

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт

Ю.Г. Волохин

**МЕЗОЗОЙСКОЕ И КАЙНОЗОЙСКОЕ
КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ
В ОКРАИННЫХ БАССЕЙНАХ ВОСТОКА АЗИИ**

Владивосток
Дальнаука
2013

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST BRANCH
Far East Geological Institute

Yu.G. Volokhin

**MESOZOIC AND CENOZOIC SILICEOUS
SEDIMENTATION
IN EASTERN ASIAN MARGIN BASINS**

Vladivostok
Dalnauka
2013

УДК [552.143+552.55]: 551.76/.551.77 (571.6)

Волохин Ю.Г. Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2012. 434 с.

Рассмотрены гипотезы происхождения кремневых формаций в фанерозойских складчатых областях и значение силицитов при решении регионально-геологических задач, палеогеографических, геодинамических и других историко-геологических реконструкциях. Комплексное стратиграфическое и литологическое изучение мезозойских разрезов, состава слагающих их пород, позволило выявить индивидуальные черты триасовой и позднеюрской кремневых формаций Сихотэ-Алиня, что дает возможность распознавать их в удаленных районах области. Сравнены параметры биогенного кремненакопления и состав отложений триасовых и позднеюрских кремневых толщ Сихотэ-Алиня, кайнозойских и современных кремнистых отложений окраинных морей и пелагических областей Тихого океана. Темпы кремненакопления в сихотэ-алинском море в триасовое и позднеюрское время были умеренно высокими, такими же, как в современных дальневосточных окраинных морях. Отложение мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня по времени совпало с глобальным повышением уровня и трансгрессией моря в триасовый период и позднеюрскую эпоху, приведших к значительному снижению поступления с сопредельной суши терригенного материала в бассейн. Изучен минеральный состав, установлены геохимические аномалии и выявлена благороднометалльная минерализация в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня. Книга содержит фотоизображения разрезов, текстур и микроструктур пород, фотографии минералов, химические анализы пород и минералов.

Ил. 85, табл. 51, библ. 560, фототабл. 26, табл. прил. 18.

Ответственный редактор д-р геол.-минерал. наук *В.Т.Фролов*

Рецензенты: д-р геол.-минерал. наук *В.С. Вишневская*,

д-р геол.-минерал. наук *Л.А. Изосов*

Издано по решению Ученого совета ДВГИ ДВО РАН

ISBN

© ДВГИ ДВО РАН, 2013

© Волохин Ю.Г., 2013

Volokhin Yu.G. Mesozoic and Cenozoic Siliceous Sedimentation in Eastern Asian Margin Basins: Vladivostok: Dalnauka, 2012. 434 p.

Main hypotheses of origin of siliceous formations of Phanerozoic folded belts and their significance for regional geology, and for paleogeographic, geodynamic and other historical reconstructions were examined. Comprehensive stratigraphic and lithologic study of Mesozoic sections of the Sikhote-Alin and investigation of composition of their forming rocks allowed us to determine individual features of Triassic and Middle?-Upper Jurassic siliceous formations enabling to distinguish them in remote areas. Main types of rocks of the Mesozoic siliceous formations of the Sikhote-Alin, as well as their mineralogy and chemistry were characterized. A comparison of parameters of biosiliceous sedimentation in Mesozoic Sikhote-Alin basin with those in Recent and Cenozoic marginal seas and in the Pacific has been done. It has shown that rates of silica accumulation in Sikhote-Alin basin during the Triassic and the Late Jurassic were moderately high and close to Recent rates of biosiliceous accumulation in the Far East marginal seas. Mesozoic siliceous formations of the Sikhote-Alin accumulated in spans of the global sea level uprising and marine transgressions when terrigenous material input was significantly lower. The mineralogy of Triassic carbonaceous chert of the Sikhote-Alin has been studied; geochemical anomalies and noble mineralization in chert units were first stated. The book is illustrated by pictures of outcrops, textures and microstructures of rocks, photos of minerals, and contains chemical analyses of rocks and minerals.

Ill. 85, table 51, bibl. 560, plates 26, table of appendix 18.

ВВЕДЕНИЕ

Природа палеозойских и мезозойских кремневых формаций является одной из фундаментальных проблем современной геологии. Они считаются индикаторами палеогеографических, палеотектонических, палеовулканических, геодинамических и других геологических обстановок, что используется при историко-геологических реконструкциях. По сравнению с другими глубоко-водными отложениями, распространенными в складчатых областях (терригенными и вулканогенно-терригенными), планктоногенные кремневые формации отличаются сравнительно небольшой мощностью и наибольшей фациальной выдержанностью. Насыщенность микрофауной относительно слабо метаморфизованных кремневых толщ позволяет проводить их детальную корреляцию и делает их удобными «стратиграфическими реперами» при расшифровке строения вулканогенно-осадочного чехла складчатых областей. Кремневые формации нередко являются генерирующими или вмещающими месторождения нефти, газа, фосфоритов, железа, марганца и других металлов, а некоторые виды силицитов сами представляют ценные полезные ископаемые.

Плохая обнаженность, недостаточно детальная стратиграфическая и литологическая изученность дальневосточных складчатых областей препятствует расшифровке их геологического строения, созданию достоверных геологических карт и схем и реконструкции ранней геологической истории их развития. В основу данной работы положен стратиграфический, литологический, минералогический и геохимический материал, полученный при изучении силицитов Сихотэ-Алинской области. Одной из задач проводившихся автором в Сихотэ-Алинской области исследований была расшифровка первичного строения мезозойских кремневых формаций, поиск и выявление характерных особенностей их строения и состава, позволяющих диагностировать и различать по литологическим признакам разновозрастные толщи. Недостаточная стратиграфическая и литологическая изученность отложений препятствовала расшифровке строения кремневых формаций, определению их границ и индивидуальных особенностей, а также оценке скоростей седиментации и кремненакопления. Решение этой задачи потребовало детальной расшифровки строения разрезов на хорошо обнаженных, хотя и сложно деформированных толщах, с применением комплекса структурных, литологических и биостратиграфических методов. Подробное описание разрезов триасовых и средне(?)–позднеюрских кремневых толщ Сихотэ-Алиня, комплексы содержащихся в них органических остатков и обоснование возраста пачек и толщ ранее было дано в монографиях «Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня» (Владивосток: Дальнаука, 2003) и «Триас и Юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2. Вулканогенно-осадочный комплекс» (Владивосток: Дальнаука, 2008). В данной работе этот материал приводится в сокращенном виде, дополненный данными других исследователей, с дополнениями и выводами касающимися геологических следствий проведенного изучения. В книге также представлены новые результаты минералогического и геохимического изучения силицитов, охарактеризован микроэлементный состав и состав органического вещества, а также выявленная

впервые благороднометалльная минерализация углеродистых силицитов нижнего и среднего триаса Сихотэ-Алиня.

Реконструкции условий и процессов образования древних осадочных (в т.ч. кремневых) формаций широко используют знание обстановок и механизмов седиментации в современных морских бассейнах и возможности сравнительно-литологического метода. Последние главы книги характеризуют голоценовые и более древние кремнистые отложения некоторых бассейнов Тихого океана, и включают материалы, полученные автором в нескольких морских экспедициях, а также результаты глубоководного бурения. Последние позволили проводить более полноценные сопоставления не только на уровне осадков и пород, но и формаций, что способствует более всесторонней расшифровке механизмов и обстановок образования мезозойских кремневых толщ дальневосточных складчатых областей.

Большой объем полевых работ автор совершил совместно с М.А. Михайловым, Е.В. Михайликом, И.В. Китаевым и В.А. Михайловым. Руководители морских экспедиций ДВГИ и ТОИ ДВО РАН С.А. Щека, Б.И. Васильев и И.Н. Говоров обеспечили возможность участия автора в трех рейсах НИС «Академик А. Виноградов» и получение геологических материалов по результатам рейсов. Определения микрофауны в мезозойских отложениях Сихотэ-Алиня выполнены Г.И. Бурый (конодонты), В.С. Руденко, И.В. Кемкиным, О.Л. Смирновой (радиолярии). Анализы пород и минералов выполнены в лабораториях ДВГИ и аналитического центра ДВО РАН. На различных этапах автор пользовался поддержкой и консультациями Н.П. Васильковского, А.И. Ханчука, С.А. Щеки, В.Б. Курносова, П.В. Маркевича, О.В. Чудаева, В.П. Уткина, В.С. Пушкаря, А.А. Вржосека и В.В. Голозубова. Большое влияние на идейную направленность работы оказал проф. МГУ, д.г.м.н. В.Т. Фролов – научный редактор монографий автора, посвященных мезозойским силицитам Сихотэ-Алиня. Неоценимую помощь в подготовке рукописи к печати оказала С.В. Михайлова.

Исследования выполнялись в рамках НИР ДВГИ ДВО РАН и при поддержке РФФИ (гранты 95-05-14129а, 04-05-65269а, 01-05-64904а, 04-05-79187к).

ГЛАВА 1

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ КРЕМНЕВЫХ ПОРОД И ФОРМАЦИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Генезис палеозойских и мезозойских силицитов складчатых областей (геосинклинальных силицитов) составлял предмет научных дискуссий на протяжении почти полутора столетий. *«Среди проблем касающихся пелагических осадочных пород в эвгеосинклинальных ассоциациях ни одна не является, ни более запутанной, ни более долгоживущей, как происхождение и точное значение радиоляриевых кремней, особенно мезозойских кремней в области Тетис»* (Garrison, 1974, с. 391-392). Отмечая дискуссионность происхождения «криптогенных» кремнистых пород, таких, как трепелы, опоки, яшмы и кремнистые сланцы С.И. Шуменко (1987, с. 121) писал: *«Несмотря на успехи в изучении осадков Мирового океана, среди которых биогенные кремнистые илы играют весьма существенную роль и практически являются концентраторами всего свободного кремнезема в твердой фазе, в наши дни дискуссии по проблеме кремненакопления не только не утихли, но даже обострились»*. Актуальность проблемы генезиса силицитов также подчеркивается одним из ведущих российских литологов В.Т. Фроловым: *«Генезис большинства силицитов остается неясным или спорным вопросом, как по источнику вещества, так и по способу и условиям накопления и стадиям преобразования»* (Фролов, 1992, с. 301).

Существующие воззрения можно разделить на (I) связывающие их образование с источниками (эндогенными либо экзогенными) поступления больших масс кремнезема в бассейн седиментации и, (II) придающие ведущее значение в образовании кремневых толщ специфическим обстановкам или сочетанию благоприятного комплекса условий, существовавшим в бассейне и/или на сопредельных с ним площадях.

1.1. Гипотезы, связывающие образование кремневых толщ с ведущей ролью источников растворенного кремнезема

Вулканогенно-осадочная гипотеза. Среди гипотез, связывающих образование кремневых формаций с определяющей ролью источников кремнезема, широко известна и длительное время преобладала вулканогенно-осадочная гипотеза. Она возникла из наблюдений ассоциации силицитов и вулканогенных пород в складчатых поясах. До введения в практику петрографических исследований оптической микроскопии западноевропейские и американские геологи считали эти силициты вулканическими породами или породами, образовавшимися вследствие метаморфизма и окремнения обычных глинистых сланцев. Парагенетическая связь кремневых пород с основными вулканитами и гипербазитами, по-видимому, впервые отмечена в работах Д. Пантанелли (Pantanelli, 1880) и Б. Лотти (Lotti, 1886). Д. Пантанелли считал, что вулканические извержения подавляли природных «врагов» радиолярий и этим способствовали пышному их расцвету в водоемах и последующему накоплению в осадке. Б. Лотти полагал, что во время конечной фазы вулканических извержений формировались источ-

ники, выносившие кремнезем, стимулировавший необычайно высокую продукцию радиолярий и бывший причиной окремнения обычных глинистых сланцев. Еще раньше, частую ассоциацию диатомей с кислыми вулканическими пеплами отметили К. Эренберг и Дж. Уитни (Bramlett, 1946). Дж. Уитни (Whitney, 1867) предположил, что расцвету диатомей способствовал кремнезем пеплов. Следовательно, уже на раннем этапе изучения силицитов возникли представления о двух источниках вулканогенного кремнезема (термальные воды и вулканические пеплы) и стимуляции развития кремневого планктона вулканическими извержениями. Е.Ф. Дэвис (Davis, 1918), проводивший всесторонний критический анализ существовавших на то время гипотез, связал образование кремневых пород с кремнеземом, выщелоченным нагретой морской водой из изверженных пород, и кремнеземом, выносимым субмаринными термальными источниками. Ко второй половине 20-го столетия определились три положения вулканогенно-осадочной гипотезы. Вулканизм мог оказывать прямое или косвенное воздействие на формирование кремневых толщ: (1) прямым поступлением кремнезема при подводно-морских эрупциях или при выщелачивании из застывающей на морском дне лавы и пеплов; (2) стимуляцией этими поступлениями кремнезема высокой продукции кремневого планктона, а также обеспечением лучшей сохранности кремневых скелетов; (3) снижением критической глубины карбонатакопления вследствие выделения в периоды эрупций кислых вулканических газов, что должно способствовать накоплению бескарбонатных радиоляриевых илов на меньших, чем в настоящее время, глубинах.

Вулканогенно-осадочная гипотеза в том или ином варианте, частично или полностью, принималась и развивалась многими исследователями (Кассин, 1931; Taliaferro, 1933; Петрова, 1958; Шатский, 1954, 1960; Красный и др., 1962; Bailey et al., 1964; Дзюценидзе, 1966, 1969; Kanamera, 1974; Челидзе, 1977; Голубовский, Голубовская, 1979; Хераскова, 1979; Афанасьева, 1980; Рейфман, 1980; Муравьев, 1983; Gibson and Towe, 1971; Mattson and Pessagno, 1971; Stanaway et al., 1978; Хотин, 1979; Moore, 1983; Nakazava et al., 1983; Imoto, 1983; Вишневская, 1984; Nachev, Nachev, 1989; Obradović and Goričan, 1989; Ruiz-Ortiz et al., 1989; Зайкова, 1991 и др.). Роль вулканогенного кремнезема в образовании некоторых кремневых пород (яшм) допускал выдающийся российский литолог академик Н.М. Страхов (1963, 1971б), но наиболее полно вулканогенно-осадочная гипотеза разработана в работах И.В. Хворовой (1968; 1976; 1979; 1980, и др.). И.В. Хворовой указывалось, что мощные толщи кремнистых осадков не всегда являются спутниками базальтов, а, как правило, тяготеют к тем формациям, где среди вулканических пород преобладают спилиты. Альбитизация вулканитов и поступление кремнезема в область осадконакопления считались ею причинно связанными с развитием самого магматического очага, приводившим к дифференциации магмы на основную составляющую и богатую кремнием летучую часть. Продолжающейся активностью магматических очагов после прекращения эксплозий объяснялись случаи нахождения силицитов вне ассоциации с вулканитами. Когда толщи силицитов и вулканитов были пространственно разобщены, допускался принос кремнезема из удаленных очагов (отдаленно-вулканогенные формации Н.С. Шатского

(1954, 1960)), или очагов скрытых на глубине (скрыто-вулканогенные формации И.В. Хворовой (1968)). Совпадение границы кремненакопления с установленными или предполагаемыми глубинными разломами иногда позволяло утверждать скрыто-вулканогенное происхождения тех силицитов, для которых пространственная и временная связь с извержениями не наблюдалась (Евтушенко, 1978). Как довод в пользу вулканогенно-осадочного происхождения силицитов использовалась и несхожесть размещения древних силицитов и современных радиоляриевых илов: *«Области современного кремненакопления имеют широтную ориентировку, причем интересующие нас в данном случае радиоляриевые илы ограничены тропическо-экваториальной зоной. Кремнистые пояса прошлого прослеживаются в соответствии с простиранием геосинклинальных систем, а не в соответствии с основной планетарной климатической зональностью, как бы ее ни реконструировать»* (Хворова, 1968, с. 115).

Одной из важных сторон вулканогенно-осадочной гипотезы является представление о широко проявленном хемогенном осаждении кремнезема в мезозойских и, особенно, в палеозойских морях (Davis, 1918; Taliaferro, 1933; Дзюценидзе, 1965, 1968; Хворова, 1968; Nakazawa et al., 1983; Зайкова, 1991 и др.). Доказательствами этого считались встречаемые в осадочных комплексах складчатых областей следы выходов гидротерм (венты), колломорфные структуры, находимые в силицитах и некоторые другие. В кремневых толщах, наряду со слоями, содержащими значительное количество кремнистых скелетных остатков спикул губок, радиолярий или диатомей, присутствуют и слои, не содержащие их. Кроме того, в самих силицитах (особенно в палеозойских яшмах, кремнях и фтанитах) биогенные остатки, как правило, не составляют большей части, а значительный объем породы составляет абиоморфный кремнезем, заключающий остатки кремнистых организмов. *«Структурно-текстурные соотношения в этих породах очень четко свидетельствуют о том, что в фанерозойских бассейнах биогенная садка кремнезема была подавлена хемогенной»* (Холодов, 1987). В.Н. Холодовым предполагалось, что в геологическом прошлом количество растворенного SiO_2 в морских водах могло достигать высоких содержаний (100-120 мг/л), когда: *«... в условиях, близких к насыщению, каждый источник начнет проявлять себя наиболее контрастно, отлагая всю массу кремнистых осадков в непосредственной близости от мест поступления; при этом весь растворенный SiO_2 данного источника будет переходить в осадок»* (Холодов, 1987, с. 27-28).

Ведущая роль гидротерм и доминирование хемогенного осаждения кремнезема в древних морях согласуется с укоренившимися взглядами на эволюцию кремненакопления — от полностью хемогенного в докембрии до практически полностью биогенного в кайнозое, что связывается с развитием кремниевого планктона, в особенности, диатомей (Каледа, 1956, 1966, 1987; Страхов, 1960, 1963; Холодов, 1987). *«Изменение общей бассейновой гидрогенной седиментации, происшедшее на рубеже палеозоя и мезозоя, не сказалось на формировании базальтово-яшмовой ассоциации: она прослеживается и в палеозое, и в мезозое. Очевидно, это связано с влиянием вулканической, эксгальационно-гидротермальной деятельности на образование яшм»* (Хворова, Вишневская,

1987, с. 75). *«Рассматривая послерифейские вулканогенно-кремнистые формации, нетрудно заметить, что в палеозое, триасе и юре среди них широко распространены породы с радиоляриями (яшмы, фтаныты), в меловых же и кайнозойских формациях они имеют несравненно меньшее распространение. Таким образом, даже если допустить, что диатомовые в домеловое время имели такое же развитие, что и позднее, то можно утверждать, что соотношение их с радиоляриями с течением времени менялось. Характерно, что меловой период как будто бы является в этом отношении переломным... Если же это так, то вопрос о хемогенном кремненакоплении в палеозое и раннем мезозое может решаться иначе, чем для современного этапа»* (Хворова, 1968, с. 128). Эволюция кремненакопления сопряжена с необратимыми изменениями атмосферы, гидросферы (Maisonneuve, 1982) и пород питающих провинций на суше (увеличением доли осадочных и уменьшением доли магматических пород). *«Прогрессирующее развитие осадочных питающих провинций привело к неуклонному падению содержаний растворенного SiO_2 в водах рек и морей; недосыщение запретило хемогенное его осаждение и выдвинуло на первый план проблему вулканогенно-осадочного или осадочного SiO_2 »* (Холодов, 1987, с. 38).

Реже образование силицитов связывалось с преобразованием кислых пеплов *in situ* в диагенезе (Goldstein, Hendricks, 1953). Вулканические пеплы и высокотемпературные минерализованные растворы (с предполагаемой концентрацией растворенного SiO_2 в сотни и тысячи мг/л) привлекались как основная причина образования силицитов некоторых платформенных формаций, например, желваковых кремней позднемелового и палеоценового возраста глауконито-кремнистой формации Русской платформы (Муравьев, 1983, 1987). Подтверждением вулканогенно-осадочного происхождения кремней этот автор считал минеральные продукты изменения вулканических пеплов, такие как монтмориллонит, палыгорскит, сепиолит, α -кристобалит и клиноптилолит (Муравьев, 1983, 1987). Хотя часть этих минералов могла иметь и другое происхождение (Шуменко, 1987; Gursky and Gursky, 1989), парагенезис клиноптилолита, неупорядоченного кристобалита и монтмориллонита считался доказательством былой пепловой природы содержащих их слоев (Reynolds, 1970; Gibson and Towe, 1971; Мачабели, 1987). Однако, вулканические пеплы и стекла изменяются не сразу и в туфо-кремнистых толщах Западной Камчатки они практически не претерпели минеральных изменений с миоценового времени. И лишь в катагенезе, после значительного погружения толщ и по прошествии большого времени, по пеплам образовались монтмориллонит и цеолиты, вследствие чего могло высвободиться какое-то количество кремнезема (Гречин, 1976).

Возражения к вулканогенно-осадочной гипотезе. Среди возражений к гипотезе высказывались следующие:

1. Активный вулканизм и образование силицитов нередко были разделены во времени (Фролов, 1968).

2. В современных бассейнах нет сколько-нибудь значимых накоплений хемогенного кремнезема, прямо связанных с вулканическими поступлениями,

которые количественно могли быть сравнимыми с геосинклинальными кремневыми толщами. Воды морей и океанов не были насыщены SiO_2 из-за жизнедеятельности кремнистых планктонных организмов с начала фанерозоя. Поэтому, пересыщенные кремнеземом растворы, поступающие из вулканических очагов, не могли мигрировать в водной толще на многие десятки и сотни километров. Они были должны неизбежно разбавляться морской водой, в которой содержание SiO_2 крайне далеко от насыщения, пополняя запас «обезличенного» кремнезема в бассейнах. Это делает невозможным образование отдаленных вулканогенно-кремнистых формаций (Страхов, 1963, 1971а).

3. Отсутствует корреляция между типами ассоциирующихся вулканических и кремневых пород. Одни и те же силициты часто связываются с различными вулканическими процессами и разными типами магм, а разные типы силицитов – с одинаковыми (Фролов, 1968).

4. Во многих складчатых областях нет кондуитов – кварцевого выполнения подводящих гидротермы каналов (Bramlett, 1946).

5. Вулканогенно-осадочная гипотеза не объясняет зональности (Чайкин, 1982) и, циклического строения (Волохин, 1985) кремневых толщ.

Формы проявления вулканизма и состав базальтовых магм кардинально не различались с конца докембрия до нашего времени. Тем более трудно объяснить, почему в современных бассейнах, где проявляется активный вулканизм, нет накоплений кремнезема, хоть сколько-нибудь количественно сопоставимых с «хемогенными» геосинклинальными. На дне океанов, в областях проявления гидротерм (Восточно-Тихоокеанское поднятие, рифтовая система Атлантического океана, Красное море), образования чистых кремневых накоплений не происходит (Лисицын, 1978; Левитан, 1979). Хотя гидротермальный опал и присутствует в холмах на выходах гидротермальных «курильщиков» в рифтовых зонах, никаких хемогенных кремнистых толщ там не образуется, а содержание SiO_2 в осаждающихся кремнисто-железистых и алюмо-кремневых гелях обычно не превышает 40% (Крейг, 1974; Shanks, Bischoff, 1977; Corliss et al., 1979; Solomon, 1980; Гурвич, 1998).

Первые данные о времени и скоростях накопления кремневых толщ позволили выдвинуть еще одно серьезное возражение: *«Большую длительность отложения и медленные скорости накопления радиоляриевых кремней трудно совместить с какой-либо из форм вулканогенно-осадочной гипотезы из-за того, что такое влияние (в том числе и на расцвет микропланктона) должно быть длительным и устойчивым на протяжении миллионов лет, в течение которых другие типы седиментации должны быть исключены»* (Garrison, 1974, с. 374).

Автором данной работы предпринималась попытка количественной оценки участия эндогенного кремнезема при формировании кремневых толщ Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей (Волохин, Михайлов, 1979; Волохин, 1985). При максимально допустимом отношении количества летучих к массе твердых продуктов извержений (7:93) и принятом содержании в летучих кремнезема (0,5-5 г/кг), отношение массы ювенильного SiO_2 к массе извер-

женных пород составит 1:2660–1:26600. Объем силицитов, глинистых силицитов и вулканитов в раннегеосинклинальном комплексе (С-Ј) Сихотэ-Алинской области по выборочным статистическим оценкам составил 19,5; 2,5 и 13,5%, а среднее содержание SiO_2 св. в кремневых и в глинисто-кремневых толщах – 77,4 и 54%, соответственно. Исходя из этого, можно подсчитать, что ювенильные гидротермы могли обеспечить лишь 0,04-0,004% SiO_2 св., захороненного в отложениях комплекса. Выщелачивание лав и пеплов морской водой по проведенным расчетам могло дать лишь около 1% всего накопленного в раннегеосинклинальном комплексе кремнезема (Волохин, 1985). Объемы накопившихся в фанерозое кремневых и вулканогенных пород и формаций (табл. 1) часто представляют величины близкого порядка, т.е. количественно соизмеримы, что не позволяет связать накопление большинства кремневых формаций с поставкой вулканогенного кремнезема, тем или иным способом.

По некоторым представлениям, образование эоценовых кремней Тихого океана связано не с вулканическим источником кремнезема, но с циркуляцией неювенильных гидротерм в областях с повышенным тепловым потоком и высоким температурным градиентом (Moore, 2008). Океанические придонные воды, первично имеющие низкую концентрацию растворенного кремнезема (< 300 $\mu\text{моль/кг}$) и температуру 2-4° С, просачиваются в базальтовую кору, где нагреваются до 25-60° С. Поднимаясь в базальные слои осадочного чехла (обычно < 40 м выше фундамента, редко > 120 м), нагретые воды растворяют биогенный опал и увеличивают концентрацию в них кремнезема, который осаждается по мере остывания вод и образует кремневые слои в молодых осадках (до 150 м выше фундамента) значительно выше зоны растворения опала. По мнению Т. Мура (Moore, 2008), этот процесс является причиной образования кремневых слоев на относительно небольших глубинах ниже поверхности дна в пелагических разрезах Тихого океана.

Гипотеза А.Д. Архангельского. К группе гипотез, связывающих образование силицитов с экзогенными источниками кремнезема, относится гипотеза, выдвинутая А.Д. Архангельским (1936). Он обратил внимание на синхронность накопление кремневых пород в геосинклинальных и платформенных бассейнах с эпохами пенепплена и образования коры выветривания на суше. А.Д. Архангельский определил два фактора, способствовавшие накоплению кремневых илов: достаточную энергию химического выветривания на суше, поставлявшего речным водам необходимую кремнекислоту (т.е. связь с экзогенным источником), и малый принос обломочных частиц с суши (отсутствие разбавителя). Тезис А.Д. Архангельского: *«При разложении силикатов освобождаются и образуют растворы... не только кремнекислоты, но и соединений железа и алюминия; эти соединения, подобно кремнекислоте, попадают вместе с водой потоков в море и там осаждаются... При выделении из раствора веществ приносимых в море реками, в первую очередь, близ берегов должны осаждаться железные руды и бокситы, а также соединения типа шамозита и глауконита; значительная часть кремнезема может быть унесена течениями в растворе дальше в море и выделиться там почти в чистом виде.»* (Архангель-

Таблица 1. Отношение объемов кремневых пород (формаций) к объемам вулканогенных пород (формаций) в геосинклинальных комплексах (Волохин, 1985).

Стратиграфическое подразделение	Отношение объемов	Источник данных
<i>I. Отношение объемов пород</i>		
Францисканская формация Калифорнии (K ₁₋₂)	1:20	Schwab, 1971
Девон Тянь-Шаня	1:6	Каледа, 1965
Средний палеозой Магнитогорского синклинория	1:6,2	Фролов, Фролова, 1965
Ордовик Невады	9,5:1	Ketner, 1969
Верхнемеловая вулканогенно-кремнистая формация Корякского нагорья	1:1,5	Аникеева, Ермаков, 1974
Восточная часть Монголо-Охотской складчатой области (C ₁ -C ₁)	2,5:1	Волохин, Михайлов, 1979
Раннегеосинклинальный комплекс	1:1,4	Волохин, 1985
Сихотэ-Алинской складчатой области (C ₁ -J ₃)		
Джагдинская зона Монголо-Охотской складчатой области (S-P ₁)	1:3	Кириллова, Турбин, 1975
<i>II. Отношение объемов формаций мира</i>		
Верхний мел	1:3	Хаин и др. 1975
Нижний мел	1:3,5	Хаин и др. 1975
Верхний триас	1:21,4	Ронов и др., 1961
Силур	1:6	Хаин и др., 1977
Ордовик	1:9,1	Ронов и др., 1976
Нижний кембрий	1:12	Ронов и др., 1974

ский, 1936). Свои теоретические положения А.Д. Архангельский иллюстрировал примерами кремневых формаций следующих возрастных уровней: S₂-D₁, D₃, C₁, J₁, K₂, Pg₂ и N₁³ и считал, что палеозойские кремневые породы, если не целиком, то в значительной мере, образовались химическим осаждением кремнезема из водной толщи. Другая часть кремнезема осаждалась в скелетах кремнистых организмов, которым при повышенном притоке растворенных продуктов выветривания создавались особенно благоприятные условия существования. А.Д. Архангельский утверждал ведущую роль организмов в отложении кремнезема в мезозое и третичное время, когда «...**главным фактором литогенеза были организмы, но и здесь терригенно-химический кремнезем играл некоторую роль.**» (Архангельский, 1936). При образовании девонских и более древних силицитов им допускалось вулканогенное происхождение, по крайней мере, части кремнезема.

Сторонники данной гипотезы считали, что кремневые породы формируются не потому, что в море вдруг по неизвестным причинам пышно расцветают диатомовые и другие «кремнистые» организмы. Наоборот, последние начинают доминировать потому, что в море появляется избыточная кремниевая кислота, приводящая к образованию кремневых пород (Казаринов, 1965). Образование коры выветривания на суше, совпадавшее во времени с кремненакоплением в бассей-

нах, связывалось с распространением влажного тропического и субтропического климата на обширной территории (Grunau, 1965; Leclaire, 1974). Также утверждалось, что отложение кремнистых осадков в эпиконтинентальных бассейнах происходило в периоды трансгрессий моря и относительного тектонического покоя (Дистанов, 1980; Казанский и др., 1965; Казаринов, 1958, 1965; Казаринов, Казанский, 1969).

