая, накипная зернисто-бородавчатая, накипная однообразно-чешуйчатая и накипная лепрозная.

Наиболее часто встречаемые лишайники на древесных субстратах в пределах исследованных сольфатарных полей, а также по их границам – *Caloplaca lucifuga* G. Thor, *Hypocenomyce friesii* (Ach.) P. James & Gotth. Schneid., *Parmelipsis hyperopta* Ach., *Bryoria capillaris* (Ach.) Brodo & D. Hawksw, *Cladonia macilenta* Hoffm., *C. furcata* (Huds.) Schrad., *C. granulans* Vain. На границе северо-западного сольфатарного поля был найден редкий охраняемый лишайник *Icmadophila japonica* (Zahlbr.) Rambold et Hertel. на старом пне.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 13-05-00239 А и 13-05-00544 А.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И., Разжигаев Н.Г., Рыбин А.В., Гурьянов В.Б., Жарков Р.В. Вулкан Менделеева – история и современное состояние (о. Кунашир, Курильские острова) // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: материалы IV Междунар. совещ. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 45–47.
2. Курильские острова. Атлас Сахалинской области // Южно-Сахалинск: Ср ВКФ, 1994. с. 49.
3. Горшков В.В. Влияние атмосферного загрязнения окислами серы на эпифитный лишайниковый покров северотаежных лесов // Лесные экосистемы и атмосферное загрязнение. Л.: Наука, 1990. С. 144–159.
4. Жарков Р.В. Побережная Т.М. Влияние сольфатарно-гидротермальной деятельности вулканов на компоненты ландшафтов (влк. Менделеева, о-в Кунашир, Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 53–58.

5. Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б. и др. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева. М.: Наука, 1980. 176 с.
6. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Особенности состава и металлоносность гидротерм аппаратов вулканов (на примере вулканов Менделеева и Головнина) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977. С. 5–25.
7. Лебедев Л.М., Никитина И.Б., Пляшкун И.А., Любомилова Г.В. Об изменении концентраций рудных компонентов в кислых сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева во времени // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977. С. 33–38.
8. Манько Ю.И., Сидельников А.Н. Влияние вулканизма на растительность. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 83–107.
9. Окснер А.Н. Определитель лишайников СССР. Вып. 2. Морфология, систематика и географическое распространение. Л.: Наука, 1974. 284 с.
10. Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.
11. Южные Курильские острова (природно-экономический очерк), Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, Сахалинский фонд культуры, 1992. 156 с.
12. Daly G.T. Bryophyte and lichen indicators of air pollution in Christchurch, New Zealand // Proceedings of the New Zealand Ecological Society. 1970. Vol. 17. P. 70–79.
13. Fahselt D. Growth form and reproductive character of lichens near active fumaroles in Japan. 1995. Symbiosis issue: Vol. 3, № 18. P. 211–231.
14. Gilbert O.L. A biological scale for the estimation of sulphur dioxide pollution // New Phytologyst. 1970. Vol. 69, № 3. P. 629–634.
15. Index Fungorum. 2016. http://www.indexfungorum.org.
16. Shimizu A. Community structure of lichens in the volcanic highlands of Mt. Tokachi, Hokkaido, Japan, 2004. The Bryologist. Vol. 107, № 2. P. 141–151.
17. Westman L. Air pollution and vegetation around a sulphite mill at Örnsköldsvick, North Sweden (pollutants and plant communities on exposed rocks) // Wahlenbergia. 1975. Vol. 2. P. 1–146.

УДК 581.5:591.9 (571.642)

# ЭКОЛОГО-ФАУНИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИРОДНОГО ЗАКАЗНИКА «ВОСТОЧНЫЙ» НА ОСТРОВЕ САХАЛИН

*И.В. Еременко, Р.Н. Сабиров*

Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
irinkaeremenko@yandex.ru

Заказник «Восточный» создан в 2007 г., площадь его составляет 68005 га и охватывает малонарушенные леса средней подзоны тайги Сахалина. В заказнике выделены три основных эколого-фаунистических комплекса: горно-лесной, приречно-пойменный и прибрежно-морской. Наибольшим биоразнообразием отличается прибрежно-морской комплекс, где встречается 9 видов млекопитающих, 28 видов птиц и 4 вида рептилий и амфибий.

**Ключевые слова:** *вид, фауна, млекопитающие, птицы, рептилии и амфибии, заказник «Восточный, остров Сахалин.*

В настоящее время в Сахалинской области функционируют 57 особо охраняемых природных территорий (ООПТ), в том числе 2 Государственных природных заповедника, 12 заказников, 41 памятник природы, 1 природный парк и 1 лечебно-оздоровительная и курортная местность, доля которых составляет около 10 % от площади региона. Они призваны сохранять различные природные комплексы и объекты, расположенные на Сахалине, Монероне и Курильских островах. Однако, несмотря на внушительное количество ООПТ, многие из них создавались без соответствующего научного обоснования и детального обследования местных ландшафтов, экосистем, что, в конечном итоге, обусловило не только случайный характер их дислокации по региону, но и отсутствие достоверного перечня охраняемых видов, четко очерченных границ, точного размера охраняемой территории и всего имеющегося биологического разнообразия в них. Помимо этого, значительная часть ООПТ в силу указанных и ряда других причин призвана сохранять частично или полностью трансформированные и, следовательно, не уникальные и не эталонные природные ландшафты Сахалинской области. Пожалуй, одним из немногих, выгодно отличающимся от других ООПТ, является комплексный биологический заказник «Восточный», расположенный в средней части острова Сахалин и охватывающий территорию бассейнов двух нерестовых рек Пурш-Пурш и Венгери с общей площадью 68005 га. Здесь сохранились девственные леса и другие природные комплексы с оригинальным видовым составом, сложной структурой и большим биологическим разнообразием. Однако созданию рассматриваемого заказника предшествовали сложные и многолетние полевые исследования по выявлению биоразнообразия растительного и животного мира, подготовка двух вариантов научного обоснования, затем многочисленные согласования с различными властными структурами, а также круглые столы, общественные слушания и иные акции в поддержку создания ООПТ, которые в целом имеют почти 12-летнюю историю (Сабиров и др., 2011). В результате этого постановлением Администрации Сахалинской области № 167-па от 8 августа 2007 г. окончательно была завершена эпопея создания природного заказника «Восточный».

Природные ландшафты этого района отличаются значительным разнообразием, что обусловлено расположением здесь самой высокой горной системы острова – Восточно-Сахалинских гор с двумя меридионально вытянутыми хребтами – Набильским и Центральным. Между хребтами простирается обширная межгорная депрессия, изрезанная нерестовыми реками Пурш-Пурш и Венгери и их многочисленными притоками. Вследствие этого в заказнике господствуют горнотаежные ландшафты и предопределяют состав, численность и характер распределения животного мира.

В заказнике «Восточный» выявлено 186 видов птиц, 30 видов млекопитающих, 5 видов амфибий и рептилий (Сабиров и др., 2011); 17 отрядов птиц, 6 отрядов млекопитающих и по одному отряду рептилий и амфибий. В составе наземных позвоночных района бассейнов рек Пурш-Пурш и Венгери имеется 68 видов постоянно обитающих животных (в т.ч. 34 вида птиц, 29 – млекопитающих, 3 – амфибий, 2 – рептилий), 74 вида гнездящихся и возможно гнездящихся птиц, а также 92 вида птиц и зверей, встречающихся здесь в период сезонных миграций, кочевок и зимовок. Разумеется, в фаунистическом плане рассматриваемый район довольно богат. На его территории встречаются более половины всех видов птиц, известных на Сахалине (Нечаев, 1991), более 60 % видового состава наземной териофауны региона (Воронов, 1981; и др.) и не менее 70 % видового разнообразия островной герпетофауны (Басарукин, 1983). Если же рассматривать участие перечисленных групп животных в формировании местных природных комплексов, то окажется, что группа постоянно обитающих видов животных составляет в наземной фауне позвоночных данного района, в общей сложности, всего около 31 %. Остальные две трети ее видового разнообразия представлены животными, главным образом птицами, с хорошо выраженным сезонным миграционным характером пребывания. Как можно заметить, авифауна рассматриваемого района, как и всей таежной зоны страны, в целом, характеризуется нестабильным видовым составом по отдельным сезонам года.

Безусловно, на территории заказника наблюдается неравномерное распространение различных представителей фауны позвоночных животных. В соответствии с биотопической приуроченностью животных, они формируют здесь три основных эколого-фаунистических комплекса: горно-лесной, приречно-пойменный и прибрежно-морской (табл. 1).

**Табл. 1.** Представленность фауны наземных позвоночных заказника по эколого-фаунистическим комплексам.

| Классы | Количество видов по комплексам | | |
|---|---|---|---|
| | Горно-лесной | Приречно-пойменный | Прибрежно-морской |
| Млекопитающие | 11 | 8 | 9 |
| Птицы | 14 | 14 | 28 |
| Амфибии | 2 | 3 | 3 |
| Рептилии | 2 | 2 | 1 |
| Всего: | 29 | 27 | 41 |

Горно-лесной комплекс, в который включены животные, обитающие как в верхнем, так и в нижнем горно-лесном поясе, сформирован, главным образом, таежными видами, имеющими тесные экологические связи с различными лесными формациями: зарослями кедрового стланика, горными каменноберезняками, лиственничными, пихтово-еловыми и другими лесами, характерными для средней подзоны тайги Сахалина. В связи с полным господством указанных лесных формаций на территории заказника этот фаунистический комплекс имеет наибольшее распространение и занимает не менее 80–90 % его площади. Из-за слабой антропогенной и пирогенной нарушенности природных ландшафтов, в нем сохраняется наиболее полный видовой состав птиц и млекопитающих, характерных, преимущественно, для хвойных лесов Среднего Сахалина. Особенно широко распространенными и часто встречающимися здесь являются как многие таежно-лесные птицы (рябчик, дятлы, синицы, поползень, кедровка и др.), так и млекопитающие – соболь, белка, бурый медведь и др. Довольно полно представлена в этом комплексе и группа редких лесных особо охраняемых видов животных: дикий северный олень, сахалинская кабарга, дикуша, филин, каменный глухарь (Красная…, 2000).

Приречно-пойменный фаунистический комплекс, в который входят животные, обитающие по берегам рек, ручьев и в прилежащих к ним долинно-приречных угодьях, в отличие от горно-лесного комплекса, не имеет здесь столь широкого и хорошо выраженного размещения. Нередко состав животных этих двух соседних комплексов сливается и приобретает преимущественно черты горно-лесного комплекса с незначительным присутствием в нем околоводных форм. Последнее

особенно заметно на участках сужения долин, где крутые залесенные склоны гор подходят к самому урезу русел рек и ручьев. По сравнению с аналогичными эколого-фаунистическими комплексами на Южном и Северном Сахалине, не выделяется он и видовым разнообразием животных. Основными фоновыми представителями его обычно являются лишь речная выдра, американская норка, оляпка, средний крохаль, да около десятка мелких птиц (крапивник, седоголовая овсянка, горная трясогузка, перевозчик и др.) и млекопитающих (рукокрылые, грызуны, бурозубки). Наряду с этим, по сравнению с указанными районами Сахалина, в меньшей степени он представлен и чужеземными, интродуцируемыми на острове видами. В его составе, например, отсутствует ондатра, наблюдается пока еще слабое проникновение енотовидной собаки и ряда синантропных грызунов. В то же время, наиболее полно представлена здесь группировка хищных и редких видов птиц: орлан белохвост, белоплечий орлан, горный дупель и др.

Для этих охраняемых видов, старые пойменные тополевые и ивово-ольховые леса, хорошо сохранившиеся по долинам рек Венгери и Пурш-Пурш и их притоков, как и сами названные водотоки, богатые рыбой и другими кормовыми водными животными, являются основными местами добычи пищи и гнездования. Причем, плотность обитания, например, орланов, здесь, как в немногих районах региона, в целом, довольно высока. Учитывая это обстоятельство, а также принимая во внимание, что приречно-пойменные угодья являются главным местом обитания речной выдры, численность которой повсеместно сокращается, можно утверждать, что приречно-пойменный природный комплекс заказника играет очень существенную роль в сохранении как отдельных редких видов животных, так и биоразнообразия островного региона в целом.

Весьма важная роль в указанном процессе принадлежит и местному прибрежно-морскому комплексу. В него включены животные, имеющие тесные биоценотические связи с морским побережьем и прилежащей акваторией. Несмотря на незначительное территориальное распространение, ограниченное узкой полосой морского побережья, прибрежной акваториальной зоной и приустьевыми участками нерестовых рек и ручьев, этот эколого-фаунистический комплекс располагает жизненными возможностями, пригодными для обитания наибольшего количества видов животных – около 60 % от общего их разнообразия, зарегистрированного на территории заказника. В него входят представители как морской фауны (тюлени, чайки, бакланы, чистики и др.), так и многие наземные и околоводные виды (лисица, медведь, утиные, кулики и др.), имеющие трофические и пространственные связи с морским побережьем и прилежащей акваторией. Довольно разнообразно в этом комплексе представлены и редкие виды птиц из соколообразных, гусеобразных, ржанкообразных и других отрядов. Образованию многовидовых сообществ животных здесь в значительной степени способствует и то обстоятельство, что морское побережье этой части Сахалина лежит на одном из основных путей сезонных миграций птиц, обитающих не только в нашем регионе, но и далеко за его пределами.

В состав фоновых животных каждого рассматриваемого эколого-фаунистического комплекса входят от 27 до 41 вида наземных позвоночных (табл. 1). При этом некоторые эвритопные виды (бурый медведь, бурозубки, мелкие грызуны, вороны и др.) могут одновременно входить в состав нескольких комплексов заказника. Фаунистический фон всех трех комплексов создают, в общей сложности, около 80 видов птиц и млекопитающих, что составляет 37 % от известного здесь их общего разнообразия.

По характеру пребывания фоновые виды местных животных можно объединить в три группы. Первая из них включает постоянно обитающих на данной территории позвоночных животных и достигает 45 % от количества всех фоновых видов заказника. Вторая группа представлена гнездящимися пролетными птицами, встречающимися здесь ежегодно с мая по сентябрь-октябрь, доля которых составляет 36 %. В третью группу отнесены пролетно-кочующие птицы, не размножающиеся, но входящие в состав рассматриваемых комплексов во время сезонных миграций и периодических кочевок, при этом доля их не превышает 19 %. Наиболее стабильным составом фоновых видов, естественно, выделяется горно-лесной комплекс. Постоянно обитающие виды занимают в нем свыше 80 % списочного состава животных. Менее постоянна во времени фауна прибрежно-морского комплекса, где группа таких видов составляет всего около 20 %. Микропопуляции остальных 136 видов птиц и млекопитающих местной фауны наземных позвоночных не выделяются многочисленностью и широким распространением на исследованной территории. Между тем, плотность обитания бурого медведя в заказнике

«Восточный» заметно выше, чем в других более обжитых районах острова (рис. 1). Подобные высокоплотностные сообщества этого вида отмечались в Сахалинской области только на полуострове Шмидта, являющемся действующим заказником, и в государственном заповеднике «Курильский» на острове Кунашир (Воронов, 1994, 2001).

Во всех трех эколого-фаунистических комплексах встречается значительное количество редких видов животных. В целом, на территории заказника зарегистрировано 35 видов птиц и 3 вида млекопитающих, внесенных в Красные книги России (2001) и Сахалинской области (2000). От общего количества найденных здесь видов наземных позвоночных животных, эта группа, в общей сложности, составляет около 17 %. Кроме того, дополнительно к этому количеству, 16 видам, внесенным в Красные книги Японии, Южной Кореи и МСОП, придан международный статус охраны.

Концентрация значительного количества редких видов в заказнике обусловлена, прежде всего, длительной сохранностью местных экосистем и отсутствием ощутимого антропогенного пресса. Здесь никогда не было населенных пунктов, не велись промышленные рубки леса, не строились дороги и не разрабатывались запасы минерального сырья. Антропогенное воздействие на них определялось, главным образом, любительской охотой и прибрежно-речным рыболовством. В этой связи экосистемы заказника являются эталонными для Восточно-Сахалинского горного округа подзоны средней темнохвойной тайги острова, эволюционно сложившимися при незначительном антропогенном воздействии. При имеющемся на Сахалине дефиците природных ландшафтов, слабо нарушенных хозяйственной деятельностью и пожарами, указанные обстоятельства придают экосистемам заказника особенно высокую природоохранную значимость и научную ценность в отношении различных систематических и экологических групп животных. Эффективное сохранение уникальных и эталонных природных комплексов, популяций редких и исчезающих видов и всего биоразнообразия заказника «Восточный» возможно лишь при создании реальной охранной службы с соответствующим целевым финансированием.

**Рис. 1.** Бурый медведь в заказнике «Восточный» образует наиболее высокоплотностные сообщества на Сахалине. Фото И. Еременко.

ЛИТЕРАТУРА


1. Басарукин А.М. Кадастр распространения амфибий и рептилий Сахалинской области. Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. 29 с.
2. Воронов В.Г. Список позвоночных животных Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. 28 с.
3. Воронов Г.А. Охотничье-промысловые ресурсы. Охраняемые территории // Атлас Сахалинской области: Ресурсы и экономика. Южно-Сахалинск, 1994. С. 44–46.
4. Воронов Г.А. Некоторые эколого-фаунистические аспекты и современное состояние охотничьей териофауны Сахалина и Курильских островов // Вестник МАНЭБ. 2001. № 11 (47). С. 29–33.
5. Красная книга Сахалинской области. Животные. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное изд-во, 2000. 190 с.
6. Красная книга Российской Федерации (животные). М.: АСТ Астрель, 2001. 862 с.
7. Нечаев В.А. Птицы острова Сахалин. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 748 с.
8. Сабиров Р.Н., Сабирова Н.Д., Воронов Г.А. Природный заказник «Восточный» // Вестник Сахалинского музея. Южно-Сахалинск, 2011. № 18. С. 375–399.

УДК 574.587:504.058

# ВОЗДЕЙСТВИЕ МУТНОСТИ И ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ НА БЕНТОСНЫХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ (ОБЗОР)

*М.В. Ковальчук*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
kovalchukmaks@gmail.com

В работе представлен обзор исследований по изучению негативного воздействия мутности и взвешенных веществ на донные сообщества. Приведено описание влияния как при антропогенном воздействии, так и при случайных экстремальных событиях. Показаны результаты исследований зависимости выживаемости и интенсивности дрифта бентосных организмов при воздействии различных концентраций взвешенных частиц, а так же длительности процесса восстановления сообществ речного зообентоса.

**Ключевые слова:** *взвешенные вещества, мутность, бентос, численность, биомасса, антропогенное воздействие.*

Одним из самых распространенных объектов в системе биомониторинга экологического состояния водоемов являются бентосные беспозвоночные, т.к. они встречаются повсеместно, приурочены к определенному биотопу, имеют высокую численность, относительно крупные размеры и достаточно продолжительный цикл развития, чтобы аккумулировать загрязняющие вещества за длительный период времени (Баканов, 2000).

Донные беспозвоночные животные играют важную роль в процессах трансформации веществ и энергии как внутри водных экосистем, так и между ними и наземными экосистемами. Участвуя в создании качественного и количественного разнообразия водной биоты, организмы зообентоса являются важными компонентами в питании ценных промысловых видов рыб. Сообщества зообентоса – удобный объект для наблюдений за антропогенными изменениями, динамикой процессов самоочищения и эволюцией водных экосистем. Видовой состав и количественные характеристики сообществ донных беспозвоночных служат хорошими, а в ряде случаев – единственными гидробиологическими показателями загрязнения грунта и придонного слоя воды и широко применяются в различных системах биоиндикации и гидробиологического мониторинга за состоянием водных экосистем.

Абсолютные показатели численности и биомассы могут изменяться при антропогенном воздействии, следовательно, в определенной степени отражать его величину.

Негативное воздействие взвешенных веществ на донные сообщества беспозвоночных животных известно давно, и число публикаций по этой тематике растет как по рекам, озерам, водохранилищам, так и по морским акваториям. С позиции рыбохозяйственного комплекса, наиболее актуальна проблема загрязнения взвесью водной среды в части негативного воздействия на зообентос как кормовую базу рыб-бентофагов.

Следует сказать, что степень воздействия взвешенных частиц на водные экосистемы зависит от множества причин: характера, структуры перерабатываемых грунтов, объема их выемки в единицу времени, продолжительности работ, сезонной приуроченности, скорости течения, химизма, температуры и прозрачности вод, глубины водоема, мощности иловых отложений, морфологии русла, каскадности отработок или количества (диаметра) труб путепроводов, исходного биологического фона (микроорганизмы воды, грунта, фито- и зоопланктон, бентос, состав ихтиофауны с учетом динамических процессов всех организмов, наличие макрофитов и др.).

Взвешенные частицы образуются как естественным путем (случайные экстремальные события) – в весенний период и при дождевых паводках, так и от разнообразных антропогенных факторов – при строительстве мостов, прокладке нефте- и газопроводов, забивке свай, устройстве

дамб, разработке горных россыпных месторождений, добыча НСМ и прочих работах на водных объектах (Зиновьев и др., 2015). Во всех случаях образуются зоны повышенной мутности как кратковременные, так и длиннопериодичные, иногда постоянные. При этом взвеси различаются по концентрации, структуре взвешенных частиц, длительности осаждения и степени негативного влияния на живые организмы, хотя общий характер их воздействий однотипен.