Связь отложения кремневых формаций с теплым влажным климатом и пассивным тектоническим режимом могла быть двоякой: 1) в возникновении осадочных накоплений кремнезема главную роль играет не интенсивность его поступления с суши, а снижение разбавления биогенного кремнезема обломочными частицами (Страхов, 1960; 1963); 2) в эпохи пенеппена и образования коры выветривания увеличивалось насыщение речных вод кремнекислотой, что приводило к химическому осаждению кремнезема в зоне смешения речных и морских вод и стимуляции продукции кремневого планктона в водах бассейнов (Архангельский, 1936; Казаринов, 1958, 1965; Leclaire, 1974). Изменение климата от тропического до умеренного могло быть причиной уменьшения в 5-10 раз количества терригенного материала, смываемого в равнинных областях (Страхов, 1962). Еще больше величина механической денудации зависит от рельефа (рис. 1). Поэтому главным фактором накопления высококремнистых илов в эпиконтинентальных бассейнах является не увеличение поставки в бассейн растворенного крем-

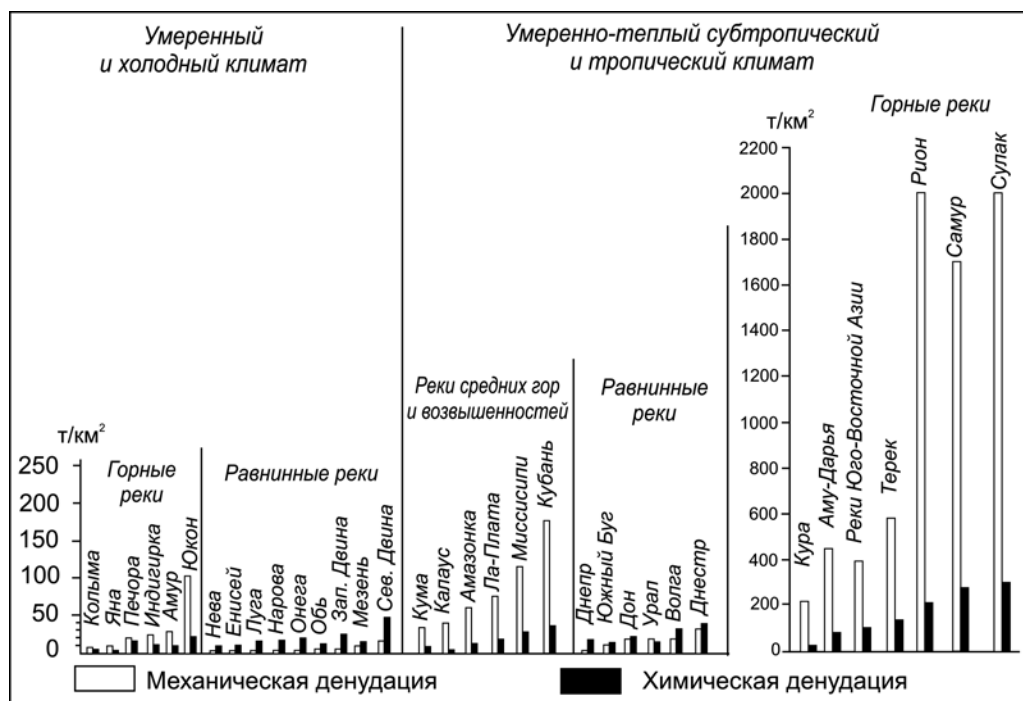


Рис. 1. Соотношение механической и химической денудации в речных системах (Страхов, 1962).

незема, а уменьшение поступления обломочного и глинистого материала с суши.

Гипотеза А.Д. Архангельского не получила достаточно широкого распространения и чаще использовалась для объяснения образования молодых платформенных кремневых формаций (Дистанов, 1980; Казанский и др., 1965; Казаринов, 1958, 1965; Казаринов, Казанский, 1969). Она подверглась резкой критике Н.М. Страховым (1971б), который указал на неточность и недостаточность возрастной корреляции морских кремневых толщ и кор выветривания на суше. Возражения вызвал и механизм химического осаждения кремнезема из водной колонны. Изучение состава иловых вод по скважинам глубоководного бурения показало, что, по крайней мере, с мелового периода, воды морских водоемов не были насыщены кремнеземом. Учитывая способность кремнистого планктона быстро размножаться и интенсивно извлекать растворенный кремнезем из ненасыщенных вод, следует предполагать, что морские воды не были насыщены им со времени появления организмов с кремневым скелетом, т.е. с позднего докембрия (Страхов, 1971а) или, по крайней мере, с начала палеозоя (Wise and Weaver, 1974). Воды рек субтропических и тропических широт оказались также далеки от насыщения растворенным кремнеземом.

О химическом осаждении кремнезема. Бурно развернувшееся во второй половине XX-го века изучение биогенной седиментации в океанах (Безруков, 1960; Жузе, 1962; Лисицын, 1966а, б; 1970; 1974; 1978; Лисицын и др., 1977; Лисицын, Виноградов, 1982; Емельянов, 1975; Страхов, 1978; Calvert, 1966; Wollast, 1974; DeMaster, 1981; и др.), данные глубоководного бурения, изучение составов иловых вод осадков (Бруевич, 1953; Heath, Dymond, 1973; Heath, 1974; Murray et al., 1978; Wakefield, 1982), процессов диагенеза и диагенетической трансформации минеральных форм кремнезема, с помощью природных наблюдений и лабораторных экспериментов (Конюхов, Соколов, 1975; Гречин, 1976; Левитан, 1979; Левитан, Богданов, 1980; Плюснина, Левитан, 1975; Lancelot, 1973; Lawson et al., 1978; Lewin, 1961; Calvert, 1974; Mizutani, 1966, 1967; Laurent, Scheere, 1971; Isaacs et al., 1983; Kano, 1983; Kastner et al., 1977; Kastner, Gieskes, 1983; Keller, Isaacs, 1985; Mann, Müller, 1985; Hesse, 1989; и др.), практически, полностью дискредитировали гипотезу химического осаждения кремнезема из водной колонны, которая была существенной опорой двух рассмотренных выше гипотез.

Изучение первых вскрытых бурением океанических кремней привело Ш. Вайза и Ф. Уивера к заключению: *«В пределах границ разрешения оптической и электронной микроскопии имеющихся в настоящее время, никакой аморфной гелевой фазы зарождающихся океанических кремней пока не было обнаружено; поэтому думается, никакой такой гелевой фазы не существовало во время формирования этих пород»* (Wise and Weaver, 1974, с. 323). В результате, на смену гипотезе химического осаждения предложена «теория созревания» («maturation theory»). Эта теория рассматривает происхождение абиморфных силицитов и абиморфного матрикса кремней как результат диагенетических процессов. В диагенезе, в иловых водах происходит растворение нестойких форм биогенного опала-А и переотложение его в абиморфный опал-кристобалит-тридимит (опал-КТ), кристобалит, а в последующем в халцедон и кварц (Wise

and Weaver, 1974). В океанических кремнистых илах кремневые стяжения имеют диагенетическую природу, а их встречаемость увеличивается с возрастом вмещающих отложений. Гели SiO_2 могут осаждаться не из водной колонны, а из иловых растворов при повышении в них концентрации кремнекислоты свыше 96-107 мг/л (Левитан, 1979). Тем не менее, в отношении палеозойских и мезозойских кремневых пород взгляды на хемогенно-осадочное происхождение хотя бы части кремнезема разделяются многими исследователями (Stanaway et al., 1978; Nachev, Nachev, 1989; Obradović and Goričan, 1989; Ruiz-Ortiz et al., 1989; Холодов, 1987; Зайкова, 1991; и др.).

Кремнистые гели могут образовываться при внедрении в биогенный полужидкий кремнистый ил потоков базальтовой лавы. Нагрев иловых вод приводит к растворению биогенного опала и повышению концентрации растворенного кремнезема, который при остывании растворов может высаживаться и приводить к образованию желваков и линз кремней с колломорфными текстурами. Один из примеров дает наблюдавшаяся автором линза почковидных кремней в отложениях киселевской свиты (J_{2-3}), протяженностью более 10 м и толщиной 1,2 м, залегающая над силлом базальтовых порфиритов (фототабл. IX). Хемогенными силицитами также считаются гейзериты современных вулканических областей, в образовании которых все же какую-то роль играют пресноводные диатомеи и бактерии (Шуменко, 1987). Хемогенную природу имеют кремни содовых озер областей семиаридного климата: озера Магади в Восточно-Африканской рифтовой системе, озера Алкали в Орегоне, США. В озере Магади, из высокощелочных, перенасыщенных кремнеземом вод (1900 мг/кг) осаждался магадиит ($\text{NaSi}_7\text{O}_{13} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), который со временем терял в осадке натрий и воду, и, в течение нескольких сотен лет, через образование промежуточных фаз (кенияит и другие), порождал кремни (Hesse, 1989). Высокое содержание растворенного SiO_2 в водах этого озера данный автор считал обусловленным выпариванием.

1.2. Гипотезы, связывающие образование кремневых толщ со специфическими условиями и/или обстановками в области седиментации

Гипотеза глубоководного образования силицитов (батиметрическая гипотеза). Применение оптической микроскопии и открытие радиолярий в палеозойских и раннемезозойских силицитах привели к широкому распространению взглядов о биогенном осадочном происхождении яшм и кремней, признанию их гомологами современных океанических радиоляриевых илов, установленных экспедицией на английском исследовательском судне «Челленджер» (1872-1876 гг.). Петрографическое сходство с океаническими илами, по-видимому, явилось главным аргументом в признании яшм и кремней абиссальными глубоководными образованиями. Основоположителем гипотезы был, по-видимому, Дж. Моленграф (Mollengraaff, 1915), изучавший кремнистые породы Борнео (Хворова, 1968). Наблюдая ассоциацию «ленточных кремней» (ribbon cherts) с силурийскими граптолитовыми сланцами в Британии и на Ньюфаундленде, другие геологи (Peach, Horn, 1899; Dewey, Flatt, 1911; Sampson, 1923) также заключили, что кремни должны были быть морскими глубоководными осадками, потому

что таковыми являются граптолитовые сланцы (цит. по Hein, Karl, 1983). Мнение о том, что мезозойские кремни представляют абиссальные радиоляриевые осадки, отложившиеся ниже критической глубины карбонатонакопления, высказывали Г. Штейнман (Steinmann, 1913) и Ж. Обуэн (1967). Ж. Обуэн назвал эти взгляды «батиметрической гипотезой», которую счел пригодной для всех радиоляритов в геосинклинальных складчатых системах, но более всего – для радиоляритов миеосинклинальных прогибов. Доказательством глубоководного образования силицитов считается не только петрографическое сходство с глубоководными океаническими осадками, но и бескарбонатность радиоляритов, объясняемая отложением их на глубинах ниже критической глубины карбонатной компенсации (Cayeux, 1924). Глубоководные условия отложения предполагаются для пермско-юрских кремней Новой Зеландии (Sporli, 1975), верхнеюрско-неокомских радиоляритов и радиоляриевых яшм Малого Кавказа (Вишневская, 1984), нижнемеловых кремней формации Пунта-Конхал в Коста-Рики (Gursky, Schmidt-Effing, 1983) и многих других силицитов. Океаническими отложениями некоторые геологи считают палеозойские и мезозойские кремни и яшмы геосинклинали (террейна) Чичибу в юго-западной Японии (Ogawa et al., 1983; Suzuki, Hada, 1979), среднепалеозойские кремни Мугоджар (Зайкова, 1991), триасовые и юрские радиоляриевые кремни Сихотэ-Алинской области (Брагин, 1991, 1993, 2000а, б; Маркевич и др., 2000; Зябрев, 1994; Кемкин, 1996, 2006, 2008; Кемкин, Ханчук, 1993; Кемкин и др., 2001; Филиппов и др., 2000, 2001; Филиппов, Кемкин, 2000; Porova et al., 1999; Kemkin, Philippov, 2001; и др.).

Батиметрическая гипотеза происхождения радиоляритов (радиоляриевых кремней) дает основания для реконструкции былых океанических бассейнов и мобилистских геодинамических реконструкций (Зоненшайн, 1983; Jenkyns, 1986, с. 344). Толщи ритмично-слоистых кремней рассматриваются преимущественно как биогенные кремнистые осадки, отложившиеся в пелагиали океана и доставленные в результате движения плит к континенту, к зоне субдукции, в которой породы офиолитового фундамента и океанические осадки образуют меланж и пластины. Поступающие с суши терригенные осадки (турбидитные песчаники, глинистые и алевроитовые отложения оползневых толщ) в глубоководных желобах тектонически смешивались с пелагическими океаническими кремнями, базальтами и ультрабазитами и формировали «аккреционные призмы» (Kanmera, 1974; Suzuki, Hada, 1979). Однако, проблема происхождения силицитов Японии не нашла единого решения и активно дебатировалась даже для кремневых толщ в одних и тех же провинциях, например, в террейнах Шиманто и Санбосан (Iijima, Utada, 1983).

Возражения против океанической глубоководной природы силицитов складчатых поясов появились сразу же после ее появления. Наблюдаемые в разрезах морских толщ парагенезы силицитов и мелководных (или считавшимися мелководными, – Ю.В.) пород позволили Ф. Рэнсому (F.L. Ransome) и Г. Фербэнксу (H.W. Fairbanks) (1893-1895 гг.) предположить и мелководные условия отложения силицитов (цит. по Davis, 1918). Мелководными, считал радиоляриевые кремни францисканской формации, на основании их тесной ассоциации

с песчаниками, и Е. Дэвис (Davis, 1918). Позднее, после выяснения турбидитной природы многих грубозернистых песчаных и гравийных образований, этот довод был серьезно дискредитирован. Другие доказательства мелководности – отпечатки «птичьих лап», эрозионные карманы на поверхности кремневых пластов, заполненные обломочным материалом, и некоторые другие (например, в силицитах формации «Кабалос» (S-D) и юрских радиоляритах Ломбардии), не всегда однозначны. Об этом свидетельствует различная интерпретация условий их образования авторами, совместно их изучавшими и располагавшими одинаковым набором фактов (Folk, McBride, 1978; McBride, Folk, 1979). Р. Фолк считал эти силициты отлагавшимися в мелководном бассейне, а Е. МакБрайд – глубоководном. В силицитах, хотя и редко, встречаются и остатки мелководных организмов: моллюсков и других. Любопытный случай находки окремнелого древесного фрагмента (11×17×22 см) *Brachyoxylon* описан А. Ииджимой с соавторами в нижнеюрских слоях триасово-раннеюрской формации Адояма (Центральный Хонсю, Япония). Обломок дерева отложился вместе с остатками кремнистых организмов в юрском окраинном море в верхней части склона или на внешнем шельфе, а затем, после диагенетического окремнения, переместился с оползнем к подножью склона на глубину около 1000 м (Iijima et al., 1989).

Анализ ассоциаций силицитов с другими осадочными породами привел И.В. Хворову (1968, с. 130-131) к заключению, что среди радиоляритовых кремнистых отложений есть и глубоководные и мелководные разности. А отсюда вытекает, что не батиметрия ответственна за пространственное разделение карбонатного и кремнистого материала и за формирование высококремнистых осадков. На основе сравнения кремнистых илов и пород ею заключается: *«Радиоляриевые илы, как было показано, в целом характеризуются много более низким содержанием SiO_2 , чем радиоляриты»* и делается вывод, что *«геосинклинальные существенно радиоляриевые породы (яшмы, фтаныты) не являются гомологами современных океанических радиоляриевых илов»* (Хворова, 1968, с. 116). Это заключение солидаризуется с мнением В.Е. Хайна (1983), выделявшим в ряду океанических формаций только кремнисто-глинистую формацию абиссальных котловин, а кремнистую, сложенную хемо- и биогенными силицитами, считал типичной для геосинклиналей.

Д. Хайн и С. Карл (Hein, Karl, 1983) сравнили кремнистые серии Коста-Рики, Калифорнии и Аляски с океаническими кремнями, вскрытыми глубоководным бурением в 62 и 69 рейсах судна «Гломар Челленджер» с южного фланга рифта Коста-Рика и на хребте Хесса. Они заключили, что «ленточные кремни», встречающиеся в орогенных поясах на суше, не являются аналогами кремней, пробуренных в пелагических областях Тихого океана, а отлагались в бассейнах, тектонически сформированных вблизи континентальной окраины. Океанические кремни встречаются в виде желваков или линз в сильно биотурбированном мелу или известняках и составляют лишь малый процент (менее 5%) известняковой толщи. В орогенных поясах редко встречаются известняки, которые ассоциируются с кремнями. Слоистые кремни Коста-Рики, Калифорнии и Аляски образовались при диагенетической перекристаллизации чередующихся контрастных

типов отложений, таких как кремнистые и гемипелагические глинистые осадки, а также тефра или пески. Они находятся в непрерывной последовательности и в тесной связи с зеленокаменными породами и граувакковыми турбидитами. Многие слои кремней считаются отложившимися из турбидных потоков. На основании этих различий данные авторы заключили, что срединно-океанические спрединговые центры или подводные горы не могут рассматриваться как места образования ленточных кремней (Hein, Karl, 1983). Пелагическими фациями, однако не имеющими никаких параллелей с породами пробуренными в океане, считали палеозойские и мезозойские «ленточные кремни» Х. Дженкинс и Е. Винтерер (Jenkyns, Winterer, 1982). Дженкинс заключил, что **«...интерпретировать ленточно-слоистые радиоляриты как просто литифицированные радиоляриевые илы является переупрощением»** (Jenkyns, 1986, с. 393). Связь силицитов и офиолитов в орогенных поясах он также считал проблематичной, не аналогичной современной, при которой спрединговые хребты, находящиеся выше глубин карбонатной компенсации, перекрываются пелагическими карбонатными осадками и лишь позднее, после остывания базальтовой коры и погружения хребтов, на них накапливаются глубоководные глины и кремнистые илы (Jenkyns, 1986, с. 394).

Иные обстановки, чем пелагические океанические, предполагают для кремнистых толщ Японии Х. Шимизу и А. Масуда (Shimizu, Masuda, 1977). Они установили, что в пермско-юрских кремнях Японии отсутствует отрицательная циркуляционная аномалия, характерная для морской воды и океанических кремней, что объясняется присутствием терригенного материала, и склонились в пользу окраинно-морской обстановки накопления кремней Японии. А. Ииджима и соавторы (Iijima et al., 1978) полагали, что триасовые кремни Японии отлагались в низкоэнергетической среде, при периодическом приносе терригенной глины, состоящей преимущественно из иллита и хлорита. По их мнению, кремневые толщи отлагались в окраинном море, занимавшем в триасовый период территорию центральной и юго-восточной Японии, между метаморфическими породами массива Хида и террейном Куросегава-Офунато во внешней части Японской островной дуги. **«Насколько мы знаем, никаких эквивалентных современным кремнистым илам слоистых кремней в Японии не было найдено, за исключением красных радиоляриевых кремней офиолитовой свиты Хороканаи в центральном Хоккайдо, о которой у нас есть свое мнение»** (Iijima, Utada, 1983, с. 55). Эти авторы указывают на два важных отличия палеозойских и мезозойских кремней Японии от современных радиоляриевых илов и океанических кремней: 1) ритмичная слоистость никогда не проявлялась в кремнях и кремнистых илах, встреченных в кернах глубоководного бурения, 2) средние скорости седиментации слоистых кремней Японии гораздо выше таковых океанических радиоляриевых илов.

Пермско-юрские слоистые кремни геосинклинали Чичибу, судя по их химическим составам, также сформированы смешением кремнистых скелетов радиолярий с терригенным алевроитоглинистым илом (Matsumoto, Iijima, 1983). Х. Сано (Sano, 1983) также пришел к выводу, что ассоциирующиеся с зеленокаменными породами кремни группы Савадани (C_3-P_1) и меловые кремни группы Шимантагава в юго-западной Японии непохожи на кремни, вскрытые глубоководным буре-

нием в океане. Они более сходны с мезозойскими кремнями Средиземноморско-Альпийского региона и отличаются от океанических кремней своими связями с основными вулканитами, литологическими ассоциациями, мощностями кремнистых толщ и осадочными структурами. Рассматривая проблему происхождения кремневых пород складчатых поясов Р. Гаррисон (Garrison, 1974) отмечает несходство обстановок накопления древних радиоляриевых кремней и современных радиоляриевых илов, связанное с появлением известкового микропланктона (кокколитофорид, планктонных фораминифер) в среднем и позднем мезозое: *«Предполагая, что радиоляриевые кремни являются литифицированными радиоляриевыми илами, палеобатиметрическое значение доюрских слоистых кремней должно быть фундаментально отличным от такового послепермских. ...Более ранние радиоляриевые илы могли отлагаться под продуктивными областями как в относительно мелководных, так и глубоководных условиях, вследствие отсутствия известкового микропланктона»* (Garrison, 1974, с. 377). Интерпретацию слоистых радиоляриевых кремней как глубоководных абиссальных отложений, Р. Гаррисон счел сомнительной, поскольку критические глубины карбонатакопления, по-видимому, изменялись в пространстве и во времени (рис. 2).

Гидродинамические гипотезы. Признание планктоногенной природы мезо-кайнозойских кремневых толщ заставляет искать причины высоких скоростей накопления и лучшей сохранности скелетных остатков кремневого планктона в палеоокеанографических и палеогидродинамических условиях (Jenkyns,

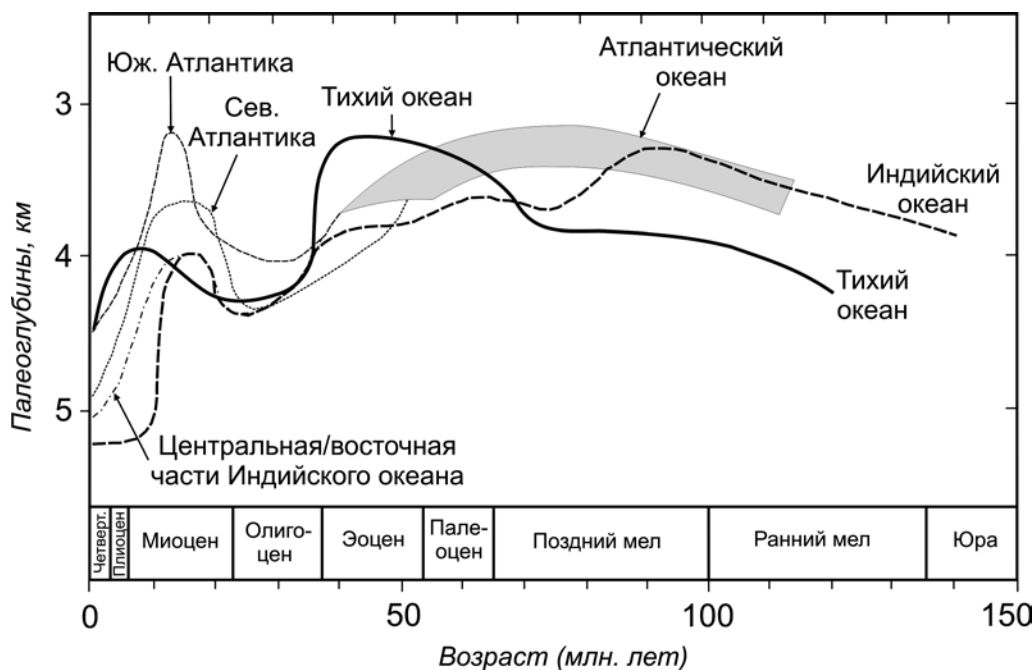


Рис. 2. Предполагаемые временные изменения критической глубины карбонатакопления за последние 150 млн. лет (Andel, 1975).

Winterer, 1982; Isaacs et al., 1983; Imoto, 1983, 1984). Среди гидродинамических (океанографических) гипотез распространенной является гипотеза прибрежных апвеллингов (Calvert, 1966; Ramsay, 1973; Сеньковский, 1977; Isaacs et al., 1983; Koizumi, 1983). Три условия определяют накопление и сохранение обогащенных кремневыми скелетами осадков под зонами апвеллингов (рис. 3): (1) большое содержание в воде биогенов, приводящее к высокой продукции фитопланктона и радиолярий; (2) высокие темпы осаждения кремневых скелетов и органического вещества, уменьшающие растворение и способствующие лучшей сохранности скелетов из-за возникновения на них предохранительных пленок; (3) уменьшение критической глубины карбоната накопления вследствие высокой продукции органического вещества, что способствует растворению карбонатных скелетов организмов на меньших глубинах (De Wever, 1989). На возникновение и исчезновение апвеллингов влияет тектоника, через изменения морфологии бассейнов и топографии дна. Например, геометрия малого океана Тетис в юрское время (расширяющийся на восток треугольник) определяла движение водных масс по часовой стрелке и способствовала апвеллингу на западной стороне бассейна, с момента его создания в триасовое время (De Wever, 1989). В юрское время бассейн расширился на запад, что вызвало смещение области радиоляриевой седиментации с востока на запад с триаса по юрское время. В самом конце юры образовался широтный проход через центральную Америку, между Атлантическим и Тихим океанами. Это изменило гидродинамическую картину – от циркулярных течений в юрском треугольном бассейне Тетис, до широтных течений в меловое время – с чем и связывается исчезновение апвеллинга и накопления радиоляритов (De Wever, 1989).

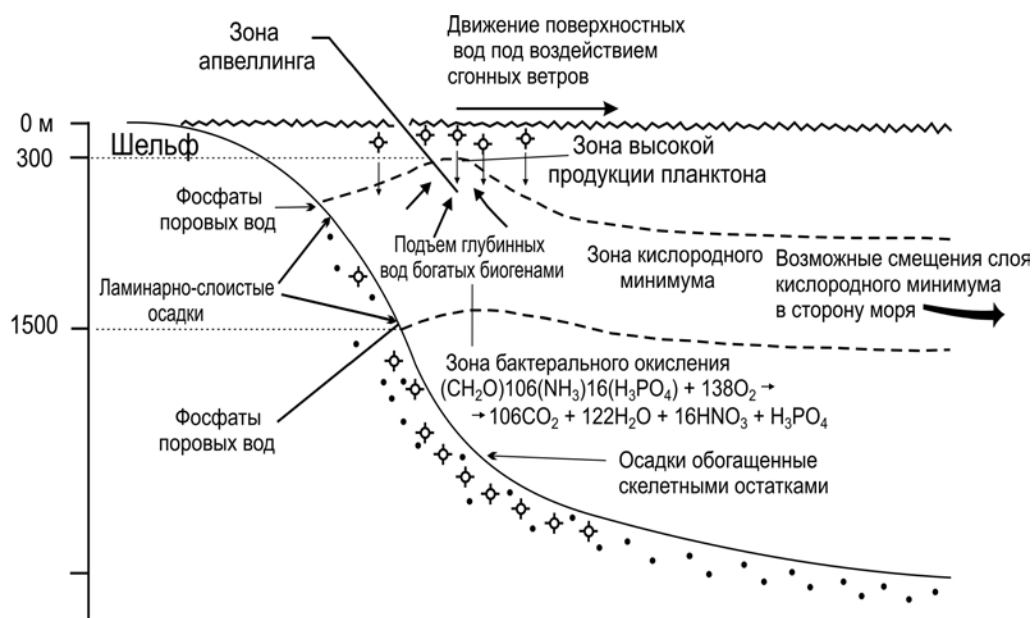


Рис. 3. Схема седиментационных процессов в областях прибрежных апвеллингов, возникающих под воздействием сгонных ветров (Jenkyns, 1986).

Гипотеза механического обогащения слоев остатками кремневых микрофоссилий. Изучение цикличности, структур кремневых слоев в шлифах и пластинах с применением радиографических методов продвинуло генетический анализ на более тонкий уровень, когда механизм и условия отложения кремневых илов расшифровываются по текстурным и структурным признакам самих кремневых слоев и непосредственно ассоциирующихся с ними глинистых, обломочных и карбонатных пород. Такие исследования выявили в кремневых слоях текстуры напоминающие «циклы Боума», что позволило распространить турбидитный механизм отложения на образование всей серии ритмично-слоистых кремней Греции (Nisbet, Price, 1974). Дж. Хайн с соавторами (Hein et al., 1983) предположили, что титон-сантонские ритмично-слоистые кремни Коста-Рики, составляющие 2% объема в офиолитовом комплексе Никойя, являются турбидитными осадками. Они отмечают: *«Ритмичная слоистость, параллельная ламинация, градационная слоистость и редкие интервалы «С» цикла Боума позволяют предполагать, что эти кремни отложены турбидитными потоками и что прослой глинистых сланцев, возможно, частично – хвосты турбидитов, а частью – гемипелагические глины»* (Hein et al., 1983, с. 143). Эти авторы полагают, что кремни комплекса Никойя, хотя и отлагались на океанической коре, но в небольших бассейнах, располагавшихся вблизи континентальной окраины, при (местами) активном участии гидротермальной деятельности. Современными примерами таких обстановок они считают молодые океанические бассейны, такие как Калифорнийский залив, задуговые бассейны и узкие прогибы между островными дугами или дугой и желобом.

Н. Имото (Imoto, 1983, 1984) установил в пермо-триасовых кремнях округа Тамба (Япония) параллельную, косую и градационную слоистость, предпочтительную ориентацию спикул губок и конических радиолярий, следы размыва на поверхностях слоев и другие структуры, которые интерпретировал как свидетельство отложения турбидными и/или придонными течениями. Высокий рельеф вулканических построек, созданный нагромождением лав и гиадокластитов, благоприятствовал апвеллингу морской воды и способствовал расцвету радиолярий и спикул губок, особенно в пермское время. Склоны вулканов были площадями, где материал мобилизовался и отлагался турбидными течениями, а после осаждения перемывался придонными течениями и перераспределялся оползнями (Imoto, 1983). С транспортировкой радиоляриевых скелетов со склонов подводной вулканической горы и отложением низкоплотностными придонными (нефелоидными) течениями связывается образование титон-валанжинских кремней формации Мияма пояса Шиманто, на полуострове Кии в юго-Западной Японии (Nakazawa et al., 1983). Привлечение механизма переотложения осадка турбидными потоками и нефелоидными течениями объясняет образование высококремнистых слоев путем механической сепарации кремнистых скелетов от глинистого разбавляющего вещества. В целом, этот механизм не решает проблемы формирования высококремнистых толщ.

Другие исследователи полагают, что аргиллит-кремневые и карбонатно-кремневые циклиты формировались не в результате расслоения материала из тур-

бидных потоков, а вследствие климатических циклов, определявших вариации продукции карбонатного планктона при циклически менявшейся или постоянной продукции радиолярий и постоянстве скоростей осаждения фонового терригенного материала (Ruiz-Ortiz et al., 1989). М. Балтук, отвергающая диагенетическую природу элементарной цикличности ритмично-слоистых кремнистых толщ зоны Пиндос (Греция), также связывает цикличное строение толщ силицитов с периодическими изменениями условий седиментации. При этом диагенетические процессы лишь затушевывали или усиливали черты первичной седиментационной слоистости (Baltuck, 1983).

1.3. Закономерности распределения кремневого планктона в донных осадках современных океанов

Как принято в настоящее время большинством исследователей, в современном океане растворенная кремнекислота «обезличена», т.е. ее источник полигенный, а накопление самих биогенных кремнистых илов не имеет прямой связи с конкретными источниками поступления кремнезема (реками, гидротермами и др.). В ежегодном поступлении в современный океан поставка растворенного кремнезема реками, по-видимому, преобладает над его поступлением из эндогенных источников (табл. 2).

По данным А.П. Лисицына (1974), принос растворенного SiO_2 с речным стоком больше указанного в табл. 2 и составляет $4,52 \cdot 10^{14}$ г. Количество биогенного опала отлагающегося на дне океана демонстрирует карта абсолютных масс аморфного кремнезема (рис. 4). На этой карте не показаны высоко продуктивные прибрежные области: окраинные моря, области апвеллингов и другие.

Связи продукции кремневого планктона с зонами подъема глубинных вод выявлены во второй половине 20-го столетия (Лисицын, 1966а, б, в, 1970; Волковинский и др., 1972; Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982; Богоров, 1974; Страхов, 1976, 1978; Bogoyavlensky, 1967; Calvert, 1966, 1974 и др.). Кремнистые организмы, накопления скелетов которых составляют со-

Таблица 2. Годичное поступление растворенного SiO_2 в Мировой океан (10^{14} г/год).

Источник	Hart, 1973	Wollast, 1974	Wolery, Sleep, 1976	Humphris, Thompson, 1978	Corliss et al., 1979	De Master, 1981
Речной сток	4,26	4,27	4,27	4,26	4,27	4,2±0,8
Подводное выветривание	2,0	0,03	0,3-0,8			
Низкотемпературный ретроградный метаморфизм	6,7					
Зеленосланцевый метаморфизм	-2,7					
Гидротермы			0,3-0,9	0,06-0,72	1,74	1,9±1,0
Подводные извержения		0,0003	0,0003			
Всего	11,16	4,3	4,87-5,97	4,32-4,98	6,01	6,1±1,8

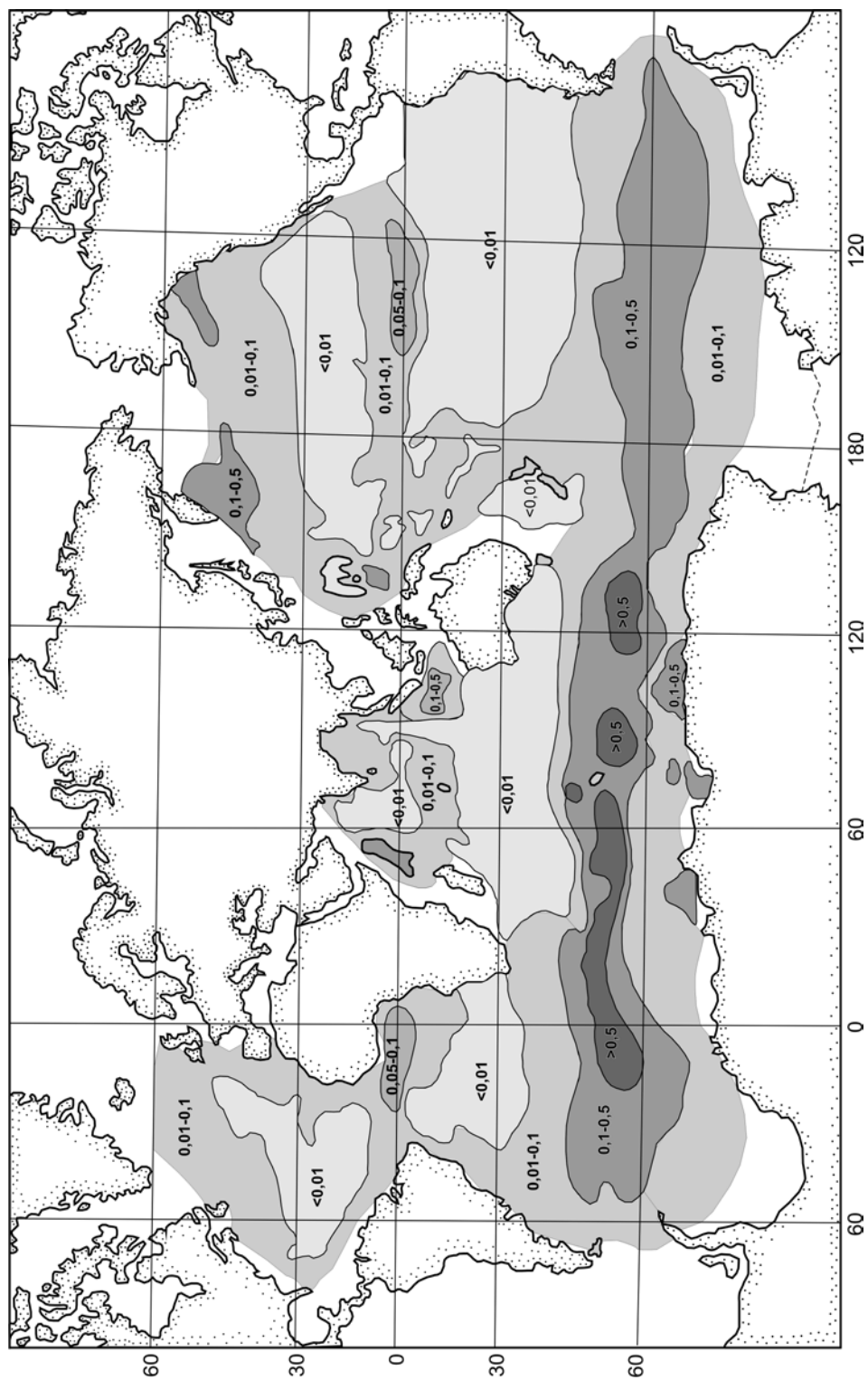


Рис. 4. Абсолютные массы аморфного кремнезема в донных отложениях Мирового океана (в г/см² за 1000 лет) (Лисицын, 1977).

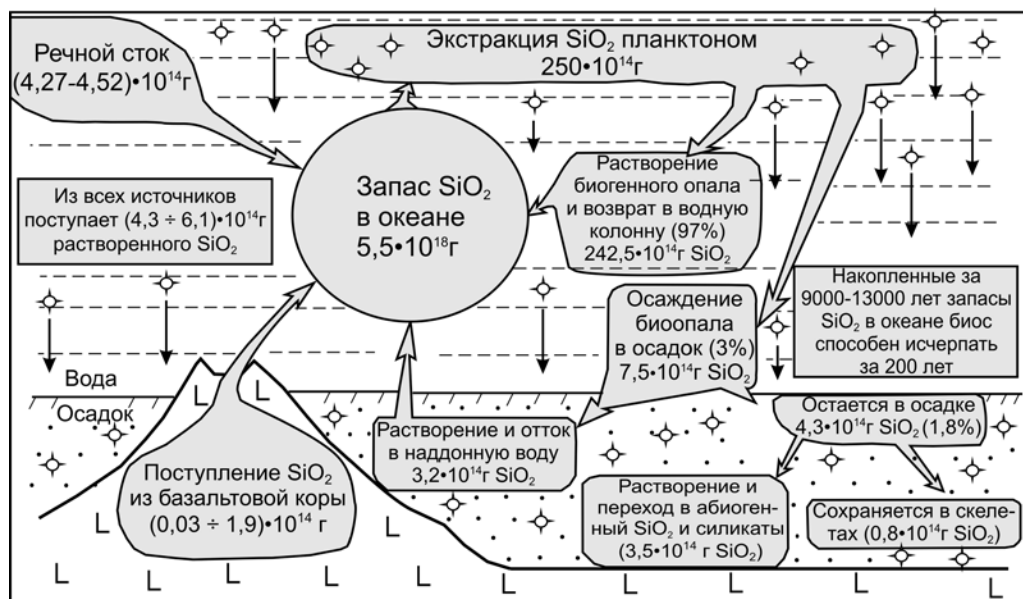
временные кремнистые илы, – это диатомовые, радиолярии, силикофлагелляты, а также губки. Самые распространенные в водной колонне – диатомовые водоросли. Они составляют 31-75% общего количества организмов с кремнистыми скелетами во взвеси в тропических регионах. Радиолярии здесь составляют 2-59%, а силикофлагелляты – 9-21% от общего количества планктонных концентрирующих кремний организмов (Blueford, 1989). Антарктический регион содержит во взвеси около 99% диатомовых, и менее 1% радиолярий и силикофлагеллят. Хотя диатомовые преобладают по количеству экземпляров, радиолярии часто преобладают по весу: 1 мг SiO_2 содержится в 1000-3000 радиоляриевых скелетах или в 3300-260000 створках диатомовых водорослей. В среднем, один радиоляриевый скелет в 50 раз тяжелее створок одного экземпляра диатомеи. В Антарктических водах диатомовые составляют 99-99,9%, а радиолярии и силикофлагелляты 0,1-1% общего веса планктонных кремнистых организмов. В тропической же зоне скелетные остатки кремнистого планктона составляют по весу: 1-2% силикофлагеллят, 1-35% диатомовых, 62-98% радиолярий, а их весовое отношение, в среднем, 1:5:250 (Blueford, 1989).

Средняя продолжительность жизни радиолярий в верхней 200 метровой водной толще в экваториальном поясе кремненакопления составляет от 16 до 42 дней (Takahashi, 1983). На вертикальное и латеральное распределение радиолярий в водах бассейнов и плотность популяций влияет комплекс биотических (питание и симбиоз с водорослями) и абиотических факторов (температура, соленость, глубина бассейна, динамика водных масс и интенсивность течений, освещенность вод, климатическая зональность, удаленность мест обитания от береговой линии) (Афанасьева и др., 2005а, б). Соленость вод лимитирует распространение радиолярий. Большинство современных видов живет в водах с нормальной соленостью. Хотя живые радиолярии могут быть встречены на различных глубинах, вплоть до максимальных океанических, они наиболее обильны на глубинах до 200 м (местами до 500 м) (Петрушевская, 1986, Афанасьева и др., 2005а). Как и у диатомовых, продукция радиолярий выше в водах открытых, сообщающихся с океаном морей, гемипелагических областях океанов и ниже – в пелагических (с минимумом в олиготрофных) областях океанов. Значительное количество радиолярий в осадках содержится в голоценовых глинисто-кремневых илах Калифорнийского залива (30% во фракции 0,062-0,25 мм) (Calvert, 1966), и в современных осадках Перуано-Чилийского шельфа, на глубине 170 м (Кругликова, 1983). В водах фьордов и некоторых эстуариев количество радиолярий может достигать высоких значений. В мелководном (5-15 м) эстуарии реки Ла-Плата впадающей в Атлантический океан, плотность популяции монотаксонного сообщества населяющих *Lophophanes rioplatensis* в воде составляет 248 экз./литр. Это в сотни раз превышает плотность популяции радиолярий в открытом океане (1-2 экз./литр, в южной Атлантике или 0,075-0,17 экз./литр в северной Атлантике) (Boltovskoy et al., 2003). Пример этого вида, живущего в водах с пониженной соленостью (17-30‰), показывает, что, в определенных условиях, значительное накопление скелетов радиолярий могло происходить в прибрежных обстановках, и, даже, на мелководье.

Положение биопродуктивных зон контролируется распределением суши и моря и морфологией дна бассейнов, определяющими рисунок течений, климатом, а также другими океанографическими факторами. В пелагиали океана подъем богатых биогенами глубинных вод происходит в широтных зонах дивергенции, которые являются частью круговых циклонических течений, охватывающих по вертикали большие массы воды (gyres). Выделяются три зоны: две высокоширотные, северная и южная, из которых наиболее продуктивной является область субантарктической дивергенции, и наименее продуктивная экваториальная (Лисицын, 1966а, б, 1974). Распределение кремнистых илов на дне океанов является проекцией областей высокой продукции кремнистого фито- и зоопланктона в верхней водной толще, что обусловлено пеллетным механизмом транспортировки кремнистых скелетов.

В северном поясе кремненакопления (включая окраинные моря) на дно попадает около 10% массы всего отлагаемого биогенного кремнезема и примерно столько же в эстуариях (10-15%) (De Master, 1981). В Южном океане (область субантарктической дивергенции) отлагается около 75-85% биогенного кремнезема (De Master, 1981; Nelson, Smith, 1986). Продукция биогенного кремнезема на шельфе Антарктиды вблизи кромки льдов может быть чрезвычайно высокой (в среднем, 38 ммоль Si м² в день), что сопоставимо или даже превышает таковую в областях прибрежных апвеллингов. В Южном океане около 30-35% биогенного кремнезема растворяется в верхней 100-метровой толще воды и только 13-25% достигает дна на глубинах 4000-5000 метров. В приконтинентальном море Росса (погруженный шельф Антарктиды, с глубинами 500-600 м) дна достигает около 50% кремнезема продуцируемого планктоном. Средняя скорость накопления SiO₂ в западной глубоководной части моря Росса достигает 28 мг/см² в год, при усредненной скорости – 14 мг/см² в год (Nelson, Smith, 1986). Содержания SiO₂ ам. в осадках Южного океана одни из самых высоких в Мировом океане и достигают 72% (Лисицын, 1966б). Значительный вклад в образование кремнистых осадков здесь также дают кремнистые губки (Колтун, 1966).

Регулирующее действие биоса на концентрацию растворенного кремнезема иллюстрирует его баланс в океане (рис. 5). Ежегодная экстракция SiO₂ (250·10¹⁴ г) в десятки раз превышает его поступление из всех источников, которое составляет лишь 2% от всего кремнезема, ежегодно экстрагируемого биосом. Темпы извлечения кремнезема планктоном настолько велики, по сравнению с его поступлением из имеющихся источников, что допущение пересыщения кремнеземом морских вод со времени появления кремнистых организмов (по крайней мере с начала фанерозоя) представляется невозможным. В целом, на морское дно попадает от 1 до 10% кремнезема опаловых створок и раковин планктонных организмов, а 90-99% растворяется в верхних сотнях метров и участвует в общем круговороте вод в океане (Bogoyavlenskiy, 1967; Hurd, 1973; Heath, 1974; Harper, Knoll, 1975). Из достигшего дна океана биогенного опала (около 3%) почти половина растворяется в иловых водах, и кремнезем диффундирует в придонные воды (рис. 5). Большая часть оставшегося биогенного опала-А также растворяется в осадке, где он реагирует с глинистыми минералами и переотлагается в менее растворим-



Составлено по данным: Лисицын, 1974; Wollast, 1974; De Master, 1981.

Рис. 5. Годичный цикл кремнезема в океане.

мый неорганический опал. Только около 0,3-1% сохраняется в скелетных остатках. Запасы растворенного кремнезема в океане велики – $5,5 \cdot 10^{18}$ г (Страхов, 1963), а время его пребывания в воде (residence time) оценивается около 13000 лет (Wollast, 1974). В динамической системе океанов и связанных с ними морей, где в биологическом захвате участвует обезличенный кремнезем океанического резервуара, конкретные источники кремнезема кремневых толщ (суша, гидротермы и др.) можно рассматривать только вместе с возможностью химического осаждения вблизи мест поступления (Лисицын, 1966, 1974, 1978; Лисицын, Виноградов, 1982; Страхов, 1960, 1963).

Вблизи западных окраин материков (побережья Калифорнии, Перуано-Чилийское, Юго-Западной Африки), подъем глубинных океанических вод богатых элементами-биогенами, необходимыми для жизни кремневого планктона, – азотом, фосфором, углеродом, кремнием, селеном и другими, создается устойчивой системой течений, обусловленной пассатными ветрами (Calvert, 1966; Ramsay, 1973; Isaacs et al., 1983). У восточных окраин Евразии и Африки подъем глубинных вод обуславливается сезонными муссонными ветрами (Hein, Parrish, 1987).

В зонах апвеллингов существуют более благоприятные условия, как для высокой продукции, так и сохранности биогенного опада в осадках (De Wever, 1989). Районы прибрежных апвеллингов относительно ограничены по площади, но имеют высокие темпы накопления и содержания кремнезема в осадках (67% SiO_2 ам. у юго-западного побережья Африки (Емельянов, 1975)). По некоторым оценкам, накопление кремнезема у западных окраин материков, в зонах прибрежных апвеллингов составляет около 5% от всего захороненного в океане биогенно-

го кремнезема (De Master, 1981; Hein, Obradović, 1989). Подъем глубинных вод (апвеллинг) также существует вблизи океанических островов и над подводными горами (Bochlert, Genin, 1987), которые препятствуют океаническим течениям и порождают так называемые «топографические вихри» (Зырянов, 1995; Михайлик и др., 2003).

Из таблицы 3 видно, что максимальные абсолютные массы SiO_2 ам. характерны для окраин континентов, особенно для западной окраины Американского континента, и зоны апвеллинга Юго-Западной Африки. В Калифорнийском заливе они достигают в отдельных впадинах 69 г/см^2 за 1000 лет (De Master, 1981) или $174 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$ (по Calvert, 1966), а у побережья Орегона – 50 г/см^2 за 1000 лет.

Высокие скорости кремненакопления свойственны и приконтинентальным областям западной части Тихого океана, что иллюстрирует распределение абсолютных масс, рассчитанных Н.М. Страховым (1976) в осадках трансокеанского профиля от шельфа Японии к Гавайским островам (рис. 6). Вместе с шельфовой

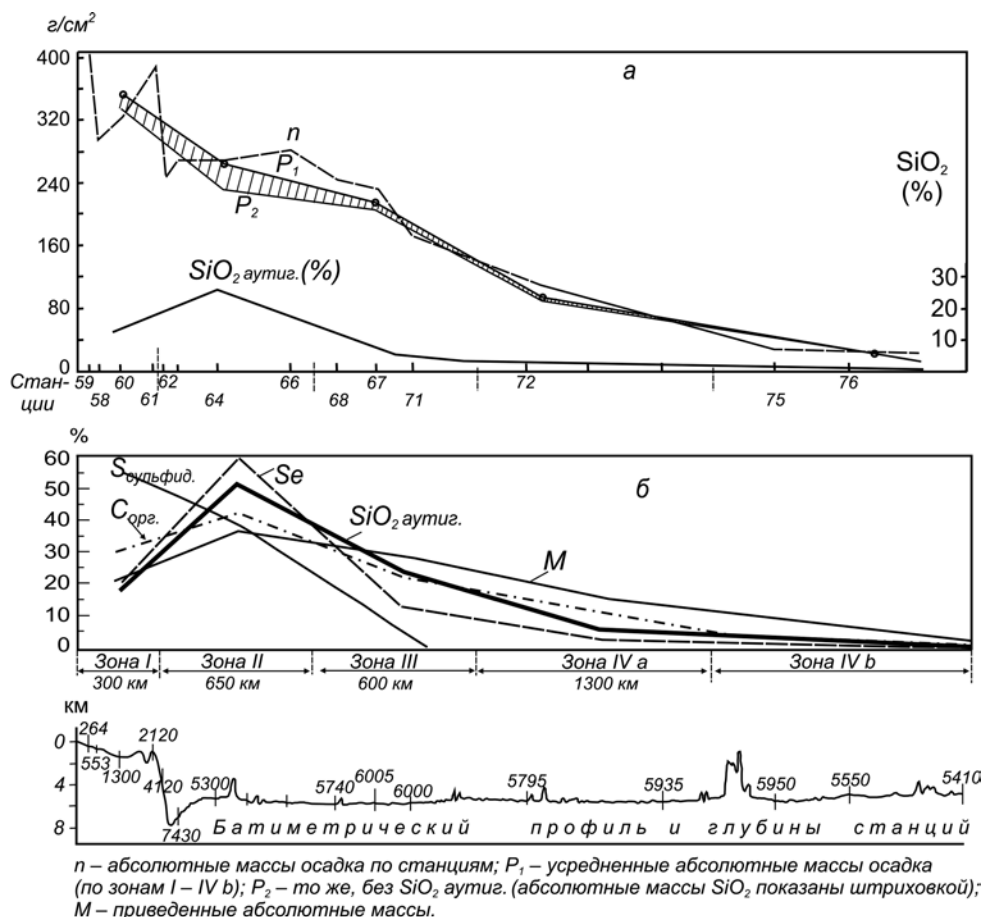


Рис. 6. Абсолютные массы поздний плейстоцен-голоценовой седиментации (а) и приведенные (к 100%) абсолютные массы SiO_2 аутиг., С орг., S сульфид., Se (б) в осадках Японского профиля (Страхов, 1976).

Таблица 3. Абсолютные массы накопления аморфного кремнезема за последние 18000 лет (De Master, 1981).

Бассейн	Площадь, см ²	Абс. массы SiO ₂ ам. г/см ² за 1000 лет	Содержание SiO ₂ ам., %
Окраины континентов			
<i>Западное побережье северной Америки</i>			
Залив Саанич (Британская Колумбия)	?	24,0	19
Санта Барбара	?	5,0	5
Побережье центрального Орегона	8·10 ¹⁴	50,0	?
Апвеллинги			
Калифорнийский залив	7,6·10 ¹⁴	13,2	20
Перуано-Чилийский	19·10 ¹⁴	3,2	13
Юго-Западной Африки	2,5·10 ¹⁴	44,0	40
Окраинные моря			
Охотское	80·10 ¹⁴	1,7	30
Берингово	120·10 ¹⁴	2,3	?
Эпиконтинентальные моря			
Балтийское	42·10 ¹⁴	0,56	1
Азовское*	3,9·10 ¹⁴	0,7	?
Азовское (глубоководная часть)*	?	5,6	1
Северный Каспий вне дельты рек Урал и Эмба*	?	1,25	1-2
Средний Каспий*	?	?	4-12
Аральское*	5,11·10 ¹⁴	3	
Аральское (западная впадина)*	?	20	> 5
Пелагиаль океана			
<i>Северный пояс кремненакопления</i>			
Северо-западная часть Тихого океана	400·10 ¹⁴	0,33	13
Северо-восточная часть Тихого океана	300·10 ¹⁴	0,067	8
<i>Экваториальный пояс кремненакопления</i>			
Индийский океан	200·10 ¹⁴	0,035	25
Тихий океан	1000·10 ¹⁴	0,010	10
<i>Южный пояс кремненакопления</i>	1900·10 ¹⁴	2-8	55

* – по (Хрусталеv, Кутилин, 1974; Хрусталеv, 1987).

областью, количество SiO₂ аморф. отложившегося в 1000-километровой вдольбереговой полосе (зоны I и II) составляет около 70% всего захороненного в западном секторе Тихого океана кремнезема. На эпелагические осадки Тихого океана (зоны IV а, IV б) приходится не более 10% всего захороненного SiO₂.

Умеренно высокие и высокие скорости кремненакопления свойственны окраинным и некоторым внутренним морям. В пелагических зонах Мирового океана,

за исключением южного пояса кремненакопления, абсолютные массы кремнезема ниже в десятки и сотни раз (см. табл. 3). По некоторым оценкам, в окраинных морях и гемипелагических зонах океана осаждается около 85-90% всего кремнезема, обычно маскируемого терригенным материалом (Heath, 1974; Oehler, 1975).

1.4. Использование силицитов при палеогеографических, тектонических и геодинамических реконструкциях

Последние три десятилетия характеризуются широким использованием силицитов при распознавании палеогеографических, тектонических и геодинамических обстановок в свете парадигмы тектоники плит. Используемый метод по существу является актуалистическим перенесением (или приложением) обстановок наблюдаемых на площадях современных бассейнов к древним отложениям. Начало таким исследованиям положил, по-видимому, Р. Гаррисон (Garrison, 1974), который, основываясь на предположении Р. Дитца (Dietz, 1963) и Х. Хесса (Hess, 1965) о том, что офиолитовые комплексы в горных поясах являются фрагментами древней океанической коры и мантии, предложил использовать ассоциации вулканических и осадочных пород для реконструкции обстановок образования эвгеосинклинальных комплексов. По седиментологическим характеристикам кремней и ассоциирующихся с ними пород, петрологическим и геохимическим характеристикам магматитов, Р. Гаррисон различает офиолит-кремневые комплексы сформировавшиеся в следующих обстановках: (1) рифтовых хребтов, (2) не рифтовых или со слабо проявленным рифтингом хребтов, (3) вулканических структур (подводные горы, гайоты, вулканические хребты) не спрединговой природы, (4) тектонических структур не спрединговой природы, (5) островодужных комплексов. Сам автор считал, что предложенный им подход является в лучшем случае упрощенным приближением к восстановлению первичного тектонического положения участка осадконакопления, представленного сейчас эвгеосинклинальными породами. Но распознавание в эвгеосинклинальных террейнах даже таких категорий он считал значительным продвижением к палеогеографическим реконструкциям, которые, однако, *«полностью зависят от качества детальной стратиграфической информации и от картирования, которое редко производилось в эвгеосинклинальных террейнах, за исключением немногих площадей типа северных Апеннин»* (Garrison, 1974, с. 391). С седиментологической точки зрения требуемая информация включает размер и форму тел пелагических пород (к которым Р. Гаррисон относил все планктоногенные силициты и карбонаты, – Ю.В.), их внутреннюю организацию, точные физические и возрастные взаимоотношения с изверженными породами, и последовательность осадочных и вулканических фаций.

Р. Сивер (Siever, 1983) считал, что на распределение и состав кремневых образований влияют геодинамические причины (в том числе движение плит), определявшие палеогеографические обстановки и поставку биогенов, а также континентальный речной сток, глубины бассейнов и удаленность мест кремненакопления от берега (табл. 4).

Б. Мёрчи и ее соавторы (Murchey et al., 1983) рассмотрели распростране-

Таблица 4. Плейт-тектонические категории обстановок кремнеобразования (Siever, 1983).

Плитные категории	Обстановки осадконакопления	Область питания обломочным материалом	Кремнистые осадки
Континентальная внутриплитная	Карбонатного шельфа	Мало или нет терригенного материала	Тонкие слои и желваки кремней замещения
Континентальные рифтовые долины	Озерные	Вулканокластическая; континентальная плутоническая, супракрустальная	Диадомиты, магадииты, кремнистые цеолиты, кремнезем не морских эвапоритов
Зарождающийся спрединговый океан	Узкого шельфа, заливов, проливов	Континентальная плутоническая, супракрустальная	Морские диадомиты, кремне-кластито-эвапоритовые
Океаническая внутриплитная	Пелагическая	Терригенная континентальная и океаническая вулканокластическая	Диадомово-радиоляриевый ил с карбонатным илом и тонким кластическим материалом
Пассивные окраины	Погружающегося континентального шельфа, прибрежная, рифовая	Континентальная плутоническая, супракрустальная	Диадомиты, кремнистые с тонкими кластическими осадками, желваки замещения
Активные окраины	Передовой островной дуги, задуговая, склона желоба	Вулканокластическая островодужная, островодужных массивов и терригенная	Диадомито-радиоляритовые, кремнистые с кластическими (доминирующими вулканокластическими)

ние в 23 аллохтонных аккретированных террейнах Кордильер кремнистых пород с возрастом от ордовика до среднего мела. Они выделили шесть главных ассоциаций: (1) офиолит-кремнистую, (2) переслаивания пиллоу-базальтов и кремней, (3) кислых вулканитов и кремней, (4) ассоциацию погружения, определяемую вертикальной последовательностью от мелководных органогенных известняков к спиккулево-губковым и радиоляриевым кремням, (5) кластических пород и кремней и (6) кремней и меланжа. Каждой ассоциации приписывается своя палеогеографическая и палеотектоническая обстановка накопления.

Близкий подход при реконструкции палеотектонических обстановок демонстрируют исследователи кремневых толщ Болгарии (Nachev, Nachev, 1989) и Югославии (Obradović, Goričan, 1989). Такой же метод иллюстрирует работа С. Карл (Karl, 1989), которая подразделяет бассейны на океанические и окраинные по признаку наличия континентального материала в составе кремневых толщ (табл. 5). К окраинным бассейнам С. Карл относит окраинные моря, пред- и меж-

Таблица 5. Классификация биогенных кремнистых отложений Аляски (Karl, 1989).

Категория	Литологическая ассоциация	Цвет кремней	Мощность кремневых слоев	Фоссилии	Морская обстановка	Тектонические обстановки
1	Кремни, базальты, ультрамафиты (<i>офиолитовые кремни</i>)	Красный	Дециметры, метры	Радиолярии, редко спикулы губок	Океаническая, окраинных бассейнов	Срединно-океанические, спрединговых центров океанов и окраинных морей
2	Кремни, базальты	Красный, зеленый	Сантиметры, дециметры, метры	Радиолярии, спикулы губок	Океаническая, окраинных бассейнов (<i>на океанической коре</i>)	Асейсмических хребтов, океанических плато, подводных гор и дуг, спрединговых центров
3	Кремни, базальты, андезиты (<i>туфы</i>) и граувакки (<i>турбидиты</i>)	Красные, зеленые, серые	Сантиметры, метры	Радиолярии, спикулы губок, карбонатные фоссилии	Окраинных бассейнов	Вулканических дуг
4	Кремни, мафические до кислых вулканиты, кластические породы	Зеленые, серые, черные	Сантиметры	Радиолярии, спикулы губок, карбонатные фоссилии	Окраинных бассейнов	Рифтов, трансформных (сдвиговых) бассейнов, вулканических дуг
5	Кремни, карбонаты, кластические породы	Серые, черные	Сантиметры, метры	Радиолярии, спикулы губок, карбонатные фоссилии	Окраинных бассейнов	Платформенных и шельфовых бассейнов, внешнего шельфа (<i>склона</i>)
6	Кремни, сланцы	Серые, черные, красные, зеленые	Сантиметры, метры	Радиолярии, губки, грапто-литы, карбон. фоссилии	Окраинных бассейнов	Внешнего шельфа, склона, зоны меланжа, зоны погружения

Примечание: курсивом – дополнения таблицы из характеристики ассоциаций в статье Karl (1989).