## ВЛИЯНИЕ УВЕЛИЧЕНИЯ МУТНОСТИ И ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ ПРИ АНТРОПОГЕННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

Землеуглубительные работы, разработка карьеров подводных месторождений песчано-гравийных материалов, золотодобыча и др. приводят к изменениям морфологии русла, скорости течения, гранулометрического состава грунтов, температуры воды, переходу (реадсорбции) загрязняющих веществ из донных отложений в воду, увеличению мутности речного потока (Базарова, 2007; Decker et al., 1999), что способствует локальному разрушению местообитаний бентосных беспозвоночных.

Степень воздействия гидромеханизированных работ на донные сообщества определяется длительностью периода проведения и интенсивностью разработок, глубиной воздействия на экосистему, гидрологическими особенностями водотока. Основные виды негативного воздействия на водные биосистемы при проведении подобных работ подразделяются на прямые и опосредованные (Заделенов и др., 2001). К прямым относятся:

1. Нарушение дна водотоков. Происходит при проведении работ непосредственно в русловой части водотока. Основной пресс в данном случае испытывают организмы донной фауны, поскольку структура донных сообществ, условия их обитания и количественные характеристики определяются фракционным составом грунтов и особенностями отдельных биотопов. Этот вид негативного воздействия приводит к сокращению кормовых ресурсов, снижению, в связи с этим, рыбопродуктивности водоема. При нарушении русловой части в районе нерестилищ происходит потеря потомства рыб, в большинстве случаев нерестилища полностью теряют свою функцию в результате исчезновения нерестового субстрата.

2. Образование «шлейфа мутности». При производстве гидромеханизированных работ в водоемы сбрасываются технологические воды, содержащие минеральные взвеси в повышенных, по сравнению с бытовыми, концентрациях. Эти вещества оказывают влияние на гидробиоценозы не только непосредственно в районе работ, но и на нижележащих участках реки. В загрязненных минеральными взвесями участках водотоков снижается численность и биомасса организмов бентоса, обедняется его видовой состав за счет выпадения реофильных форм, происходит редукция ихтиоценозов – ценные лососевидные рыбы замещаются малоценными. Водоем теряет свою значимость в качестве мест нагула и нереста лососевидных рыб.

Непосредственно на участках техногенного воздействия происходит механическое уничтожение бентоса, на площадях заиления при осаждении донного грунта из взвеси также происходит его гибель. Все это влечет за собой снижение биомассы, численности и видового разнообразия зообентоса.

Общей реакцией сообществ макробеспозвоночных на извлечение грунта из русла реки является снижение общей численности и биомассы, что было отмечено в водотоках различных регионов при данном виде воздействия (Бажина, 2004; Чалов и др., 2005; Шубина, 2006; Юракова, 2007; Brown, 1998; Meador, Layher, 1998; Decker, 1999). По результатам проведенных исследований при различных вариантах антропогенного воздействия в русле была показана реакция бентосных организмов на временное локальное внешнее воздействие.

В подавляющем большинстве случаев взвеси изолируют богатые пищей слои дна, засыпают обитающих на поверхности грунта животных и растения, засоряют и повреждают фильтрационные, дыхательные и ловчие аппараты беспозвоночных бентоса. Поиск пищи и процессы дыхания в таких условиях затрудняются, в водоемах развиваются илолюбивые или хищные, эвритопные компоненты фауны, тогда как виды-фильтраторы и глотальщики перестают доминировать в структуре ценозов и биомассе. В р. Ляля (бас. р. Тавды, Зап. Сибирь) при повышении мутности до 600 мг/л биомасса и численность донных беспозвоночных уменьшается почти в 10 раз на фоне обеднения видового состава. При этом отрицательное воздействие взвесей

проявляется на значительных расстояниях вниз по реке от источника взмучивания (до 100 км и более), причем их полное оседание в текучих водах практически не происходит (Наумова, 1988).

Влияние гидромеханизированных работ на донные сообщества детально было исследовано Т.В. Юраковой с соавторами на примере протоки Суровской (бассейн р. Томь) (Юракова и др., 2007). Было показано, что в зоне добычи из русла реки песчано-гравийных материалов происходит полное разрушение бентосных сообществ, обусловленное гибелью всех донных макробеспозвоночных. По мере снижения мутности потока донные сообщества восстанавливаются, и на расстоянии 500 м от работающего земснаряда численность и биомасса макробеспозвоночных приходит к фоновым значениям (Юракова и др., 2007).

Макробеспозвоночные травмируются, извлекаются вместе с грунтом, погибают или дрейфуют ниже по течению на ненарушенные участки водотока. Дрифт макробеспозвоночных является одной из реакций на повышение мутности потока. Численность и биомасса дрейфующих организмов увеличиваются и при повышении концентрации взвешенных веществ в воде в период прохождения половодья и паводков. При этом плотность дрифта в районе работ повышается так же, как и в паводковые периоды, преимущественно за счет амфибиотических насекомых (Шубина, 2006).

Изучение влияния взвешенных веществ на дрифт бентосных организмов показало, песчаная взвесь до 70 мг/л не оказывает влияние на выживаемость личинок хирономид (табл. 1). Однако наблюдаются изменения в поведении и питании, проявляющиеся в миграции личинок в относительно чистые участки и увеличении размеров домиков, что свидетельствует об ухудшении условий дыхания. Увеличение концентрации глинистых частиц приводит к снижению выживаемости хирономид. При концентрации 40–60 мг/л выживаемость составила 9,3 %, а при 100–150 мг/л – 2,3 %. Концентрации глинистых взвесей до 60 мг/л не влияют на выживаемость малощетинковых червей, увеличение взвеси до 150–170 мг/л приводит к гибели 70 % животных (Леман, Лошкарева, 2009).

**Табл. 1.** Зависимость выживаемости хирономиды Chironomus plumosus от различных концентраций взвешенных частиц.

| Опыт | Мг\л | Число особей | Выживаемость |
|---|---|---|---|
| Контроль | 4-8 | 153\115* | 75 |
| Кварц | 20-72 | 150\113 | 75 |
| Крупная глина | 40-60 | 146\14 | 9,3 |
| | 70-100 | 150\7 | 4,3 |
| | 100-150 | 150\8 | 2,3 |

* в числителе – начало опыта, в знаменателе – конец опыта.

Опыты по изучению влияния минеральных взвесей на дрифт бентосных организмов показали, что при воздействии мелких фракций глинистой взвеси в концентрациях от 20 мг/л уже в первые часы опыта наблюдается интенсивный дрифт гаммарид, веснянок и поденок (табл. 2). Хирономиды и олигохеты покидают участки русла при более длительном воздействии взвесей и больших концентрациях. Важно, что при различных фоновых показателях взвешенных веществ в речной воде (контроль равен 3 и 15 мг/л) наблюдается разная интенсивность дрифта не только одних и тех же групп, но и видов. Так, *Gammarus lacustris*, обитающий в карстовом ручье, где содержание взвесей 3 мг/л, начинает мигрировать из зоны загрязнения уже при концентрации 10 мг/л, а при 20 мг/л 90 % животных покидают опытный участок реки. В то же время гамарусы, живущие в р. Сылве при фоновом содержании взвесей в период опыта 15 мг/л, начинают дрифт только при 20 мг/л (Леман, Лошкарева, 2009).

Таким образом, при увеличении концентрации минеральных взвесей свыше 40 мг/л изменяются поведение олигохет и личинок хирономид, характер их питания. Концентрация 40–60 мг/л глинистых взвесей приводит к гибели 90 % хирономид, но не оказывает существенного влияния на выживаемость олигохет. Концентрация глинистых частиц 150 мг/л является летальной

для хирономид и вызывает гибель 70 % олигохет. С увеличением в воде содержания глинистых взвесей усиливается скорость дрифта бентосных организмов.

**Табл. 2.** Интенсивность дрифта бентосных организмов при воздействии различных концентраций глинистой взвеси, % к исходной численности.

| Группа организмов | Контроль | Концентрация, мг.л | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 5 | 10 | 20 | 40 | 80 | 160 |
| Гаммариды | 3\6* | 4\- | 28\- | 90\20 | 95\97 | 94\97 | 98\97 |
| Веснянки | 5\4 | 2\- | 10\- | 40\8 | 57\46 | 57\46 | 69\58 |
| Поденки | 3\6 | 2\- | 15\- | 47\11 | 78\62 | 78\62 | 86\68 |
| Ручейники | - | -\- | 5\- | 22\9 | 59\- | 59\- | - |
| Хирономиды | 5\- | 4\- | 10\- | 20\12 | 68\46 | 68\46 | 71\57 |
| Олигохеты | 4\8 | 3\- | 5\- | 6\4 | 44\31 | 44\31 | 58\46 |

*В числителе – контроль (равен 3 мг/л), в знаменателе – 15 мг/л.

Увеличение концентрации минеральных частиц в толще воды ухудшает также условия питания бентосных организмов, принадлежащих к экологической группе фильтраторов (личинки мошек и некоторые ручейники), засоряя их фильтрационные и ловчие аппараты. В результате происходит резкое снижение численности и даже полное исчезновение этих важных, особенно для лососевых рек, литореофильных компонентов бентофауны (Леман, Лошкарева, 2009).

По результатам оперативного мониторинга бентоса в предгорных и равнинных водотоках острова Сахалин в 2004–2007 гг. при различных вариантах кратковременных строительных работ в русле была описана динамика количественных характеристик бентоса в течение 3 суток после завершения строительства (Лабай, Роготнев, 2008). Сравнивая распределение одноименных количественных показателей бентоса, независимо от биотопической принадлежности участка водотока, было отмечены одни и те же закономерности:

1) быстрое восстановление количественных характеристик на нарушенном субстрате – на 3-и сутки после строительства они составляли от 30–40 % от исходных до более 100 %;

2) быстрый отклик на воздействие активно мигрирующих видов и форм – бокоплавов и мелкоразмерных амфибиотических насекомых, именно они первыми реагируют на изменение мутности и прямое воздействие строительных работ, они же первыми заселяют восстановленный субстрат;

3) замедленный отклик крупных с низкой скоростью миграций из зоны воздействия гидробионтов.

Увеличение биомассы бентоса на нижних створах в течение периода наблюдений объясняется сносом крупных гидробионтов. Увеличение тотальной биомассы сопровождается резким скачком индивидуальной биомассы и исчезновением из структуры донного сообщества мелкоразмерных форм. Следовательно, возникают различные типы реагирования среди донных организмов на повышение концентрации взвешенных веществ и мутности. Инициатором миграции, в отличие от створа перехода, где наблюдается прямое разрушение биотопа, является резкое повышение мутности. При этом мелкие организмы реагируют чрезвычайно быстро и сносятся вниз по течению. Пороговые концентрации взвеси для крупных гидробионтов гораздо выше, поэтому они скапливаются на створе в 150 м ниже перехода.

Кроме перестроек бентосных сообществ непосредственно на участках техногенного воздействия, как правило, происходят изменения и в бентосных сообществах участков реки, расположенных ниже по течению, что связано с влиянием повышенной мутности (образованием «шлейфа мутности») и интенсивной седиментации взвеси. Длина шлейфа повышенной мутности (и, соответственно, длина участка, на котором происходит ухудшение состояния донных зооценозов) определяется глубиной водотока, скоростью течения и гидравлической крупностью частиц грунта. Так, в протоке Суровской (бассейн р. Томь) донные ценозы приходят к фоновому состоянию с удалением на 300–500 м от места работы земснаряда (Юракова, 2007). На р. Томь с более высокими скоростями течения, участок восстановления донных сообществ был длиннее и составлял около 600 м (Файзова, 1984). В р. Чумыш численность и биомасса зообентоса соответствовала фоновым показателям в 1 км ниже от работающего земснаряда. На

р. Ока «шлейф мутности» распространялся до 4 км (Велюга, 2010), в реках Корякского нагорья снижение численности и биомассы зообентоса отмечено на расстоянии до 5–7 км от места воздействия (Чалов и др., 2005), в реках Калифорнии – до 11 км (Meador, Layher, 1998).

Превышение уровня мутности при гидромеханизированных работах по сравнению с фоновыми значениями зависит также и от гранулометрического состава донных отложений. Так, на гравийно-галечных грунтах протоки Суровской при изъятии донных отложений мутность воды увеличивалась в три раза, а в р. Томь на участках с преобладанием мелких фракций в структуре донных отложениях – в семь раз (Юракова, 2007).

Естественно, что взвешенные вещества оказывают как прямое негативное воздействие, так и косвенное.

Негативное влияние операций по перемещению грунта на организмы зообентоса, сопровождающееся заилением донных грунтов, является объектом пристального внимания как отечественных, так и зарубежных специалистов достаточно давно. Однако, пороговая величина слоя переотложенного осадка, под которым происходит гибель организмов зообентоса, до сих пор не установлена. Это связано с тем, что данный параметр в каждом конкретном случае может варьировать в зависимости от гидрологических особенностей водного объекта, гранулометрического состава уже сформировавшихся и дополнительно оседающих грунтов, эколого-физиологических особенностей зообентоса, определяемых его составом и структурой, и множества других факторов.

В рамках существующей проблемы встает вопрос количественной оценки воздействия дноуглубительных работ на кормовую базу рыб-бентофагов при проведении расчета прогнозируемого, не предотвращаемого природоохранными мероприятиями, ущерба рыбным запасам. В настоящее время в подавляющем большинстве случаев для такой количественной оценки губительным принимается слой 0,5 мм со ссылкой на работу Л.А. Лесникова (1986), в которой сказано, что «ежесуточное прибавление слоя более 0,5 мм повышает смертность гидробионтов».

## ВЛИЯНИЕ УВЕЛИЧЕНИЯ МУТНОСТИ И ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ ЕСТЕСТВЕННЫМ ПУТЕМ (СЛУЧАЙНЫЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ)

В речных системах российского Дальнего Востока, расположенных в зоне муссонного климата, случайные экстремальные события, наиболее распространенные из которых – половодья после многоснежных зим, паводки, засухи, промерзания русла, интенсивная биогенная нагрузка при отсутствии половодья, высокая температура и пр., – определяют облик сообществ (Богатов, 1994). Во многих работах, посвященных особенностям функционирования речных экосистем, экстремальные природные явления рассматриваются либо как факторы, наносящие некий урон речной биоте, либо не учитываются вовсе. Имеется также другая точка зрения, по которой считается, что физические нарушения, вызванные экстремальными природными явлениями, на системном уровне не являются стрессом для сообществ (Minshall, 1988).

Паводок характеризуется не только увеличением уровня вод в реках и скорости течения, а так же значительным увеличением их мутности, за счет увеличения концентрации взвешенных минеральных частиц. С увеличением в воде содержания минеральных взвесей усиливается скорость дрифта бентосных организмов. В результате происходит резкое снижение численности и даже полное исчезновение некоторых литореофильных компонентов бентофауны. Мелкофракционные взвеси неблагоприятны для большинства зообентосных организмов, нуждающихся в твердых субстратах для прикрепления, движения и размножения (Шаповалов, Моторин, 2012).

Редкие катастрофические паводки не разрушают речные экосистемы, а периодическое чередование паводков средней и малой силы и меженными периодами, в целом, благоприятно сказывается на гидробиологическом режиме рек. Во время паводков промываются заиленные участки. После завершения паводков массовая гибель беспозвоночных и рыб прекращается, наблюдается быстрое (2–4 декады) формирование сообщества зообентоса (Богатов, 2012).

На основании проведенных исследований (Введенская и др., 2005) можно заключить, что во время прохождения паводков происходит постепенное заселение бентосными

беспозвоночными обсыхаемых донных участков реки, и состав гидробионтов в них практически не различается с теми участками, которые не подвержены влиянию паводков. Время, необходимое для оптимального заполнения беспозвоночными донных биотопов, составляет примерно 30 дней.

Восстановление сообществ речного зообентоса после разрушения биотопов при экстремальных природных ситуациях (паводки) осуществляется путем реколонизации, имеющей 4 источника – дрифт, роение имаго и откладка яиц, миграции вверх по течению в потоке воды и по поверхности субстрата. Наиболее важным источником реколонизации является дрифт, обеспечивающий 45 % иммигрантов; доля беспозвоночных, появившихся в разрушенном биотопе из яйцекладок, составляет до 28 %, мигрировавших против течения в толще воды и по субстрату – 8–19 % соответственно. Ведущая роль дрифта в реколонизационных процессах отмечалась неоднократно (Шаповалов, Моторин, 2012).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В целом, обобщая изложенное, следует отметить, что, несмотря на чрезвычайно широкую амплитуду воздействий и разносторонность исследований по влиянию взвесей, далеко не ясными остаются многие вопросы, а в частности следующие:

1) оценка зон сильного и умеренного воздействия концентрации взвешенных частиц;

2) период восстановления сообществ макробентоса рек после техногенного воздействия;

3) количественные показатели воздействий мутности и взвешенных веществ;

4) восстановление сообществ речного зообентоса после разрушения биотопов при экстремальных природных ситуациях.

Таким образом, учитывая высокую востребованность данных, позволяющих корректно оценивать масштабы воздействия на донные гидробионты, явно недостаточный объём экспериментальных материалов и их противоречивость, представляется актуальным проведение дальнейших широкомасштабных исследований по влиянию взвешенных частиц на различные организмы зообентоса для классификации факторов риска, анализа и прогноза техногенных воздействий и катастроф на биоту.

Помимо модельных экспериментов по исследованию влияния заиления на донные организмы, информативными являются данные мониторинговых исследований состояния зообентоса, полученные до проведения строительных работ в русле и после их завершения. Следует отметить необходимость и важность изучения длительности воздействия взвеси на макробентос. При выполнении дальнейших работ и получения более точных и объективных данных необходимо увеличить количество бентосных станций выше и ниже участка техногенного воздействия, увеличить количество проб бентоса на каждом створе. Для дальнейшего изучения длительности процесса восстановления сообществ макробентоса рек после техногенного воздействия необходимо увеличение сроков мониторинга на исследуемых участках.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Бажина Л.В.Восстановление структуры макрозообентоса малых рек Красноярского края при добыче россыпного золота // Экосистемы малых рек: биоразнообразие, биология, охрана: тез. докл. Борок, 2004. С. 11.
2. Базарова С.Б. Воздействие горнодобывающих предприятий на экосистему региона и оценка эффективности их экологической деятельности // Региональная экономика и управление. 2007. № 2(10).
3. Баканов А.И. Использование зообентоса для мониторинга пресноводных водоемов // Биология внутренних вод. 2000. № 1. С. 68–82
4. Богатов В.В. Функционирование речных экосистем Дальнего Востока России в условиях муссонного климата // XXVI Любищевские чтения. Современные проблемы эволюции и экологии: сб. мат-лов междунар. конф. Ульяновск, 2012. С. 81–88.
5. Богатов В.В. Экология речных сообществ Российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1994. 218 с.

6. Введенская Т.Л., Травина Т.Н., Хивренко Д.Ю. Заселение речных биоценозов бентосными беспозвоночными (р. Плотникова, Камчатка) // Чтения памяти В.Я. Леванидова. Вып. 3. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 122–125.
7. Велюга И.В. Оценка возможных реальных альтернатив развития деятельности Дединовского месторождения строительных песков на р. Оке // Вестник Московского государственного областного университета. 2010. № 2. С. 95–100.
8. Заделенов В.А., Трофимова М.А., Космаков И.В. Основные виды техногенного воздействия на водные биоресурсы при освоении минерально-сырьевой базы // Вестник Томского государственного университета. 2001. Т. 274. С. 133–135.
9. Зиновьев Е.А., Китаев А.Б. О воздействии взвешенных частиц на гидрофауну // Известия Самарского научного центра РАН. 2015. № 5-1. С. 283–288.
10. Лабай, В.С., Роготнёв М.Г. Быстрая реакция макробептоса рек острова Сахалин на кратковременное техногенное воздействие // Чтения памяти В.Я. Леванидова. Владивосток: Дальнаука, 2008. Вып. 4. С. 56–65.
11. Леман В.Н., Лошкарева А.А. Справочное пособие по природоохранным и мелиоративным мероприятиям при производстве строительных и иных работ в бассейнах лососевых нерестовых рек Камчатки. М.: Тов. науч. изд-в КМК, 2009. 192 с.
12. Лесников Л.А. Влияние перемещения грунтов на рыбохозяйственные водоемы: сб. науч. тр. ГосНИОРХ. Вып. № 255. Ленинград, 1986. С. 3–9.
13. Наумова Н.Н. Зоопланктон рек Мулянки и Сылвы в зоне работы земснаряда // Экол. гидроб. вод-в Зап. Урала. Пермь, 1988. С. 18–28.
14. Пирогов В.В., Зинченко Т.Д. Влияние дноуглубительных работ и отвалов грунта в рыбохозяйственных водоемах на поведенческие реакции некоторых ракообразных // Биология внутренних вод. Информ. бюлл., 1987. № 73. С. 20–21.
15. Файзова Л.В. Влияние выборки грунтов на распределение зообентоса реки Томи // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань, 1984. С. 115–117.
16. Чалов С.Р., Чебанова В.В., Леман В.Н., Песков К.А.Техногенные изменения русла малой лососевой реки и их влияние на сообщество макрозообентоса и лососевых рыб (юго–восточные отроги Корякского нагорья) // Чтения памяти В.Я. Леванидова. 2005. Вып. 3. С. 36–48.
17. Шаповалов М.И., Моторин А.А. Влияние паводков на состав и структуру зообентоса горных рек Северо-Западного Кавказа // Юг России: экология, развитие. 2012. № 4. С. 54–62.
18. Шубина В.Н. Бентос лососевых рек Урала и Тиммана. СПб.: Наука, 2006. 401 с.
19. Юракова Т.В. Особенности гидробиологического режима протоки Суровской в условиях разработки гравия / Т.В. Юракова, А.И. Рузанова, Л.Н. Мухин // Биологические аспекты рационального использования и охраны водоемов Сибири. Томск: Лито–Принт, 2007. С. 293–301.
20. Brown A.V., Lyttle M.M., K.B. Brown Impacts of Gravel Mining on Gravel Bed Streams // Transactions of the American Fisheries Society. 1998. Vol. 127. P. 979–994.
21. Decker C., Keyes J., Jackson C.R., Shelton J., Jackson B. Effects of sand dredging on channel morphology, invertebrate communities and fish communities in urban Decalb country streams // Proceeding of the Georgia water resources conference. Georgia, 1999. P. 325–328.
22. Meador M.R., Layher A.0. Instream Sand and Gravel Mining: Environmental Issues and Regulatory Process in the United States // Fisheries. 1998. Vol. 23, № 11. P. 6–13.
23. Minshall G.W. Stream ecosystem theory: a global perspective // J. North. Am. Benthol. Soc. 1988. Vol. 7, № 4. P. 263–288.