дуговые бассейны, желоба и гемипелагические области океанов, где происходит накопление, как «пелагического» планктоногенного материала, так и материала поступающего с континентальной суши или островных дуг. Окраинные бассейны характеризуются различными тектоническими обстановками и включают активные задуговые рифтовые бассейны, континентальные рифтовые и синсдвиговые бассейны растяжения. Пассивным обстановкам отвечают накопления силици-

тов на континентальном склоне и на платформах. Кремнистые осадки образуются во всех типах бассейнов, когда воды содержат необходимые биогенные элементы. Как считает данный автор, отложение кремневых толщ не зависит от тектонического положения бассейнов. Однако, когда силициты классифицируются по своим литологическим ассоциациям, они могут быть использованы как для определения их тектонического положения, так и для реконструкции обстановок осадконакопления (Karl, 1989). Большая часть аляскинских кремневых пород интерпретируется этим автором как отложения одного из типов окраинных бассейнов. Кремнистые отложения отложившиеся в океанической обстановке рассматриваются как *«уловленные между отложениями этих краевых бассейнов тектонические осколки»* (Karl, 1989, с. 197).

Нужно отметить, что интерпретации обстановок седиментации С. Карл (Karl, 1989) делались на явно недостаточном стратиграфическом базисе. Об этом свидетельствует слишком широкий (и разный) временной диапазон кремневых толщ: миссисипско-пенсильванских и миссисипско-триасовых (?) кремней группы Рампарт, пенсильванско-нижнетриасовых кремней формации Сиксикпук, триасово-юрских кремней формации Отук, что странно для серий, которым приписывается отложение в краевых приконтинентальных бассейнах. Определение возраста силицитов осуществлялось по фауне из вмещающих карбонатных и обломочных пород и по единичным определениям микрофауны в самих кремнях. Выделяемые ассоциации пород в большинстве не являются естественными и целостными регионально-стратиграфическими подразделениями. Одни и те же толщи нередко выделялись под разными именами в разных блоках (террейнах), а некоторые серии и формации считаются комбинированными, что отмечает и сама автор (Karl, 1989).

Силициты дальневосточных складчатых областей многими геологами считаются пелагическими океаническими образованиями, что используется для доказательства больших перемещений плит (Ханчук и др., 1995, 2006а, б; Парфенов и др., 1998; Филиппов и др., 2001; Кемкин, 2006, 2008; Голозубов, 2006; Голозубов и др., 2006; Филиппов, Кемкин, 2009). При этом литотипам кремневых пород приписывается определенный генетический смысл: кремни – пелагические океанические осадки, глинистые кремни и кремнистые аргиллиты – гемипелагические отложения (Маркевич и др., 1996, 2000; Филиппов и др., 2000, 2001; Кемкин, 2006, 2008). Последовательная смена в разрезе кремней глинистыми кремнями и терригенными породами считается доказательством движения океанической плиты от пелагических океанических областей к континенту и зоне субдукции. Восстановление обстановок (палеотектонических, палеогеографических) базируется на поиске петрографических и геохимических признаков в породах выделяемых ассоциаций (тектоно-стратиграфических комплексах, террейнах), которые позволяют отнести данную ассоциацию к той или иной тектонической обстановке по вышеприведенной американской методике (Garrison, 1974; Siever, 1983; Murchey et al., 1983; Karl, 1989; и др.). Однако данная методика является сугубо униформистской и актуалистической. Она сводится к поиску в древних образованиях признаков современных тектонических обстановок и игнорирует

несхожесть ландшафтно-географических и климатических условий, необратимые эволюционные изменения и периодичность тектонических и климатических процессов. Следует добавить, что само по себе содержание аутигенного кремнезема в породах не может служить критерием их отложения на большем или меньшем удалении от суши, а его высокие содержания – критерием «океаничности» кремней. Высокие содержания аутигенного кремнезема (до 90%) известны в современных диатомовых осадках озер гумидной зоны (Холодов, 1987), и в миоценовых диатомитах вулканических озер (Горецкий, 1945). Силицитам в вышеприведенных работах придается большое значение как индикаторам океанических обстановок, поскольку палеомагнитные данные малочисленны и их интерпретация неоднозначна (Бретштейн, Климова, 2006).

Неоднозначность выбранных критериев показывают и работы самих авторов. Примером может служить средне-позднеюрская эрдагусская свита Южного Сихотэ-Алиня, первоначально отнесенная к океаническим образованиям на основании ассоциации кремней, красных глинистых яшм с подстилающими силициты толеитовыми базальтами и туфами (Ханчук и др., 1995). Однако проведенное позднее геохимическое изучение показало высокие содержания рубидия, бария, стронция и легких лантаноидов в базальтах эрдагуССкой свиты, отличающие их от типичных океанических толеитов (MORB) и сближающие с базальтами островных дуг (Симаненко и др., 1999). Это открытие привело данных авторов, которые одновременно являлись и соавторами предыдущей работы (Ханчук и др., 1995), к выводу о выплавлении эрдагуССких базальтов в обстановке задугового спрединга, что равнозначно признанию накопления вышезалегающих кремней эрдагуССкой свиты в окраинном море. Немногим позже, одним из соавторов обеих работ (И.В. Кемкин) высказано мнение, что данные базальты все же являются океаническими (Кемкин, Кемкина, 2004). При этом никаких дополнительных петрологических или геохимических данных, подтверждающих этот тезис, не приводится, а океаническая природа базальтов аргументируется ссылкой на ту же работу В.П. Симаненко и др. (1999), где данный тезис опровергается.

Рассматривая происхождение мезозойских радиоляритов средиземноморского пояса П. Де Вевер (De Wever, 1989) пишет: *«Сейчас принято, что большинство радиоляритов не отлагались в широко раскрытых бассейнах или на континентальных склонах, но в удлинённых желобообразных бассейнах или малых бассейнах с ограниченной океанической циркуляцией (Steinberg et al., 1977; Marcoux and Ricou, 1979; Jenkyns and Winterer, 1982; Iijima and Utada, 1983). Эти относительно ограниченные бассейны представляли заливы богатые органическим веществом, такие, как современный Калифорнийский залив (Calvert, 1966; Nelson and Goering, 1978; Schrader et al., 1980; De Wever and Thiébault, 1981), Красное море (Goll, 1969), или окраинные моря, такие как Японское (Steinberg et al., 1977), Охотское и Берингово (Jenkyns and Winterer, 1982)»*. К вопросу о природе бассейнов, где могли отлагаться «ленточные кремни», находящиеся сейчас в ассоциации с офиолитами, Х. Дженкинс заключает: *«Многие офиолиты формировались скорее в «малых океанах», чем в зрелых бассейнах подобных современной Атлантике и Тихому океану; таким обра-*

зом, радиоляриты могут быть порождены скорее локальными, чем глобальными океанографическими условиями» (Jenkyns, 1986, с. 394). Под «малыми океанами» им понимаются бассейны, подобные современным Средиземному и Красному морям, Калифорнийскому заливу и отгороженным островными дугами тихоокеанским окраинным морям (там же, с. 359). Как заключает Х. Дженкинс: *«пелагические фации подобно другим осадкам являются функцией их среды осадконакопления. Однако, как продемонстрировано раньше ... условия физического, химического и биологического состояния океана менялись во времени и такие изменения могли сильно влиять на природу отложившихся осадков»* (Jenkyns, 1986, с. 390). Распределение кремнистых осадков в современном и эоценовом океанах показывает значительное изменение положения и конфигурации областей кремненакопления, обусловленное закрытием прохода между Тихим и Атлантическим океанами, изменением циркуляции вод и оледенением Антарктиды (рис. 7 и 8).

Как показывает приведенный обзор, генезис кремневых толщ фанерозойских складчатых областей остается противоречивой и неоднозначно решаемой геологической проблемой, значение которой выходит за рамки литологии. Многообразие обстановок и механизмов накопления радиоляриевых силицитов требует поиска вещественно-генетических признаков, заключенных в самих кремневых формациях и породах. На начало работ автора по изучению силицитов Сихотэ-

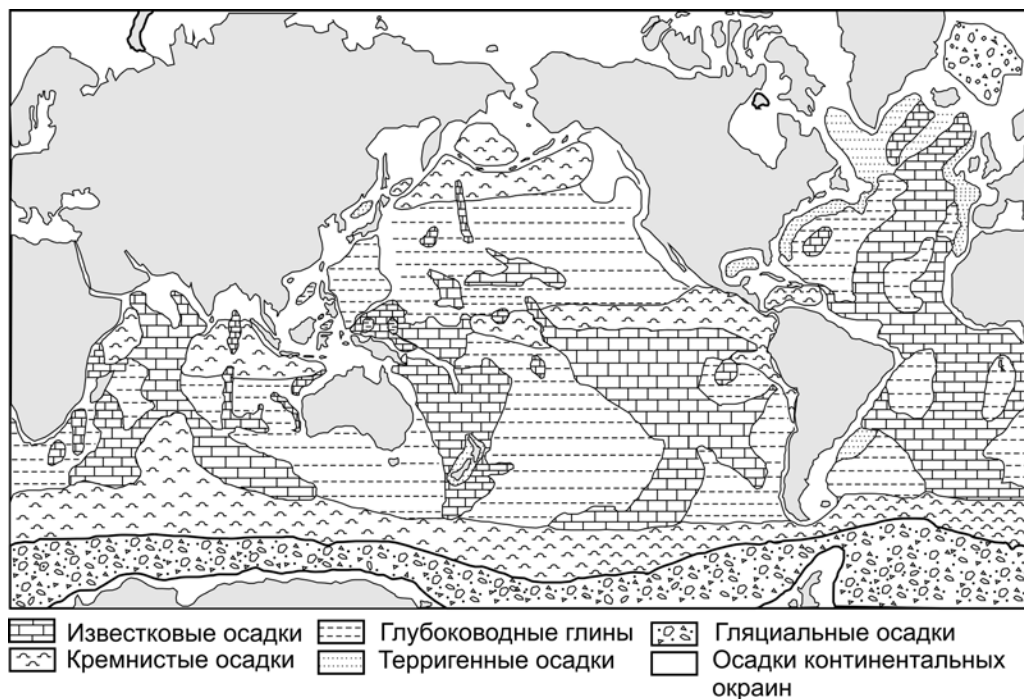
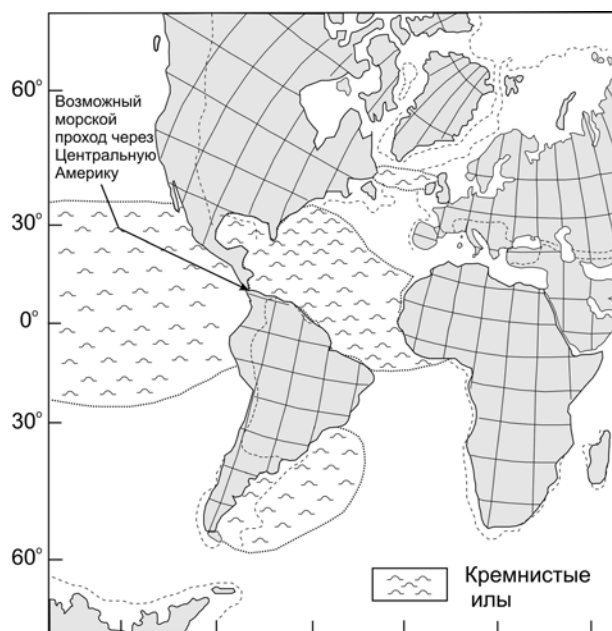


Рис. 7. Глобальное распределение главных типов пелагических и других осадков на дне океанов (Jenkyns, 1986).



Пунктиром обозначены границы орогенных поясов третичного времени.

Рис. 8. Высоко продуктивные пояса кремненакопления в эоценовом океане. (Jenkyns, 1986).

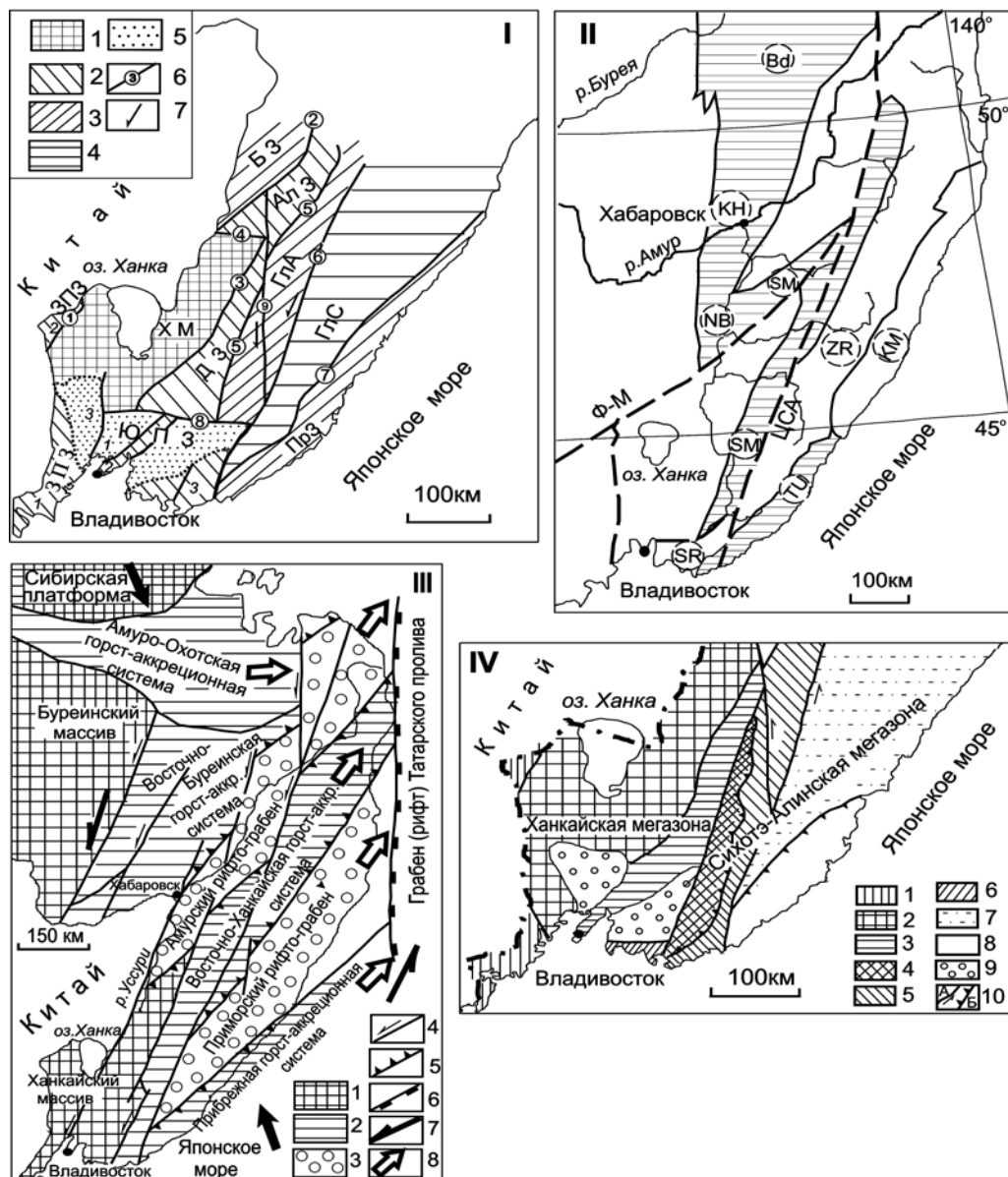
Алиня многие кремневые толщи даже на стратотипах не имели собственных датировок, а их возраст определялся по редкой фауне в известняках из вмещающих терригенных комплексов. Одной из целей исследования было получение данных, пригодных для количественного сравнения с современными биогенными кремневыми осадками (скорости, абсолютные массы накопления аутигенного кремнезема, и др.). Это потребовало комплексных полевых работ по детальному стратиграфическому и литологическому изучению мезозойских кремневых толщ Сихотэ-Алиня, которые были инициированы автором в середине 80-х годов и проводились совместно с небольшой группой литологов и палеонтологов (Е.В. Михайлик, А.Н. Филиппов, Г.И. Бурый, В.С. Руденко, позднее И.В. Кемкин).

ГЛАВА 2

КРЕМНЕВЫЕ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

2.1. О тектоническом районировании Сихотэ-Алинской области

Тектонические схемы Сихотэ-Алия разных лет отличаются трактовками строения и наименованиями основных структурных элементов. В регионе выделялись «структурно-фациальные» зоны (Иванов, 1961; 1963), «структурно-формационные» зоны (Врублевский, 1987), «антиклинории и синклинории» (рис. 9–I), «террейны» (рис. 9–II), «горст-аккреционные системы» и «рифто-г



грабены» (рис. 9–III), просто «тектонические зоны» (рис. 9–IV). Термин «террейн», использовавшийся в западноевропейской геологии во второй половине XIX-го – начале XX-го веков, с самого начала имел двойственное понимание. Он применялся как для обозначения серий или групп пород (стратиграфический смысл), так и территорий, отличавшихся геологическим строением, и в конце 1970-х годов считался устаревшим геологическим термином (Толковый..., 1979).

Рис. 9. Схемы тектонического районирования юга Дальнего Востока.

I – Тектоническое районирование Приморского края (досреднесенонские структуры) (Геология СССР, 1969):

Зоны палеозойской складчатости: 1 – среднепалеозойской (ХМ – Ханкайский срединный массив); 2 – позднепалеозойской: ДЗ – Даубихинская, АлЗ – Алчанская, ЗПЗ – Западно-Приморская (с подзонами: 1 – Хасанской, 2 – Краевской, 3 – Суйфунской), ЮПЗ – Южно-Приморская (с подзонами: 1 – Спутинской, 2 – Муравьевского антиклинория, 3 – Сучано-Даданьшаньской). Зоны мезозойской складчатости: 3 – антиклинальные: БЗ – Бикинская, ГлА – зона главного антиклинория Сихотэ-Алиня, ПрЗ – Прибрежная антиклинальная зона; 4 – синклинали: ГлС – зона главного синклинория; 5 – мезозойские наложенные впадины; 6 – структурные швы и крупные разломы, обозначенные цифрами в кружках: (1 – Западно-Приморский, 2 – Алчанский, 3 – Западно-Сихотэ-Алинский, 4 – Иманский, 5 – Даубихинский, 6 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 7 – Прибрежный, 8 – Южно-Сихотэ-Алинский, 9 – Фудзино-Иманский сдвиг); 7 – Направления позднемеловых сдвиговых перемещений.

II – Схема расположения террейнов Сихотэ-Алинской складчатой области (Ханчук и др., 1995; Филлипов и др., 2000, 2001):

Террейны: SR – Сергеевский, TU – Таухинский, KM – Кемский, ZR – Журавлевский, SM – Самаркинский. Аналоги Самаркинского террейна в Хабаровском крае: NB – Наданьхада-Бикинский, KH – Хабаровский, Bd – Баджалский. Крупные разломы: Ф-М – Фушунь-Мишаньский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский. Районы распространения отложений триасовой кремневой формации заштрихованы.

III – Схема расположения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов (по В.П. Уткину, 1996, с упрощениями):

1 – древние кристаллические массивы; 2 – палеозойские и раннемезозойские кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенные образования горст-аккреционных систем; 3 – раннемеловые терригенные и, реже, кремнистые образования Амурского и Приморского рифто-грабенов; 4 – главные сдвиги; 5 – границы горст-аккреционных систем и рифтограбенов (берг-штрихи указывают на падение чешуйчато-надвиговых сместителей); 6 – система сбросов грабена Татарского пролива; 7 – направления смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обусловивших сдвиговый геодинамический режим в зоне переходной между ними; 8 – направления погружения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов. Жирные стрелки указывают на направление регионального горизонтального сжатия литосферных плит.

IV – Схема тектонической зональности Южного Приморья (по А.О. Мазаровичу, 1985):

1 – Западно-Приморская зона; 2 – Ханкайский массив; 3 – Арсеньевская зона; 4–6 – Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона (4 – Сергеевская подзона, 5 – Уссурийская подзона, 6 – Дунайская подзона); 7 – Восточно-Сихотэ-Алинская зона; 8 – Прибрежная зона; 9 – наложенные мезо-кайнозойские впадины; 10 – границы зон: крупные разломы, в том числе сдвиги (А) и надвиги (Б).

В третьем издании американского толкового словаря геологических терминов (Glossary..., 1995) террейн определяется как *«ограниченное разломами тело пород регионального протяжения, характеризующееся геологической историей отличной от таковой смежных террейнов. Террейн обычно рассматривается как дискретный аллохтонный фрагмент океанического или континентального материала добавленного к кратону на активной окраине аккрецией»*.

Геологическое картирование в Сихотэ-Алинской складчатой области, выполненное в 50-60-х годах и повторенное на тех же территориях и в том же масштабе (1:50 000) через 10-20 лет (в 70-80-х годах прошлого века) дало весьма непохожие карты одних и тех же районов. Выяснилось, что выделявшиеся при картировании свиты не отвечают требованиям «Стратиграфического кодекса...» (Мазарович, 1985). Большинство палеозойских и мезозойских свит на деле оказались «тектоностратиграфическими комплексами» – объединением генетически разнородных толщ, сформированных в различных обстановках в разные этапы седиментации. Границы таких комплексов, как правило, имеют тектоническую либо подводно-оползневую природу и не представляют естественных рубежей эпох (циклов) седиментации или вулканизма. Выход из положения, при анализе «хаотических ассоциаций», к которым отнесены практически все верхнепалеозойско-раннемезозойские отложения Сихотэ-Алиня (Ханчук и др., 1993, 1995; Кемкин, 2006, 2008; Голозубов и др., 2006; и др.) видится некоторыми исследователями в отказе от общепринятых принципов стратиграфического расчленения и от «примата стратиграфических методов при геологическом картировании» (Михайлов, 1997).

Отказ от общепринятых методов стратиграфического расчленения ликвидирует сам фундамент региональной геологии и историко-геологических реконструкций – его региональную стратиграфическую основу. В противовес геологическим формациям и их рядам, в качестве основного элемента картирования и инструмента историко-геологических реконструкций в складчатых областях предлагается «тектоностратиграфический комплекс» и карты распределения этих комплексов, единиц неполноценных в историко-геологическом отношении. Как указывается, «тектоностратиграфические комплексы» представляют собой *«залегающие на различных структурных уровнях пластообразные геологические тела, существенно отличающиеся по составу, возрасту, структурам и количественным соотношениям пород матрикса и аллохтонных образований от подстилающих и перекрывающих тел, которые формировались на различных этапах становления аккреционных призм»* (Голозубов и др., 2006, с. 163). Другие авторы определяют «тектоностратиграфический комплекс», как *«линзо- или пластообразное геологическое тело, представляющее собой совокупность тектонических пластин и блоков, которые отличаются от соседних геологических тел составом, возрастом и природой слагающих их пород, а также характером деформаций и степенью метаморфизма»* (Филлипов, Кемкин, 2009).

Основным методом историко-геологических реконструкций в складчатых областях предлагается считать «террейновый анализ», который заключается «в выделении террейнов, установлении их геодинамической природы, определении и типизации границ, выделении и геодинамической типизации перекры-

вающих и «сшивающих» террейны комплексов» (Ханчук и др., 2006а). Тектоно-стратиграфический террейн определяется как «геологическое тело региональной протяженности, ограниченное разломами и имеющее собственную историю развития, отличную от истории развития соседних тел» (Ханчук и др., 1993, 1995). Есть указание и на размер этого тела: «блок земной коры, достаточно крупный, чтобы его показать на карте соответствующего масштаба, который по геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов)» (Ханчук и др., 2006а, с. 21). Соответствующим считается масштаб карты 1:5000 000 (Парфенов и др., 1998). Учитывая то, что на картах этого масштаба могут быть показаны объекты площадью 1 см² (50×50 км), а и иногда и меньше, то террейном может быть названо тело далеко не региональной протяженности, а и единица более мелкого, соподчиненного ранга, например, отдельный «тектоно-стратиграфический комплекс», судя по приведенному выше определению последнего.

Критерии выделения террейнов строго не определены. Это приводит к различному наименованию одних и тех же «террейнов» в работах с участием одних и тех же авторов. Например, в западной части области (рис. 9–II), выделяют «Баджальский», «Хабаровский», «Надanhада-Бикийский» террейны (Филиппов и др., 2000, 2001; Kemkin, Philippov, 2001; Филиппов, Кемкин, 2009), а в других работах (Кемкин, Руденко, 1998; Кемкин, Кемкина, 1998; Kemkin et al., 1999) все они относились к «Самаркинскому террейну». Причем такое же наименование имеет и отделенная от этих территорий зона распространения раннемезозойских и позднепалеозойских отложений в юго-восточной части области, названная «Самаркинским террейном» раньше (Ханчук, 1993). Границами террейнов являются, как правило, границы основных структурных элементов, выделявшихся ранее на других принципах, представляющие крупные разломы, в том числе протяженные левосторонние сдвиги.

Концепция террейнов, рассматриваемая ее сторонниками как вариант плитовой тектоники, используется для объяснения совместного нахождения в «аккреционных призмах» генетически разных блоков или серий пород. В южном Сихотэ-Алине выделены 5 террейнов (Самаркинский, Журавлевский, Таухинский, Сергеевский и Кемский), которые в свою очередь, подразделяются на «субтеррейны» – крупные покровные («тектоно-стратиграфические») комплексы (Ханчук и др., 1995). В юго-восточном Сихотэ-Алине также выделялись прото-, палео-, мезо-, неоавтохтон, субаллохтон и неоаллохтон, и еще 8 аллохтонов, сложенных позднепалеозойскими и раннемезозойскими отложениями (Михайлов, 1997). Таким образом, количество блоков и серий пород с «независимой историей развития» может значительно возрасти, по мере детализации геолого-съемочных работ и по усмотрению авторов, а расшифровка геологического строения и истории геологического развития региона становится еще более затруднительной. Концепция террейнов критикуется другими геологами за умозрительность крайних мобилистских воззрений, ошибки литогенетического и фациально-палеогеографического характера, некритическое отношение к палеомагнитным данным, «навешивание генетических и интерпретационных ярлыков» и «избирательное укладывание материала в теорию тектоники плит» (Власов, 1996, 1999;

Фролов, 1998). «Одним из самых безответственных терминов в геологии» считает понятие «террейн» В.Т. Фролов (1998, с. 15): «за которым фактически нет никакого строгого понятия: им называют любой реальный или виртуальный участок, фрагмент, кусок чего-то геологического, какого угодно размера и происхождения».

Другую схему строения южной части Дальнего Востока России дает В.П. Уткин (1996, 1997, 1999), который выделяет «горст-аккреционные систе-

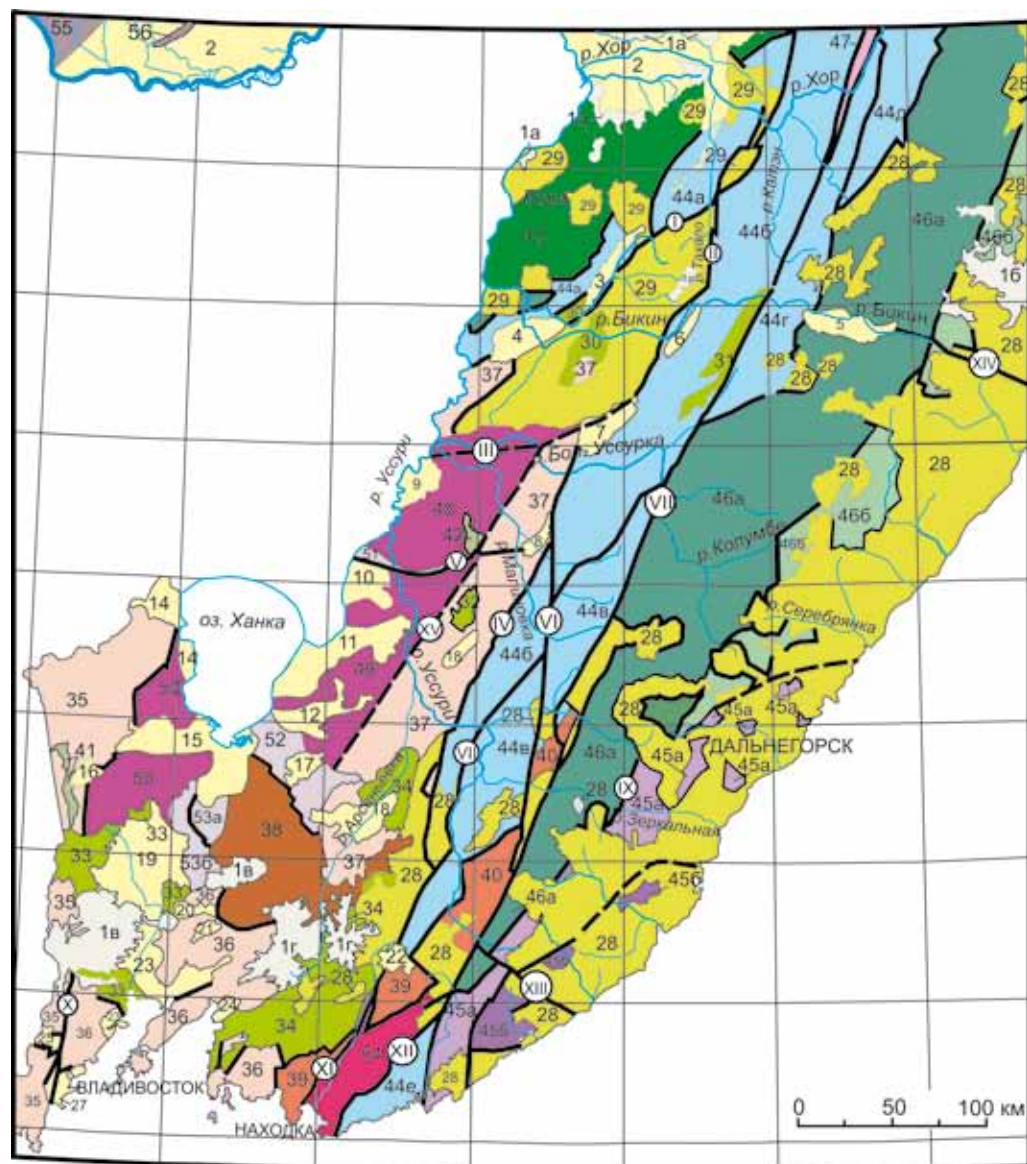


Рис. 10. Схема геолого-структурного районирования Приморского края (по В.И. Рыбалко и Г.С. Белянскому, 2006).

Неотектонические структуры:

Покровы базальтов (N): 1а – Среднеамурский; 1б – Верхнебикинский; 1в – Шуфанский; 1г – Шкотовский

**Кайнозойские континентальные впадины (Pg–N)**

2 – Среднеамурская, 3 – Алчанская, 4 – Нижнебикинская, 5 – Верхнебикинская, 6 – Среднебикинская, 7 – Маревская, 8 – Ореховская, 9 – Дальнереченская, 10 – Лесозаводская, 11 – Шмаковская, 12 – Чкаловская, 13 – Крыловская, 14 – Турийрогская, 15 – Жариковская, 16 – Пограничная, 17 – Меркушевская, 18 – Арсеньевская, 19 – Павловская, 20 – Глуховская, 21 – Комаровская, 22 – Белопадинская, 23 – Артемо-Тавричанская, 24 – Шкотовская, 25 – Нарвская, 26 – Красинская, 27 – Славянская

**Окраинно-континентальные вулканические структуры:**

28 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (K_1-N), 29 – Алчанская

**Наложенные меловые впадины (K_1-K_2):**

30 – Силаншанская, 31 – Холминская, 32 – Веснянская, 33 – Раздольнинская, 34 – Партизано-Яковлевская

**Структуры деформированного чехла Ханкайского массива:**

35 – Западно-Приморская зона, 36 – Муравьево-Дунайская зона, 37 – Малиновская зона (P_1-J)



38 – Синегорская зона ($D-P$)



39 – Партизанская зона, 40 – Окраинская зона ($D-P$)



41 – Кордонкинский прогиб (S_1), 42 – Тамгинский прогиб (D)

**Сихотэ-Алинская складчатая система :**

43 – Западная зона, Приуссурийская подзона (J_2-K_1)



44 – Центральная зона ($T-J$). Подзоны: 44а – Нижнебикинская; 44б – Хорско-Ариадненская; 44в – Самаркинская; 44г – Хорско-Тормасинская, 44д – Анюйская; 44е – Кривинская



45 – Прибрежная зона. Подзоны:

45а – Дальнегорская (P_2-K_1);

45б – Щербаковская (D_3-K_1)



46 – Восточная зона (K_1), Подзоны: а – Лужкинская, б – Кемская



47 – Хорский блок (PR_1)

Ханкайский массив:

48 – Матвеевская зона, 49 – Нахимовская зона,

50 – Гродековская зона (Pr_1-R)



51 – Кабаргинская зона; 52 – Спасская зона. 53 – Вознесенская зона. Подзоны: 53а – Ярославская; 53б – Первомайская ($См$)



54 – Сергеевская зона (PR_1)

**Буреинский массив ($V-Cm$):**

55 – Кимканский прогиб, 56 – Урмийский прогиб



Разломы: I – Алчанский, II – Среднебикинский, III – Дальнереченский, IV – Арсеньевский, V – Кабаргинский, VI – Меридиональный, VII – Самаркинский, VIII – Центральный, IX – Фурмановский, X – Западно-Приморский, XI – Партизанский, XII – Кривинский, XIII – Южно-Приморский, XIV – Бикинский, XV – Среднеханкайский

Условные обозначения к рис. 10.

мы» и «рифто-грабены» (рис. 9–III). Термины «горст-аккреционная система» и «рифто-грабен» несут не только структурный, но и геодинамический (т.е. генетический) смысл и выражают представления о процессах, которые привели к формированию данных структур (аккреция, рифтогенез).

Попытку разделения морфологического и генетического районирования территории области демонстрируют В.И. Рыбалко и Г.С. Белянский – авторы геологической карты масштаба 1:1000 000 третьего поколения (главный редактор С.В. Коваленко). Эта карта, составленная в Приморской ПСЭ ФГУП, обобщает геологосъемочные материалы по состоянию на 2006 г. и сопровождается схема-

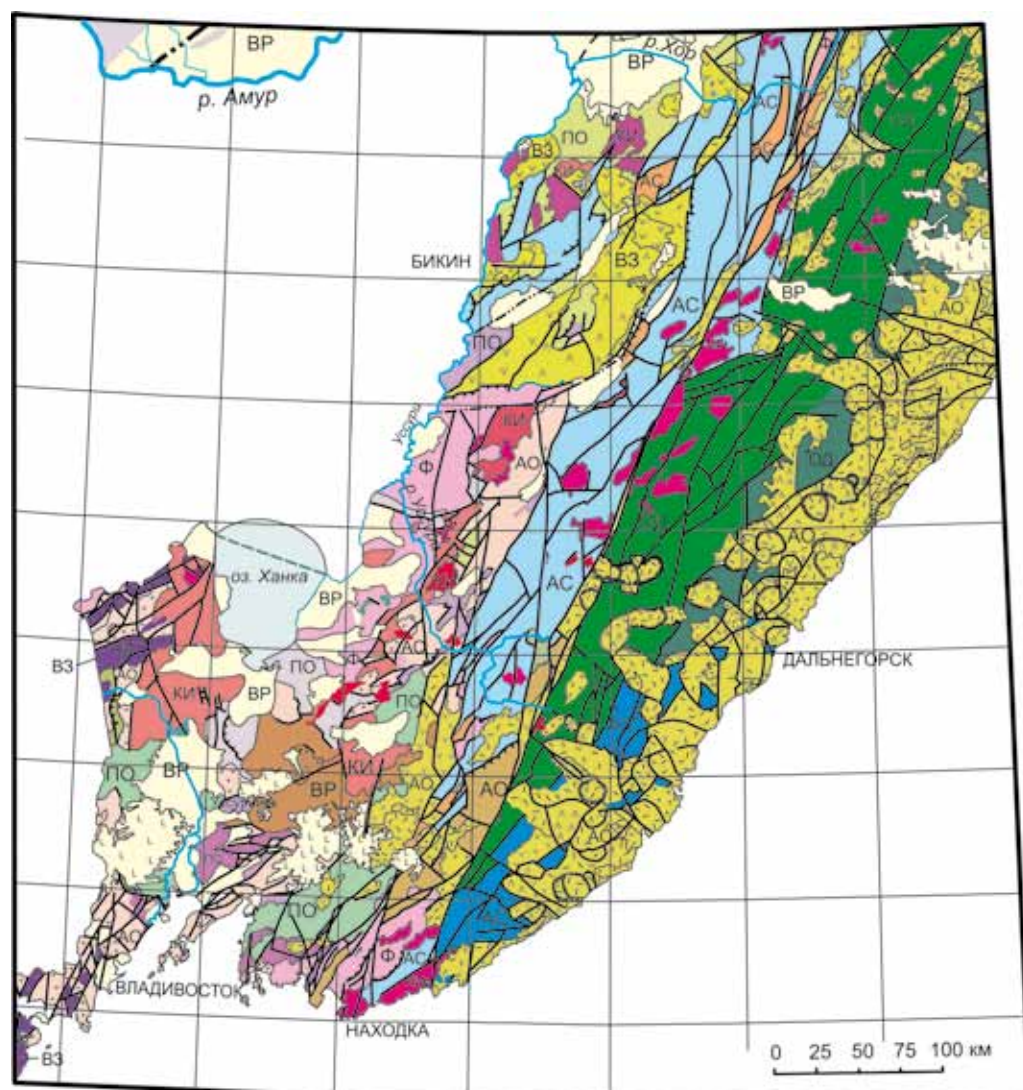


Рис. 11. Тектоническая схема Приморского края (по В.И. Рыбалко, Г.С. Белянскому, 2006).

ГДК протерозойского кристаллического фундамента (микроконтинентов) (Ф)

Ф PR СВК : гранитно-гнейсовый, габбро-гнейсовый, сланцево-гнейсовый

ГДК пассивных континентальных окраин (ПО)

ПО V-D Вендские, кембрийские, силурийские и девонские: карбонатный, песчано-сланцевый и грубообломочный молассовый СВК

ПО T-J Триасовые и юрские терригенные, в том числе угленосные СВК

ПО K Раннемеловые терригенные СВК

ПО K₂ Ранне-позднемеловые угленосные и пестроцветные безугольные СВК

ГДК зрелых островных дуг (ОД)

ОД K Берриас-валанжинские и готерив-альбские песчано-алевритовые СВК задугового бассейна

ОД K₂ Апт-альбские вулканогенные, вулcano-терригенные и флишoidные СВК островной дуги

Коллизионные интрузивные ГДК (КИ)

КИ S-C Силурийский и каменноугольный гранитовый СВК

КИ K₁ Раннемеловые гранитовый и гранодиорит-гранитовый СВК

КИ K₂ Позднемеловые гранодиоритовый и лейкогранитовый СВК

ГДК активных континентальных окраин (АО), внутриконтинентальных рифтов (ВР) и вулканических зон (ВЗ)

АО P Пермские вулканогенные и интрузивные СВК Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и терригенные формации задугового и преддугового бассейнов

АО K₁-N Позднемеловые, палеогеновые и неогеновые вулканогенные и интрузивные СВК Восточно-Сихотэ-Алинского пояса

АО P-J Пермские, триасовые и юрские вулcano-терригенные СВК задугового бассейна

ВЗ T-J Триасовые и юрские вулканогенные и интрузивные СВК

ВЗ K₁-P Меловые и палеогеновые вулканогенные и интрузивные СВК Алчанской ВЗ

ВР S Силурийский базальт-терригенный СВК

ВР D-C Девонские и каменноугольные вулканогенные и интрузивные СВК

ВР KZ Кайнозойские песчано-алевролитовый угленосный, молассовый и платобазальтовый СВК

ГДК аккреционно-коллизионного скупивания

АС P Пермские кремнисто-базальтовый и перидотит-габбровый СВК

АС K₁-N Позднепалеозойские и мезозойские карбонатный, кремнистый, олистостромовый и алевролит-песчаниковый СВК

АС J Юрские олистостромовый и алевролит-песчаниковый СВК

Разрывные нарушения: а – главные, б – прочие

 Разломы, ограничивающие крупные блоки земной коры

 Надвиги

 Сдвиги

 Неуставленной кинематики

 Скрытые под молодыми отложениями

 Сбросы вулcano-тектонических структур

Вулканические образования и интрузии

 Кислые

 Основные

 Умеренно-кислые

 Интрузии вулcano-плутонических ассоциаций вулканических поясов

 Средние

Условные обозначения к рис. 11.

ми геолого-структурного и тектонического районирования Приморья и южной части Хабаровского края. Первая схема является морфологической (рис. 10). На ней показаны основные структуры различного возраста, с подразделением их на зоны и подзоны. Вторая (рис. 11) – смешанная морфогенетическая, показывающая размещение на площади структурно-вещественных комплексов (СВК), относимых к различным геодинамическим комплексам (ГДК), интерпретируемым с позиции «тектоники плит». Авторами выделяются геодинамические комплексы: фундамента микроконтинентов (Ф), пассивных континентальных окраин (ПО), островных дуг (ОД), активных континентальных окраин (АО), вулканических рифтов (ВР), вулканических зон (ВЗ), коллизионные интрузивные (КИ) и аккреционного скупивания (АС). Эта интерпретационная схема, как ни странно, отличается большей детальностью, по сравнению со схемой геолого-структурного районирования.

В данной работе, для привязки изучавшихся объектов автор использует структурную схему Сихотэ-Алинской области В.И. Рыбалко и Г.С. Белянского, с предлагаемыми этими авторами названиями тектонических зон (рис. 10).

2.2. Распространение силицитов в Сихотэ-Алине и в сопредельных районах

На территории Приморского, Хабаровского краев, Амурской области и Еврейской АО силициты распространены в отложениях различного возраста, от среднерифейских до кайнозойских, включительно.

Докембрийские и нижнепалеозойские силициты. Наиболее древние силициты (кварциты, железистые кварциты и графитистые кварциты) входят в состав метаморфизованных до амфиболитовой и гранулитовой фаций образований протерозойского фундамента Ханкайского массива: ружинской, матвеевской (средний рифей) и митрофановской (верхний рифей) свит (Геология СССР, 1969; Государственная..., 2006). Кварциты, кремни и фтаниты участвуют в строении венд-кембрийской и нижнекембрийской осадочных серий: мурандавской, лондоковской свит и кимканской толщи Буреинского массива; прохоровской, волокушинской, дальзаводской, рудоносной, смольнинской свит осадочного чехла Ханкайского массива, представляющих по В.И. Рыбалко и Г.С. Белянскому геодинамические комплексы пассивных континентальных окраин (Государственная..., 2006). Местами силициты слабо метаморфизованы и сохранили остатки порообразующих организмов с кремневым скелетом. Особенностью кембрийского кремненакопления для этого района считается однообразие планктонных кремнеосадителей *Blastulospongia* и *Sacculus* (кремнистых жгутиконосцев), при большом разнообразии бентосных (губок отрядов *Hexactinellida*, *Monaxonellida* и *Tetractinellida*) (Пансенко, 1999).

Среднепалеозойские кремневые породы (кремни, яшмы, слюдистые и графитистые кварциты) известны в вулканотерригенном деформированном осадочном чехле Ханкайского массива: в отложениях кордонкинской свиты (S₁, Западно-Приморская зона) и тамгинской свиты (D₁, Тамгинский прогиб).

Верхнепалеозойские силициты слагают толщи, а также линзы и прослои в осадочных сериях деформированного чехла Ханкайского массива: в барабашской и владивостокской свитах (P₂) Западно-Приморской зоны, в Малиновской,

Центральной и Прибрежной зонах Сихотэ-Алинской складчатой области (Государственная..., 2006).

В Центральной зоне, в Нижнебикинской и Хорско-Ариадненской подзонах, пачки кремней (до 30 м), содержащих ранне- и позднепермские радиолярии, объединены вместе с вышележащими песчаниками, туфопесчаниками, туфитами и базальтами в сольдинскую толщу ($P_{1-2} sl$). В Самаркинской подзоне (левый берег р. Журавлевка в районе с. Самарка) верхнепалеозойские кремни установлены в крупном (толщиной более 31 м) известняково-кремневом олистоплаке, заключенном в матриксе юрских терригенных пород (Киреева, 1987). Здесь два пласта известняков толщиной 12-14 и 8-10 м подстилаются, перекрываются и разделяются слоем (5 м) серых кремней. Богатый комплекс фузулинид в нижнем и верхнем слоях известняка свидетельствуют о конденсированном разрезе отложений башкирского, московского и касимовского и нижней части гжельского ярусов среднего и верхнего карбона (Киреева, 1987).

В Прибрежной зоне, в Кривинской подзоне, ванчинская толща ($P_2 vn$) включает пачки кремней, с микрофауной мидийского и джюльфинского ярусов. В Щербаковской подзоне кремни и яшмы участвуют в строении черноручьинской толщи (P_2). В околорифовых фациях зародковской серии (D_3-P_2), окаймляющих верхнепалеозойские известняковые массивы, силициты слагают пачки, толщиной до первых десятков метров (Руденко, Панасенко, 1990). По фауне радиолярий и конодонтов они принадлежат различным стратиграфическим уровням, от башкирского яруса среднего карбона до дорашамского яруса верхней перми (Государственная..., 2006). Роль организмов в накоплении пермских кремневых толщ варьировала. В ассельский и сакмарский века преобладали спумеларии, а в середине пермского периода (в артинско-кубергандинский интервал) значительно возрасла роль спикул губок. В мургабско-раннемидийское время преобладало накопление спумелариевых илов, которое сменились отложением фоликукулосовых илов в позднемидийское время, а затем (в джюльфинско-дорашамское время) снова спумелариевых кремнистых илов (Панасенко, 1999).

Триасовые силициты распространены в Баджальской и Ванданской зонах Сихотэ-Алинской области (Хабаровский край), во всех подзонах Центральной зоны: Кривинской (ивановская толща, $T_{1-3} iv$), Нижнебикинской, Хорско-Ариаднинской, Самаркинской, (кремнистая толща, T_{2-3}), Анюйской и Хорско-Тормасинской (джаурская свита, $T_{2-3} dj$), в Дальнегорской и Щербаковской подзонах Прибрежной зоны (горбушинская серия, $T_1-K_1 gr$).

Юрские силициты известны практически во всех зонах и подзонах Сихотэ-Алиня. Они образуют слои и линзы (толщиной до десятков метров) в терригенных или вулканогенно-терригенных отложениях – сангинской ($J_{1-2} sn$) и светлореченской ($J_3 sr$) свитах Анюйской подзоны, хасамийской толщи ($J_{1-2} hs$) Нижнебикинской и Хорско-Ариадненской подзоны, самаркинской ($J_{2-3} sm$) и тудовакской ($J_{2-3} td$) свитах Самаркинской подзоны, кададинской толщи ($J_{2-3} kd$) Хорско-Тормасинской подзоны, эрдагоусской свите ($J_2-K_1 er$) Восточной и Прибрежной зон, култухинской свите ($J_3-K_1 kt$) Нижнебикинской подзоны.

Меловые силициты представлены единичными пластами и маломощными пачками глинистых кремней и кремневых аргиллитов в терригенных флише-

вых толщах Прибрежной и Восточной зон: берриас-валанжинских (таухинская и горюнская свиты), готерив-барремских (приманкинская свита, $K_1 pt$) и ранне-среднеальбских (светловоднинская свита, $K_1 sv$).

Кайнозойские силициты слагают пакки (до десятков метров), отдельные слои и линзы глинистых кремней, опок, опоковидных глин, туфодиадомитов и глинистых диадомитов в озерных туфогенно-терригенных комплексах кальдер и грабенов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Они известны в дат-палеоценовых отложениях богопольской, тадушинской, салибеской, эоцен-олигоценых буинской и сизиманской свит, в олигоцен-среднемиоценовых максимовской, кизинской, возновской, гранатовой свитах, в нижне-среднемиоценовых ботчинской и совгаванской свитах, и верхнемиоцен-раннеплиоценовой киловской толще (Олейников, Олейников, 2005). Олигоцен-среднемиоценовые диадомиты также встречаются в отложениях кайнозойских впадин на Ханкайском массиве.

Основным предметом исследования автора были широко распространенные в Сихотэ-Алинской области морские планктоногенные триасовые и юрские силициты, рассматриваемые ниже.

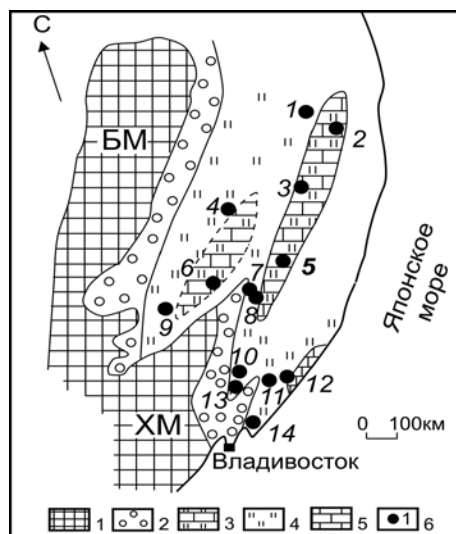
2.3. Разрезы триасовых отложений, их корреляция и возраст

Сложность строения разрезов выдвигает максимальные требования к детальности и комплексности исследования уже на стадии полевого изучения обнажений. В условиях недостаточной обнаженности территорий, при геологических съемках многие разрезы свит и толщ составлялись с использованием многокилометровых линий шурфов и канав, которые давали искаженное представление о строении разрезов и мощностях выделяемых стратиграфических подразделений. В то же время, хорошо обнаженные (в речных и дорожных врезках, дорожных карьерах), но сложно деформированные толщи нередко оказывались плохо или схематично изученными, недостаточно опробованными на фауну.

Как оказалось позднее, в этих обнажениях (рис. 12) представлены отложения довольно значительного стратиграфического диапазона – нескольких яру-

Рис. 12. Площади развития триасовых отложений.

1 – континентальных элювиальных и областей размыва; 2 – терригенных; 3 – карбонатно-кремневых, 4 – кремневых; 5 – известняковых рифовых; 6 – разрезы: 1 – п. Боктор, 2 – р. Гур, 3 – р. Анюй, 4 – г. Хабаровск, 5 – р. Хор, 6 – г. Бикин, 7 – р. Матай, 8 – р. Катэн, 9 – с. Шичанг (КНР), 10 – р. Огородная, 11 – руч. Балаганный, 12 – г. Дальнегорск, 13 – с. Бреевка, 14 – р. Корейская. ХМ – Ханкайский массив, БМ – Буреинский массив.



сов, отделов или даже систем. При расчленении довольно однообразных кремневых разрезов использовались петрографические различия толщ и пачек, характер и выдержанность слоистости, толщины элементарных циклитов (ТЭЦ), соотношение и выдержанность глинистых (ГЭЦ) и кремневых (КЭЦ) элементов элементарных циклитов (ЭЦ) и некоторые другие признаки. К тонкоплитчатым мы относили пачки, с толщиной элементарных циклитов равной 0,5-3 см, среднеплитчатым – 3-7 см, толстоплитчатым – 7-12 см, грубоплитчатым – более 12 см (Волохин и др., 2003).

2.3.1. Центральная и Прибрежная зоны

Бассейн р. Гур

Один из стратиграфически наиболее полных разрезов карбонатно-кремневого триаса расположен на правом берегу р. Гур, ниже впадения ее правого притока – р. Дюкали (рис. 13). Он представлял стратотип верхней части джаурской свиты (Геология СССР, 1966). Первые позднекарнийско-ранненорийские конодонты были выделены из известняков в средней части разреза (Волохин, 1985). Позднее, в нем были установлены отложения всех ярусов триаса от верхнего анизия (слои с *Neogondolella constricta*) до среднего нория (слои с *Epigondolella aff. postera*) включительно (Волохин и др., 1987; Бурий, 1989). Граница карнийского и норийского ярусов была уточнена в работе (Волохин и др., 1999). Разрез состоит из толщ плитчатых кремней и известняков, связанных постепенным литологическим переходом в единый макроциклит, мощностью 385-425 м (рис. 14):

I. Толща плитчатых кремней (52-71 м)

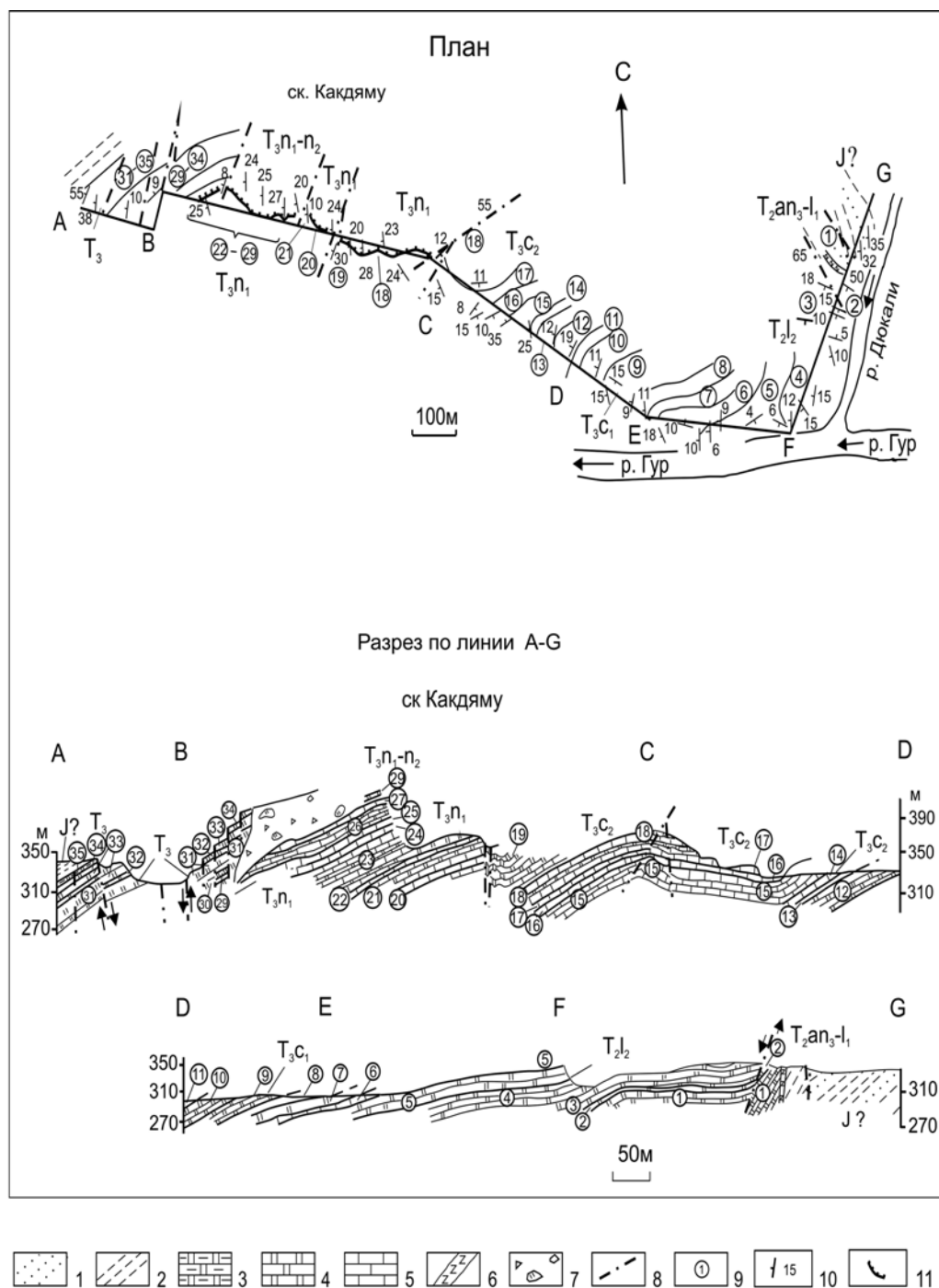
1. Кремни серые тонкоплитчатые, с толщиной элементарных циклитов (ТЭЦ = 1-4см, в среднем, 2-3см). Конодонты *Neogondolella constricta* (Mosher, Clark)7-20 м
2. Кремни серые средне-тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-5 см, в среднем, 4-5см)3-4 м
3. Кремни серые толстоплитчатые (ТЭЦ = 8-10 см), с прослоями грубоплитчатых (до 40 см), линзовидно-слоистые и субгоризонтально-слоистые с *Neocavittella* sp. внизу, и *Gladigondolella* cf. *tethidis* (Huckriede), *Paragondolella* cf. *foliata* Budurov вверху пачки10-16 м
4. Кремни серые среднеплитчатые (ТЭЦ = 4-8 см), с пакетами толсто- грубоплитчатых (ТЭЦ = 8-20 см), с *Carinella* cf. *mungoensis* (Diebel), *Paragondolella* cf. *foliata* Budurov в середине пачки (фототабл. I-1)17 м
5. Кремни серые грубоплитчатые (ТЭЦ до 20 см) в верхней части и средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 3-10 см, до 15 см) в нижней части пачки, содержащие неопределимые останки конодонтов. Верхние 3.5 м пачки содержат линзы и прослои (до 3 см) известняков14,5 м

II. Толща известняков (7-8,5 м)

6. Известняки светло-серые розоватые, и белые, с подчиненными прослоями, линзами (1-7 см) и желваками (до 10 см) темно-серых кремней (фототабл. I-2 и II-1)7-8,5м

III. Толща кремней (75 м)

7. Кремни серые и темно-серые, массивные в основании пачки и, выше – плитчатые линзовидно-слоистые, с подчиненными (1:10 – 1:30) линзами и прослоями (до 1 см)



1 – песчаники, 2 – алевроаргиллиты, 3 – глинистые кремни и кремневые аргиллиты, 4 – кремни, 5 – известняки, 6 – диабазы, 7 – четвертичные коллювиальные отложения (осыпи), 8 – разрывные нарушения, 9 – номера пачек, 10 – элементы залегания, 11 – кромка обрывов скал Какдямю.

Рис. 13. План и разрез триасовых отложений по р. Гур.