УДК 581.522.5+551.232 (571.645)

# СТРУКТУРНАЯ РЕАКЦИЯ ОДНОЛЕТНЕГО СТЕБЛЯ *BETULA ERMANII* НА ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНУЮ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ ОСТРОВА КУНАШИР

*А.В. Копанина*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
a.kopanina@imgg.ru

С позиций экологической анатомии изучены структурные особенности и реакции однолетнего стебля *Betula ermanii* к условиям вулканических ландшафтов острова Кунашир. На основе детального количественного анализа показателей внутреннего строения стебля выявлены особенности структурного отклика проводящей системы молодого стебля на газогидротермальную деятельность вулкана Менделеева и кальдеры вулкана Головнина.

**Ключевые слова:** *Betula ermanii, газогидротермальная деятельность, вулканы, остров Кунашир, стебель, кора, древесина.*

Настоящая работа является продолжением исследований структурных реакций и адаптаций древесных растений к условиям вулканических ландшафтов. Исследовательская задача по выявлению структурных особенностей однолетнего стебля поставлена для *Betula ermanii* Cham. – широко распространенного вида на Дальнем Востоке России, а также на юге Сахалина и Курильских островов, образующего чистые и смешанные леса в горах и предгорьях. Образцы однолетних стеблей березы были собраны на острове Кунашир в различных экологических условиях, как не затронутых вулканической деятельностью (приняты за контроль), так и на ландшафтах вулкана Менделеева и кальдеры вулкана Головнина. На вулкане Менделеева на участке термопроявлений ручья Кислый образцы березы взяты в пихтово-еловом баумбучниково-кустарниковом лесу с участием *Betula ermanii*. В непосредственной близости к термальным выходам нижнего течения ручья были встречены только молодые особи березы высотой до 3–4 м с диаметром стволов 5–10 см. В кальдере вулкана Головнина отдельные растения березы встречаются на береговой зоне оз. Кипящего в значительном удалении от котлов газогидротермальных выходов по сравнению с кустарничковой растительностью. Единичные растения березы в кальдере высотой 1,5–2 м (диаметр ствола 3–7 см) описаны нами в разреженных сообществах *Pinus pumila* с участием *Ledum hypoleucum* и *Empetrum sibiricum*. В наибольшей близости от растительной группировки, в которой были взяты образцы березы, расположен юго-восточный участок газо- и термопроявлений Центрального Восточного сольфатарного поля кальдеры. Значительных морфологических повреждений растений березы вблизи газогидротермальных выходов при полевом обследовании вулканов Менделеева и Головнина выявлено не было.

Сравнительно-экологическое исследование коры и древесины однолетних стеблей *Betula ermanii* выполнено для широкого перечня количественных показателей коры и древесины, относящихся к разным функциональным группам (водопроводящей, покровной, секреторной, депонирующей/запасающей, механической, метаболической). Отбор, фиксация и последующая лабораторная обработка растительных образцов выполнена по стандартным методикам (Прозина, 1960; Барыкина и др., 2004). Аналитические работы выполнены на лабораторном оборудовании лаборатории экологии растений и геоэкологии ИМГиГ ДВО РАН. Компьютерная обработка изображений микросрезов для измерения биометрических параметров и получения микрофотографий выполнена с использованием программного обеспечения Axio Vision Carl Zeiss 40v4.6.3.0 на световом микроскопе Axio Scope.A1, Carl Zeiss. В целях анализа и оценки был

обследован 41 количественный показатель тканей коры однолетних стеблей березы из каждого местообитания. Объем выборки для каждого параметра составлял 30 измерений. Для каждого параметра каждого местообитания рассчитаны выборочное среднее и доверительный интервал для него (для доверительной вероятности 95 %).

Внутренняя структура однолетнего стебля *Betula ermanii* представлена комплексом тканей коры, древесины и сердцевины (Еремин, Копанина, 2012). К концу вегетационного периода снаружи стебель покрыт перидермой, далее вглубь стебля расположена колленхима, паренхима первичной коры, первичные механические элементы – склереиды и склеренхимные волокна, первичная флоэма, вторичная флоэма, состоящая из ситовидных трубок и клеток спутниц, аксиальной и лучевой паренхимы, камбий, вторичная ксилема, состоящая из сосудов, волокнистых элементов, аксиальной и лучевой паренхимы, паренхима сердцевины.

Анализ количественных показателей коры и древесины однолетнего стебля *Betula ermanii* позволил выявить характерную тенденцию уменьшения большинства показателей в условиях газогидротермальной активности вулканов острова Кунашир (табл. 1).

**Табл. 1.** Количественная характеристика однолетнего стебля *Betula ermanii* в различных экологических условиях острова Кунашир.

| **Показатели, единицы измерения** | **Подножие влк. Менделеева** | | **влк. Менделеева, нижняя группа ручья Кислый** | | **влк. кальдера Головнина, Центральное Восточное сольфатарное поле** | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **выбороч. сред.** | **гр. для мат. ожидания** | **выбороч. сред.** | **гр. для мат. ожидания** | **выбороч. сред.** | **гр. для мат. ожидания** |
| Диаметр стебля, мм | 4,77 | 0,07 | 2,54 | 0,04 | 1,82 | 0,04 |
| Ширина коры, мкм | 579,04 | 37,98 | 385,55 | 22,77 | 335,47 | 15,46 |
| Число клеток камбиальной зоны в радиальном ряду, шт. | 3,22 | 0,33 | 3,41 | 0,42 | 2,53 | 0,20 |
| Ширина годичного прироста ксилемы, мкм | 1056,93 | 77,37 | 511,43 | 45,81 | 357,25 | 30,13 |
| Площадь сердцевины, мм$^2$ | 1,19 | 0,04 | 0,42 | 0,02 | 0,13 | 0,04 |
| Площадь ксилемы, мм$^2$ | 5,43 | 0,18 | 1,92 | 0,14 | 0,10 | 0,05 |
| Площадь коры, мм$^2$ | 4,24 | 0,14 | 0,42 | 0,02 | 1,41 | 0,06 |
| Ширина феллемы, мкм | 133,08 | 5,04 | 68,88 | 2,46 | 57,77 | 2,49 |
| Число клеток феллемы в радиальном ряду, шт. | 20,69 | 1,22 | 11,63 | 0,53 | 12,16 | 0,62 |
| Ширина паренхимы первичной коры, мкм | 163,79 | 15,82 | 105,51 | 11,87 | 87,61 | 8,95 |
| Ширина слоя первичных механических элементов, мкм | 129,17 | 8,03 | 90,46 | 5,83 | 77,59 | 6,24 |
| Ширина вторичной флоэмы, мкм | 78,75 | 5,62 | 62,05 | 5,57 | 53,37 | 2,78 |
| Число клеток аксиальной паренхимы в радиальном ряду, шт. | 3,19 | 0,44 | 2,06 | 0,30 | 1,75 | 0,22 |
| Число ситовидных трубок в радиальном ряду, шт. | 5,31 | 0,62 | 5,44 | 0,43 | 4,72 | 0,39 |
| Общее число флоэмных лучей на 1 мм, шт. | 24,03 | 1,22 | 24,13 | 1,74 | 27,69 | 2,11 |
| Общий удельный объем флоэмных лучей, % | 29,76 | 1,68 | 29,27 | 3,00 | 28,56 | 2,58 |

*Продолжение табл. 1.*

| **Показатели, единицы измерения** | **Подножие влк. Менделеева** | | **влк. Менделеева, нижняя группа ручья Кислый** | | **влк. кальдера Головнина, Центральное Восточное сольфатарное поле** | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **выбороч. сред.** | **гр. для мат. ожидания** | **выбороч. сред.** | **гр. для мат. ожидания** | **выбороч. сред.** | **гр. для мат. ожидания** |
| Число 1-рядных лучей на 1мм, шт. | 18.06 | 1.51 | 20.56 | 1.74 | 22.88 | 2.44 |
| Число многорядных лучей на 1мм, шт. | 6.00 | 0.80 | 3.56 | 0.61 | 2.56 | 0.40 |
| Максимальная рядность луча, шт. | 2.84 | 0.29 | 3.03 | 0.28 | 2.50 | 0.29 |

Наиболее ярко выряжены отклонения структурных показателей от нормального роста и формирования тканей в однолетнем стебле березы в условиях сольфатарного поля кальдеры Головнина. Стебли *Betula ermanii* в условиях газогидротермальных выходов эксцентричны, прирост флоэмы и древесины крайне неравномерен по окружности стебля. В некоторых участках стеблей вторичная ксилема представлена лишь несколькими трахеальными и волокнистыми элементами. Уменьшается, по сравнению с нормой, длина годичного прироста удлиненных побегов, диаметр стебля – в 3 раза, ширина коры в – 1,5 раза, ширина древесины в – 2,5 раза. Особенно показательны эти изменения в соотношении значений площадей основных тканевых комплексов стебля: коры, древесины и сердцевины. Следует отметить, что наряду с общей тенденцией к уменьшению размерных значений тканей и их элементов, структуры, обладающие наибольшей физиологической значимостью и активностью – ситовидные трубки – характеризуются близкими значениями во всех исследованных местообитаниях. Также сопоставимые значения выявлены нами по общему удельному объему флоэмных и ксилемных лучей. При этом число лучей на 1 мм поперечного среза стебля в экстремальных условиях сольфатарного поля кальдеры Головнина даже незначительно больше нормы, причем за счет увеличения числа однорядных лучей. Увеличение числа ситовидных трубок при сохранении их размеров, а также числа однорядных флоэмных лучей, вероятно, является физиологическим откликом растений *Betula ermanii* на экстремальные условия сольфатарного поля кальдеры Головнина, который выражается в увеличении сопряженности проводящих элементов и горизонтальной паренхимы.

Реализованный в настоящем исследовании количественный подход к изучению внутренней структуры коры позволил дать детальную характеристику однолетнего стебля *Betula ermanii*, выявить ее структурные особенности и первый экологический отклик стебля.

Выражаю благодарность научному сотруднику лаборатории экологии растений и геоэкологии ИМГиг ДВО РАН, к.б.н. И.И. Власовой за лабораторную обработку образцов березы.

*Работы выполнены при поддержке РФФИ (инициативный грант № 15-04-04774) и в рамках государственного задания ИМГиГ ДВО РАН.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Барыкина Р.П., Веселова Т.Д., Девятов А.Г. и др. Справочник по ботанической микротехнике. Основы и методы. М.: МГУ, 2004. 312 с.
2. Ерёмин В.М., Копанина А.В. Атлас анатомии коры деревьев, кустарников и лиан Сахалина и Курильских островов. Брест; ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 896 с.
3. Прозина М.Н. Ботаническая микротехника. М.: Высшая школа, 1960. 206 с.

УДК 574.42(571.642)

# ВЫЗВАНА ЛИ НЕОДНОРОДНОСТЬ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА МАГУНТАН РАЗЛИЧНЫМ СОДЕРЖАНИЕМ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В СУБСТРАТЕ?

*К.А. Корзников*

Ботанический сад-институт ДВО РАН, г. Владивосток
korzkir@mail.ru

Приводятся данные о валовом содержании тяжелых металлов в субстрате под разными типами растительных сообществ грязевого вулкана Магунтан (остров Сахалин, Макаровский район). Содержание Sr ниже, а Zn, Hg, As, Sr, Pb выше кларкового. Значимых различий в варьировании содержания тяжелых металлов не обнаружено. Концентрация тяжелых металлов не влияет на пространственную структуру растительного покрова грязевого вулкана.

**Ключевые слова:** *грязевой вулкан, тяжелые металлы, растительное сообщество, растительный покров, биоиндикация.*

## ВВЕДЕНИЕ

В растительном покрове грязевого вулкана Магунтан (48°13′40″ с.ш. 142°33′50″ в.д.; центральный Сахалин, южная тайга) явно выражены несколько зон зарастания – растительных сообществ, доминантами в которых являются *Deschampsia tzvelevii* Prob. (сообщество DT) *Primula sachalinensis* Nakai (PS) и *Salix fuscescens* Andersson (SF). Эколого-динамический ряд растительных сообществ сопряжен с возрастом грязевого субстрата и расстоянием от основного эруптивного канала, что выражается в формировании микропоясности растительного покрова (Корзников, 2015; Korznikov, 2015). В ходе необычного извержения вулкана в 2005 г., когда действовало несколько эруптивных центров, концентрическая зональность в восточной части вулкана оказалась нарушена (Мельников, 2011), и в настоящее время растительные зоны имеют дуговидную в плане форму.

Ранее было показано (Korznikov, 2015), что изменение состава и структуры растительного покрова грязевого вулкана Магунтан сопряжено с уменьшением засоления и изменением pH субстрата с сильнощелочного до близкого к нейтральному. Однако неучтенным оказался фактор содержания тяжелых металлов, потенциально способный играть роль «архитектора» состава растительных сообществ, ввиду токсического воздействия высоких концентраций этих элементов на растения (Алексеев, 1987; Heavy metal…, 2004). Содержание тяжелых металлов в свежих сопочных брекчиях в концентрациях выше кларковых отражено в ряде научных работ (Якубов, 1980; Сорочинская и др., 2015).

Целью исследования стала проверка гипотезы о зависимости состава и структуры растительного покрова грязевого вулкана от валового содержания тяжелых металлов в субстрате.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы субстрата отбирали из двух пунктов в пределах контуров растительных сообществ каждого типа (DT, PS и SF), с глубины корнеобитаемого горизонта. Координаты места взятия проб фиксировали с помощью GPS (рис. 1).

Сопочную брекчию высушивали, удаляли из нее фрагменты корней растений, измельчали до пылеватого состояния. Из каждой пробы субстрата приготовили по 10 образцов, то есть по 20 для каждого типа сообщества и 60 в общей сложности. Определение валового содержания тяжелых металлов в образцах проводили с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра Innov-X X-5000. Спектр выявляемых прибором элементов позволил определить содержание Sr, Zn, Cr, Cu, Pb, As и Hg. Средняя ошибка измерения прибора составила около 12 %, максимальные значения ошибки (до 30 %) наблюдали при определении содержания Hg.

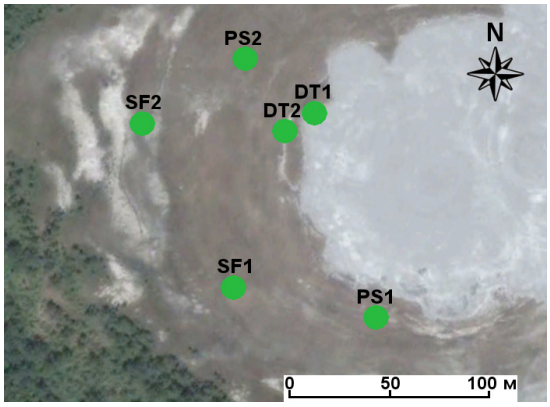



**Рис. 1.** Места взятия проб субстрата; снимок Digital Globe (2005 г.).

Для каждого типа сообществ определяли среднее и медианное содержание тяжелых металлов. Значимость различий между двумя группами данных устанавливали при помощи критерия Манна-Уитни, а для всего массива данных – при помощи критерия Краскела-Уоллиса. Для ординации образцов субстрата провели неметрическое многомерное шкалирование (NMDS) со следующими параметрами анализа: построение двух осей варьирования, 50 итераций, эвклидово расстояние. Дискриминантный анализ использовали для установления степени различия групп по содержанию тяжелых металлов и возможного определения тех элементов, различия в содержании которых вносят наибольший вклад в разделение анализируемых групп. Поскольку дискриминантный анализ чувствителен к характеру распределения значений, и оно оказалось отличным от нормального (по результатам теста Шапиро-Уилка), то распределение нормализовали путем логарифмирования значений. Процедуру дискриминантного анализа и неметрического многомерного шкалирования провели на основе матриц с преобразованными таким образом данными.

В экогеохимии использование для сравнительных оценок кларков элементов имеет целый ряд преимуществ перед использованием величин гигиенических нормативов и фоновых геохимических уровней (Касимов, Власов, 2015). В настоящей работе в качестве кларков взяты оценки содержания элементов в верхней земной коре К.Х. Ведеполя (Wedepohl, 1995; доступны по адресу: https://earthref.org/GERMRD/11/). Для сравнения приведены кларки тяжелых металлов в городских почвах (Alekseenko, Alekseenko, 2014), испытывающих высокие уровни антропогенного загрязнения. Полученные данные также соотнесены с результатами определения элементного состава свежих сопочных брекчий этого грязевого вулкана (Сорочинская и др., 2015).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В пробах субстрата среднее содержание ниже кларкового присуще Sr; содержание несколько выше кларкового характерно для Zn, Cr и Pb; в несколько раз выше кларкового – для Cu и As; на порядки выше кларкового – для Hg. Содержание ни одного из тяжелых металлов, кроме Hg, не достигает кларков в городских почвах (табл. 1).

**Табл. 1.** Тяжелые металлы в сопочных брекчиях вулкана Магунтан (среднее и ошибка среднего, n = 20; значения для свежих брекчий являются медианами, n = 4) и их кларковые числа.

| Место взятия проб | Содержание тяжелых металлов, ppm | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sr | Zn | Cr | Cu | Pb | As | Hg |
| DT | 294,05±8,23 | 81,25±0,49 | 56,10±0,73 | 31,70±0,66 | 20,75±0,42 | 12,14±0,31 | 8,31±0,33 |
| PS | 305,35±17,23 | 81,70±2,30 | 53,15±1,18 | 30,50±1,02 | 21,56±0,86 | 11,36±0,58 | 7,85±0,54 |
| SF | 293,20±9,44 | 81,05±1,01 | 57,40±1,31 | 30,15±1,15 | 20,55±0,54 | 11,64±0,41 | 7,92±0,39 |
| Свежие брекчии | 227,5 | 83,3 | 46,135 | 27,3 | 16,78 | 10,84 | – |
| Верхняя континентальная кора | 316 | 52 | 35 | 14,3 | 17 | 2 | 0,056 |
| Городские почвы | 458 | 158 | 80 | 39 | 54,5 | 15,9 | 0,88 |

Статистически значимых различий между содержанием тяжелых металлов в пробах субстрата из растительных сообществ разных типов нет (по результатам теста Краскела-Уоллиса, $p > 0,05$). На рис. 2 приведены диаграммы размаха содержания Cu – наиболее сильно варьирующего в образцах субстрата элемента.

Результаты дискриминатного анализа ($\lambda$ = 0,73; прибл. F = 1,20; df = 14 и 102; p = 0,29) не дают оснований говорить о статистически значимом различии анализируемых групп. Анализ не имеет статистически значимых осей варьирования (Хи-квадрат = 16,46; df = 14; p = 0,29), отображение результатов в графической форме не имеет смысла.

Результаты многомерного шкалирования аналогичны результатам дискриминатного анализа. В пространстве осей варьирования образцы субстрата из проб, принадлежащих разным типам сообществ, не образуют неперекрывающихся облаков рассеяния (рис. 3), нет значимого различия и между парами сравнений координат образцов из разных проб (при $p < 0,05$). Уровень стресса ординации оказался равен 0,19, что является приемлемым показателем для возможности интерпретации результатов этого метода (McCune et al., 2002).

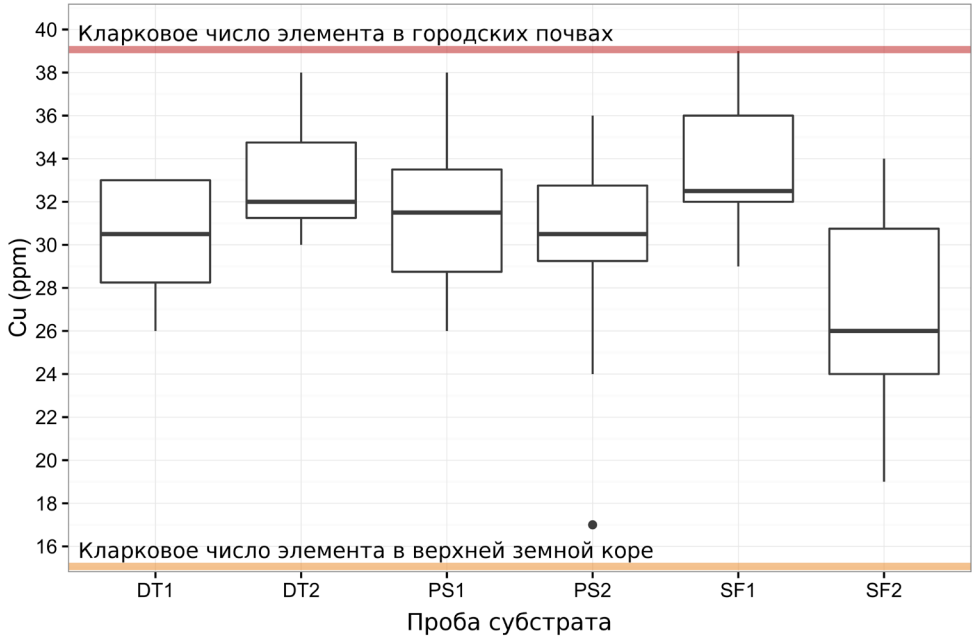



**Рис. 2.** Содержание Cu в пробах; боксплоты отражают медианы выборок, интерквартильные расстояния (ИКР – 25–75 % варьирования) и значения 1,5×ИКР для каждой пробы (n=10); точка – выброс (значение >1,5×ИКР).

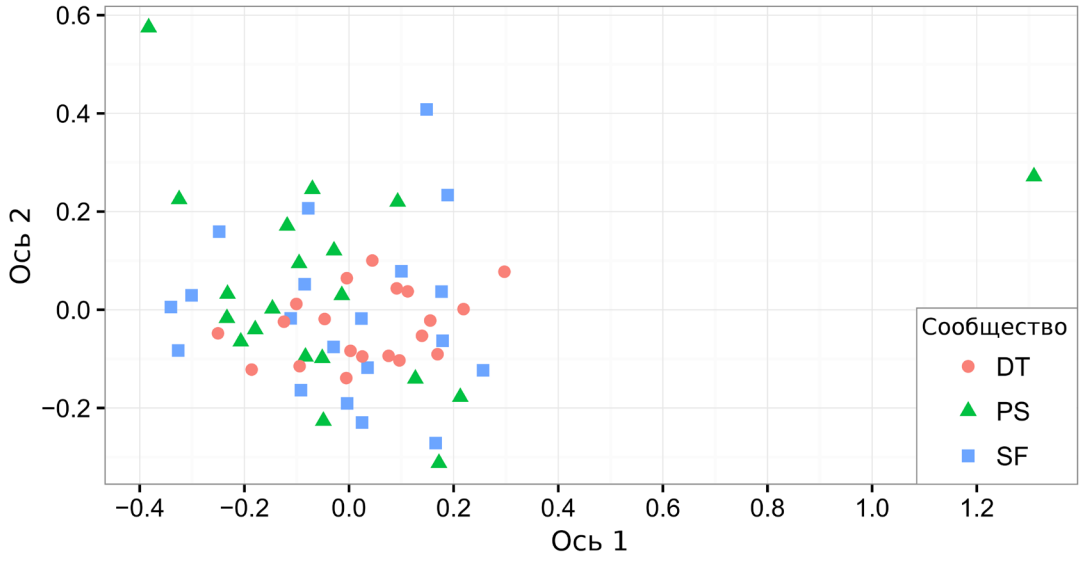



**Рис. 3.** Результаты неметрического многомерного шкалирования.

Таким образом, можно говорить об отсутствии изменения содержания тяжелых металлов в субстрате под разными типами растительных сообществ грязевого вулкана, отсутствии вклада этого фактора в изменение состава и структуры растительного покрова. В то же время, повышенное содержание As, Cu и особенно Hg, несомненно, играет свою роль в формировании общей специфики местообитания. По всей видимости, высокое содержание этих элементов вместе с сильным засолением субстрата является частью экотопического барьера, лимитирующего проникновение видов растений из окружающих грязевой вулкан фоновых растительных сообществ, что обуславливает формирование необычной локальной флоры (Баркалов и др., 2005).

Логичным продолжением исследования будет подтверждение выявленных результатов для экотопов других грязевых вулканов Сахалина, а также установление уровней содержания тяжелых металлов в почвах на давних отложениях грязевых вулканов, где успели сформироваться позднецуксессионные растительные сообщества лесных типов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Ю.М. Тяжелые металлы в почвах и растениях. Л.: Агропромиздат, 1987. 142 с.
2. Баркалов В.Ю., Кожевников А.Е., Смирнов А.А., Царенко Н.А. Особенности растительного покрова грязевого вулкана Пугачева (Южный Сахалин) // Комаровские чтения. 2005. Вып. 52. С. 127–147.
3. Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения к экогеохимии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. № 2. С. 7–16.
4. Корзников К.А. Растительный покров молодых грязевых полей грязевого вулкана Магунтан (о. Сахалин) // Вестник Московского университета. Серия 16: Биология. 2015. № 2. С. 51–55.
5. Мельников О.А. О динамике и природе Пугачевской группы газоводолитокластитовых («грязевых») вулканов на Сахалине по данным визуальных наблюдений и орогидрографии // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 47–59.
6. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Веникова А.Л., Пестрикова Н.Л. Элементы-примеси в современной сопочной брекчии грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. Вып. 25, № 1. С. 19–30.
7. Якубов А.А., Григорьянц Б.И., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: ЭЛМ, 1980. 165 с.
8. Alekseenko V., Alekseenko A. The abundances of chemical elements in urban soils // Journal of Geochemical Exploration. 2014. Vol. 147. P. 245–249.
9. GERM Reservoir Database: https://earthref.org/GERMRD/11/ (15.04.2016)
10. Heavy metal stress in plants. From biomolecules to ecosystems / ed. M.N.V. Prasad. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004. 462 p.
11. Korznikov K. Vegetation cover at the Maguntan mud volcano (Sakhalin island, Russia): species composition and spatial distribution // Phytocoenologia. 2015. Vol. 45, № 1-2. P. 125–134.
12. McCune B., Grace J.B., Urban D.L. Analysis of ecological communities. Gleneden Beach, Oregon, USA, 2002. 304 p.
13. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59, № 7. P. 1217–1232.

УДК 58

# ОСОБЕННОСТИ БРИОФЛОРЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЮЖНЫХ КУРИЛ

*Т.И. Коротеева[1], Е.А. Игнатова[2], Е.Ю. Кузьмина[3], М.С. Игнатов[4], Е.В. Софронова[5], В.Э. Федосов[2]*

[1] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
[3] Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, г. Санкт-Петербург
[4] Главный ботанический сад им. Н.В. Цицина РАН, г. Москва
[5] Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, г. Якутск

Представлены предварительные результаты исследования бриофлоры термальных источников островов Кунашир и Итуруп (Южные Курильские острова). Всего здесь обнаружено 59 видов печеночников и 70 видов мхов. Охарактеризованы основные особенности бриофитных сообществ на термальных источниках.

**Ключевые слова:** *бриофлора, мхи, Курильские острова, термальные источники, вулканы, экстремальные условия среды.*

Термальные местообитания – уникальный и чрезвычайно интересный для изучения тип местообитания. Формируемый газо- и гидротермами микро- и мезоклимат оказывает влияние на все компоненты ландшафта, в том числе растительность. Состав и структура растительных сообществ в таких экосистемах существенно отличается от растительности, характерной для данной местности. Безусловно, наибольший стресс испытывают растения, непосредственно контактирующие с агрессивными факторами воздействия, такими как химический состав и температура грунта, термальных вод и сольфатарных газов. И в этом отношении самыми стойкими к таким условиям среди высших растений являются мохообразные – мхи и печеночники. Однако до сих пор специальных исследований бриофлоры термальных источников в России не проводилось. Имеющиеся публикации по флоре гидротермальных местообитаний относятся, в подавляющем большинстве случаев, к сосудистым растениям, и практически все относятся к гидротермальным проявлениям вулканов Камчатки (Липшиц, 1936; Трасс, 1963; Нешатаева, 2002; Нешатаева и др., 2014 и др.). Только некоторые работы посвящены влиянию на растительность гидротермально-сольфатарной деятельности вулканов Курильских островов (Манько, 1974; Манько, Сидельников, 1989; Копанина, Еремин, 2008). Публикации же по мохообразным термальных источников в России единичны, носят флористический характер и не имеют ни химических характеристик источников, ни указаний, при каких температурах почвы и значениях pH был собран тот или иной вид (Благодатских, Дуда, 2001; Чернядьева и др., 2005; Бакалин, 2006; Бакалин и др., 2011; Потемкин и др., 2011 и др.).

В 2013–2015 гг. на Южных Курильских островах Кунашир и Итуруп нами проводились полевые исследования, направленные на изучение особенностей структуры и формирования бриофлоры термальных источников Курильских островов. В рамках этих работ на островах Кунашир и Итуруп проведены исследования структуры и видового состава брио- и лихеносообществ термопроявлений (сольфатар и гидротерм) вулканов Баранского, Менделеева и Головнина. Изучены термальные источники на труднодоступном вулкане Руруй (о. Кунашир). В ходе исследования был собран большой фактический материал по флоре мхов и печеночников термальных источников – всего около 3500 образцов, на пробных площадях измерены значения pH и температуры грунта и термальных вод, изучена флора фоновых местообитаний, окружающих участок термопроявления. Отдельные результаты этих исследований опубликованы (Кузьмина и

др., 2014; Коротеева 2015; Ignatova et al., 2016; Koroteeva, 2016; Koroteeva et al., 2016; Кузьмина, Коротеева, 2016 (в печати); Kuz'mina, Koroteeva, 2016 (in press)).

Целью вышеуказанных работ была возможность выявить особенности структуры бриофитных сообществ в зависимости от химического состава, pH и температуры почвы, термальных вод и сольфатарных газов. Для этого образцы мохообразных отбирались, в первую очередь, в зоне непосредственного воздействия термальных источников и сольфатар. Кроме того, как прямой фактор воздействия расценивался грунт на сольфатарно-гидротермальных полях. Всего в таких условиях на термальных источниках вулканов Кунашира и Итурупа было обнаружено 59 видов печеночников (25 % флоры) и свыше 70 видов мхов (1/5 флоры). Однако «единой флоры термальных источников» на южных Курилах не существует. Исследованиями установлена высокая видоспецифичность термофильных группировок мхов на термальных местообитаниях вулканов островов Кунашир и Итуруп. Из общего количества «термофильных» видов не более четверти встречается на источниках двух и более вулканов. Это свидетельствует, в первую очередь, о существенных различиях в режимах функционирования экосистем, формирующихся в зоне воздействия этих источников, что, очевидно, обусловлено химическим составом, температурой гидротермальных вод, грунта, их pH, и, по нашему мнению, в первую очередь, газовым составом фумарол.

Широкое распространение на гидротермах получают виды, характерные для переувлажненных сырых местообитаний. Как правило, такие местообитания на гидротермах формируются за счет подтопления термальной водой выположенных участков рельефа (берег озера Кипящее на влк. Головнина, участки на Старозаводском сольфатарном поле влк. Баранского). Здесь доминантные, часто одновидовые сообщества образуют мхи *Aulacomnium palustre*, *Dichodontium palustris*, *Leucobryum juniperoideum*, *Meesia triquetra*, *Philonotis americana*, *Polytrichum commune*, *P. jensenii*, *Sphagnum fimbriatum*, *Straminergon stramineum*, *Warnstorfia fluitans*, *W. pseudostraminea*. Примечательно, что за редким исключением для этих видов термальные местообитания являются главным или даже единственным местом произрастания на Южных Курилах. Исключительно на термальных источниках встречаются такие редкие виды как *Trematodon longicollis*, *Didymodon tophaceus*, *Philonotis turneriana*. Среди печеночников особенно характерны для сырых участков берегов термальных ручьев *Cladopodiella fluitans*, *Gymnocolea inflata*, *Nardia compressa*, *N. subclavata* и *Solenostoma vulcanicola*. Первые два вида – характерные представители гепатикофлоры болотных сообществ. Ряд редких на Курилах видов печеночников обнаружены здесь только вблизи термальных источников (*Calypogeia arguta*, *Marchantia paleacea*, *Nardia compressa*, *Odontoschisma macounii*). Надо отметить, что и мхи, и печеночники образуют на термальных полях, как правило, свои одновидовые сообщества, иногда достигающие значительных размеров, и часто обрастающие полностью берега термальных источников. С чем связан такой «раздел сфер влияния», еще предстоит выяснить детально, однако, полевые данные говорят в пользу того, что в условиях повышенной влажности, сильнокислой реакции среды (pH < 3) и умеренной температуры (до 30 °C) доминирующее положение занимают печеночники; к высокой температуре более устойчивы мхи. Рекордсменом в этом смысле является *Sphagnum palustre*. Максимальная температура грунта, измеренная под сфагновой дерниной на глубине 3 см, составила 82,4 °C (Нижненменделеевские источники, о. Кунашир), температура поверхности почвы составила 74,3 °C. При этом растения образуют мощные дернины и не имеют видимых повреждений (Кузьмина, Коротеева, 2016 (в печати)). Обычны ситуации, когда нормально развитые дернины мхов и печеночников встречаются при температуре почвы 45–55 °C (*Warnstorfia fluitans*, *Leucobryum juniperoideum*, *Scapania sp.*, *Calypogeia sp.*). На сухих дренированных участках развитие получают лишайники (*Rizocarpon*, *Cladonia sp.*). Исследования авторов показывают, что во многих случаях решающее значение на состав группировок мохообразных на сольфатарно-гидротермальных полях оказывает, по всей видимости, не кислотность субстрата и даже не его температура, а химизм почвы и состав газов ближайшего сольфатарного

источника. Так, на парящих бортах ручья Кислого (Нижнеменделеевские источники), где основным газом являются пары воды, наблюдается сравнительно большое видовое разнообразие печеночников и мхов, при pH субстрата 2–4 и его температуре до 88 °С. При этом в пределах этого же ручья выходят несколько крупных сольфатар, где газы насыщены соединениями серы, мышьяка, тяжелых металлов и пр., pH составляет 1,3–5, а температура от 22 °С до 100 °С. Здесь мхи и печеночники либо вовсе отсутствуют, либо представлены единственным видом, формирующим одновидовые обширные группировки – *Plectocolea vulcanicola*. Этот печеночник – единственный, кто может считаться на Курильских островах настоящим облигатным термофилом – на всем протяжении своего ареала он встречается исключительно на термальных источниках и приурочен к берегам сильнокислых теплых или холодных ручьев с высоким содержанием железа и тяжелых металлов.

Таким образом, несмотря на сравнительную бедность видового состава, бриофлора термальных источников Южных Курил характеризуется специфическими чертами, присущими только этому типу местообитания: 1) формированием уникального для каждого источника набора видов; 2) наличием специфических и редких видов мхов и печеночников, характерных именно для термальных местообитаний Южных Курил; 3) различным видовым составом бриофитных сообществ в зависимости от физико-химических параметров почвы, термальных вод и сольфатарных газов; 4) устойчивостью к экстремальным параметрам среды – высокой температуре, сильно кислой среде, химическому агрессивному составу грунта, термальных вод и фумарольных газов.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Бакалин В.А. Экологические особенности и закономерности формирования флоры печеночников под влиянием активного вулканизма и современной ледниковой деятельности (на примере вулкана Ушковский, Камчатка) // Экология. Т. 37, № 1. 2006. С. 16–22.
2. Бакалин В.А., Чернягина О.А., Кириченко В.Е. Особенности флоры печеночников (Hepaticae) термальных местообитаний Камчатки // Сибирский экологический журнал. 2011. №. 1. С. 43–50.
3. Благодатских Л.С., Дуда Й. К флоре печеночных мхов юга Дальнего Востока // Новости систематики низших растений. 1987. Т. 24. С. 198–199.
4. Копанина А.В., Еремин В.М. Структурные особенности коры стеблей некоторых представителей арборифлоры острова Кунашир в условиях гидросольфатарной активности вулкана Менделеева // Фундаментальные и прикладные проблемы ботаники в начале XXI века»: мат-лы Всерос. конф. Ч. 1: Структурная ботаника. Эмбриология и репродуктивная биология. Петрозаводск, 2008. С. 195–197.
5. Коротеева Т.И. Материалы к флоре печеночников термальных источников вулканов Курильских островов // Мат-лы Междунар. биологической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения А.Л. Абрамовой (12-16 октября 2015 г., г. Санкт-Петербург). СПб, 2016. С. 89–90.
6. Кузьмина Е.Ю., Коротеева Т.И. Разнообразие видов сем. *Sphagnaceae* на термальных местообитаниях Южных Курил (Сахалинская область) // Матер. докл. 7-ой конф. «Растения в муссонном климате. Острова и растения»: 26-29 сентября, 2016 г., Южно-Сахалинск (в печати).
7. Липшиц С.Ю. К познанию флоры и растительности горячих источников Камчатки // Бюллетень МОИП. Отд. биол. 1936. Т. 45, Вып. 2. С.143–158.
8. Манько Ю.И. Влияние современного вулканизма на растительность Камчатки и Курильских островов // Комаровские чтения. Вып. XXII. Владивосток, 1974. С. 5–31.
9. Манько Ю.И., Сидельников А. Н. Влияние вулканизма на растительность. Владивосток, 1989. С. 83–107.

10. Трасс Х.Х.О растительности горячих ключей и гейзеров долины р. Гейзерной полуострова Камчатка // Исследование природы Дальнего Востока. Таллинн, 1963. С. 112–147.
11. Нешатаева В.Ю. Растительность Южно-Камчатского заказника // Флора и растительность Южной Камчатки: на примере Южно-Камчатского государственного заказника. Петропавловск-Камчатский, 2002. С. 137–232.
12. Нешатаева В.Ю., Пестеров А.О., Пестерова О.А., Гимельбрант Д.Е., Федосов В.Э., Коротеева Т.И. Растительность термальных полей кальдеры вулкана Большой Семячик // Труды Кроноцкого гос. биосферного заповедника. Петропавловск-Камчатский, 2014. Т. 3. С. 109–120.
13. Потемкин А.Д., Кузьмина Е.Ю., Коротеева Т.И. Печеночники кальдеры Узон (Кроноцкий государственный природный биосферный заповедник, Восточная Камчатка) // Новости систематики низших растений. 2011. Т. 45. С. 386–394.
14. Чернядьева И.В., Потемкин А.Д., Золотов В. И. Мохообразные (Bryophyta) окрестностей Мутновских горячих источников // Бот. журн. 2005. Т. 90, № 1. С. 23–39.
15. Ignatova E.A., Ignatov M.S., Koroteeva T.I., Tubanova D.Ya. New moss records from Sakhalin Province. 5. The Kuril Islands // ed. E.V. Sofronova. New bryophyte records. 6 // Arctoa. Vol. 25 (1). 2016. P. 221–222.
16. Koroteeva T.I. New hepatic records from Sakhalin Region. 7. The Kuril Islands / ed. E.V. Sofronova. New bryophyte records. 6 // Arctoa. Vol. 25 (1). 2016. P. 221.
17. Koroteeva T.I., Fedorova A.V., Ignatov M.S. Cyrto-hypnum versicolor (Thuidiaceae, Bryophyta) in Russia // Arctoa. Vol. 25 (1). 2016. P. 80–88.
18. Kuzmina E.Yu., Koroteeva T.I. 2016. New moss records on Kunashir Island (Sakhalin region). 6. // Sofronova E.V. (ed.) New bryophyte records. 7 // Arctoa Vol. 25 (2). In press.
19. Kuzmina E.Yu., Koroteeva T.I., Sofronova E.V., Sofronov R.R. New moss records on Kunashir Island (Sakhalin region). 4 // Arctoa. Vol. 23. 2014. P. 245.

УДК 551.46.09:504.42.054

# ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТЕПРОДУКТАМИ В РАЙОНЕ АВАРИИ ТАНКЕРА «НАДЕЖДА»

*В.Е. Марыжихин[1], Т.Г. Коренева[1], А.А. Ведерникова[1]*

[1]Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Южно-Сахалинск
jonyr.27@mail.ru

В работе представлены краткие результаты исследований проб воды и донных отложений в районе разлива нефтепродуктов в результате аварии нефтеналивного судна «Надежда» в конце 2015 года.

**Ключевые слова:** *нефтепродукты, загрязнение, акватория морского порта, береговая полоса, ПДК.*

28 ноября 2015 г. в 8 часов 20 минут в акватории морского порта Невельск в условиях штормовой погоды выбросило на каменистую отмель морское нефтеналивное судно «Надежда», стоявшее на рейде (рис. 1). На момент аварии на борту судна находилось 8 членов экипажа и груз – 300 тонн мазута и 200 тонн судового маловязкого топлива. В результате происшествия один из танков судна получил повреждения, что привело к утечке нефтепродуктов (На Сахалине…, 2015).

Вследствие разлива нефтепродуктов, повлекшего загрязнение значительной части акватории морского порта, а также прилегающей к ней акватории и береговой полосы, причинен крупный ущерб Невельскому району, который, по данным Росприроднадзора, составил около 273 млн. рублей (Предварительный…, 2015).