желтовато-серых известняков, с останками неопределимых конодонтов	10 м
8. Задерновано, глыбы кремней	8 м
9. Кремни серые и коричневатые-серые линзовидно-слоистые, средне-толстоплитчатые (ТЭЦ до 12 см) внизу и тонкоплитчатые вверх пачки. В нижней части, в прослое коричневых яшм – <i>Paragondolella polygnathiformis</i> (Budurov, Stefanov)	14 м
10. Кремни серые линзовидно-слоистые от средне- до толсто- и грубоплитчатых (ТЭЦ = 4-15 см, до 20 см), с линзами и прослоями белых известковистых кремней и <i>Epigondolella</i> sp.	15 м
11. Задерновано. Глыбы кремней и известняков с желваками кремней	6 м
12. Кремни светло-серые и светло-желтые грубоплитчатые (ТЭЦ = 10-50 см), с <i>Epigondolella</i> sp.	22 м

IV. Толща известняков с прослоями, линзами и желваками кремней (78 м)

13. Задерновано. Глыбы светло-серых и розовато-желтых известняков с желваками кремней	7 м
14. Известняки и доломитистые известняки бежевые, розовые и белые, грубоплитчатые линзовидно-слоистые вверх, и горизонтально-слоистые тонкоплитчатые внизу пачки, с линзами, прослоями (до 0,5 м) и желваками кремней, с <i>Metapolygnathus vialovi</i> Buryi, <i>M. communisti</i> Hayashi, <i>M. permicus</i> (Hayashi)	7 м
15. Известняки светло-серые и бежевые с подчиненными (1:3 – 1:5) желваками, линзами и редкими прослоями пятнистых серо-черных известковистых кремней. Верхние 8-10 м – желтовато-белые известняки и доломитистые известняки, переслаивающимися с темно-серыми кремнями. Кремневые линзы до 1,5-2 м в длину и толщиной 1-3 см; уплотненные желваки кремней толщиной до 5 см	22 м
16. Линзовидное переслаивание белых мелоподобных известняков и серых кремней, с конодонтами <i>Prionidina</i> sp. Пачка толстоплитчатая внизу и тонкоплитчатая вверх	6 м
17. Светло-желтые и белые известняки с подчиненными (от 1:1 до 1:5) желваками и линзами (длиной до 30 см, толщиной 5-20 см) кремней и прослоями темно-серых мергелей и известковистых кремней. В нижней части <i>Metapolygnathus permicus</i> (Hayashi) juv.	6 м
18. Линзовидное переслаивание светло-серых, серых и темно-серых кремней и светло-желтых доломитовых известняков. Линзы кремней, длиной 0,3-4 м и толщиной 1-20 см, иногда причудливой формы. Известняки кремнистые, местами насыщены изометричными желваками кремней. Соотношение карбонатов и кремней меняется от преобладания известняков до преобладания (2:1) кремней на отдельных интервалах пачки. В известняках – <i>Epigondolella abneptis</i> (Huckriede)	32 м

V. Толща линзовидно-слоистых кремней (20-25 м)

19. Кремни серые грубоплитчатые (ТЭЦ до 40-50 см), с подчиненными (1:3 – 1:4 внизу, 1:5 – 1:10 вверх пачки) прослоями светло-желтых розоватых и светло-серых известняков, с желваками (до 15 см) и линзами кремней (до 0,4 м)	20-25 м
---	---------

VI. Толща известняков с прослоями, линзами и желваками кремней (102-113 м)

20. Микститы, состоящие из глыб и щебня массивных белых и бежевых известняков, темно-серых и серых кремней, заключенных в дресвянисто-алевритовом известково-мергелистом матриксе (фототабл. I-3 и II-2). Объемное отношение кремней к известнякам 1:4 – 1:5. Остатки конодонтов	6-7 м
21. Грубое переслаивание (через 20-50 см) белых мелоподобных известняков, серых	

мергелей (толщиной до 15 см) и темно-серых кремней (20-25% объема пачки) (фото-табл. I-3). Встречаются толстые (до 1,3 м) пласты известняков, с желваками кремней и известковистых кремней20 м

22. Микститы, аналогичные породам пачки 20, но содержащие в середине пакет (0,7 м) переслаивающихся белых известняков и серых кремней5,8 м

23. Известняки и доломитовые известняки серые, светло-желтые и белые, с подчиненными (1:8 – 1:10) прослоями мергелей, желваками, линзами и прослоями серых кремней. Толщина известняковых слоев 10-200 см, кремневых – 3-15 см; размер желваков кремней до 40 см, длина линз до 5 м, толщина до 0,4 м. В подошве пачки *Metapolygnathus vialovi* Buryi, *M. cf. communisti* Hayashi, *M. spatulatus* (Hayashi) juv.38 м

24. Известняки белые мелоподобные и бежевые, серые глинистые известняки с подчиненными прослоями (1:4) и желваками кремней. Толщина слоев известняков 3-30 см, кремней – 1-10 см8 м

25. Мергели темно-серые массивные с редкими (10-15%) желваками кремней (10-15 см) причудливой формы. В средней части пачки – *M. vialovi* Buryi, *Paragondolella hallstattensis* (Mosher)7-10 м

26. Ритмичное переслаивание белых мелоподобных известняков, темно-серых кремней и подчиненных им глинистых известняков с желваками кремней, содержащихся в наиболее толстых (0,3-0,4 м) известняковых слоях. Вверху пачки *Epigondolella abneptis* (Huckriede)12-15 м

27. Известняки светло-желтые розоватые, белые мелоподобные и серые, слабо доломитистые, с прослоями, линзами и желваками кремней, с *Epigondolella* sp., *E. aff. postera* (Kozur, Mostler)5-7 м

28. Задерновано4 м

VII. Толща плитчатых кремней (51-54,5 м)

29. Кремни серые, реже яшмы сургучно-красные линзовидно-слоистые и горизонтально-слоистые, тонкоплитчатые (МЭЦ = 2-3 см) и среднеплитчатые (ТЭЦ = 5-8 см). В нижней части пачки редкие линзы серых желтоватых известняков, толщиной 2-3 см, с конодонтами *Epigondolella* sp.> 4 м

30. Кремни и реже яшмы средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 8-10см), с пакетами грубоплитчатых кремней (до 40 см)5 м

31. Кремни линзовидно- и субгоризонтально-слоистые грубоплитчатые (ТЭЦ = 1-40 см, чаще – 15-25 см), с подчиненными пакетами тонкоплитчатых (ТЭЦ = 3-4 см) кремней и неопределимыми конодонтами17 м

32. Кремни серые линзовидно- и горизонтально-слоистые средне- и тонкоплитчатые3-3,5 м

33. Кремни серые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 2-4 см) ритмично-горизонтально-слоистые, с единичными толстыми (8-10 см) прослоями кремней и пакетом (0,7 м) линзовидно-слоистых кремней (толщина линз до 15-20 см) (фототабл. I-4), с измененными неопределимыми конодонтами10-11 м

34. Кремни серые средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 6-12 см) субгоризонтально-слоистые, с редкими прослоями светло-желтых (бежевых) кремней и остантками неопределимых конодонтов8 м

35. Глинистые кремни серые массивные, внизу пачки – линзовидно-слоистые толстоплитчатые (ТЭЦ = 10-40 см), с сильно измененными конодонтами5-6 м

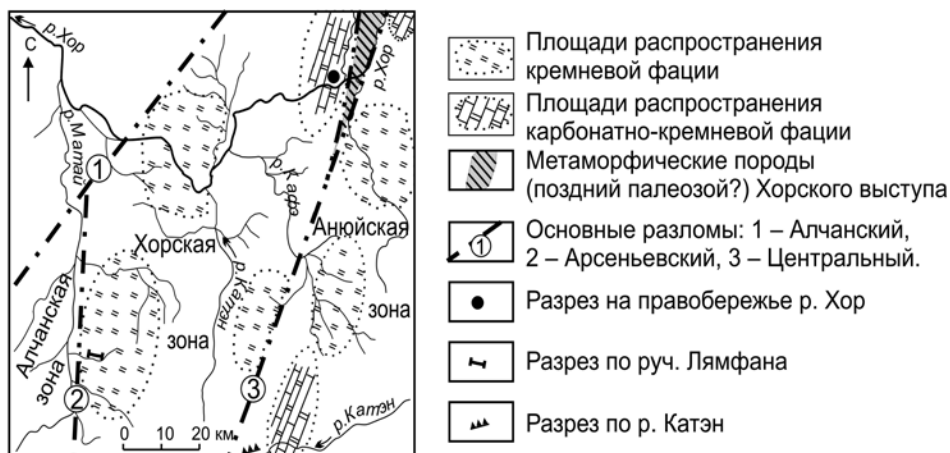
Пачка 35 завершает разрез джаурской свиты. На ней согласно залегают алевроаргиллиты хунгарийской свиты (J_1 hg). Общая мощность триасовых отложений – 385-425 м, что в 2,5 раза меньше, чем устанавливалось ранее (Геология СССР, 1966).

Возраст толщ и пачек разреза р. Гур. Обоснование возраста отложений по фауне конодонтов приведено в работах (Волохин и др., 1987; Бурий, 1989), с уточнением границы верхнекарнийских и нижненорийских отложений сделанным позднее (Волохин и др., 1999). В разрезе представлена большая часть седиментационного макроциклита, включающего отложения от позднего анизия (пачка 1 с *Neogondolella constricta*) до, по-видимому, конца триаса. Граница ладинского и карнийского ярусов условная, по подошве пачки 6, так как последние позднеладинские *Paragondolella foliata* и *Carinella* cf. *mungoensis* установлены в пачке 4, а первые раннекарнийские *Paragondolella polygnathiformis* встречаются только в 9-й пачке. Пачки 6-12 нижнекарнийские, а пачки 12-17 – верхнекарнийские, по присутствию *Metapolygnathus communisti* и *M. permicus*. Пачки 18-26 с ранненорийскими конодонтами отнесены к нижнему норию. Отложения пачки 27 с *Epigondolella* aff. *postera*, и вышележащих пачек 28-35, с останками неопределимых конодонтов, отнесены к среднему – верхнему норию и рэту условно.

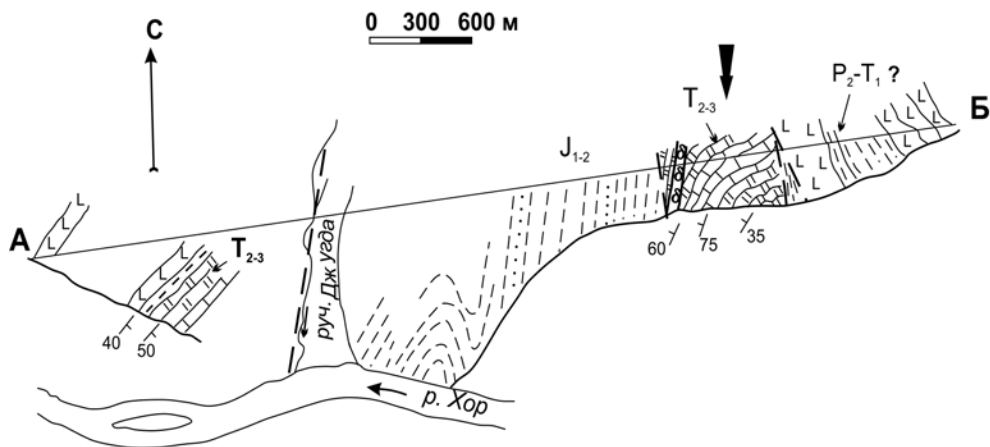
Строение стратотипа нижней части джаурской свиты на правобережье р. Джаур (0,4-2 км выше руч. Нижний Полумай) не соответствует его описанию в 19 томе «Геологии СССР. Хабаровский край» (1966), согласно которому нижняя подсвита (870-910 м) начиналась базальными конгломератами (25-30 м), выше которых залежали диабазы, диабазовые порфириты и спилиты (250-270 м), а еще выше – кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы различной окраски (410 м), с единичными пластами песчаников (до 10 м). Завершался разрез толщей (130-140 м) песчаников (Геология СССР, 1966). По нашим наблюдениям, в этом разрезе отсутствуют базальные конгломераты, а основные вулканы представляют гипабиссальный интрузив. Значительная часть стратотипа сложена черными алевроаргиллитами, с подчиненными пластами (1-10 м) темно-серых тонко- и мелкозернистых и серых среднезернистых аркозовых песчаников. Терригенные породы «стратотипа» включают несколько маломощных (1-5 м) тел зеленовато-серых кремней и пачку (25 м) ритмичного переслаивания кремней, яшм и кремнистых аргиллитов, которые, по-видимому, представляют олистоплаки заключенные в матриксе алевроаргиллитов юрского(?) возраста. Ранее, из этого разреза был описан комплекс радиолярий, считавшийся поздне триасово-раннеюрским (Жамойда, 1972). В кремнях и яшмах нами были установлены только средне триасовые конодонты *Neogondolella mombergensis* (Tatge), *Paragondolella* sp., *Neospathodus* sp., *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Prionidina muelleri* (Tatge), свидетельствующие о принадлежности силицитов к тому же стратиграфическому уровню, что и пачек 1-5 в разрезе по р. Гур (Волохин и др., 2003).

Бассейн р. Хор

В среднем Сихотэ-Алине выходы карбонатно-кремневого и кремневого триаса известны на левобережье и правобережье р. Хор. Восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 15) эти отложения относились к джаурской,



ПЛАН обнажения на правом берегу р. Хор



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б

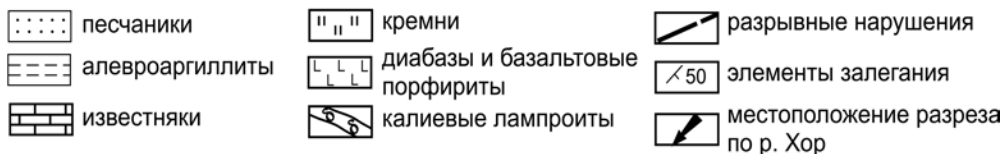


Рис. 15. Распределение триасовых фаций в бассейне р. Хор и положение изученного разреза.

а западное разлома – к краснореченской свите поздне триасово-раннеюрского возраста (Шевелев, 1988).

Наиболее полный карбонатно-кремневый разрез триаса описан по скальным выходам на правом берегу р. Хор, в 2-х км ниже устья р. Коломи, на юго-восточном крыле крупной синклинали (или синформы) (Волохин и др., 1999) (рис. 15). Здесь триасовые кремни подстилаются фаунистически немymi черными алевроаргиллитовыми сланцами, относившимися при геологическом картировании В.И. Анойкиным условно к верхнему триасу. В данном обнажении (рис. 16, 17) из 57 проб известняков и кремней выделены конодонты, позволившие установить последовательность триасовых отложений, от среднего анизия до верхнего нория-рэта включительно. Снизу вверх выделяются:

I. Толща кремневых аргиллитов и алевроаргиллитов (> 13 м)

1. Кремневые аргиллиты серые и зеленовато-серые, линзовидно-слоистые, среднетонкоплитчатые (ТЭЦ = 2-6 см), с подчиненными глинистыми кремнями и черными алевроаргиллитами (10-15%), с *Paragondolella bulgarica* Budurov et Stephanov, *Neogondolella constricta* (Mosher et Clark) 3 м

2. Кремневые аргиллиты серые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-3 см), с подчиненными (1:5 – 1:10) слоями черных аргиллитов. Вверху, прослой (0,3 м) тонкослоистых черных кремнистых аргиллитов 1,4 м

3. Глинистые кремни серые субгоризонтально-слоистые тонко-среднеплитчатые

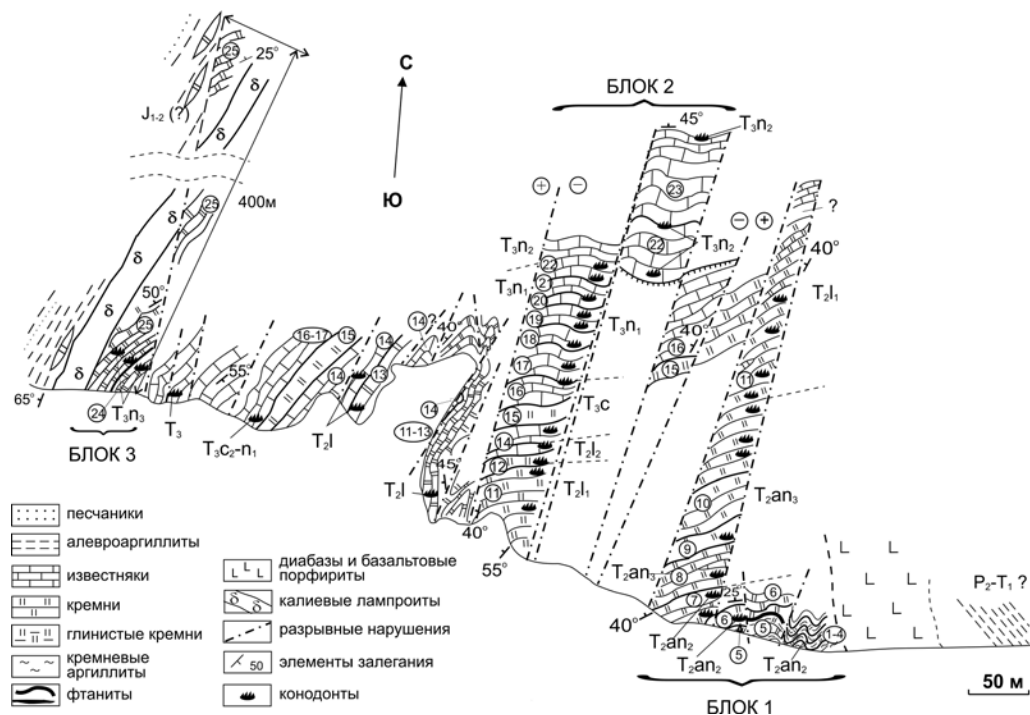


Рис. 16. План обнажения карбонатно-кремневого на правом берегу р. Хор (ниже устья р. Коломи).

Paragondolella cf. *bulgarica* Budurov et Stephanov25-30 м

III. Толща плитчатых кремней (145-165 м)

6. Кремни серые грубоплитчатые (ТЭЦ = 12-30 см, обычно от 15 до 25 см) субгоризонтально-слоистые, с редкими пакетами (до 1 м) среднеплитчатых (ТЭЦ = 3-6 см) кремней, с *Paragondolella bulgarica*6 м

7. Кремни серые, голубовато-зеленоватые толстоплитчатые (ТЭЦ = 8-12 см) субгоризонтально-слоистые, до линзовидно-слоистых, с линзами и прослоями (5-10%) доломитов и кремнистых доломитов, со среднетриасовыми конодонтами *Neogondolella* sp., *N. cf. constricta* (Mosher et Clark), *Paragondolella* sp., *Gladigondolella* sp., и *Neospathodus* cf. *kockeli* (Tatge)26 м

8. Кремни серые, зеленовато-голубоватые толстоплитчатые (ТЭЦ = 2-16 см, в среднем, 8-10 см), с подчиненными (1:6 – 1:7) линзами и прослоями (0,5-7 см) светло-серых и бежевых доломитов и известковисто-доломитистых кремней. В подошве пачки – *Neogondolella constricta* (Mosher et Clark), в середине – *Neogondolella* sp. indet8 м

9. Кремни светло-серые (до белых), зеленоватые, на выветрелых поверхностях – бежевые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 0,5-1,5 см) с *Paragondolella hanbulogi* Sudar et Budurov3 м

10. Кремни серые, на выветрелой поверхности коричневатые, линзовидно-слоистые грубоплитчатые (ТЭЦ = 20-25 см), с редкими пакетами тонко-толстоплитчатых (ТЭЦ = 3-10 см), с *Neogondolella* sp.9,5 м

11. Кремни светло-серые, почти белые, местами голубовато-зеленоватые, на выветрелых поверхностях розоватые (до коричневых) толсто- грубоплитчатые (ТЭЦ = 10-50 см), с редкими пакетами тонкоплитчатых (ТЭЦ = 1-3 см) кремней и линзами доломитов и кремнистых доломитов в середине пачки. В нижней части – *Neogondolella* sp. indet., *Paragondolella* cf. *hanbulogi*; выше – *Neogondolella mombergensis* (Tatge), *N. aff. excentrica* Budurov et Stephanov, *Sephardiella* sp. indet., *S. mungoensis* (Diebel), *P. cf. excelsa* Mosher73-90 м

12. Кремни серые и светло-серые тонко-толстоплитчатые (ТЭЦ = 2-10 см) от субгоризонтально- до линзовидно-слоистых, с линзами и прослоями (1-3 см) известняков, доломитов и известковых кремней. В кровле – *Gladigondolella tethydis* (Huck.) juv., *Paragondolella* cf. *tadpole* (Hayashi)5,5 м

13. Кремни темно-серые, на выветрелой поверхности буровато-желтые, от средне- до грубоплитчатых (ТЭЦ = 8-15 см внизу и 6-10 см –верху пачки). В середине пачки – линзы и прослои (1-3 см) черных кремней, а в верхней половине – подчиненные (1:5 – 1:10) прослои (1-2 см) карбонатов. В кровле пачки – *Paragondolella* cf. *excelsa*, *Neogondolella* sp. indet13,5 м

IV. Толща карбонатных пород (8-16 м)

14. Известняки, кремнистые известняки и доломиты черные и темно-серые средне-толстоплитчатые, с подчиненными (15-20%) линзами и прослоями (1-3 см) серых кремней. В 1 м ниже видимой кровли пачки – *Neogondolella* cf. *praeangusta* Kozur, Mirauta et Mock, *Paragondolella* cf. *foliata* Budurov8-16м

V. Толща плитчатых кремней (более 6,5 м)

15. Кремни буровато-серые известковистые, с линзами черных кремней и неопределимыми конодонтами. В верхних 1,5 м – линзы (0,5-3 см) карбонатов (до 30-40%)> 6,5 м

VI. Толща карбонатных пород (113-124 м)

16. Известняки серые и темно-серые, с линзами и желваками (в среднем, 20-30%, вни-

зу пачки – до 40-50%) буровато-серых кремней и останками неопределимых конодонтов

.....7,5 м

17. Известняки темно-серые массивные и слабо плитчатые, с желваками и линзами (до 8 см) кремней (около 10%), с *Epigondolella abneptis* (Huck.), *Metapolygnathus vialovi* Buryi, *M. cf. primitia* Mosher9,5 м

18. Известняки темно-серые и серые средне-толсто плитчатые, с прослоями желтых доломитов, желваками и линзами (толщиной 1-8 см) серых кремней и известковистых кремней (в среднем, 15-20%, в нижней части пачки до 50%), с *Metapolygnathus cf. vialovi* Buryi в подошве и середине пачки14,5 м

19. Известняки серые и темно-серые грубо плитчатые (ТЭЦ = 10-35 см) отчетливо ритмичные, с пакетами (0,5-1 м) тонко-средне плитчатых, с редкими желваками кремней и *Metapolygnathus cf. linguiformis* Mosher, *M. aff. vialovi* Buryi10 м

20. Известняки темно-серые грубо плитчатые, реже массивные (ТЭЦ = 20-100 см), с редкими пакетами тонко-средне плитчатых (ТЭЦ = 2-6 см). Вблизи подошвы – *Metapolygnathus sp.*, в 0,8 м ниже кровли – *M. aff. permicus* (Hayashi), *M. vialovi*6,5 м

21. Известняки серые и темно-серые разно плитчатые: переслаивание пакетов (до 40 см) тонко плитчатых (ТЭЦ = 1-3 см), средне-толсто плитчатых и грубо плитчатых (ТЭЦ = 15-20 см) известняков3 м

22. Известняки темно-серые и серые толсто-грубо плитчатые (ТЭЦ = 5-20 см), с редкими (2-3%) линзами и желваками кремней. В подошве – *Epigondolella cf. abneptis*, *Metapolygnathus vialovi*, в 5 м выше подошвы – *M. cf. nodosus* (Hayashi), *M. cf. vialovi*, в 3 м выше – *E. abneptis*, *M. primitia* Mosher, *Ancyrogondolella triangularis* Budurov. Далее, в 2,5 м выше – *M. vialovi*, *M. spatulatus* (Hayashi), *Paragondolella steibergensis* (Mosher), *E. multidentata* Mosher, *E. abneptis*, *Ancyrogondolella triangularis*, еще в 3 м выше – *Metapolygnathus sp. indet.*, *E. abneptis*. Вверху пачки *E. abneptis*, *E. multidentata*32-33 м

23. Известняки серые и темно-серые от тонко- до грубо плитчатых (ТЭЦ = 1-25 см, чаще, 10-15 см), с конодонтами *Neogondolella sp.*, *Metapolygnathus cf. spatulatus*, в подошве пачки, и *Epigondolella aff. bidentata* Mosher, *Metapolygnathus spatulatus* вверху пачки40-50 м

Выше лежащие слои обнажаются в тектоническом блоке 3 между известняками пачки 23 и дайкой калиевых лампроитов, на контакте юрскими алевролитами (рис. 16).

VII. Толща плитчатых кремней (> 15 м)

24. Кремни светло-серые зеленоватые тонко-средне плитчатые линзовидно-слоистые, с линзами (2-10 см) известняков и известковых кремней (в среднем, 15-25%, в середине пачки – до 50%). В основании пачки – *Epigondolella aff. mostleri* (Kozur et Mostler)3 м

25. Кремни серые и светло-серые зеленоватые средне плитчатые (ТЭЦ = 2,5-15 см, в среднем 3-4 см) линзовидно-слоистые, в нижней части, и субгоризонтально-слоистые, в середине пачки. Вблизи дайки, в верхних 6 м пачки, кремни брекчированы и пропитаны кварцевыми прожилками. В подошве пачки – *Parvigondolella sp. indet.*, *Misikella cf. posthernsteini* Kozur et Mock, *Epigondolella cf. slovakensis* Kozur> 12 м

Полная мощность толщи VII в данном районе не превышает 65 м.

На интервале между вторым и третьим блоками разреза (рис. 16) обнажаются кремни и известняки, литологически сходные с пачками 13, 14, 15, 16 и 17 и содержащие ладинские и поздне триасовые конодонты. Верхняя часть пачки 25,

где найдены лишь измененные останки конодонтов, возможно, принадлежит рэт-скому ярусу.

В разрезе по р. Хор триасовая кремневая формация представлена почти полностью, за исключением самых верхних слоев пачки 25 (рэт – низы юры?) и некоторых слоев (метры – первые десятки метров) потерянных на тектоническом контакте пачек 23 и 24. Мощность среднеанизийско-верхненорийских отложений в разрезе – 355-381 м, а полная мощность формации в бассейне р. Хор, оценивается в 430 м или немного более.

Сравнение разрезов в бассейнах рек Хор и Гур. Разрезы р. Хор и р. Гур, относились к разным свитам: краснореченской и джаурской. Но по строению, составу и возрасту слагающих их толщ они близки. Их сходство заключается в циклическом строении, с приуроченностью карбонатных толщ к карнийско-средненорийскому уровню, сменяющихся ниже и выше по колонке толщами плитчатых кремней. В разрезе р. Хор лучше представлены низы формации и переход ее к подстилающей терригенно-вулканогенной толще. В разрезе р. Гур больше суммарная мощность (около 200 м) карбонатных толщ и установлены два подводно-оползневых горизонта в нижненорийских отложениях. Здесь не обнажена большая часть анизийских слоев, но вверху установлена пачка глинистых кремней, переходная от толщи плитчатых кремней (толщи VII) к вышележащим терригенным отложениям хунгарийской свиты ($J_{1,2}$?). Полная мощность карбонатно-кремневого триаса в бассейне р. Гур может достигать 500 м.

Бассейн р. Анюй

В среднем течении р. Анюй карбонатно-кремневые отложения триаса, при геологических съемках масштаба 1:50000 (Л.Н. Серебряковым и др., 1968 г., 1971 г.; Б.Г. Матвеевым и др., 1969 г.), были закартированы как нижняя толща юрской системы. Позже, при картосоставительских работах масштаба 1:200 000 они были отнесены к нижней подсвите джаурской свиты ($T_3-J dj$), мощностью 1200 м (Мартынюк, 1984), которая, по нашим данным, значительно завышена (Волохин и др., 2000).

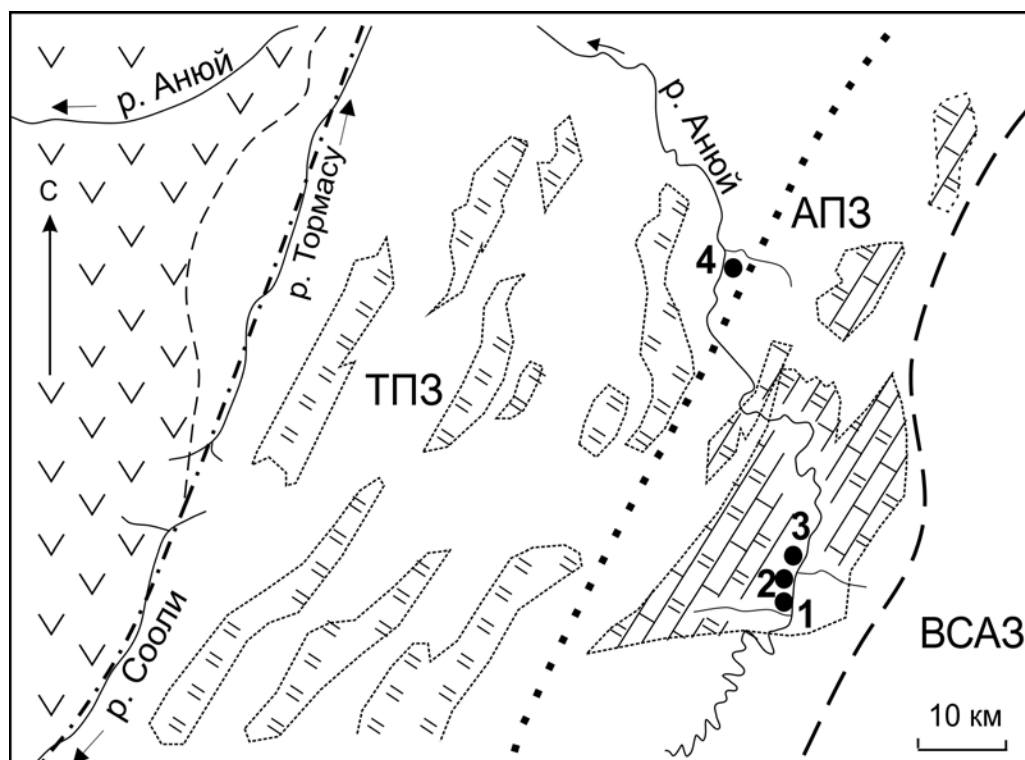
В бассейне р. Анюй изучались разрезы триаса вблизи устьев ее притоков – ручья Неудачного, кл. Солонцового, р. Уджаки и р. Таусы (рис. 18, 19).

Разрез вблизи устья руч. Неудачного. На левом берегу р. Анюй, 2-2,2 км ниже устья р. Сагды-Биаса и 750-800 м южнее устья левого притока р. Анюй руч. Неудачного, обнажается толща плитчатых кремней и яшм, с падением на СЗ под углом 65-70°. Стратиграфически снизу вверх обнажаются:

1. Кремни глинистые тонко-среднеплитчатые ($TЭЦ = 1-7$ см) субгоризонтально-слоистые, с *Paragondolella cf. bulgarica* (Budurov, Stefanov) в кровле пачки2,9 м

2. Кремни глинистые зеленовато-серые средне-толстоплитчатые (преобладают циклиты с $TЭЦ = 5-10$ см). Толстые кремневые слои фактически состоят из нескольких слившихся, вследствие предельного утонения глинистых элементов циклитов ($TЭЦ = 1-1,5$ см)1,4 м

3. Кремни глинистые тонкоплитчатые ($TЭЦ = 1-5$ см, в среднем, 2,5-3 см) субгоризонтально-слоистые, с *Paragondolella* sp. вверху пачки. Отношение $ГЭЦ:КЭЦ$ варьиру-



- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Площади выходов образований кремневого триаса | | Центральный Сихотэ-Алинский разлом |
| | Площади выходов образований карбонатно-кремневого триаса | | Граница кремневой и карбонатно-кремневой фаций триаса |
| | Покровы верхнемеловых, палеогеновых и миоценовых вулканитов | | Граница Центральной и Восточной (ВСАЗ) зон Сихотэ-Алиня |
| | Вулканогенно-терригенные толщи: триаса и юры в Тормасинской (ТПЗ), юры и нижнего мела в Анюйской (АПЗ) подзонах | | Разрезы: 1 – кл. Неудачного, 2 – правобережья руч. Солонцового, 3 – левобережья руч. Солонцового, 4 – р. Таусы |

Рис. 18. Распределение фаций и положение изученных разрезов триасовых отложений в бассейне р. Анюй.