**Рис. 1.** Танкер «Надежда», 1 декабря 2015 г. Фото автора.

В ФГБНУ «СахНИРО» разработана программа по исследованию акватории, прилегающей к месту крушения танкера «Надежда», на предмет возможного влияния разлива нефтеуглеводородов на водные биологические ресурсы и среду их обитания. В ходе программы проводится ежемесячное (в случае обострения ситуации – еженедельное) обследование береговой полосы для оценки площади и уровня загрязнения нефтепродуктами прибрежной полосы Невельского городского округа. Кроме того, для оценки влияния разлива топлива на мористую юго-западную часть острова Сахалин в период с 8 по 17 декабря 2015 г. на НИС «Профессор Пробатов» проведены комплексные исследования в пределах 12-мильной зоны территориальных вод РФ (от траверза села Правда до мыса Крильон) (рис. 2).

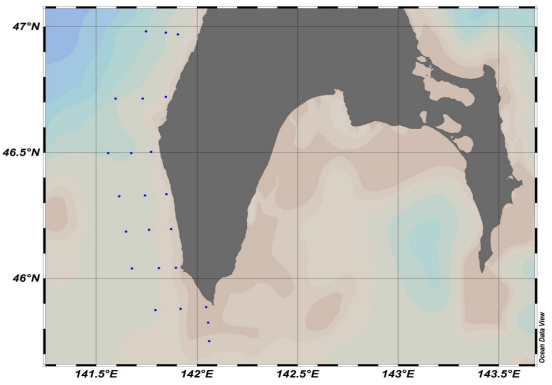



**Рис. 2.** Схема расположения комплексных станций, выполненных на НИС «Профессор Пробатов».

По данным, полученным в ходе береговых исследований, на 1–2 декабря 2015 г. загрязнению в результате разлива нефтепродуктов подверглось побережье протяженностью около 11 км – непосредственно от точки разлива на юг, до реки Лопатинка.

Сильному загрязнению подверглось место лежбища сивучей. К северу от места разлива загрязнение визуально не отмечалось, ограничиваясь, примерно, краем набережной г. Невельск. Содержание нефтепродуктов в пробах воды, отобранных в начале декабря 2015 г. на станциях, находящихся вблизи от центра техногенной катастрофы, свидетельствует о значительном нефтяном загрязнении воды (от 6,2 до 378 ПДК). Вместе с тем, на фоновых (незагрязненных) станциях, расположенных на значительном расстоянии от места катастрофы (в пределах 11 км на север и юг от места крушения танкера), концентрация нефтепродуктов в воде была значительно ниже, составляя 0,9–17,7 ПДК, а в донных отложениях снижалась в 27 раз по сравнению с загрязненными станциями.

**Рис. 3.** Сотрудник ФГБНУ «СахНИРО» на месте лежбища сивучей. Фото автора.

**Рис. 4.** Набережная города Невельск со следами нефтепродуктов. Фото автора.

По данным исследований проб воды, отобранных с борта «Профессор Пробатов», нефтяная пленка отсутствовала, запах нефтепродуктов не ощущался, а концентрация поллютанта в воде была повсеместно ниже ПДК, что дает основание утверждать об отсутствии загрязнения нефтепродуктами мористой части акватории Татарского пролива в результате аварии.

По состоянию на июнь 2016 года, наблюдалось снижение содержания нефтепродуктов в морской воде в 1,6–4,1 раза, превышения ПДК обнаружено не было. Уровень загрязнения донных отложений, напротив, значительно вырос. В районе аварии танкера наблюдались содержания, в 40 раз превышающие значения концентраций на незагрязненных станциях.

Таким образом, на основании исследований, проведенных в прибрежной полосе и с борта НИС, наибольшему воздействию разлива нефтепродуктов подверглась прибрежная зона Невельского городского округа, особенно набережная г. Невельск и лежбище сивучей.

Известно, что уменьшение количества нефтепродуктов в воде происходит преимущественно вследствие испарения, биохимического окисления и за счет оседания тяжелых фракций нефти на дно. Очищение донных отложений от нефтепродуктов осуществляется в результате жизнедеятельности микроорганизмов, максимальная активность которых наблюдается в теплый период года. Биохимическое окисление сопровождается непрерывной миграцией тяжелых фракций нефти с поверхности на дно и обратно, вызывая вторичное загрязнение, и интенсивным поглощением кислорода воды (Израэль, Цыбань, 1989; Патин, 2001). Поэтому, несмотря на улучшение ситуации и учитывая, что полное окисление нефтепродуктов в аэробных условиях даже при благоприятной температуре продолжается более 100–150 дней, можно предполагать вероятность вторичного загрязнения акватории продолжительное время.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Израэль Ю.А., Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 528 с.
2. Патин С.А. Нефть и экология континентального шельфа. М.: Изд-во ВНИРО, 2001. 247 с.
3. На Сахалине возбуждено уголовное дело по факту посадки на мель танкера «Надежда» // Sakhalin.info. https://www.sakhalin.info/search/list2/109353
4. Предварительный ущерб от посадки на мель танкера «Надежда» составляет 273 миллиона рублей // Sakhalin.info. https://www.sakhalin.info/search/109804

УДК 551.343:911.52

# ИНДИКАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА КРИОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

*А.А. Медведков*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
a-medvedkov@bk.ru

Рассмотрены особенности индикации мерзлотных ландшафтов южной периферии криолитозоны методами полевых и дистанционных исследований. Особое внимание обращено на визуально выразительные индикаторы мерзлотных геосистем в экотонной части криолитозоны. Показано, что данные природные комплексы отличаются наибольшей уязвимостью к любым внешним воздействиям и являются важнейшими индикаторами современных изменений климата. Рассмотрены особенности выявления мерзлотных ландшафтов на основе анализа температурных карт, полученных путем обработки данных со спутников Landsat TM и Terra ASTER.

**Ключевые слова:** *мерзлотные (криогенные) ландшафты, ландшафтная индикация, мерзлотный экотон, изменения климата, индикаторы изменений, мониторинговые исследования.*

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение последствий изменения климата – одна из важнейших задач современной науки. Природные объекты (скульптурные формы рельефа, ландшафтные урочища и др.), наиболее чутко реагирующие на внешние температурные изменения, располагаются на южной периферии криолитозоны, в подзонах островной и прерывистой «вечной» мерзлоты. Периферия криолитозоны или мерзлотный экотон – это территория с повышенной мозаичностью ландшафтов и спорадическим распространением высокотемпературных мерзлых грунтов. Здесь система «вечная» мерзлота – ландшафт претерпевает особенно быстрые изменения. Ландшафты, формирующиеся на близко залегающих к дневной поверхности многолетнемерзлых породах, именуются мерзлотными (криогенными)[1]. В пределах мерзлотного экотона такие природные комплексы отличаются наибольшей визуальной выразительностью и являются важнейшими индикаторами современных природно-климатических изменений.

Криогенные ландшафты изучались в бореальной криолитозоне малоосвоенного региона Центральной Сибири. Изучаемый регион располагается на границах двух физико-географических стран – Западной и Средней Сибири. Указанная особенность позволяет проводить ландшафтно-индикационные исследования в самых контрастных литолого-геоморфологических и геокриологических условиях. Ранее изучение ландшафтов рассматриваемого региона проводилось для уточнения результатов геологического картографирования (Астахов и др., 1978). Цель нашего исследования – индикация мерзлотных урочищ на южной периферии криолитозоны и фиксирование в их пределах визуальных признаков, свидетельствующих об изменении ландшафтно-геокриологических условий. При проведении мерзлотных исследований метод ландшафтной индикации считается одним из основных (Мельников и др., 1983; Федоров, 1991; Тумель, Зотова, 2014; и др.). В условиях отсутствия геокриологических стационаров в рассматриваемом регионе, выявленные ландшафтные индикаторы представляют для мониторинговых исследований особую ценность.

[1] Мерзлотный (криогенный) ландшафт – природный комплекс, ведущим формирующим фактором которого выступает криогенез, определяющий специфику почвообразования и экзогеодинамики, а также особую структуру растительного покрова.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

*Индикация криогенных ландшафтов в полевых исследованиях.* Криогенные ландшафты, в целом, весьма уязвимы к потеплению климата, хотя и в разной степени. Поэтому важна их индикация на основе анализа внутриландшафтных связей, а далее – ранжирование по устойчивости к воздействию температурного сигнала в форме потепления климата.

Главный фактор наличия многолетней мерзлоты на юге бореальной криолитозоны – состав поверхностных отложений. Поэтому граница плейстоценовых ледниковых и озерно-ледниковых отложений, преимущественно пелитового состава, выступает здесь в качестве важного ландшафтно-геокриологического рубежа. К северу от данного рубежа, в ледниковой плейстоценовой зоне, широкое развитие получили дисперсные грунты и приуроченная к ним «вечная» мерзлота. Южнее, в перигляциальной зоне плейстоцена, дисперсные грунты получили значительно меньшее развитие, а вслед за ними сократилась и площадь мерзлотных ландшафтов.

По итогам многолетних полевых исследований (Горшков и др., 1998; Горшков и др., 2003; Медведков, 2014; Медведков, 2016) были установлены важнейшие индикационные признаки криогенных ландшафтов экотонной зоны, которые классифицируются следующим образом:

1. Тип поверхностных отложений: моренные глины, суглинки, озерно-ледниковые и аллювиальные глины, алевриты, глыбы курумов.
2. Состояние поверхностных отложений: вязко-текучая консистенция дисперсных грунтов и обводненные курумы.
3. Формы мезорельефа: солифлюкционные наплывы или шлейфы подножья, обводненные курумы, канавообразные русла ручьев и рек с признаками оползания.
4. Формы микрорельефа: болотные кочки, солифлюкционные окна-разрывы заполненные водой (рис. 1), солифлюкционные валики, бугры пучения, термокарстовые понижения округлой и изометричной формы.
5. Характер древесной растительности: разреженность и угнетенность древостоя, наклонное положение деревьев (рис. 2), пихта стелющейся формы, букетный березняк.
6. Состав живого напочвенного покрова: мохово-кустарничковая растительность с преобладанием сфагновых мхов, редины и ерники, кочкарники и кочкарные болота, обилие осоки дернистой, типична голубика (рис. 2).
7. Свойства почвы: оглеение, высокая влагонасыщенность, криотурбированные горизонты, значительная толщина торфа.
8. Тип почвы: мерзлотные торфяные, аллювиальные болотно-глеевые, мерзлотные скелетные (курумоземы) и др.
9. Условия увлажнения: повышенная обводненность.

**Рис. 1.** Незаросшее солифлюкционное окно-разрыв, заполненное холодной водой. Обводненность в течение лета свидетельствует о стабильном положении многолетнемерзлого водоупора.

**Рис. 2.** Разреженный и угнетенный древостой с характерными формами его наклона и преобладанием в напочвенном покрове ерника, осоки дернистой и сфагновых мхов.

Таким образом, применение различных методов полевых исследований (литолого-геоморфологического, геокриологического, геоботанического, ландшафтного и др.) показало, что «вечная» мерзлота присутствует в тех ландшафтных урочищах, которым свойственны данные признаки.

Тогда как немерзлотные ландшафты выделяются по другим индикационным признакам, наиболее яркие из них: наличие полноценного прямостойного древостоя, близкое залегание скальных пород под маломощным чехлом поверхностных отложений, высокая степень дренированности территории и др.

*Дистанционная индикация криогенных ландшафтов.* Наряду с выделением мерзлотных ландшафтов по их характерным особенностям в полевых условиях, был использован и дистанционный метод их выявления на основе анализа температурных карт, полученных путем обработки данных со спутников Landsat TM и Terra ASTER (рис. 3). Относительно высокое пространственное разрешение данных, полученных с космоснимков, определяет более детальный анализ термических характеристик ландшафтов. После тематической предобработки данных дистанционного зондирования были составлены карты распределения температуры поверхности. Картографирование температур поверхности осуществлено применительно к безоблачным условиям, все измерения июльские и относятся к первой декаде месяца. Полученные значения поверхностной температуры отражают меру потока явного тепла, выбрасываемого ландшафтом. Такие данные оказались весьма индикативными применительно и к мерзлотным, и к немерзлотным ландшафтам, что подтверждено нами при полевых исследованиях на ключевом участке «Чапа» (север Енисейского кряжа).

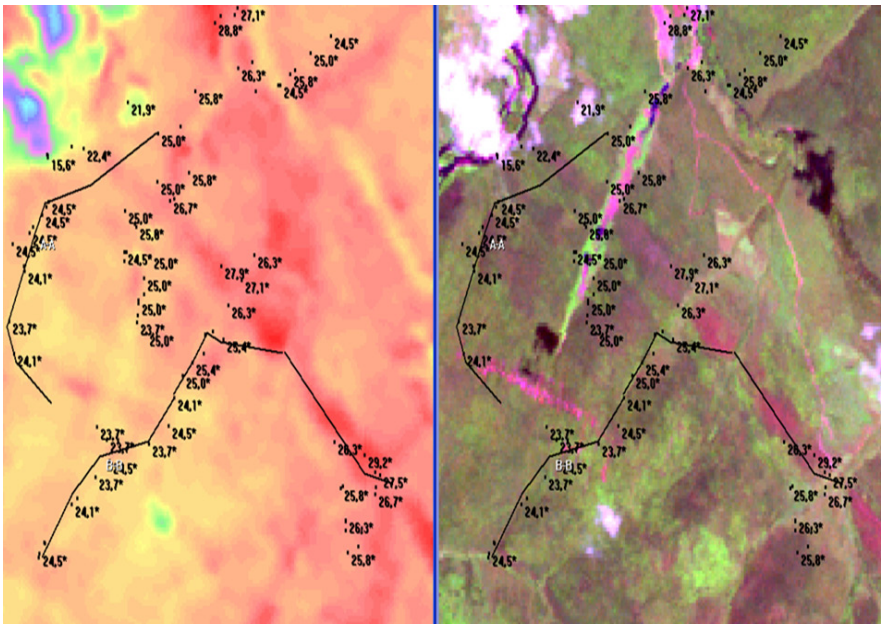


**Рис. 3.** Карта распределения температур поверхности и синтезированное изображение снимка Landsat TM на ключевом участке “Чапа” (север Енисейского кряжа). Ломаные линии – температурные профили, проведенные вдоль ландшафтно-индикационных трансектов.

Возможность использования поверхностных температур для индикации криогенных ландшафтов опирается на вывод М.И. Будыко (Будыко, 1974), что тепловой баланс земной поверхности R = LE + P, где LE – теплота испарения, т.е. поток скрытого тепла и P – турбулентный поток явного тепла от подстилающей поверхности. Эти показатели теплового баланса земной поверхности широко используются для оценок связи изменения потока явного тепла и приземной температуры в зависимости от типа и состояния растительного покрова (Золотокрылин, 2003).

Чем больше поток явного тепла, тем меньше его количество в скрытой форме, в виде транспирации и физического испарения с растительного полога. Это типично для криогенных ландшафтов, отличающихся пониженными значениями фитомассы, слабой дренированностью

и повышенными значениями поверхностных температур. Ландшафт с минимальным выбросом явного тепла имеет самый высокий потенциал влагообмена и более низкие значения поверхностной температуры (Медведков, 2016). Такие природные комплексы с максимальной интенсивностью участвуют в водоэнергообмене и лидируют по воспроизводству фитомассы. Эту роль в сибирской тайге выполняют немерзлотные ландшафты, а лидерами среди них выступают елово-кедровые леса.

Таким образом, синтезированный анализ температур поверхности и данных полевых исследований позволил также и по показателям поверхностной температуры отличить мерзлотные ландшафты от немерзлотных. Первые характеризуются наименьшими запасами фитомассы и более высокими значениями поверхностной температуры, а вторые выделяются по менее высоким термическим характеристикам, но отличаются наибольшими запасами фитомассы. Данный метод можно использовать в мониторинговых исследованиях, наблюдая за соотношением мерзлотных и немерзлотных ландшафтов, и изменением их термических характеристик.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Воздействие глобального потепления на консервативную часть мерзлотных ландшафтов, их морфолитогенную основу, проявляется в форме интенсификации солифлюкции и трансформации курумодесрпции (Медведков, 2014; Medvedkov, 2015). Развитие солифлюкции и курумодесерпции отражает наличие «вечной» мерзлоты (Горшков, 2003). В связи с этим, особое внимание уделялось наблюдениям за информативными, с точки зрения ландшафтно-геокриологического мониторинга, природными объектами (солифлюкционными наплывами и курумами):

*Курумы.* В Центральной Сибири курумы территориально приурочены к правобережной части бассейна р. Енисей, они выработаны в траппах и скарнах. На основе повторных исследований в курумах лесного яруса отмечается активное отступание «вечной» мерзлоты. Индикаторами понижения её кровли могут служить следующие, визуально наблюдаемые явления:

- увеличение площади лишайникового покрова на глыбовой поверхности курумов;
- зарастание курумов мелколиственным лесом;
- вытаивание гольцового льда в межглыбовом пространстве курумов;
- исчезновение подповерхностных холодных ручейков под глыбовым покровом курумов;
- увеличение на курумах количества глыб в неустойчивом положении.

*Солифлюкционные наплывы.* Солифлюкция – самый распространенный из экзодинамических процессов в криолитозоне, имеющий тенденцию к интенсификации в условиях заметного увеличения мощности деятельного слоя. Важнейшими литологическим условиями развития солифлюкции является широкое распространение алевритов, глин и суглинков в составе плейстоценовых отложений. Урочища, созданные солифлюкцией, как например солифлюкционные наплывы, относятся к числу наиболее динамичных на юге криолитозоны. Поэтому такие природные комплексы представляют особый интерес для изучения последствий меняющегося климата. К числу важнейших индикационных признаков, которые свидетельствует о трансформации экзодинамических процессов, можно отнести следующие явления:

- наличие у наклонных деревьев вершин, имеющих вертикальное положение;
- случаи замещения солифлюкционных склонов на берегах рек локальными оползнями-сплывами;
- зарастание в напочвенном покрове солифлюкционных окон-разрывов;
- увеличение числа искорей при аномально частом падении деревьев, имеющих корневую систему стелющегося типа.

Эти индикационные признаки свидетельствует о широкой деградации «вечной» мерзлоты. Увеличение мощности деятельного слоя способствует разжижению отложений пелитового состава, которые принимают в результате вязко-текучую консистенцию. Данные индикаторы выявлены на основе повторных исследований, сопровождавшихся мониторингом сезонно-талого слоя.

По результатам ландшафтно-индикационных исследований был выявлен наиболее яркий индикатор стабильного положения льдистых пород. Обводненные в течение всего теплого периода солифлюкционные окна-разрывы выступают в этом качестве. Мерзлотные урочища, в пределах которых широко представлены солифлюкционные окна-разрывы, характеризуются отсутствием термокарстовых просадок.

## ВЫВОДЫ

1. Результаты изучения природных комплексов мерзлотного экотона позволяют говорить о том, что не всюду «вечная» мерзлота и криогенные ландшафты столь чувствительные к наблюдаемым изменениям климата. Наиболее уязвимые мерзлотные ландшафты к потеплению климата расположены в пределах ледниковых равнин с темнохвойной тайгой и курумов лесного яруса.

2. Методы индикации свидетельствуют, что главный отклик в системах экзодинамики на потепление климата – это интенсификация солифлюкции вследствие заметного увеличения мощности деятельного слоя (10–15 см/год в малоустойчивых урочищах) и замедление курумодесерпции вследствие вытаивания гольцового льда. Следы деградации многолетнемерзлых пород нашли отражение в облике криогенных ландшафтов (увеличение искорей, зарастание курумов и их проседание, снижение обводненности солифлюкционных разрывов и др.).

3. Понимание происходящих изменений чрезвычайно важно с точки зрения геоэкологического прогнозирования будущих изменений природной среды. Предлагаемые индикаторы, свидетельствующие об изменениях, могут быть широко использованы для изучения современного состояния мерзлотных ландшафтов и в других частях криолитозоны.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (16-35-00327-мол_а) и Совета по грантам Президента РФ (МК-7614.2015.5).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов В.И. Комплекс дистанционных методов при геологическом картировании таежных районов (на примере Приенисейской Сибири). Л.: Недра, 1978. 247 с.
2. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 472 с.
3. Горшков С.П., Карраш Х., Парамонов А.В. Геоморфологическая индикация мерзлотных и немерзлотных ландшафтов средней тайги Центральной Сибири // Геоморфология. 1998. № 4. С. 55–61.
4. Горшков С.П. Климат, мерзлота и ландшафты Среднеенисейского региона. М., 2003. 90 с.
5. Золотокрылин А.Н. Климатическое опустынивание. М.: Наука, 2003. 246 с.
6. Медведков А.А. Геоэкологический отклик среднетаежных ландшафтов Приенисейской Сибири на потепление климата конца XX – начала XXI века // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 6. С. 513–524.
7. Медведков А.А. Среднетаежные геосистемы Приенисейской Сибири в условиях меняющегося климата. М.: Макс-Пресс, 2016. 144 с.
8. Мельников Е.С. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск: Наука, 1983. 163 с.
9. Тумель Н.В., Зотова Л.И. Геоэкология криолитозоны: Учебное пособие. М.: МГУ, 2014. 244 с.
10. Федоров А.Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования. Якутск, 1991. 140 с.
11. Medvedkov A.A. Geoenvironmental Response of the Yenisei Siberia Mid-Taiga Landscapes to Global Warming during Late XX-Early XXI Centuries // Water Resources. 2015. Vol. 42. № 7. P. 922–931.

УДК 550.7

# КАРСТООБРАЗОВАНИЕ И ИЗМЕНЕНИЕ КАЧЕСТВА ВОДЫ В ПЕЩЕРЕ ПРОЩАЛЬНАЯ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

*О.С. Полевская[1], Е.М. Голубева[2]*

[1]Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск
[2]Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск
oksasha.polevskaya@mail.ru

Представлены результаты исследования качества воды во внутреннем водотоке карстовой пещеры Прощальная по микробиологическим показателям и элементному составу. Для сравнения использован поверхностный водоток, расположенный рядом с пещерой. Установлено, что численность культивируемых гетеротрофных бактерий в водотоке п. Прощальная увеличивалась в весенний период, среди них независимо от сезона доминировали олиготрофные бактерии. Содержание основных элементов (Fe, Mn) в пробах воды из обоих водотоков увеличивалось весной и уменьшалось осенью.

**Ключевые слова:** *пещеры, карстообразование, микробные сообщества, элементный состав.*

## ВВЕДЕНИЕ

Карстовые горные массивы являются важной частью биосферы, в частности способствуют сохранению влаги и обеспечивают питание рек и ручьев. На карстовых территориях реализуются процессы самоочистки природных вод, эффективность которых зависит от состояния карста (Vesper et al., 2001). Общепринято определение, что карст – это процесс растворения трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами, в результате которого образуются западинные формы рельефа на поверхности Земли и различные полости, каналы и пещеры в глубине (Короновский, 1991). Многолетние сезонные и суточные изменения режима температур, осадков и влажности воздуха влияют на интенсивность карстовых процессов.

В связи с глобальным изменением климата все более актуальными становятся исследования, объединяющие в единое целое многие биогеохимические процессы, происходящие в гидросфере и литосфере (Шварцев, 2012). Большой интерес представляют биогеохимические процессы в контактной зоне вода–порода при участии бактериальных клеток.

Эволюция химического состава карстовых вод, из которых возникают карбонатные натечные образования пещер, подразделяется на три стадии. В первую стадию происходит насыщение углекислотой дождевых и талых вод при инфильтрации их через почву (и некарстующиеся породы). Во вторую стадию – растворение известняков и доломитов при миграции этих агрессивных вод по трещинам и полостям в зоне нисходящей вертикальной циркуляции, проникновение в пещеру и минерализация воды ионами кальция по уравнению, приведённому ниже. При этом устанавливается равновесие в содержании углекислоты в текущей или капающей с потолка воде и воздухе пещеры. Также в эту стадию происходит растворение известняков и других карбонатных пород. В последнюю литогенетическую стадию при выделении из воды части $CO_2$ в воздух пещеры кальцит переходит в осадок.

Основное уравнение карстового процесса в известняках, представляющего единство растворения и осаждения карбоната кальция, имеет вид (Максимович, 1969):

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

Карстовые воды Дальнего Востока по химическому составу относятся преимущественно к гидрокарбонатно-кальциевым, реже – хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевым со средней степенью минерализации (Берсенёв, 1989). Известно, что микробные сообщества водных

экосистем принимают активное участие во всех биогеохимических процессах, обеспечивая круговорот макро- и микроэлементов. А так как с карстовыми водами транспортируются с поверхности разнообразные микроорганизмы, в новых условиях интродуцированный микробный пул может претерпевать существенные изменения (Perry et al., 2004), это повлияет на биогеохимические процессы, протекающие в контактной зоне вода-порода. Поэтому существует предположение, что в пещерах качество воды контролируется биотическими и климатическими факторами и может существенно изменяться в зависимости от интенсивности карстового процесса.

Цель исследования: оценить сезонные изменения численности культивируемых микроорганизмов внутреннего водотока пещеры Прощальная. Определить элементный состав в пробах воды разного генезиса.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы воды из карстовой пещеры Прощальная и ближайшей реки *Сагды-Селанка* были отобраны общепринятыми методами (Намсараев и др., 2006) в мае и ноябре 2015 г. в ходе экспедиций СЭТК «Оникс ДВГУПС» под руководством В.О. Шадрина. Температура воздуха в пещере на момент взятия проб составляла 1–4 °С.

Пещера Прощальная относится к ландшафтному памятнику природы краевого значения, находится на юге Хабаровского края в районе имени Лазо (300 км от Хабаровска) *в центральной части горной системы Сихотэ-Алинь,* в бассейне реки Кафэн. Место расположения пещеры указано на картосхеме (рис. 1). Пещера лабиринтового типа в два этажа, с большим количеством залов, гротов, ходов различных размеров и направлений. *Общая протяженность ее ходов около 6 км* (*Горбатовский*, *Семилеткин*, 2013).

**Рис. 1.** Карта-схема расположения пещеры Прощальная.

Анализ общего содержания ионов металлов проводили в лаборатории Хабаровского инновационно-аналитического центра при ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Пробы исследовали методом TotalQuant на ICP-MS фирмы PerkinElmer (США) в соответствии со стандартными методиками.

Определение общего количества культивируемых гетеротрофных бактерий проводили с использованием сред с разной концентрацией органических веществ (мясо-пептонный агар – МПА, рыбо-пептонный агар – РПА и РПА, разбавленный в 10 раз, крахмал-аммиачный агар – КАА, среда Бромфильда). Высев на питательные среды осуществляли методом прямого посева по 0,1 мл природной воды. Физиолого-биохимическую активность представителей микробных сообществ (МС) в пробах воды определяли на 7-е сутки после культивирования при температуре 23 °С, используя различные источники углерода (трисахариды, дисахариды, моносахариды, глюкозид – салицин, спирт – сорбит).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Микробиологические исследования**.** Максимальное увеличение численности микроорганизмов отмечено во внутреннем водотоке в весенний период (табл. 1). Это может быть связано с таянием снега, способствующего поступлению легкоокисляемых органических веществ с поверхностными водами.

Однако, в пробах воды из внутреннего водотока, не зависимо от сезона, среди представителей МС преобладали гетеротрофные микроорганизмы, потребляющие органические вещества низкой концентрации – олиготрофы.

**Табл. 1.** Сезонная динамика структуры микробных сообществ в воде (2015 г.).

| № п/п | Водотоки | Численность микроорганизмов, тыс. кл/мл | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Весна | Осень | Весна | Осень |
| | | РПА:10 | | МПА | |
| 1 | внутренний (п. Прощальная) | 6,28±0,25 | 3,1±0,18 | 3,14±0,17 | 2,05±0,14 |
| 2 | поверхностный (р. Сагды-Селанка) | 3,25±0,18 | 2,7±0,16 | 0,58±0,024 | 0,4±0,02 |

Анализируя численность МС в осенних пробах воды, следует отметить преобладание в поверхностном водотоке микроорганизмов, участвующих в минерализации полимерных субстратов и потребляющих аммонийный азот – нитрифицирующих бактерий (рис 2.). Существенный вклад в разнообразие МС воды р. Сагды-Селанка вносили железомарганцевые бактерии, активно растущие на среде Бромфильда, и нитрифицирующие бактерии, предпочитающие крахмал. Такое преобладание численности культивируемых физиологических групп микроорганизмов поверхностного водотока над внутренним связано с замедлением процессов карстообразования и, следовательно, уменьшением количества аллохтонных органических веществ и микроорганизмов.

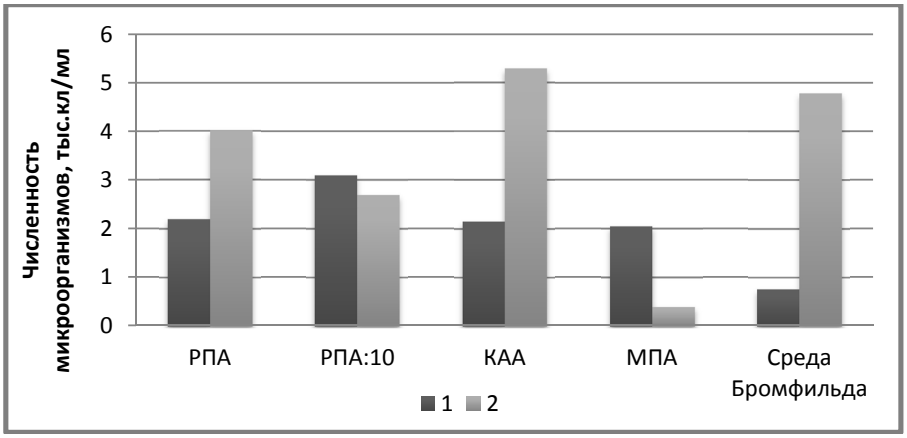



**Рис. 2.** Структура микробных сообществ в воде п. Прощальная и р. Сагды-Селанка (ноябрь 2015 г.): 1 – вода из внутреннего водотока пещеры Прощальная; 2 – вода из поверхностного водотока.

Изучение биохимической активности представителей водоносного горизонта позволяет выяснить их роль в эволюционном преобразовании природных экосистем. В результате эксперимента с выделенными штаммами бактерий (табл. 2) установлено, что среди представителей МС водотоков только штамм В6 (внутренний водоток) проявил высокую ферментативную активность. Следует отметить способность активного микроорганизма вырабатывать фермент карбогидразу (КА), который катализирует гидролиз и синтез глюкозидов, ди-, три- и полисахаридов. Предполагают, что ключевую роль в механизме биоминерализации может играть фермент КА, регулирующий равновесие форм неорганического углерода, в том числе и бикарбоната, участвующего в осаждении кальция в природе. Присутствие КА доказано у разнообразных прокариот, в том числе у архей (Smith, Ferry, 2000).

**Табл. 2.** Биохимические свойства штаммов МС, выделенных с МПА.

| Источник углерода | Штаммы | | | |
|---|---|---|---|---|
| | поверхностного водотока | | внутреннего водотока | |
| | В1 | В3 | В5 | В6 |
| Манноза | - | - | - | + |
| Мальтоза | - | - | - | +/- |

*Продолжение табл. 2.*

| Источник углерода | Штаммы | | | |
|---|---|---|---|---|
| | поверхностного водотока | | внутреннего водотока | |
| | B1 | B3 | B5 | B6 |
| Глюкоза | - | +/- | +/- | + |
| Ксилоза | - | - | - | + |
| Сорбит | - | - | - | + |
| Салицин | - | - | - | + |
| Рамноза | - | - | - | + |
| Раффиноза | - | - | - | + |

Условные обозначения: “+” - положительная реакция, “-” отрицательная реакция, “+/-” признак непостоянный, реакция замедленная.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ ИЗ П. ПРОЩАЛЬНАЯ

Проведённые исследования показали, что содержание железа, марганца и кальция в водах из внутреннего водотока в пещере и поверхностной реки было сопоставимым не зависимо от сезона. Содержание алюминия в воде обоих водотоков было больше в весенний период, а хрома – в осенний (табл. 3). Следует отметить, что содержание кальция в р. Сагды-Селанка в осенний период было выше, чем в весенний. Это может быть связано с выносом воды из внутреннего водотока пещеры в поверхностную реку, поэтому в ней увеличивалось содержание кальция.

**Табл. 3.** Содержание тяжелых металлов и металлоидов (мкг/л) в пробах воды из пещеры Прощальная (2015 г.)

| Элемент | Водотоки | | | |
|---|---|---|---|---|
| | внутренний (п. Прощальная) | | поверхностный (р. *Сагды-Селанка*) | |
| | **Весна** | **Осень** | **Весна** | **Осень** |
| Al | 40,56 | 14,43 | 55,56 | 24,56 |
| Ca | 10115,49 | 11832,49 | **4941,57** | **11574,59** |
| Cr | 0,66 | 4,21 | 0,20 | 4,85 |
| Mn | 1,34 | 1,28 | 1,54 | 1,12 |
| Fe | 79,90 | 55,09 | 79,14 | 62,27 |
| Ni | 0,30 | 0,28 | 0,18 | 1,54 |
| Zn | 1,82 | <0,001 | 3,77 | 5,52 |
| Cd | <0,001 | <0,001 | <0,001 | <0,001 |
| Hg | <0,001 | <0,001 | <0,001 | <0,001 |

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, качество воды внутреннего водотока пещеры Прощальная изменялось по сезонам. Микробиологические исследования подземных вод показали, что в весенний период происходило увеличение численности культивируемых микроорганизмов. В осенний период численность отдельных физиологических групп во внутреннем водотоке была меньше, чем в поверхностном. Эти различия связаны с сезонным поступлением органических веществ.

Содержание основных элементов (Fe, Mn) в воде обоих водотоков одинаково увеличивалось в весенний период и уменьшалось в осенний. Содержание кальция во внутреннем водотоке было высоким независимо от сезона, а в рядом расположенной реке оно увеличивалось осенью.

Следовательно, основными факторами формирования элементного состава карстовых вод разного генезиса являются биогеохимические процессы, происходящие в зоне взаимодействия воды с породой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенёв Ю.И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.
2. Горбатовский В.В., Семилеткин С.А. и др. Геологические памятники природы России. Дальневосточный федеральный округ. М.: ИП Филимонов М.В., 2013. 192 с.
3. Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии: Учеб. для географ. спец. вузов. М.: Высш. шк., 1991. 16 с.
4. Максимович Г.А. Основы карстоведения: учеб. пособие Т. 2: Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст: Геогр. общ-во СССР; Ин-т карстоведения и спелеологии; Перм. ун-т. Пермь, 1969. 529 с.
5. Намсараев Б.Б., Бархутова Д.Д., Хахинов В.В. Полевой практикум по водной микробиологии и гидрохимии. Москва-Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2006. 68 с.
6. Шварцев С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода–порода // Вестник РАН. 2012. № 3. С. 242–251.
7. Perry T.D., Duckworth O.W., McNamara C.J., Martin S.T. Mitchell R. Effects of the biologically produced polymer alginic acid on macroscopic and microscopic calcite dissolution rates // Environmental Science and Technology, 2004. Vol. 38. P. 3040–3046.
8. Vesper D.J, Loop C.M, White W.B. Contaminant transport in karst aquifers // Theoretical and Applied Karstology. 2001. № 13–14. P. 101–111.
9. Smith K.S., Ferry J.G. Prokaryotic Carbonic Anhydrases // FEMS Microbiol. Rev. 2000. Vol. 24. P. 335–366.

УДК 574.9

# ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОХРАНЕНИЯ АМУРСКОГО ТИГРА

*О.В. Пономарева*

Иркутский государственного университета, г. Иркутск
af-geo@mail.ru

В статье рассматриваются проблемы охраны и сохранения амурского тигра. Анализируются процессы резкого спада, стабилизации и роста численности амурского тигра в результате предпринятых мер со стороны государства и общественности, оказывающих непосредственное влияние на популяцию этого вида животных. Основное внимание концентрируется на правовых основах и мерах популяризации сохранения и защиты амурского тигра. При условии эффективной охраны самих тигров и копытных от браконьеров и сохранения их местообитаний у тигра существует будущее.

**Ключевые слова:** *амурский тигр, ареал, динамика численности, сохранение.*

Среди видов и подвидов животных, сохранением которых озабочено сегодня человечество, одно из центральных мест принадлежит амурскому тигру, символизирующему уникальность и богатство дальневосточной природы России. Амурский тигр – компонент биома хвойно-широколиственных и широколиственных лесов умеренных широт Восточной Азии, которым свойственно высокое биологическое разнообразие, обилие эндемиков и сочетание в составе фауны и флоры северных и южных элементов (Лебедева и др., 2004). Эффективная охрана вида на мировом и на региональном уровнях требует теоретической базы, выделения приоритетов, увязки мер сохранения в целостную систему.

Цель исследования – анализ особенностей современного ареала амурского тигра в эталонных экосистемах южного Приморья и оценка мер защиты и сохранения вида. Одной из задач было выявить проблемы соседства тигра и человека, оценить прямое и косвенное воздействие человека на популяцию тигра. Большое внимание уделяется международному сотрудничеству в сохранении тигра, региональной политике и роли общественности. Методы исследования: анализ литературных источников, Интернет-ресурсов и картографических материалов.

Амурский тигр (*Panthera tigris altaica*) – самый северный подвид тигра, наиболее крупный и некогда широко распространенный в Азии представитель семейства кошачьих (*Felidae*) (Дунищенко, Куликов, 2009; Красная ..., 2005). Областью обитания тигра является юго-восток России, берега Амура и Уссури, северо-восток Китая (Маньчжурия), север КНДР. Он встречается почти повсеместно в Приморском крае (кроме Хорольского района) и в восточных районах Хабаровского края. Северная граница области распространения проходит приблизительно по 49 °С с.ш. Протяженность ареала с севера на юг составляет примерно 1000 км, а с запада на восток – 600–700 км. Более всего уссурийские тигры распространены в предгорьях Сихотэ-Алиня, в Лазовском районе Приморского края. Места обитания тигра – долины горных рек и пади с лесной растительностью маньчжурского типа с преобладанием дуба и кедра. Тигр живет также в чистых кедрачах, в горах с лиственными насаждениями, заселяет вторичные леса. На Дальнем Востоке – в Приморском крае и южной части Хабаровского края в настоящее время обитает 95 % всей популяции амурского тигра. Многие исследователи обращают внимание, что в связи с этим Российская Федерация несет основную ответственность за сохранение этого крупного хищника (Гапонов, 2009; Пикунов, 2002).

О численности тигров на юге Дальнего Востока России в прошлом можно судить лишь по косвенным данным. Так, на рубеже XIX–XX столетий здесь ежегодно добывали 120-150 тигров. Интенсивное истребление этих хищников, сопровождавшееся сокращением их местообитаний под влиянием хозяйственной деятельности, привело к тому, что уже в начале текущего столетия

численность тигров начала резко падать. К концу же 30-х г. амурский тигр оказался на грани исчезновения – оставалось всего не более 50 особей. Ситуация начала меняться к лучшему лишь после принятых мер охраны – запрета охоты на тигров (1947 г.) и их ловли (1956–1960 гг.) с последующим её ограничением. До конца 80-х г. продолжался процесс расселения зверей на участки, где их многие годы не было. На начало второй половины 90-х г. численность популяции, согласно исследованиям В.К. Абрамова (1977), достигала 400 особей. Максимальная плотность популяции этих зверей по результатам последних учетов отмечалась в Сихотэ-Алинском, Лазовском заповедниках и прилегающих к ним территориях (до 5–7 особей на 1000 км$^2$), а также на западных макросклонах среднего Сихотэ-Алиня, т.е. в районах, наименее затронутых хозяйственной деятельностью (Пикунов и др., 2009). Крупный целостный блок ареала в Сихотэ-Алине, по мнению И.В. Волошиной с соавторами (2009), остается главным прибежищем амурского тигра сейчас и в обозримом будущем. Минимальная численность тигров отмечается на северном Сихотэ-Алине, где максимально сложные условия существования, характерные для северного предела ареала вида, а также в южных освоенных и густо населенных районах Приморского края (1–2 ос./1000 км$^2$).

Основная причина снижения численности популяции амурского тигра, отмечает Т. Хеллвиг (2011), – уничтожение его природных местообитаний. Тигру нужны большие охотничьи территории – около 100 кв. км на одного зверя. Чтобы сохранить тигра, нужно оставить нетронутые участки дальневосточной тайги. Однако нелегальные рубки кедровых лесов продолжаются. Другая важная причина уменьшения популяции тигра – это браконьерство. До сих пор красивые шкуры полосатого хищника в большой цене. Также с «большой пользой для дела» используются внутренности тигра и его кости, поскольку, согласно китайским старинным рецептам, тигровые снадобья и настойки дают человеку особую силу и помогают при лечении разных болезней: от ревматизма до импотенции. Еще одна проблема – подрыв кормовой базы. В настоящее время наблюдается значительное сокращение численности изюбря, кабана, косули, пятнистого оленя, составляющих кормовую базу хищника. Растущий дисбаланс численности хищника и его основных жертв является одним из значимых отрицательных факторов, влияющих на численность популяции.

Типичной экосистемой обитания амурского тигра являются смешанные леса маньчжурского типа (кедрово-широколиственные), покрывающие склоны гор и сопок. Сохраняя хвойно-широколиственные леса со всеми их обитателями, мы сохраняем и амурского тигра, поскольку нельзя спасти вид, находящийся на вершине пищевой пирамиды, не принимая никаких мер для спасения среды его обитания и животных, составляющих его кормовую базу. Деятельность по охране тигра, считают дальневосточные экологи (Воронцова, 2010), включает также организацию и содействие работе антибраконьерских бригад, создание и поддержку заповедных территорий, борьбу с лесными пожарами и незаконной рубкой леса, образовательные программы с местным населением, пограничниками, детьми.

Необходимость сохранения популяции амурского тигра на юге Дальнего Востока закреплена законодательными и иными нормативными правовыми актами. Амурский тигр занесен в Красную книгу Российской Федерации. Правовое регулирование его охраны обеспечивается Федеральными законами «Об охране окружающей среды», «О животном мире», «Об особо охраняемых природных территориях», а также международными договорами – Конвенцией о биологическом разнообразии и Конвенцией о международной торговле видами дикой фауны и флоры, находящимися под угрозой исчезновения (СИТЕС), стороной которых является Российская Федерация. Кроме того, меры по сохранению тигра закреплены постановлением Правительства Российской Федерации от 7 августа 1995 г. № 795 «О сохранении амурского тигра и других редких и находящихся под угрозой исчезновения видов диких животных и растений на территориях Приморского и Хабаровского краев», а также утвержденной приказом Минприроды России от 6 апреля 2004 г. № 323 Стратегией сохранения редких и находящихся под угрозой исчезновения видов животных, растений и грибов.