ет от 1:5 до 1:23,8 м

4. Кремни глинистые рассланцованные (в зоне расланцевания – два послойных разрыва) серовато-зеленые, с будинированными силлами, толщиной 0,6-0,7 м, базальтоидов18-20 м

5. Кремни и глинистые кремни зеленовато-серые, с прослоями фтанитов и глинистых фтанитов будинированные, с неопределимыми конодонтами5-6 м

6. Кремни зеленовато-серые тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 1-6 см), переслаивающиеся с кремневыми аргиллитами и глинистыми кремнями. В кровле пачки конодонты *Neogondolella* sp.1,5 м

7. Яшмы тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-3 см) субгоризонтально-слоистые (до линзовидно-

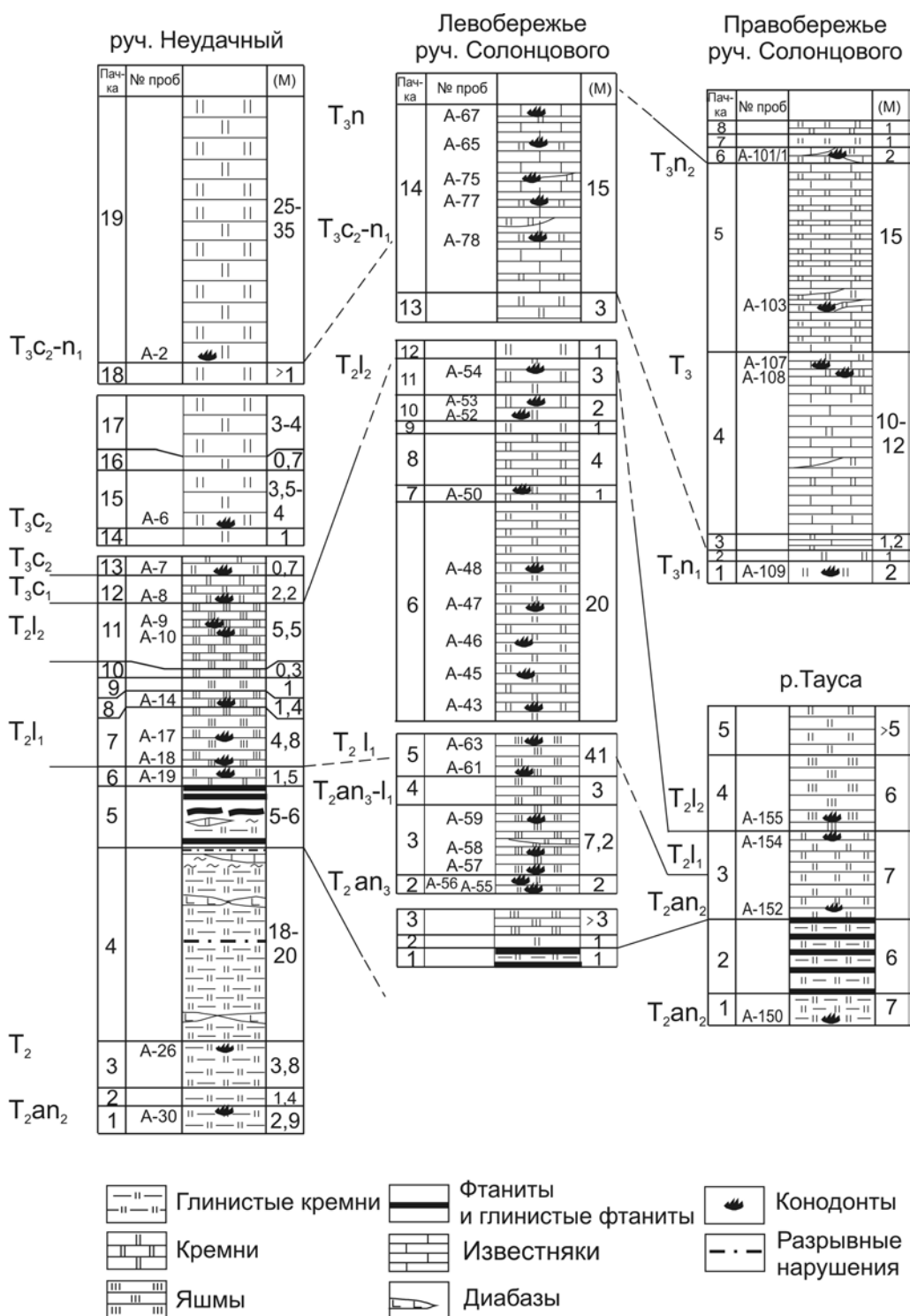


Рис. 19. Колонки триасовых отложений в бассейне р. Аной.

слоистых), с линзами и неправильной формы выделениями зеленовато-серых кремней. В подошве слоя конодонты *Neogondolella* cf. *excentrica* Budurov, Stefanov; в 1,7 м выше – *Neogondolella* cf. *tombbergensis*4,8 м

8. Яшмы тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 1-7 см) с *Neogondolella* sp. indet. в подошве пачки1,4 м

9. Яшмы сургучно-красные тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-3 см), аналогичные слою7 1 м

10. Яшмы толстоплитчатые (ТЭЦ = 10-12 см), с линзами и причудливыми выделениями зеленовато-серых кремней0,3 м

11. Яшмы слабо глинистые красновато-коричневые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 0,5-7, в среднем, 0,5-3 см) субгоризонтально-слоистые до линзовидно-слоистых, с неправильными выделениями и тонкими линзами (4-7%) зеленовато-серых кремней. Отношение толщин ГЭЦ:КЭЦ варьирует от 1:5 до 1:10. Конодонты *Sephardiella* sp., *Neogondolella* juv. sp. indet., *Lonchodina* sp.5,5 м

12. Кремни зеленовато-серые тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 0,5-5 см) субгоризонтально-слоистые с *Sephardiella* sp. и *Gladigondolella* sp. в подошве пачки2,2 м

13. Кремни зеленовато-серые толстоплитчатые с *Metapolygnathus communisti* Hayashi0,7 м

Далее, колонку надстраивают слои, обнажающиеся ниже по течению, в 45 м на левом берегу р. Анюй. Потери мощности на закрытом интервале разреза составляют не более 25-30 м.

14. Кремни светло-серые тонкоплитчатые с прослоями средне-толстоплитчатых1 м

15. Кремни среднеплитчатые серые, с *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi), *M. permicus* (Hayashi)3,5-4 м

16. Кремни светлые зеленовато-серые тонкоплитчатые0,7 м

17. Кремни серые и темно-серые горизонтально-слоистые, толстоплитчатые (ТЭЦ = 3-16 см, чаще 8-15 см) слабо углеродистые3-4 м

После задернованного интервала разреза (75-95 м) обнажаются:

18. Кремни светло-серые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1 см)> 1 м

19. Кремни серые толсто-грубоплитчатые, с пакетами тонкоплитчатых яшм, переслаивающихся с глинистыми кремнями (ТЭЦ = 2-5 см), с *Metapolygnathus* aff. *vialovi* Buryi20-35 м

Суммарная мощность анизийско-нижненорийских силицитов в разрезе оценивается в пределах 75-97 м. С учетом пропусков на задернованных интервалах, полная мощность отложений этого возраста может оцениваться в 175-222 м.

Разрез левобережья руч. Солонцового. На левобережье р.Анюй, в левом борту долины руч. Солонцового обнажаются анизийско-нижненорийские плитчатые кремни, яшмы и известняки, смятые в мелкие, местами опрокинутые и лежащие складки. В 70 м выше устья старого русла руч. Солонцового у подножья склона обнажаются:

1. Глинистые фтаниты и фтаниты, переслаивающиеся со светло-серыми опоковидными глинистыми кремнями> 1 м

2. Зелено-серые плитчатые кремни0,5-1 м

3. Яшмы сургучно-красные плитчатые> 3 м

Выше – разрыв, по которому на яшмы пачки 3 надвинуты тонкоплитча-

тые и среднеплитчатые кремни и известняки позднего триаса. Надстраивающие пачку 1 отложения установлены на водоразделе, в 350-370 м к СЗ от угла левого борта долины руч. Солонцового и р. Анюй. Здесь преимущественно обнажена верхнеанизийско-нижнеладинская часть разреза:

2. Кремни серые субгоризонтально-слоистые, тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-6 см, в среднем, 3 см); сверху серые бледно-зеленые (ТЭЦ = 1-10 см, чаще, 4-10 см), с *Neospathodus* cf. *kockeli* (Tatge), *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Paragondolella* cf. *excelsa* Mosher2 м

3. Яшмы вишнево-красные от тонко- до толстоплитчатых (ТЭЦ = 1-12 см), с преобладанием тонко-среднеплитчатых, с подчиненными (1:15 – 1:20) тонкими линзами и прослоями бледно-зеленых кремней. Конодонты *Neogondolella constricta* (Mosher, Clark), *Paragondolella excelsa* Mosher, *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Neospathodus* cf. *dieneri* (Sweet), вблизи кровли – *Neogondolella* sp.7,2 м

4. Яшмы сургучно-красные, от тонко- до толстоплитчатых, с подчиненными (1:5) прослоями зеленовато-серых кремней. Толщина слоев яшм – 2-17 см, кремней – 1-5 см2,5-3 м

5. Яшмы кирпично-красные нечетко толстоплитчатые (ТЭЦ = 10-15 см), с *Neogondolella* cf. *szaboi* (Kovács) в подошве и *Neospathodus* cf. *zacsii* Buryi в кровле пачки4,1 м

6. Кремни серые и зеленовато-серые (оливково-зеленые) субгоризонтально-слоистые среднеплитчатые, с *Paragondolella* sp., *Neogondolella szaboi*, *N. mombergensis* (Tatge), *N. cornuta* Budurov, Stephanov19,6 м

7. Кремни серые, переслаивающиеся с табачно-зелеными глинистыми кремнями, тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 1-5 см, обычно 2,5-4 см). В кровле – *Neogondolella* sp.1 м

8. Кремни серые средне-толстоплитчатые (ТЭЦ, в среднем, 6-7 см, редко до 20 см)4 м

9. Кремни серые толстоплитчатые линзовидно-слоистые до субгоризонтально-слоистых0,7-1,0 м

10. Кремни серые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-6 см, чаще, 2-4 см) от линзовидно- до субгоризонтально-слоистых, в середине пачки – *Neogondolella* cf. *constricta* (Mosher, Clark), *Paragondolella* sp. indet. juv. Вверху пачки – *N. constricta*2,2 м

11. Кремни серые тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 1-10 см, в среднем, 3-5 см), с *Neogondolella bakalovi* Budurov, Stephanov; *N. cf. mombergensis* вверху пачки2,8 м

12. Кремни серые толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 1-15 см, чаще 6-15 см) линзовидно-слоистые0,8-1 м

13. Кремни белые, желтые и серые толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 5-30 см, чаще 8-25 см)> 2,5 м

14. Известняки толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 5-45 см) от белых желтоватых и желтовато-коричневых пелитоморфных до темно-серых, с прослоями, линзами и желваками кремней, пакетами переслаивания известняков и кремней. Объемное отношение кремней к известнякам варьирует от 2:3 (в подошве) до 1:40 (в середине пачки). Конодонты *Metapolygnathus primitia* (Mosher) и *M. vialovi* Buryi в нижней половине; *M. aff. vialovi*, *M. aff. luingiformis* Hayashi, в середине, и *M. primitia*, *Epigondolella* sp. вверху пачки5 м

Суммарная мощность среднеанизийско-нижненорийских отложений в разрезе 69-70 м.

Разрез на правом берегу руч. Солонцового расположен в правом борту долины руч. Солонцового и по левому берегу р. Анюй, в 700 м к югу от вышеописанного разреза по левому борту долины руч. Солонцового. В этом обнажении

триасовые силициты и известняки надвинуты на титонские(?) черные алевролиты, с прослоями буровато-серых песчаников, серых кремнистых алевроаргиллитов, и обнажаются в замке и крыльях наднадвиговой антиклинальной складки:

1. Кремни серые и желтые розоватые толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 8-20 см) с *Metapolygnathus permicus* (Hayashi), *M. aff. spatulata* (Hayashi) 2 м
 2. Кремни розовато-серые и серые с подчиненными прослоями и линзами известняков 1 м
 3. Кремни серые, переслаивающиеся в равном соотношении с известняками 1,2 м
 4. Известняки серые, с подчиненными (1:2) линзами и желваками кремней, прослоями (3-5 см) черных аргиллитов (5-8%) вверху пачки, с *Epigondolella* sp., *Metapolygnathus* sp. 10-12 м
 5. Известняки с прослоями, линзами и желваками кремней в равном с ними соотношении 15 м
 6. Кремни серые, на выветрелой поверхности желтовато-серые, известковистые, с невыдержанными прослоями и линзами серых и розовато-серых известняков. Отношение известковых кремней к кремням и известнякам – 2:1:1. В известняках – *Metapolygnathus* sp., *Epigondolella* aff. *multidentata* Mosher 1,7 м
 7. Кремни розовато-серые толсто-грубоплитчатые 1 м
 8. Кремни серые толстоплитчатые и тонкоплитчатые субгоризонтально-слоистые 1 м
- Мощность обнажающейся ниже-средненорийской части разреза составляет 33-35 м.

Линзы и пласты (до 15-20 м) известняков в кремнях также обнажаются вблизи устья р. Уджаки (правого притока р. Анюй), и в правом борту долины р. Уджаки в 5 км выше ее устья. Из них выделены конодонты *Metapolygnathus primitia* (Mosher), *M. vialovi* Buryi, *Paragondolella hallstatensis* (Mosher), *Epigondolella multidentata* Mosher, *E. abneptis* (Huck.), свидетельствующие о карнийско-средненорийском возрасте известняков.

Разрез в устье р. Таусы. На правом берегу р. Анюй, в 1,8 км на ЮЗ от устья р. Таусы (притока р. Анюй) обнажаются:

1. Глинистые кремни зеленовато-серые, с конодонтами *Paragondolella bulgarica* Budurov, Stefanov 5-7 м
 2. Глинистые кремни светло-серые сильно будинированные, переслаивающиеся с глинистыми фтанитами и фтанитами (толщина углеродистых слоев до 40 см) 6 м
 3. Кремни серые среднеплитчатые с конодонтами *P. bulgarica* в подошве и *Neogondolella* cf. *tomburgensis* (Tatge) в кровле пачки 6,8-7,3 м
 4. Яшмы сургучно-красные, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кремнями с *Sephardiella* sp. indet., *Gladigondolella* sp. indet. в 3 м выше подошвы пачки 5,5-6 м
 5. Кремни зеленовато-серые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-5, чаще, 1-3 см) 5 м
- Мощность среднеазиатско-верхнеладинских отложений в этом обнажении – 29-31 м.

В обобщенном виде разрез триасовой кремневой формации в среднем течении р. Анюй представляет последовательность отложений:

- I. Глинистые кремни и кремневые аргиллиты зеленовато-серые 26-28 м
- II. Глинистые кремни светло-серые и зеленовато-серые, с прослоями углеродистых

силицитов (преимущественно, глинистых фтанитов), с подчиненными слоями кремней и кремневых аргиллитов	6 м
III. Кремни зеленовато-серые тонко-среднеплитчатые	0,5-7,3 м
IV. Яшмы сургучно-красные плитчатые	6-17,3 м
V. Кремни зеленовато-серые, серые и розовато-серые плитчатые	136-172 м
VI. Известняки с прослоями, линзами и желваками кремней	25-27 м
VII. Кремни серые, розовато-серые, желтовато-серые плитчатые	> 4 м

Подробное обоснование возраста пачек и толщ дано в работах (Волохин и др., 2000, 2003). Породы толщ I-III относятся к среднему и позднему анизю (в бас. р. Таусы – среднему анизю-раннему ладину). Возраст толщи яшм (IV) позднеанизийско-позднеладинский, а вышележащей толщи (V) кремней – от конца раннего ладина до раннего карния. Карбонатная толща (VI) является позднекарнийско-средненорийской. Границы толщ диахронны, а сами они фациально изменчивы. Суммарная толщина среднеанизийско-средненорийских слоев в бассейне р. Анюй оценивается в пределах 199-258 м, а полная мощность триасовой кремневой формации, с учетом не представленной в данных разрезах верхненорийско-рэтской части, оценивается не выше 300-320 м (Волохин и др., 2000, 2003).

По сравнению с карбонатно-кремневым разрезом на р. Гур, в бассейне р. Анюй лучше обнажены нижние (анизийские) слои формации, сложенные плитчатыми кремнями и глинистыми кремнями. Здесь установлена маркирующая низы триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня «фтанитовая» пачка. Небольшая мощность карбонатных толщ, изменчивость мощностей, резкая фациальная изменчивость и значительная диахронность границ толщ яшм и кремней, вероятно, свидетельствуют о накоплении этой части формации на континентальном или островном склоне. Об этом же свидетельствует обилие спикул губок в анизийских слоях разреза, и остракод в верхнетриасовых кремнях и известняках, а также сравнительно высокие содержания каолинита в известняках.

Бассейн р. Матай

В среднем Сихотэ-Алине, на правобережье р. Матай (левого притока р. Хор) расположен один из хорошо изученных разрезов кремневого триаса – разрез по руч. Лямфана. (рис. 20, 22). Низы кремневой толщи представлены глинистыми кремнями, переслаивающимися с фтанитами и глинистыми фтанитами. Выше них залегают плитчатые кремни. В колонке отложений, составленной по разрезу на правобережье руч. Лямфана, мощность триасовых силицитов не превышает 30 м (Бурый и др., 1990; Филиппов и др., 2001). Установленный возраст плитчатых кремней охватывает диапазон от середины анизийского века (зона *Neospathodus kockeli*) до позднего нория-рэта (зона *Misikella hernsteini*) или начала ранней юры (радиоляриевые зоны *Parahsuum ovale*, *P. simplum*). Самые нижние, позднеоленьские слои, возможно, принадлежащие триасовой кремневой формации, представлены кремнисто-туфогенными аргиллитами в обнажении на правобережье руч. Балаза, в 8 км южнее руч. Лямфана, где они датированы по присутствию конодонтов *Neospathodus triangularis* и *N. homeri* (Клец, 1995).

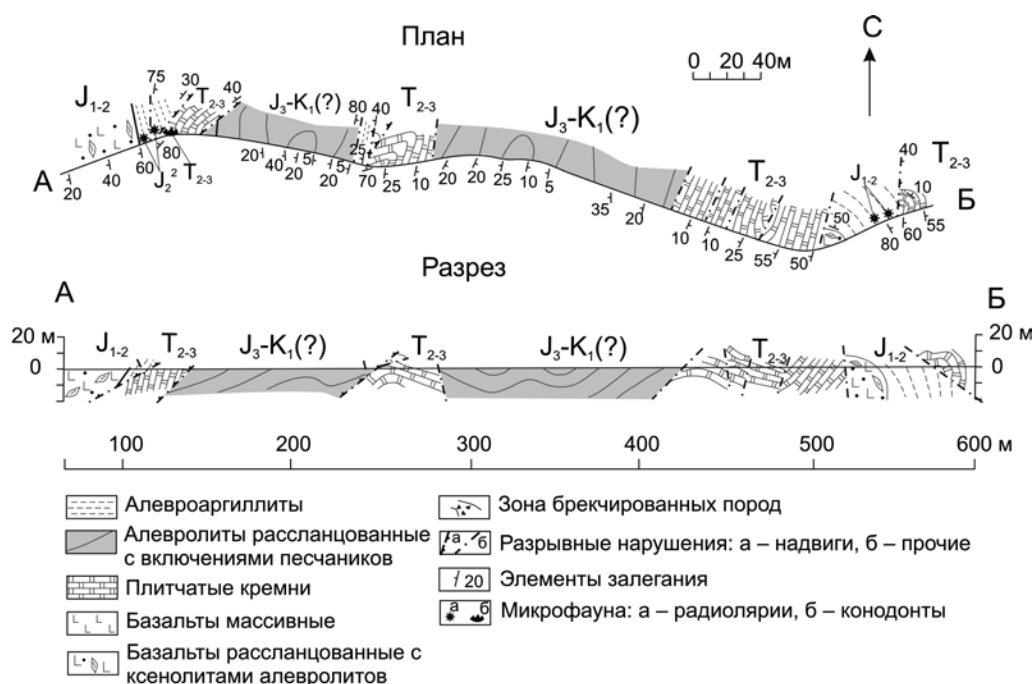


Рис. 20. План и разрез триасово-юрских отложений по правобережью руч. Лямфана (Бурий и др., 1990).

В плитчатых кремнях разреза правобережья руч. Лямфана установлен внутрiformационный перерыв (Бурий и др., 1990). Следы эрозии кремневого ила проявлены в слойках (2-3 мм), с резкими пологоволнистыми нижними границами, обогащенными глинистым веществом, мелким обломочным кварцем и обильными переотложенными конодонтами. Стратиграфический перерыв установлен в 3-х выходах (блоках) кремней и выразился в неотложении и размыве ладинско-раннекарнийских отложений в 1-м блоке, верхнеанизийско-верхнекарнийских – во втором, и нижне-верхнеладинских – в третьем (рис. 21). Переотложенные осадки приурочены к позднеладинским, позднекарнийским слоям и границе карнийского и норийского ярусов. Максимальная продолжительность перерыва, установленная в 1-м блоке – 10-12 млн. лет (Бурий и др., 1990, 1991).

Бассейн р. Катэн

Стратиграфическая последовательность триасовых отложений в бассейне р. Катэн детально изучена А.Н. Филипповым и др. (2001) в разрезах междуречья рек Катэн и Дзава и правобережья руч. Джоо (рис. 22).

Разрез в междуречье р. Катэн и руч. Дзава. В междуречье р. Катэн и руч. Дзава, правого притока р. Катэн, стратиграфически снизу вверх обнажаются:

1. Кремни серые среднеплитчатые (ТЭЦ = 5-7 см), с позднеанизийскими коно-

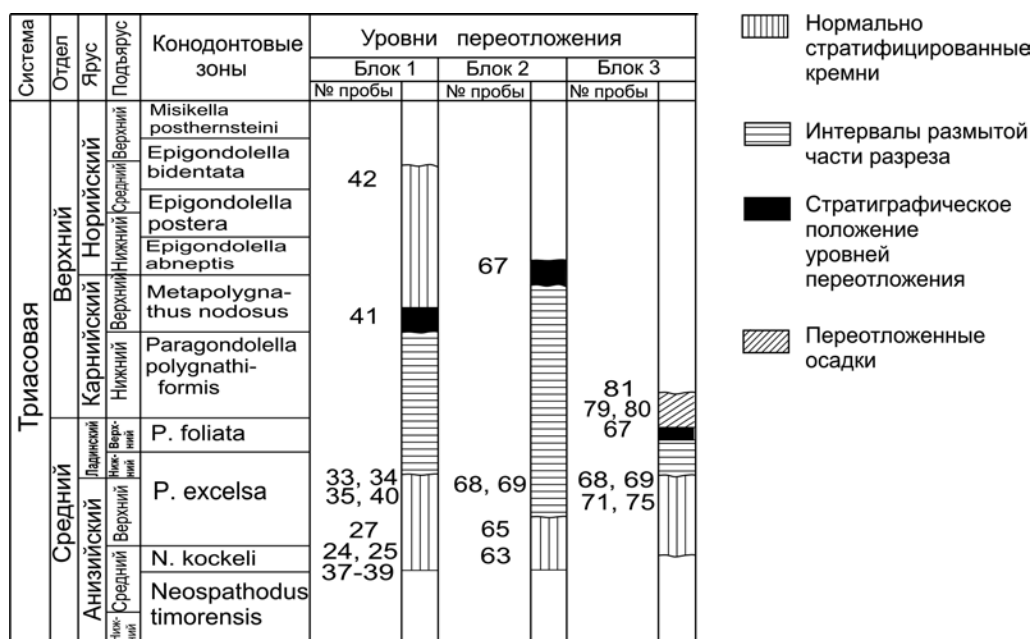


Рис. 21. Стратиграфические уровни внутриформационного размытия в кремневой толще разреза по р. Матай (Бурый, Филиппов, 1991).

донтами *Neogondolella cornuta*, *Paragondolella bulgarica*, *P. bifurcate*, радиоляриями *Pseudostylosphaera japonica* Nakaseko et Nishimura, *Triassocampe deweveri*, *Yeharia* sp., в низах пачки; с позднеанизийско-раннеладинскими *Neogondolella mombergensis*, ладинскими *Neogondolella* aff. *suhodolica*, позднеладинскими *Sephardiella* cf. *japonica*, *Paragondolella* cf. *diebeli*, *P. foliata* и радиоляриями *Plafkerium* sp., *Triassocampe deweveri*, *Yeharia bulbosa*, *Y. elegans*, в середине пачки, и нижекарнийскими *P. polignathiformis* и *P. cf. diebeli* вверху45-55 м

2. Кремни тонкоплитчатые (ТЭЦ = 0,5-4 см), переслаивающиеся с кремнистыми аргиллитами (1,5 см), с позднекарнийско-ранненорийскими *Metapolygnathus echinatus* и *M. cf. primitia*. В середине и вверху пачки присутствует смешанный комплекс конодонтов возрастного диапазона от позднего ладина до позднего нория: *Ancyrogondolella triangularis*, *Epigondolella bidentata*, *Metapolygnathus spatulatus*, *M. vialovi*, *Paragondolella* cf. *diebeli*, *Sephardiella* sp., *Misikella hernsteini*30-40 м

3. Кремни с позднеанорийскими конодонтами *Misikella hernsteini*5 м

4. Яшмы, с аален-байосскими (?) радиоляриями *Laxtorum*(?) *jurassicum* Isozaki et Matsuda, *Transhsuum hisuikyense* Isozaki et Matsuda, *T. cf. medium* Takemura, *Tricolocapsa* sp.15 м

5. Кремни, с радиоляриями *Hsuum* sp., *Laxtorum*(?) *jurassicum*, *Tricolocapsa* sp. в нижней части, *Archaeodictyomitra exigua* (Blome), *Cyrtocapsa* sp., *Emiluvia* sp., *Eoxitus* sp., *Eucyrtidiellum*(?) cf. *quinatum* Takemura, *Hsuum* cf. *matsuokai* Isozaki et Matsuda, *Mirifusus* cf. *fragilis* Baumgartner, *Parahsuum*(?) *hiconocosta* Baumg. et De Wever, *Parvicingula nanoconica* Hori et Otsuka, *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa* sp. в средней части, и *Archaeodictyomitra exigua* (Blome), *Eoxitus* sp., *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (Yao), *Guexella* cf. *nudata* (Kosher),

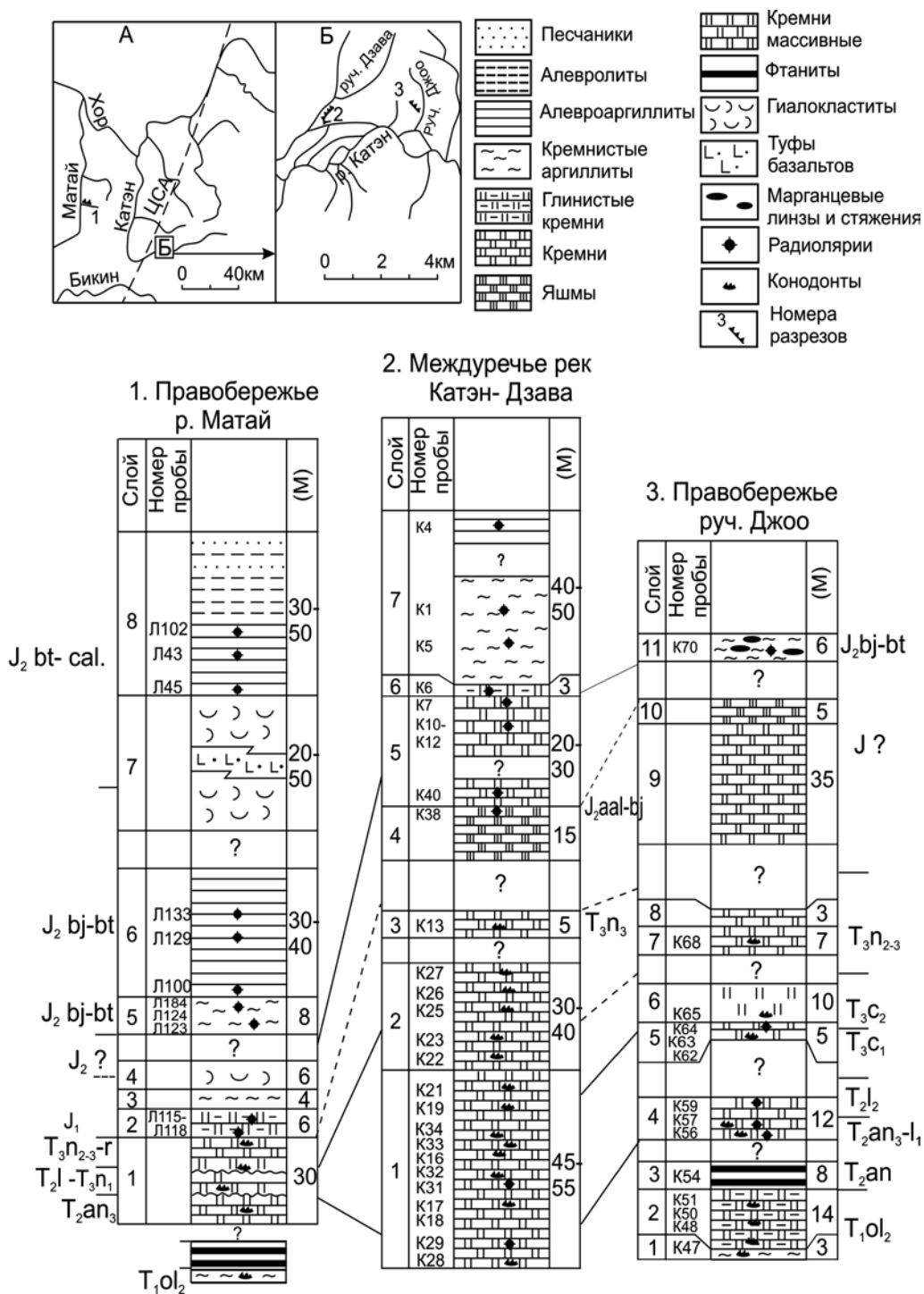


Рис. 22. Положение разрезов и схема корреляции триасово-юрских отложений в бассейнах рек Матай (А) и Катэн (Б) (Филиппов и др., 2001).