Разработано множество программ и проектов по охране и защите амурского тигра. Например, программа «Стратегия сохранения амурского тигра в РФ» своей целью ставит разработку научных основ для сохранения амурского тигра на территории российского

Дальнего Востока (Арамилева и др., 2010). Главной задачей программы является изучение пространственной структуры популяции амурского тигра, перемещений и численности этих кошек на территории России, характера использования ими пространства. Кроме того, ученые исследуют репродуктивную биологию вида, характеристики среды обитания, особенности питания и кормовых ресурсов, а также распределение и популяционную динамику основных видов – жертв тигра, взаимосвязь с другими хищниками-конкурентами.

Помимо чисто научных целей программа «Амурский тигр» предусматривает решение научно-популярных, образовательных и социальных задач (Программа..., 2008). Задача программы – не только привлечь внимание к проблеме охраны редких и распространенных видов животных России, но и рассказать об экологии и поведении этих животных самым широким слоям местных жителей регионов.

С 2010 г. Русское географическое общество поддерживает проект «Амурский тигр». Его цель – изучение состояния популяции амурского тигра, разработка научных основ для сохранения животного (Сохранение..., 2010).

Проект по сохранению амурского тигра стал одним из первых серьезных шагов WWF в России (Амурский.., 2016). Данные учета 2004–2005 г. показали, что совместными усилиями государственных и общественных экологических организаций достигнута стабилизация численности тигра на уровне более 450 особей.

А по предварительным данным тигриной переписи 2015 г., на Российском Дальнем Востоке обитает уже не менее 540 амурских тигров.

Сохранение амурского тигра зависит также от взаимодействия при решении этой проблемы России с соседями – Китаем и Кореей. Необходимы разработка единых подходов природопользования в районах обитания амурских тигров, проектирование приграничных заповедников, оценка перспектив реинтродукции тигров, решительное пресекновение контрабандного вывоза и перепродажи продукции незаконной охоты на тигра и других редких видов животных, координация научных исследований и др.

Полноценная охрана тигра невозможна без действенной общественной поддержки и соответствующих мер со стороны местного населения.

Возможность увидеть, почувствовать обстановку, в которой могучий хищник сохранился до наших дней, погрузиться в «мир тигра», увидеть его следы, может быть и самих животных привлекательна для очень многих любителей природы.

Конкретные меры в эколого-просветительской сфере сводятся к следующему:

1) разработка маршрутов и организация познавательного туризма в пределах национальных парков, буферных зон заповедников, эколого-этнических территории, где обитают тигры;

2) проверка возможности выделения в подобных условиях специальных участков для фотографирования тигров в природе с соответствующим оборудованием (вышки, укрытия, площадки выкладывания приманок), регламентирование порядка таких съемок;

3) разработка проекта тигропарка с обширными вольерами для зверей в обстановке, максимально приближенной к естественной, который мог бы стать не только базой массового познавательного туризма, но и центром экспериментальных исследований;

4) включение в учебные программы школ и высших учебных заведений Приморского и Хабаровского краев обстоятельных экологических разделов, разъясняющих, в частности, цели и способы сохранения тигра и других видов редких животных и растений юга Дальнего Востока, уникальной природы региона как целого;

5) популяризация задач и мер сохранения тигра через газеты, радио и телевидение, издание массовым тиражом листовок, буклетов, брошюр, почтовых открыток и марок, значков соответствующего содержания;

6) развертывание на дорогах Приморья и Приамурья сети выразительных аншлагов, отвечающих современным требованиям дизайна и художественного вкуса, лаконично и образно разъясняющих цели охраны тигра и правила поведения людей при встречах с тиграми, в особенности на дорогах.

Итак, только объединив усилия на разных уровнях от межгосударственных до действий каждого гражданина России, мы сможем сохранить эту уникальную кошку – амурского тигра.

ЛИТЕРАТУРА


1. Абрамов В.К. О воспроизводственных возможностях и численности амурского тигра // Зоологический журнал. 1977. Т. 56, Вып. 2.С. 268–275.
2. Амурский тигр – достояние России. –2016 // Всемирный фонд дикой природы (WWF). http://www.wwf.ru/about/what_we_do/species/tiger .
3. Арамилева Т.С., Гапонов В.В., Рожнов В.В. и др. Стратегия сохранения амурского тигра в Российской Федерации // Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. 2010. 103 с. strategita-tigr-russ.pdf.
4. Волошина И.В., Елсуков С.В., Вдовин А.Н. Кадастр позвоночных животных Сихотэ-алинского заповедника и северного Приморья. Владивосток, 2009. 92 с.
5. Воронцова М. В год тигра о тигре // Краевая независимая экологическая газета «Свежий ветер Приморья». Спецвыпуск о тигре. Сентябрь 2010, № 5 (33) http://svprim.ru/tiger/cats/tigr.shtml.
6. Гапонов В.В. Вопросы охраны амурского тигра (panthera tigris altaica) // Проблемы региональной экологии. 2009. № 5. С. 85–91.
7. Дунищенко Ю.М., Куликов А.Н. Амурский тигр. Хабаровск, 2009. 84 с.
8. Красная книга Приморского края: Животные. Редкие и находящиеся под угрозой исчезновения виды животных. Владивосток: АВК «Апельсин», 2005. 408 с.
9. Лебедева Н.В. , Дроздов Н.Н., Криволуцкий Д.А. Биологическое разнообразие. М.: Гуманит. Изд. Центр ВЛАДОС, 2004. 432 с.
10. Пикунов Д.Г. Амурский тигр и дальневосточный леопард России и сопредельных территорий: экология и охрана: автореф. дис. … д-ра биол. наук / Пикунов Д.Г.; РАН, Тихоокеан. ин-т географии. Владивосток, 2002. 67 с.
11. Пикунов Д. Г., Середкин И. В., Мухачева А. С. Мониторинг состояния популяций крупных хищных млекопитающих на юго-западе приморского края // Изв. Самарского науч. центра Рос. акад. наук. 2009. Т. 11, № 1/2. С. 124–128.
12. Программа «Амурский тигр». Спецпроекты по защите животных. 2008. http://programmes.putin.kremlin.ru/tiger/program
13. Сохранение редких видов: амурский тигр. Русское географическое общество. Проекты. 2010. https://www.rgo.ru/ru/proekty/sohranenie-redkih-vidov-amurskiy-tigr.
14. Хеллвиг Т. Амурский тигр: какие опасности ему угрожают? // Познавательный журнал «Школа жизни», 12.04.2011. http://shkolazhizni.ru/animal/articles/44937/.

УДК 551.23+574.42

# СОВРЕМЕННОЕ ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ РЕЙДОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ О-ВА)

*Ф.А. Романюк, Р.В. Жарков*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
f.romanyuk2011@gmail.com

В работе представлено современное описание Рейдовских термальных источников (о. Итуруп, Курильские о-ва), дана характеристика выходов гидротерм, а также приведено описание современной ландшафтной структуры данной местности. Сделаны выводы об эколого-географическом состоянии Рейдовских источников и перспективе возобновления их рекреационного использования.

**Ключевые слова:** *термальные источники, бальнеология, ландшафтная структура, Курильские о-ва, о. Итуруп.*

## ВВЕДЕНИЕ

Рейдовские термальные источники и скважины, известные под названием «Жаркие Воды», расположены в 3 км к югу от пос. Рейдово в долине ручья Минеральный, впадающего с юго-запада в оз. Рейдовое на о. Итуруп (Курильские о-ва). Источники впервые исследованы в 1951 г. Л.Е. Михайловым. Впоследствии они были описаны В.В. Ивановым в 1953 г. (1955) и Г.В. Корсунской (1958). До начала 90-х гг. на данных источниках функционировала водо- и грязелечебница, после чего территория пришла в запустение и стала посещаться в индивидуальном порядке местными жителями и гостями острова.

С начала 2000-х гг. источники вновь стали объектом научных исследований и мониторинга, конечная цель которых направлена на возобновление рекреационной деятельности на их территории. В итоге, в списке мероприятий долгосрочной целевой программы «Развитие внутреннего и въездного туризма в Сахалинской области на 2013-2018 годы» и Подпрограммы государственной программы Сахалинской области «Развитие физической культуры, спорта, туризма и повышение эффективности молодежной политики в Сахалинской области на 2014–2020 годы» было запланировано, помимо прочего, строительство туристского комплекса в районе Рейдовских термальных источников (о. Итуруп), а также оборудование экологических троп. В связи с этим научные работы, посвященные изучению и мониторингу эколого-географического состояния данных объектов, представляют большой интерес, как в научной сфере, так и сфере экономики островного региона.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Территория Рейдовских термальных источников относится к ландшафтам прибрежных аккумулятивно-денудационных равнин Южных Курил (о. Итуруп), сложенных песками и суглинками (Ганзей, 2014). Местность в районе Рейдовских гидротерм представляет собой слабо всхолмленную равнину, источники разгружаются в долине ручья Минеральный, впадающего в оз. Рейдовое. Источники принято относить к группе термальных вод со значительным влиянием на почвы и растительность, что отражается в разнице между граничащими фитоценозами, имеющими четкий и резкий переход: территория вокруг самих источников заболочена и окружена густыми осоково-тростниковыми и бамбучниковыми зарослями на болотных почвах, которые затем сменяются каменноберезовым редколесьем и лиственничными лесами на подзолистых почвах. Неоднородность в распределении терм по территории, разница их термохимических и гидрологических характеристик привела к образованию довольно пестрой растительности.

Вокруг скважины № 3 (рис. 1), расположенной в западной части месторождения, наиболее прогретые и подверженные воздействию парогидротерм участки заселены различными видами термофильных водорослей, а также мохообразных преимущественно из отдела печеночников (*Solenostoma vulcanicola*, *S. thermarum* и др.); участки по периферии покрыты пятнами осоковых. По всей территории встречаются мертвые и довольно старые стволы лиственницы (*Larix kurilensis*), которая произрастала на данной территории до геологоразведочных работ и бурения скважин. Мозаичность ландшафта местности обусловила живописность и большую привлекательность этих мест, а также значительный потенциал для развития экологического и научного туризма.

**Рис. 1.** Растительность в районе скважины № 3 Рейдовских источников.

Вода скважины прозрачная, без вкуса, имеет температуру 80–82 °С на устье, дебит около 2 л/с. По химическому составу вода маломинерализованная (М – 4,4 г/дм$^3$), хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая с щелочной реакцией среды (pH 7,8). Гидротермы скважины используются местными жителями: под навесом установлены чугунные ванны, ведрами в них заливается горячая вода из скважины и холодная вода из ближайшего ручейка.

**Рис. 2.** Грязевой котел в северной части Рейдовского месторождения гидротерм.

В северной части месторождения находится термальный источник с глинистой водой и отложениями грязи на дне (рис. 2). На поверхности источника местами развиты сине-зеленые водоросли. Грязевой котел окружен зарослями бамбучника (*Sasa kurilensis*) и осок, последние достигают высот до 2 м. По мере удаления от котла, заросли сменяются березняком, и далее переходят в лиственничные леса.

Грязевой котел имеет размеры 7×3 м, глубину 100–120 см, при этом мощность грязевых отложений 30–40 см, объем их можно оценить в 6–7 м$^3$. Грязи из этого котла и по сей день добываются местными

жителями в целях бальнеотерапии. Температура грязи на дне 30–47 °С, вода имеет температуру 28–30 °С. Дебит термальной воды в грязевом котле около 1 м$^3$/час, вода мутная, со дна котла выделяются газы. В газовом составе преобладает азот (69 %), содержание углекислого газа 19 %, метана 9,5 %.

Основной термальный источник (рис. 3), находящийся в центральной части месторождения рядом с заброшенным домом, известен еще с 1950-х г. В настоящее время он представляет собой разрушенный колодец, закрепленный деревянным срубом сечением 1,5×0,7 м, глубина колодца – около 2 м. По мере удаления от колодца наблюдается аналогичная последовательность смены растительного покрова, что и на грязевом котле к северу от колодца.

**Рис. 3.** Термальный источник центральной части Рейдовского месторождения.

Однако экологическое состояние основного источника на сегодняшний день неудовлетворительное: большое количество бытовых отходов и строительного мусора было отмечено на территории в непосредственной близости от источника.

Воды источника имеют температуру 46–50 °С, характеризуются как маломинерализованные (М – 4,4 г/дм$^3$), хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые, pH воды 6,5. Термы из колодца стекают по канавкам в ручей, дебит примерно 10 л/мин. Дно илистое, со дна колодца бурно выделяются пузырьки газа. Газовый состав сложный, преобладает азот (59–67 %), углекислый газ составляет 22–28 %, интересно отметить высокое содержание метана (8–11 %).

По результатам бальнеологического заключения, проведенного после лабораторного гидрохимического изучения проб газов, вод и грязей из Рейдовских источников (Жарков, 2014), было выявлено, что по всем показателям данные воды рекомендуется использовать для наружного применения, а дебит гидротерм позволяет расценивать Рейдовские термы как перспективный ресурс для возобновления бальнеотерапии и развития лечебно-оздоровительных программ на данной территории.

Наблюдения в ходе многолетних исследований показывают, что восстановление растительности еще окончательно не завершилось, и в ряде случаев на границе луговой и древесной растительности молодые особи последней активно заселяют безлесые территории. Кроме того, район разлива гидротерм, приуроченный к скважине № 3, является участком, практически лишенным растительности, а имеющиеся небольшие пятна выполняют дренажную роль и служат точками возобновления роста после затопления гидротермами. Отсюда следует

вывод, что, ввиду возрастающего интереса к Рейдовским термам, необходимым видится комплекс мероприятий по прокладке маршрутных троп и мест подхода к термопроявлениям на территории источников, что позволит минимизировать тот вред, который могут оказать жители и гости острова вследствие вытаптывания почвенно-растительного покрова.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рейдовские термальные источники определяют многие факторы как абиотической, так и биотической среды. Влияние их оказывается не только на почвенный и растительный покров, но также и на химический состав грунтовых и поверхностных вод, проявляется наличием в них представителей термофильной флоры. Влияние проявляется и на микрорельеф, т.к. образуются разного рода микродепрессии, к числу которых относятся котлы термальных источников. Длительное воздействие естественных выходов гидротерм и выходов из скважин обусловило формирование ныне существующей уникальной ландшафтной структуры территории Рейдовских источников.

Рейдовские источники, наряду с некоторыми другими, являются одними из самых безопасных термопроявлений для массового туризма. Сейчас Рейдовские источники посещают немногочисленные туристы и местные жители. Если на базе Рейдовских гидротерм построить санаторий, то это привлечет большое количество рекреантов на остров. Дебит термальных источников позволяет организовать бассейны, при организации разнообразных видов отдыха в санаторно-курортном комплексе будут комфортно себя чувствовать сотни рекреантов (Жарков, 2014). Кроме приема процедур рекреанты могут участвовать в прогулках по окрестностям источников, например, пройти по побережью в районе т.н. Белых Скал, порыбачить на море и пр. Также можно организовывать выезды отдыхающих, например, на источники р. Кипящая, провести восхождение на влк. Баранского и т.д.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ганзей, К.С. Ландшафты и физико-географическое районирование Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2010. 214 с.
2. Жарков, Р.В. Термальные источники Южных Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2014. 378 с.
3. Иванов, В.В. Минеральные воды Востока СССР. Том V: Термальные воды Курильских островов: отчет по научной работе Курильского отряда Сахалинской экспедиции за 1953 и 1954 гг. М., 1955. 291 с. Инв. №1210 (Росгеолфонд, Центральное фондохранилище).
4. Корсунская, Г.В. Курильская островная дуга. М.: Главное издательство географической литературы, 1958. 222 с.

УДК 502.3:551.4(571.63)

# БЕРЕГОВЫЕ ТРАНФОРМАЦИИ П-ОВА МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО В РЕЗУЛЬТАТЕ АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

*П.С. Сорокин*

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Приводятся примеры преобразования берега г. Владивостока в результате градостроительства. Определены неблагоприятные природные факторы при организации берегоукрепительных мероприятий.

**Ключевые слова:** *трансформация берега, преобразованное побережье, берегозащита.*

В настоящее время преобразование рельефа побережья г. Владивостока связано с градостроительством. Помимо этого, изменение прибрежного ландшафта происходит в результате берегоукрепительных мероприятий и защиты от морских волн. Как варианты изменения естественного прибрежного ландшафта можно выделить следующие факторы:

- конструктивные элементы берегозащиты;
- развитие транспортной инфраструктуры (автомобильные развязки, надводные мосты);
- малоэтажное строительство в пригороде и строительство микрорайонов на берегу.

Освоение новых земель и использование участков в водоохранной зоне становится актуальным в условиях территориальной ограниченности городского пространства. В рамках исследования были выполнены пешие маршруты с фотофиксацией прибрежного ландшафта до и после обустройства берега с целью оценки влияния природных факторов в частности на берегоукрепительные конструкции побережья г. Владивостока. Особое внимание уделялось опасным природным процессам, являющимся причиной разрушения элементов транспортной инфраструктуры города (Мясников и др., 2013).

По оценкам специалистов геоморфологов береговая линия района исследования трансформирована из-за развития портовой деятельности (Бровко, Малюгин, 2015). Эксплуатация портов является причиной перестройки донных геосистем, морских ландшафтов, загрязнения акваторий (Наумов, 2008). В качестве примера отрицательного воздействия на припортовые акватории можно привести данные А.М. Короткого по техногенному илообразованию в бухте Золотой Рог. Согласно его исследованиям объемы промышленного стока в эту акваторию за 100 лет сформировали более 5 м осадков на дне, состоящих из органической массы, перемешанной с нефтепродуктами (Короткий, Коробов, 2005).

Побережье г. Владивостока характеризуется обилием четвертичных отложений, в которых преобладают пелиты и алевриты, наиболее подверженные аккумуляции органических загрязнителей. Для акватории западного берега Владивостока эта особенность привела к более неблагоприятной санитарной обстановке для купания из-за поступления сточных вод с урбанизированных территорий. Строительство низководных мостов через акватории привело к более урбанистическому облику береговой черты города, отдающему приоритет автотранспортной инфраструктуре без предпосылок развития рекреационно-оздоровительной функции морского побережья. На побережье стали наблюдаться дискомфорт и ограничение в пляжной рекреации.

Современный этап развития города в большей степени происходит в направлении моря и уже обустроенных территорий. На побережье г. Владивостока возводятся жилые комплексы, расположенные на более высоком геоморфологическом уровне берегового рельефа, защищенном от воздействия прибрежно-морских процессов. Неблагоприятным фактором здесь является отсутствие лесных массивов, скверов, являющихся барьером, снижающим шумовое воздействие и загрязнение воздуха от автотранспорта.

При планировании городской застройки необходимым условием остаётся норма зеленых насаждений, которая не учитывалась в градостроительных проектах г. Владивостока.

Расширение автотрассы Владивосток–Хабаровск и путей к мосту на о. Русский сократило и ранее недостаточное для города количество участков зеленой зоны. В результате вырубки и сокращения лесопарковых территорий меняется ветровой и гидрологический режим, возникает опасность оползневых процессов, разрушения асфальтного покрытия.

По типу побережья можно предложить группировку участков по комфортности застройки и дальнейшего использования. Например, для развития различных видов хозяйственной деятельности наиболее благоприятными являются берега с аккумулятивными формами рельефа и наличием широких равнинных участков. Отсутствие здесь системы коллекторов для сбора и отвода атмосферных осадков является причиной размыва пляжей и разрушений бетонных конструкций.

Менее благоприятными являются абразионные и денудационные участки. Такие участки примыкают к мысам с изрезанным рельефом побережья, транспортная доступность ограничена. Такие участки следовало бы использовать для градостроительства, но из-за отсутствия городской инфраструктуры (электричество, водоснабжение) они остаются востребованы лишь у рыбаков и для размещения лодочных гаражей с элементами жилых надстроек.

Сложными для освоения по геоморфологическому строению являются открытые аккумулятивные и денудационные берега, где происходит размыв пляжей и затопление равнинных участков. Перспективным направлением строительства здесь является создание искусственных намывных территорий и надводных строений.

В заключение следует отметить, что преобразования прибрежной территории в районе исследования с целью приращения и использования территории осуществляются без восстановления лесных массивов и в большинстве случаев не предполагают регулирование береговых стоков, вызывая опасение относительно функционирования хозяйственных и инфраструктурных объектов расположенных в зоне влияния прибрежно-морских процессов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бровко П.Ф., Малюгин А.В. Техногенная трансформация берегов Японского моря // Ойкумена. 2015. № 3. С. 7–14.
2. Короткий А.М., Коробов В.В. Районирование прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море) // Исследование и картирование ландшафтов Дальнего Востока: сб. научн. тр. отв. ред. В.М. Урусов. Владивосток: Дальнаука, 2005. Вып. 6. С. 128–159.
3. Мясников Е.А., Коробов В.В., Сорокин П.С. Геологические и геоморфологические условия освоения прибрежных зон полуострова Муравьева-Амурского (морфоструктурные аспекты). Инженерная геология. 2013. № 4. С. 7–26.
4. Наумов Ю.А. Антропогенная трансформация прибрежно-шельфовых геосистем окраинных морей Дальнего Востока России: автореф. дис. … д.г.н. Томск, 2008. 38 с.

УДК 581.552+582.681.81(571.642)

# СТРУКТУРА ФИТОЦЕНОЗОВ С ДОМИНИРОВАНИЕМ ЧОЗЕНИИ АРБУТОЛИСТНОЙ (*CHOSENIA ARBUTIFOLIA* (PALL.) A. SKVORTS.) НА СРЕДНЕМ САХАЛИНЕ

*А.И. Тальских*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
anastasiya_talsk@mail.ru

Рассмотренны и изучены фитоценозы с доминированием чозении арбутолистной (*Chosenia arbutifolia* (Pall.) A. Skvorts.), обитающей в средней части о. Сахалин. В результате исследования фитоценозов в естественных условиях и анализа их структуры,были выявлены и уточнены биолого-экологические характеристики *Chosenia arbutifolia.*

**Ключевые слова:** *чозения арбутолистная (Chosenia arbutifolia (Pall.) A. Skvorts.), структура фитоценоза, фитоценоз, условия произрастания.*

На Сахалине ведущим типом растительности является лесной, включающий различные сообщества. В их состав входят и чозеневые, и тополево-чозеневые сообщества, занимающие весьма специфические экотопы – галечники рек и речек, так как чозения предпочитает высоко увлажненные почвы, но с проточным увлажнением. Несмотря на то, что сама чозения весьма интересный объект, её фитоценозы исследованы весьма фрагментарно (Агеенко, 1969; Таран, 2003). Это и послужило отправной точкой для выбора, постановки цели и определения задач исследования. Целью работы являлось описание структуры фитоценозов с доминированием чозении арбутолистной (*Chosenia arbutifolia* (Pall.) A. Skvorts.) на среднем Сахалине. Научное и практическое значение исследования заключается в уточнении биолого-экологической характеристики *Chosenia arbutifolia* и в обосновании необходимости охраны и искусственного лесоразведения.

Материал данной работы был собран в средней части Сахалина с августа по октябрь 2012 г. Были выполнены краткие геобатанические описания естественных фитоценозов с чозенией арбутолистной в поймах рек Леонидовка, Буюклинка и Орловка по общепринятой в геоботанике методике (Боголюбов, 1996; Андреева, 2002). Фитоценозы были отобраны в результате рекогносцировки на маршрутах, проложенных вдоль рек на расстоянии от 10 до 700 м. В отобранных фитоценозах были заложены пробные площади (100×100 м), на которых осуществляли таксацию древесного полога и описание напочвенного покрова. Высоту деревьев измеряли при помощи маятникового высотомера Макарова. Возраст деревьев определяли при помощи возрастного бура Haglof (керн брали буром с восточной стороны на высоте 0,3 м от шейки корня) и на сохранившихся пнях с корректировкой на время рубки. Для измерения диаметра использовали мерную вилку. Полноту древостоя оценивали глазомерно по сомкнутости крон. Высоту и диаметр стволов измеряли у 25 особей на каждом участке. Для определения растений использовали следующие определители: «Определитель высших растений Сахалина и Курильских островов» (1974), «Определитель растений советского Дальнего Востока» (Ворошилов, 1972).

В результате проведенной работы было обследовано восемь естественных фитоценозов с чозенией арбутолистной в поймах рек Леонидовка (рис. 1), Буюклинка и Орловка.

Участок № 1 расположен на правом берегу реки Леонидовка, около железнодорожного моста. Насаждение находится на первой террасе, высота над уровнем воды 1–1,5 м. Русло реки широкое, её значительная часть пронизана мелкими протоками, по которым происходит медленный сток воды. На галечниках между протоками обитает многочисленный самосев чозении, но особей более 10 см высотой нет.

**Рис. 1.** 50–60-летний фитоценоз из чозении на левом берегу реки Леонидовка (участок № 6).

**Рис. 2.** Молодые особи березы и чозении над укрепленным берегом.

Для прорастания семян условия благоприятные, но самосев не выживает, так как смывается паводками. Древостой 40–50 лет (табл. 1). В отдельных куртинах деревья более старшего возраста, высотой до 25 м, диаметром до 40 см. Стволы малосбежистые, прямые, при полноте 1,0–0,9 – очищаемость от сучьев хорошая. Живая крона расположена в верхней трети дерева. Древостой разновозрастный, наряду со взрослыми деревьями есть и достаточно молодые, что противоречит литературным сведениям об отсутствии подроста. Участок № 2 расположен на правом берегу реки Леонидовка, на первой террасе, на расстоянии до 200 м от первого участка. Возраст древостоя 35–40 лет. Древостой из двух ярусов, сомкнутость древесного полога 0,8–1,0. Первый ярус образован чозенией. Единично в первом ярусе встречается *Populus maximowiczii*. Второй ярус состоит из *Salix rorida*, редко встречается *Sorbus commixta* и *Alnus hirsuta*. Участок № 3. Условия аналогичны участку № 2. Возраст чозении до 25 лет. В древесном ярусе преобладает *Salix rorida*. Чозения встречается изредко. Участок № 4 располагается в 100 м от третьего участка на правом берегу реки Леонидовка. Фитоценоз представлен в первом ярусе *Salix rorida*, *Populus maximowiczii*, а также чозенией. Единично встречается *Alnus hirsuta.* Чозения среди молодняка других лиственных пород представлена группами. Участок № 5 расположен на левом берегу реки Леонидовка. Непосредственно на берег лесной массив выходит как спелыми участками, так и молодняками. Насаждения разновозрастные. Число стволов на 1 га менее 2500–3000. Иногда деревья расположены рядами, создается впечатление об искусственных посадках. Возраст варьируется от 10–15 до 50–60 лет. Стволы почти идеальной формы, малосбежистые.

**Рис. 3.** Отдельно стоящие деревья чозении у дороги в 10 км от водоема в районе с. Адо-Тымово (фото Ю. Ларькина).

Доминантом и эдификатором в этом сообществе является чозения арбутолистная, единично примешивается *Populus maximowiczii* и *Salix rorida*. На наш взгляд этот участок следует признать эталоном и придать ему статус охраняемого. Участок № 6 наиболее интересен, так как противоречит мнению, сложившемуся в литературе (Агеенко, 1969; Усенко, 1984; Беркутенко, 2007), что чозения обитает в поймах рек и ручьев, не удаляясь более чем на 700 м от русла, любит высокие, но проточные грунтовые воды. Берег реки возвышается над урезом воды не менее 15 м, укрепленный от размывания бетонными плитами, он после строительства моста зарастает молодыми березами и чозенией (рис. 3). Группа деревьев чозении удалена от моста на 70–100 м. На склоне этого участка чозения соседствует с тополями, а ниже по склону молодых экземпляров чозении довольно много.

Следовательно, чозения может обитать не только в поймах рек. Нами замечено, что чозения очень часто встречается вдоль дороги между пгт. Ноглики и г. Поронайском. Эти факты позволяют внести некоторые коррективы в биолого-экологическую характеристику этого интересного вида.

Участок № 7 расположен в 100 м от транссахалинской автотрассы в километре к югу от моста через реку Буюклинка. Смешанное насаждение, разновозрастное. Наибольшую высоту имеет чозения – 21,5 м, диаметр 28–38 см. Внешний облик чозении такой же, идеальной формы стволы, малосбежистые (табл. 1). Участок № 8 расположен на правом берегу реки Орловка (правый приток Пороная). В окрестностях пгт. Смирных мы обнаружили участок молодого смешанного леса в возрасте от 10 до 20 лет (табл. 1). Вероятно, по мере развития этого фитоценоза чозения будет увеличивать свое участие в составе, так как, занимая господствующее положение по высоте, чозения не будет вытеснена соседствующими деревьями.

**Табл. 1.** Основные таксационные показатели фитоценозов чозении арбутолистной в средней части о. Сахалин.

| Участок | Состав фитоценоза | Возраст насаждения, лет | Средняя высота, м | Средний диаметр, см | Полнота |
|---|---|---|---|---|---|
| **1** | 9Ч1Т | 40-50 | 20-21 | 38 | 0,8-1,0 |
| **2** | 10Ч+Т | 35-40 | 19 | 30 | 1,0 |
| **3** | 8И2Ч | 25 | 15 | 23 | 0,8-0,9 |
| **4** | 5И2Т2Ч+О | 40 | 15-19 | 30 | 1,0 |
| **5** | 10Ч+ТИ | От 10-15 до 50-60 | 22 | 36 | 1,0 |
| **6** | 6Б4Ч | 10-15 | 9-12 | 15 | 0,2-0,3 |
| **7** | 4Ч2Т2И2О+Б | 35-40 | 21 | 28-38 | 0,5-0,6 |
| **8** | 2Ч2Т1Б1О | 10-20 | 12-15 | 20-22 | 1,0 |

Таким образом, на Сахалине обнаружены участки на берегах реки Леонидовка, в которых деревья чозении находятся на возвышенных местах, где уровень грунтовых вод находится на глубине 12–15 м, такие же фрагменты фитоценозов есть, по устному сообщению д.б.н. В.М. Еремина, в Магаданской области. Так же встречаются достаточно много микрофитоценозов и отдельно стоящие деревья (вдоль дорог), находящихся от ближайших водотоков или стоячих водоемов на расстоянии 10 км и более. Это говорит о том, что далеко не всегда этот вид обитает на галечниках, в поймах рек, не «уходя» от воды дальше 700 м (Усенко, 1984; Смирнов, 2002; Беркутенко, 2007).

Полученные нами результаты могут быть положены в основу следующих выводов. Некоторые пойменные фитоценозы на среднем Сахалине представлены сообществами с разным участием в них чозении: от двух единиц до чистых чозеников и характеризуются высокой производительностью. Чозения дает обильный самосев на галечниках, который уничтожается паводками, но может быть использован для создания искусственных фитоценозов. По отношению к влаге этого вида установлено, что он не является обязательным гигрофитом, а может успешно произрастать и на участках с глубоким залеганием грунтовых вод и удаляться от русел рек на значительное расстояние. В благоприятных условиях наблюдается формирование подроста и под материнским пологом.

Автор выражает благодарность в.н.с. лаборатории экологии растений и геоэкологии д.б.н. В.М. Еремину за помощь в организации исследований и полевом описании растительности, заведующей лаборатории экологии растений и геоэкологии к.б.н. А.В. Копаниной, за ценные замечания при подготовке доклада.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агеенко А.С. Леса Сахалина и Курил (Сахалинская область) // Леса Дальнего Востока. М., 1969. С. 228–263.
2. Андреева Е.Н., Баккал И.Ю., Горшков В. В. Методы изучения лесных сообществ. СПб.: НИИХимии СПбГУ, 2002. 240 с.
3. Беркутенко А.Н. Древесные растения Северного Сахалина. Иркутск, 2007. 68 с.
4. Боголюбов А.С. Методика геоботанического описания леса. М.: «Экосистема», 1996. 264 с.
5. Воробьев В.П. Определитель высших растений Сахалина и Курильских островов. Л.: Наука, 1974. 372 с.
6. Ворошилов В.Н. Определитель растений советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 672 с.
7. Зархина Е.С. Чозениевые леса // Леса Дальнего Востока. М., 1969. С. 196–199.
8. Смирнов А.А. Распределение сосудистых растений на острове Сахалин. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. 245 с.
9. Таран А.А. Флора и растительность районов прилегающих к трассе магистрального трубопровода на о. Сахалин. Южно-Сахалинск, 2003. 187 с.
10. Определитель высших сосудистых растений Сахалина и Курильских островов / отв. ред. А.И. Толмачёв. Л.: Наука, 1974. 342 с.
11. Усенко Н.В. Деревья, кустарники и лианы Дальнего Востока. Хабаровск, 1984. 274 с.

УДК 504.05

# ПРОБЛЕМЫ ЗАХЛАМЛЕННОСТИ РЕКРЕАЦИОННОЙ И БУФЕРНОЙ ЗОН ТЕРРИТОРИИ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «ТАГАНАЙ» АНТРОПОГЕННЫМ МУСОРОМ

*А.Л. Трофимова*

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
tiger_anush@mail.ru

На сегодняшний день актуальной проблемой национальных парков является захламленность рекреационными отходами. Данное загрязнение на территории национального парка «Таганай» возникает путем увеличения его посещаемости рекреантами. Замусоренность – серьезная проблема настоящего и будущего, несущая опасность природным комплексам парка и нуждающаяся в своем решении.

**Ключевые слова:** *национальный парк, природные комплексы, рекреационные отходы, рекреация; экология.*

Антропогенное загрязнение окружающей среды, в отличие от естественного загрязнения (лесные пожары, вулканическая активность), приобретает все больший размах. В настоящее время воздействие человека на природу выражается не только в росте промышленных производств, которые выбрасывают в атмосферу, почву и воды несметное количество опасных химических веществ, не способных разрушиться биологическими агентами (микроорганизмами). Загрязнение антропогенным мусором является проблемой не только городов – сейчас оно коснулось и особо охраняемых территорий, в частности национальных парков.

Природные комплексы национального парка «Таганай» испытывают сильное влияние рекреации на их состояние. Парк был создан 5 марта 1991 г. в целях сохранения природных комплексов, имеющих особую экологическую и эстетическую ценность, обеспечения регулируемой рекреации, которая исключает нанесение ущерба уникальным природным ландшафтам.

Национальный парк «Таганай» расположен в северо-западной части Челябинской области (в 130 км от областного центра – г. Челябинск.). Он занимает северную часть территории Златоустовского городского округа и небольшую часть площади Кусинского района. Общая площадь парка составляет 56,8 тыс. га (586 км$^2$). Протяженность с юга на север – более 50 км, с запада на восток – в среднем 10–15 км. Наивысшая точка – гора Круглица (1178 м) (Козлов, 2011).

В настоящее время туризм в парке активно развивается в связи с возрастанием его популярности – парк является известным туристическим брендом Челябинской области, его известность распространилась уже далеко за ее пределы. Набирает обороты и такое направление как «экологическое просвещение». Целью данного направления выступает формирование понимания современной роли особо охраняемых природных территорий в сохранении биологического и ландшафтного разнообразия планеты, а также способствование распространению информации о парке, формирование положительного отношения к нему населения и обеспечению действенной общественной поддержки парка как объекта национального достояния. Экологическое образование – непременное условие становления экологического сознания, взглядов и поведения посетителей.

Однако, это не ослабляет проблему захламленности территории рекреационными отходами. Посещаемость парка увеличивается, соответственно, увеличивается и антропогенная нагрузка на него. И это отражается на состоянии экосистем парка на локальном, более заметном уровне (рубка деревьев, порча памятников природы, захламленность троп, стоянок, водотоков и т.п.).

К примеру:
- пищевые отходы – разлагаются около месяца;
- газетная бумага – разлагается 1–3 месяца;
- картонные коробки – разлагаются в течение 3-х месяцев;
- бумага (офисная) – разлагается 2 года;
- консервные банки – срок разложения 10 лет;
- старая обувь – 10 лет;
- электрические батарейки – 110 лет;
- резиновые покрышки – 120–140 лет;
- пластиковые бутылки – около 180–200 лет;
- алюминиевые банки – срок разложения 500 лет;
- стекло – самый опасный мусор – разлагается более 1000 лет.

У национального парка есть много добровольных помощников – организовано «Волонтерское движение», среди которого выделяются:
- традиционный волонтерский лагерь «Таганай для всех»;
- постоянно действующая акция «С благодарностью, Таганай!»;
- массовые волонтерские акции «Сделаем» (сентябрь), «Я – волонтер» (май).

Однако сил волонтеров оказывается недостаточно, чтобы очистить территорию от мусора.

В 2015 г. парком была организована стоянка «Веселый ключ» для длительного пребывания туристов. Летом 2016 г. стоянка превратилась в свалку (рис. 1). Видимо, посетители считают, что нет необходимости убирать за собой, несмотря на установленные информационные аншлаги.

**Рис. 1.** Стоянка длительного отдыха «Веселый ключ». Фото автора, 2016.

Данная проблема коснулась не только территории национального парка, но и его буферной зоны.

Буферная зона ООПТ – это зона с ограниченным режимом использования, которая окружает или прилегает к ООПТ с более строгим режимом. На территории буферной зоны разрешается ведение устойчивого природопользования, в том числе некоторых форм сельского хозяйства, которое регулируется и контролируется силами основной ООПТ.

В 1802 г. на Южном Урале было открыто Кусинское месторождение титано-магнитовых руд. В 1900–1901 гг. на гряде Магнитки велись разведки Златоустовскими заводами, а в 1903 г. разведочными работами заведовали инженер Е.Н. Барбот-де-Марни и инженер Л.А. Садовский, но результаты всех этих работ давали скудное описание геологического строения. Небольшая добыча руды прекратилась в 1910 г. по причине тугоплавкости руд. Месторождение расположено на одном из западных отрогов Назямских гор, состоящем из пяти отдельных вершин, называемых Магнитками. Между собой Магнитки разделяются логами, в некоторых протекают небольшие ручьи – Малютка и Титан. Лишь с 1928 г. началось систематическое изучение месторождения и его детальная разведка. Экспедицией Института прикладной минералогии была проделана геологическая съемка в пределах лесных кварталов №№ 62, 61, 51, 50 и 48 Таганайской дачи (Козлова, 2014).

С 1930 г. началась добыча титаномагнетитовой руды. «Уралгипромез» составил проект рудника с годовой производительностью до 400 тыс. тонн руды в год, но в последующем производительность была увеличена до 1 млн. тонн. По заданию треста «Лакокраска» к будущему руднику «Желдорстрой» проектировал железную дорогу от ст. Бугруш (Медведевка). В 1932 г. трестом «Златоуструдстрой» началось строительство рудника и жилья для рабочих. На стеле поселка Магнитка указано: 1933 – год основания поселка, 1983 – остается загадкой. Наибольший

**Рис. 2.** Фото провала Магнитного рудника в руках научного сотрудника. Фото автора, 2016.

**Рис. 3.** Провал Магнитного рудника сегодня. Фото автора, 2016.

объем руды был достигнут в 1960 году, когда было добыто 874 тыс. тонн. Начиная со второй половины 1960-х гг. объемы добычи стали снижаться. В 1973 г. рудник был закрыт, когда была закрыта последняя шахта – «Центральная». Всего из месторождения было добыто около 30 млн. тонн руды (Козлова, 2014).

Кусинское месторождение являлось одним из лучших месторождений титаномагнетита во всем СССР, как по запасам, так и по качеству руды. Около 40 % потребности СССР в титановом сырье покрывалось за счет Кусинских титаномагнетитов. После обработки месторождения на поверхности остались огромные зоны обрушения выработанных камер (Козлова, 2014).

В настоящее время один из провалов затоплен грунтовыми водами. Еще 5 лет назад провал выглядел так (рис.2).

Сегодня это красивейшее место превратилось буквально в свалку (рис.3).

Ликвидация мусора в парке в течение многих лет проводилась путем сжигания и захоронения в грунтовых шурфах с последующей рекультивацией почвы. Но эти методы борьбы с мусором только больше усугубляют и без того тяжелую ситуацию превышенных норм загрязнения воздушного бассейна, а также оказывают опасное влияние на стабильность биохимических процессов, которые происходят в почвенной подстилке и приповерхностных грунтовых слоях.

Наиболее надежным и щадящим методом борьбы с мусором в парке является его периодический сбор, транспортировка до входа в парк и его дальнейшая отправка до места назначения. Однако, этот метод и не менее трудоемок (мусора много, а расстояния немаленькие, во многих местах отсутствует подъезд и др.), и к тому же малоэффективен при разовом произведении – сегодня убрали, завтра все повторяется.

Также совсем недавно в парке осуществлялась акция – туристы выносили мусор с собой и на выходе получали «поощрительные призы» – ручки, блокноты. Данная акция, на наш взгляд, являлась довольно сильной мотивацией для посетителей. Вероятно, при помощи спонсоров, акцию можно было бы возродить, и тем самым повысить шансы на решение проблемы замусоренности.

Не менее целесообразно повышать эффективность борьбы с мусором на территории парка путем привлечения большего количества добровольных помощников-волонтеров. Повышать экологическую культуру посетителей, ориентируясь не только на аудиторию в лице детей и молодежи, но также и более взрослого поколения посетителей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов А.В. Таганай – гора молодого месяца. Златоуст: ООО «ФотоМир», 2011. 272 с.
2. Козлова Н.И. История Магнитки // Официальный сайт администрации Магнитского городского поселения. 2014. http://magnitka-adm.ru/ ( 8.06.2016 г.)

Для заметок

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

# ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ
## ИЗУЧЕНИЕ, МОНИТОРИНГ, ПРОГНОЗ

### VI САХАЛИНСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА

3–8 октября 2016 г.
г. Южно-Сахалинск, Россия

## СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ

***Электронная верстка:*** А.В. Леоненкова
***Дизайн обложки:*** А.В. Леоненкова
***Технический редактор:*** А.В. Леоненкова
***Корректор:*** И.П. Кремнёва

Подписано в печать 27.09.2016 г.
Усл. печ. лист. 49,8. Уч.-изд. лист. 36,6.
Формат 60x84/8. Бумага «Color copy».
Тираж 120 экз. Заказ № 7819.
Печать цифровая.

---

Отпечатано с оригинал-макета,
подготовленного в ФГБУН Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения РАН
693022, г. Южно-Сахалинск. ул. Науки, 1Б
Участок офсетной и оперативной полиграфии.