Mirifusus sp., *Solenotryma*(?) cf. *ichikawai* Matsuoka et Yao, вблизи кровли пачки20-30 м

6. Глинистые кремни, с радиоляриями *Archaeodictyomitra praeprimigena* Kozur et Mostler, *Cyrtocapsa* sp., *Mirifusus dinae* Karter, *Parahsuum* sp. *Stichocapsa japonica* Yao ...3 м

7. Кремнистые аргиллиты, содержащие *Archaeodictyomitra* cf. *exigua*, *Guexella* cf. *nudata*, *Transhsuum* ex gr. *maxwelli*, *Tricolocapsa* sp., *Unima* sp., *Stylocapsa* sp.40-50 м

По фауне конодонтов породы пачек 1-3 включают отложения от верхнего подъяруса анизийского яруса до низов рэтского яруса, суммарной мощностью 80-100 м. Пачка 4 и низы пачки 5 содержат аален-байосский комплекс радиолярий, а верхи пачки 5 и пачка 6 байос-батский (до келловей?). Неполная мощность толщи юрских плитчатых кремней – 38-48 м. Кремнисто-глинистая толща (пачка 7) считается бат-келловейской и перекрывается аргиллитами, содержащими оксфорд-титонский комплекс радиолярий. На нижнекарнийском уровне отмечен размыв отложений и переотложенный комплекс средне-позднеанизийских и раннекарнийских конодонтов (Филиппов и др., 2001).

Разрез на правом берегу руч. Джоо. На правом берегу руч. Джоо представлена следующая последовательность отложений (рис. 22):

1. Аргиллиты кремнистые зеленовато-серые, с *Neospathodus* cf. *homeri*, *Oncodella* cf. *obuti*3 м

2. Глинистые кремни серые среднеплитчатые, с *Neospathodus* cf. *homeri*, *Oncodella* cf. *obuti*4 м

3. «Фтанитовая пачка»: Неравномерное переслаивание (ТЭЦ = 1-5 см) светлых глинистых кремней и черных глинистых фтанитов (~ 30%), со среднетриасовыми *Neogondolella* sp. и *Paragondolella* sp.8 м

4. Кремни серые среднеплитчатые (ТЭЦ = 3-7 см), с позднеанизийско-раннеладинскими *Neogondolella* cf. *mombergensis*. В середине пачки позднеаладинские *Sephardiella* sp. Радиолярии *Pentactinacarpus fusiformis* Dumitrica, *Pseudostilosphaera japonica* Nakaseko et Nishimura, *P. tenuis* Nakaseko et Nishimura, *Triassocampe coronata* Bragin, *T.* cf. *diordinus* Bragin, *T. deweveri* (Nakaseko et Nishimura), *T. elegans* Nakaseko et Nishimura, *Tricolocapsa* sp., *Yeharia* sp.12 м

5. Кремни серые разноплитчатые (ТЭЦ = 0,5-10 см), с раннекарнийскими конодонтами *Paragondolella* cf. *polignathiformis*, радиоляриями *Capnuhosphaera theloides* De Wever, *Triassocampe* aff. *proprium* Bragin в нижней части, позднекарнийскими конодонтами *Metapolygnathus* cf. *communisti* и позднекарнийско-ранненорийскими *M.* cf. *vialovi* в верхней части пачки5 м

6. Кремни светло-серые массивные, с *Metapolignathus* cf. *nodosus* вблизи подошвы пачки10 м

Задреновано8-10 м

7. Кремни серые, тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-3 см) в нижней части, и среднеплитчатые (ТЭЦ = 3-7 см) в верхней части пачки, с верхненорийскими конодонтами *Epigondolella* aff. *bidentata*7 м

8. Кремни светло-серые массивные3 м

9. Кремни тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-3 см)30-35 м

10. Яшмы5 м

Задреновано30 м

11. Кремнистые аргиллиты, с включениями марганцовистых пород, с радиоляриями *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust), *Transsuum brevicostatum* (Ozoldova), *T. ex gr. maxwelli* Pessagno, *Tricolocapsa(?) fusiformis* Ishikawa et Yao, *Tr. ex gr. plicarum* Yao6 м

По фауне конодонтов нижние пачки 1 и 2 отнесены к верхней части оленекского яруса, фтанитовая пачка 3 – к анизийскому, а пачка 4 – к ладинскому ярусу (Филиппов и др., 2001). Пачки кремней 5 и 6 являются карнийскими, а 7 и 8 – норрийскими. Пачки 9 и 10 условно относятся к нижней юре и ааленскому ярусу средней юры, а кремнистые аргиллиты пачки 11 по сонахождению *Tricolocapsa(?) fusiformis* и *Tr. ex gr. plicarum* Yao считаются байос-батскими. Возрастной диапазон комплекса радиолярий пачки 11, возможно, шире и включает келловей (Филиппов и др., 2001).

В обоих разрезах правобережья р. Катэн присутствуют смятые в сложные складки и разбитые разломами триасовые и юрские кремневые толщи, взаимоотношения между которыми не ясны. В одном случае (руч. Джоо), триасовую и юрскую кремневую толщи разделяют довольно большие задернованные участки, а в другом (междуречье р. Катэн и руч. Дзава), они разделены тектоническим нарушением. В разрезах достоверно не установлены отложения верхней части триаса (зоны *Misikella posthernsteini*) и всей нижней юры. Поэтому, декларируемая авторами (Филиппов и др., 2001) непрерывность кремней от низов триаса до низов батского яруса строго не доказана.

Юрские кремнистые аргиллиты пачки 11 разреза по руч. Джоо литологически и фаунистически идентичны породам пачки 15 разреза на правобережье р. Уссури, вблизи устья р. Огородной. В списочном составе радиолярий (байос-оксфордского комплекса) разреза в устье р. Огородная (Волохин и др., 1990) отсутствует лишь вид *Tricolocapsa plicarum*, распространенный в отложениях от среднего байоса до конца келловей. В разрезе руч. Джоо и на водоразделе ручьев Дзава и Джоо в бат-келловейских кремнистых аргиллитах содержатся тонкие слои с марганцевыми желваками и линзами, которые практически синхронны бат-келловейским базальтоидным толщам южного Сихотэ-Алиня.

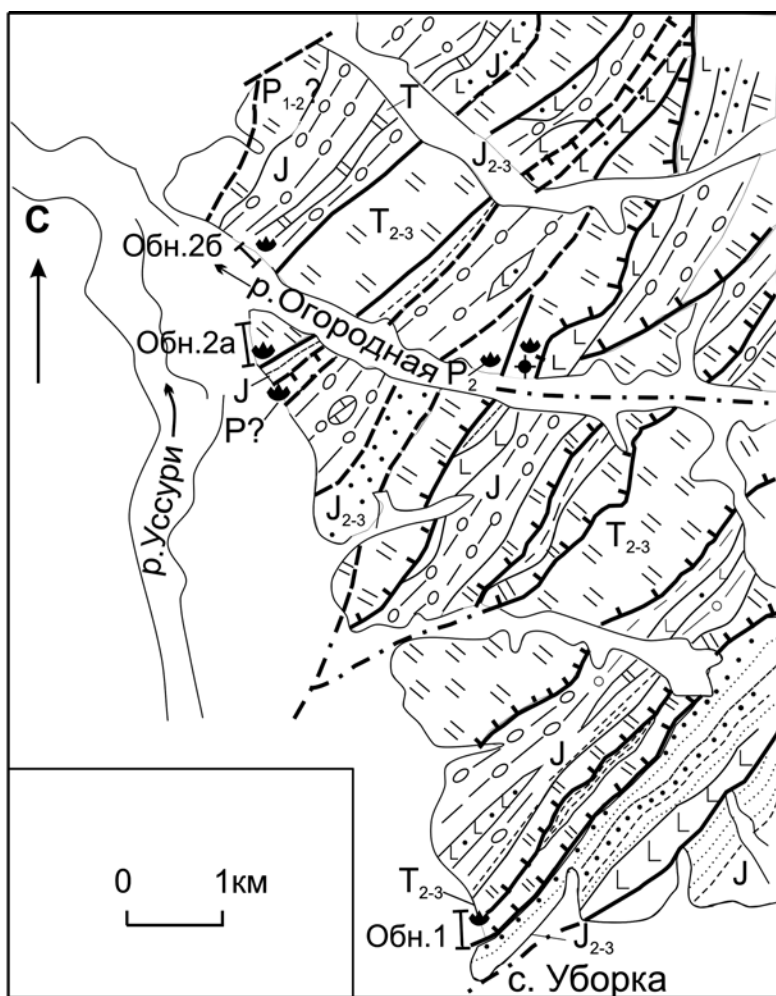
Бассейн р. Уссури

На правобережье р. Уссури разрез кремневой толщи изучен (Волохин и др., 1990), вблизи устья р. Огородной, и в обнажении на северо-восточной окраине с. Уборка (рис. 23-25). Самую нижнюю часть кремневой толщи составляют:

1. Кремневые аргиллиты оливково-зеленые с подчиненными (1:6 – 1:8) тонкими (0,5-2,5 см) линзами серых кремней. В нижней, средней и верхней части пачки конодонты *Neospathodus cf. kockeli* (Tatge)5 м

2. Фтанитовая пачка: глинистые кремни зеленовато-серые и светло-серые (часто белые опоквидные), перслаивающиеся с серыми кремнями, черными фтанитами и глинистыми фтанитами4 м

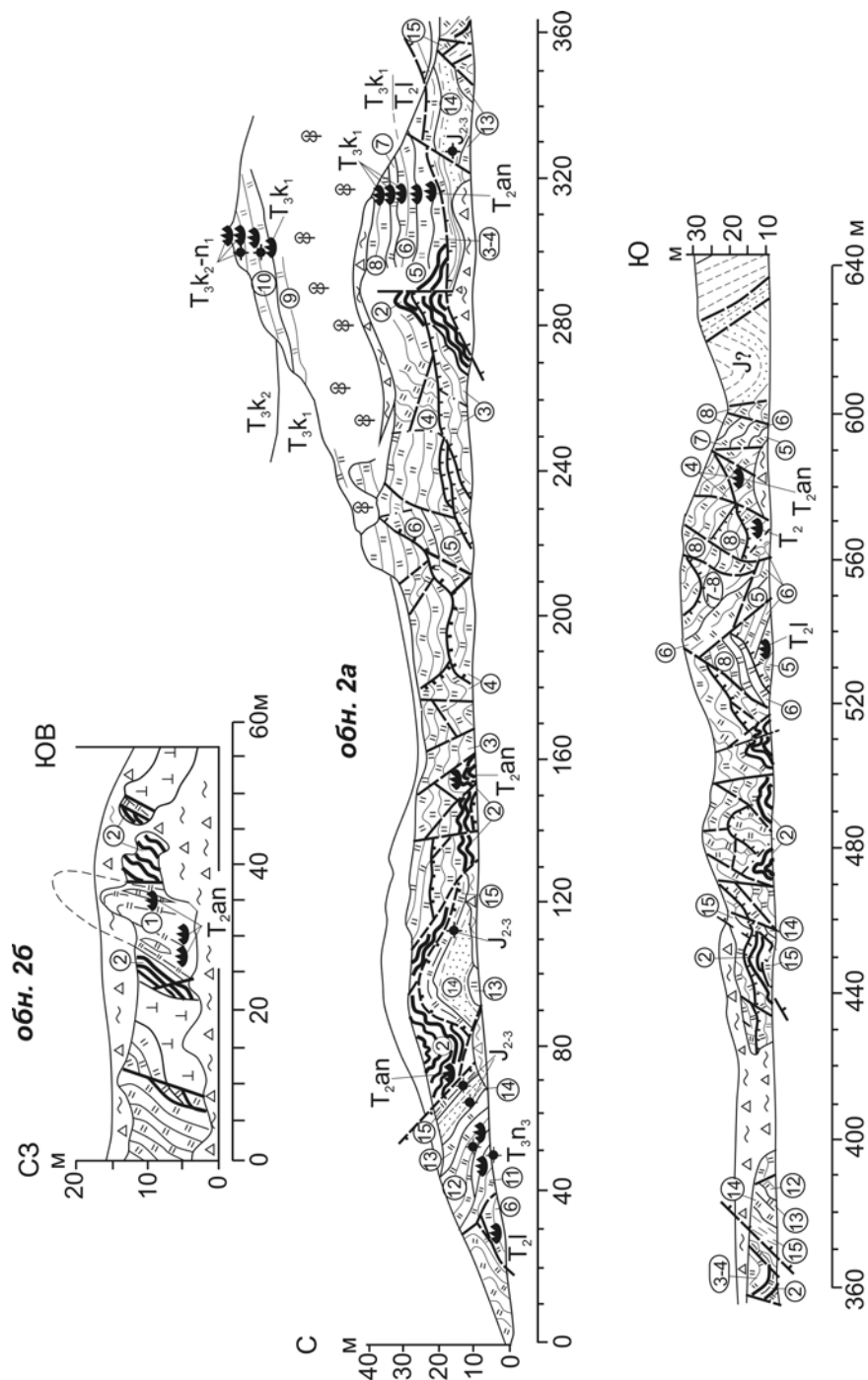
Вдоль контакта пачки 2 и вышележащих плитчатых кремней залегает силл пироксенитов, вероятно, являющегося апофизом рядом расположенного Кокшаровского массива ультраосновных пород. Контакты пироксенитов с силицитами полого секущие рвущие, местами – тектонические.



Примечание: Геологический план по В.В. Голозубову и Н.Г. Мельникову (1986), с дополнениями автора.

	Аллювий (Q)		Пироксениты
	Обвально-осыпные отложения (Q)		Базальты
	Песчанико-кремнево-алевролитовые микститы		Туфопесчаники
	Песчаники		Андезиты
	Алевролиты и алевро-аргиллиты		Липариты
	Известняки		Сбросы и взбросы установленные и предполагаемые
	Глинистые яшмы		Границы покровов и надвигов
	Глинистые кремни и кремневые аргиллиты		Радиолярии
	Кремни		Конодонты
	Фтаниты		Разрезы: 1 – с. Уборка, 2а и 2б – Устье р. Огородной

Рис. 23. Положение изученных разрезов триаса на правом берегу р. Уссури.



Примечание: цифры в кружках – номера пачек. Остальные условные обозначения на рис. 23.

Рис. 24. Обнажение кремневой толщи в устье р. Огородной (правобережье р. Уссури).

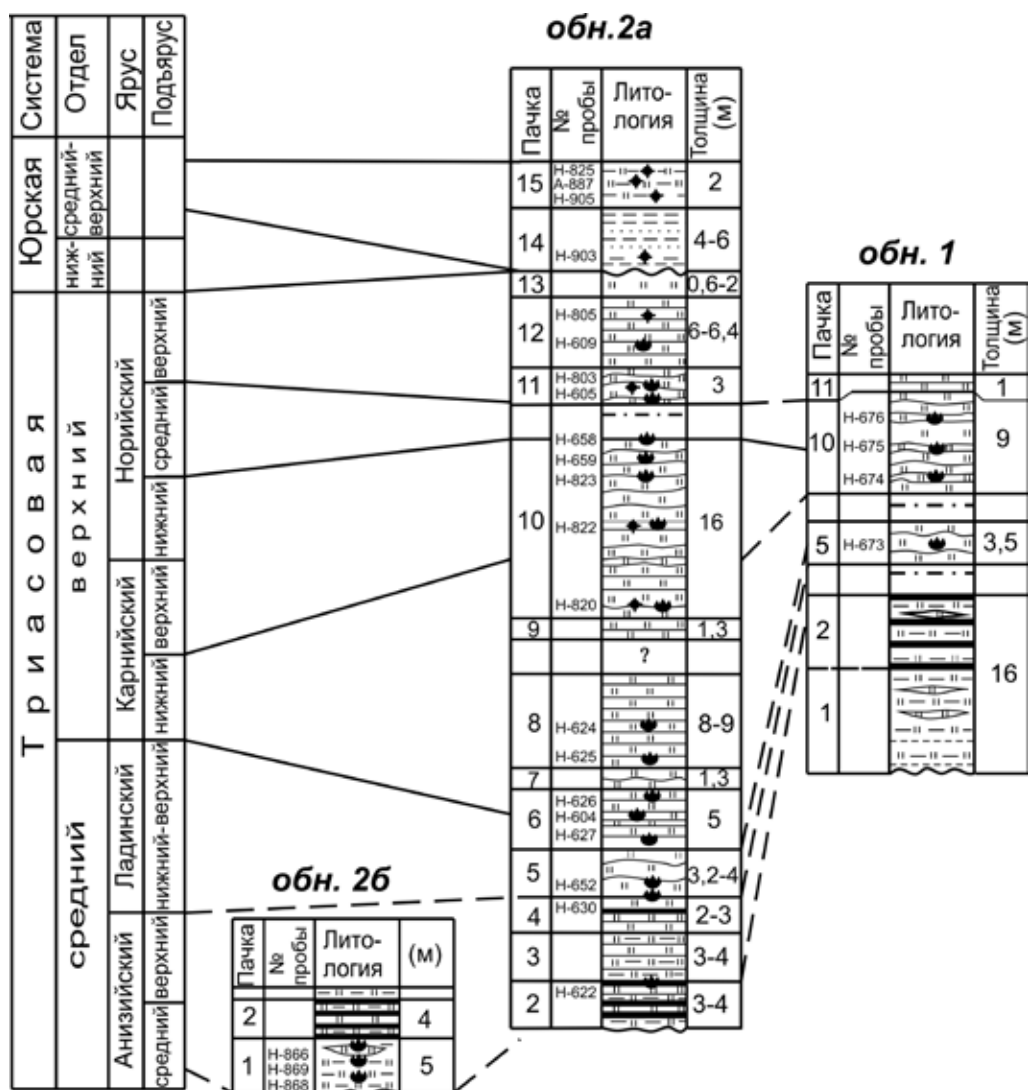


Рис. 25. Корреляция литостратиграфических колонок правобережья р. Уссури.

Основная часть разреза наблюдается в обн. 2а (рис. 23, 24):

2. Фтанитовая пачка: глинистые кремни зеленовато-серые, на выветрелой поверхности белые опоковидные, переслаивающиеся с серыми кремнями и подчиненными (15-25% объема пачки) фтанитами и глинистыми фтанитами, с *Neogondolella* sp. ТЭЦ = 3-15 см, в замках складок до 30 см, при приблизительно равном соотношении толщины кремнистых и глинистых элементов циклитов3-4 м

3. Кремни серые и зеленовато-серые субгоризонтально-слоистые, тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-7 см, чаще 3-4 см). Отношение ГЭЦ:КЭЦ от 1:3 внизу, до 1:8 вверх пачки3-4 м

4. Кремни серые и темно-серые горизонтально-слоистые среднеплитчатые (ТЭЦ = 4-7 см), с редкими прослоями фтанитов с конодонтами *Neospathodus kockeli* (Tatge), *Neogondolella* sp.2-3 м

5. Кремни зеленовато-серые, светло- и темно-серые субгоризонтально- и линзовидно-слоистые толсто- грубоплитчатые (ТЭЦ = 7-25 см), с конодонтами *Paragondolella* sp.3,2-4 м
6. Кремни зеленовато-серые, голубовато-зеленые, серые и молочно-белые субгоризонтально-слоистые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 0,2-10 см, в среднем 1-2 см. Отношение ГЭЦ:КЭЦ = 1:8 – 1:10). Тонкие кремневые слои местами сливаются в массивные толстые. Конодонты *Paragondolella excelsa* Mosher, *P. aff. polygnathiformis* (Budurov, Stepfanov), *Neogondolella haslachensis* (Tatge)4,6 м
7. Кремни серые толстоплитчатые в нижней части (0,7-0,8 м) и массивные (из слившихся слоев толщиной 1-2 см) в верхней части пачки (0,3-0,5 м)1,3 м
8. Кремни зеленовато-серые горизонтально-слоистые тонко- и среднеплитчатые (ТЭЦ = 2-8 см, редко до 12 см, в среднем – 4 см. ГЭЦ:КЭЦ = 1:5 – 1:6) с конодонтами *Paragondolella polygnathiformis*8,6 м
9. Кремни зеленовато-серые, тонкоплитчатые (ТЭЦ = 2 см) субгоризонтально-слоистые1,3 м
10. Кремни серые, зеленовато-серые, белесые, желтоватые и коричневатые толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 8-15 см) субгоризонтально-слоистые и линзовидно-слоистые. Толстые слои кремней образованы тонкими (1-2,5 см) слоями, слившимися из-за предельно малой толщины разделявших их глинистых прослоев. В пачке присутствуют маломощные (15-25 см) пакеты тонкоплитчатых (ТЭЦ = 0,5-3 см) кремней. Конодонты *Paragondolella polygnathiformis*, *Metapolygnathus vialovi* Buryi, *Enantiognathus ziegleri* (Diebel) *Epigondolella cf. abneptis* Huckriede, и радиолярии *Staurosphaera* sp., *Triassocampe deweveri* (Nakaseko et Nishimura), *Napora robusta* Nakaseko et Nishimura, *Capnodoce* sp., *Capnuhosphaera* sp.15,4 м

Более высокие горизонты пачки 10 обнажаются на северо-восточной окраине с. Уборка (рис. 23, обн. 1), где представлены темно-серыми, зеленовато-серыми светлыми, желтоватыми и белесыми толсто- и грубоплитчатыми (ТЭЦ = 10-20 см) линзовидно-слоистыми и субгоризонтально-слоистыми кремнями с пакетами (15-35 см) тонкоплитчатых (ТЭЦ = 0,8-3 см) кремней, литологически тождественным пачке 10 в обнажении 2а. Они содержат конодонты *Epigondolella* sp., *E. cf. abneptis* Huckriede, и *Enantiognathus ziegleri*, а сверху пачки средненорийские *Epigondolella multidentata* Mosher9 м

Полная мощность пачки 10 составляет около 22 м.

Верхненорийские слои (пачка 11) установлены в «автохтонной» части обн. 2а, где они налегают на ладинские слои пачки 6 по пологому разрыву:

11. Кремни зеленовато-серые горизонтально-слоистые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-8 см, чаще 1-2 см), с конодонтами *Prionidina* sp., *Misikella posthernsteini* Kozur et Mock, радиоляриями *Spongosaturnalis quadriradiatus* Kozur et Mostler, *Paleosaturnalis* sp.3 м
12. Кремни зеленовато-серые субгоризонтально-слоистые тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 1-6 см), ближе к кровле – толстоплитчатые линзовидно-слоистые, с конодонтами *Misikella hernsteini* (Mostler), радиоляриями *Syringocapsa* sp., *Spongosaturnalis zapfei* Kozur, *S. fluegeli* Kozur et Mostler, *Napora* sp.6-6,4 м
13. Кремни серые и темно-серые линзовидно-слоистые средне- и толстоплитчатые в нижней части пачки, сверху – массивные (0,8 м) и тонкоплитчатые (0,2 м)0,6-2 м

Слой массивных и вышележащих тонкоплитчатых кремней пачки 13 срезается под углом 15-20° эрозионной поверхностью, выше которой:

14. Песчаники зеленовато-желтые тонко- и среднезернистые, градационно-слоистые граувакковые, аркозо-граувакковые и граувакко-аркозовые, переслаивающиеся с табачно-желтыми алевролитами. В подошве и вверху пачки преобладают табачно-желтые алевролиты с тонкими (0,5-1 см) слоями песчаников, с радиоляриями *Hsuum maxwelli* Pessagno, *Protunuma fusiformis* Yao4-6 м

15. Глинистые кремни голубовато-зеленые с радиоляриями *Hsuum maxwelli*, *H. brevicostatum* (Ozoldova), *Parvincingula dhimenaensis* Baumg., *Archaeodictyomitra exigua* Blome, *Eoxitus* aff. *hungaricus* Kozur, *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, *Protunuma* cf. *fusiformis* Ishikawa et Yao, *P. japonica* Matsuoka et Yao и др.1,5-2 м

В данном разрезе, пачки 1-4, с *Neospathodus kockeli*, относятся к анизийскому ярусу, а пачка 5 и часть пачки 6 со среднетриасовыми *Paragondolella excelsa* и нижнеладинскими *Neogondolella haslashensis* – к ладинскому ярусу. Верхняя часть пачки 6, также вышележащие пачки 7-9 и низы (4 м) пачки 10 считаются нижекарнийскими по распространению *Paragondolella polygnathiformis*. Большая часть пачки 10 принадлежит отложениям верхнего карния, нижнего, среднего и низов верхнего нория. Пачки 11-13, содержащие *Misikella hernsteini* и *M. posthernsteini* принадлежат верхам нория и рэтскому ярусу.

Мощность всей анизийско-рэтской кремневой толщи (пачек 1-13) составляет 66–72 м.

Самые верхи этой толщи размыты. Алевролиты пачки 14 и вышележащая пачка 15 глинистых кремней связаны постепенным литологическим переходом и содержат одинаковый комплекс радиолярий, распространенный от середины байоса до оксфорда включительно (Волохин и др., 1990). Литологически и фаунистически пачка 15 данного разреза идентична пачке 11 ранее описанного разреза по руч. Джоо, в бассейне р. Катэн.

Разрез у с. Бреевка

Обнажение кремней в районе с. Бреевка ранее изучалось И.В. Кемкиным и В.С. Руденко (Кемкин, Руденко, 1998; Kemkin, Rudenko, 2000), которыми описана толща плитчатых кремней (70,5 м), согласно перекрываемая кремнистыми алевроаргиллитами (1-2 м), алевроаргиллитами (5 м) и алевролито-песчаными турбидитами (более 8 м). Данными авторами в разрезе установлены радиолярии и конодонты, согласно которым возраст толщи плитчатых кремней ими определен как позднеанизийско-среднебайосский, а перекрывающих терригенных пород – позднебайосско-келловейский (Кемкин, Руденко, 1998). В разрезе, в кремнях установлен прослой (10-15 см) вулканокластических турбидитов ладинского возраста (Kojima et al., 1997; Филиппов, Кемкин, 2000).

Ранне-среднеюрский возраст верхней части кремневой толщи (по И.В. Кемкину и В.С. Руденко) геологически несколько не согласуется с ранне-среднеюрским же возрастом терригенной окраинской свиты, развитой северо-восточнее и на большем удалении от Ханкайского массива. Юрский возраст окраинской свиты обоснован присутствием в ней позднеплинских аммонитов (Сей, Калачева, 1980) и радиолярий (Smirnova, 1997), а также среднеюрских иноцерамусов и поцидоний (Геология СССР, 1969). Поэтому предпринята попытка более подробно

го литологического изучения этого разреза с дополнительным сбором микрофауны (Волохин и др., 2003). В скальных выходах (фототабл. III, IV) снизу вверх обнажаются (рис. 26, 27):

1. Кремни темно-серые и черные, реже зеленовато-серые, линзовидно-слоистые тонко-среднеплитчатые, с подчиненными толстыми и грубыми пластами (до 25 см), в которых проявлены складки подводного оползания (стекания) еще не литифицированного ила (фототабл. III-2). Ранее (Кемкин, Руденко, 1998) установлены конодонты: *Neogondolella hucreidei* Kozur, *Neogondolella (Budurovignathus) hungaricus* Kozur, *Gladigondolella* sp., *Paragondolella excelsa* (Mosher), *P. trammeri*, и радиолярии: *Annulotriassocampe campanilis longiporata* Kozur et Mostler, *An. ex gr. euladinica* Kozur et Mostler, *Arhaeospongoprimum brevispinosum* Kozur, *Eptingium* sp., *Parasepsagon* sp., *Pseudostylosphaera coccostyla* gr., Kozur, *Yeharaia annulata* Nakaseko et Nishimura, *Y. triassica* Kozur et Mostler, *Tiborella foliata* gr. (Dumitrica, Kozur et Mostler), *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler (обр. 101-6; 101-9; 83-3; 83-2; 83-1; 81-4; 80-2; 80-1)3,5 м

2. Кремни серые тонкоплитчатые, до среднеплитчатых (ТЭЦ = 0,5-5 см), субгоризонтально-слоистые, с прослоями и линзами (1-7 см) доломита и кремнистого доломита. Карбонатные слои серые на свежем сколе и бурые на выветрелой поверхности, составляют около 20% в нижних 0,5 м пачки, и 7-10%, в верхней ее части. Остатки среднетриасовых *Sephardiella* sp. (обр. Б-4), стержневидных конодонтов, радиолярий *Oertlisponus* sp. (Кемкин, Руденко, 1998, обр. 81-6)2 м

3. Кремни темно-серые и серые от тонкоплитчатых до грубоплитчатых в верхней части пачки (ТЭЦ = 0,8-40 см, отношение ГЭЦ:КЭЦ = 1:10). Грубые слои более микробрекчированы, по простиранию расщепляются на более тонкие (1-7 см). В 0,3 м ниже кровли – *Neospathodus* cf. *kockeli* (обр. Б-6)1 м

4. Кремни серые, зеленовато-серые, с единичными прослоями черных кремней, субгоризонтально-слоистые, тонкоплитчатые в нижней части пачки (ТЭЦ = 1-3 см), и тонко-среднеплитчатые, с единичными толстыми слоями – в ее верхней части. В 1,2 м выше подошвы – линза (толщиной до 25 см) серых кремней. Конодонты *Neogondolella* sp. indet, *Sephardiella mungoensis* Diebel (обр. Б-7, Б-8)3,7 м

5. Кремни темно-серые горизонтально и субгоризонтально-слоистые, тонко-среднеплитчатые внизу и толсто-среднеплитчатые вверх (ТЭЦ = 1-8 см), с *Paragondolella excelsa* (обр. Б-10, 11, 12). В 1,4 м выше подошвы прослой (15-16 см) оливково-зеленых вулканокластических турбидитов, с четко выраженной градиционной слоистостью, от дресвяника до тонкозернистого песчаника и алевролита2,3 м

6. Кремни темно-серые, серые и светло-серые, местами с зеленоватыми, тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 2-5 см), горизонтально-слоистые с конодонтами *Paragondolella foliata* и *P. polignathiformis* (обр. Б-13)1,9 м

7. Кремни серые и светло-серые зеленоватые, с прослоями черных, субгоризонтально-слоистые разноплитчатые (ТЭЦ = 1-15 см, редко до 25 см), содержащие *Sephardiella* sp. (обр. Б-15)2,5 м

8. Кремни преимущественно серые (от темно-серых до белых), линзовидно-слоистые разноплитчатые (ТЭЦ = 0,5-15 см, чаще 6-10 см). Толстые слои микробрекчированные, по простиранию часто расщепляются на несколько тонких слоев. Конодонты *Paragondolella* cf. *noah* (Hayashi) (обр. Б-16)3,1 м

9. Кремни серые и светло-серые разноплитчатые (ТЭЦ = 0,5-20 см, чаще 1-5 см), переслаивающиеся с табачно-желтыми глинистыми кремнями и кремнистыми аргиллитами (до 2 см), с *Paragondolella* sp. (обр. Б-17). В 1,2 м выше подошвы два слоя (8 и 6 см) граувакковых турбидитов, градиционно-слоистых (от грубозернистого песчаника до алевро-

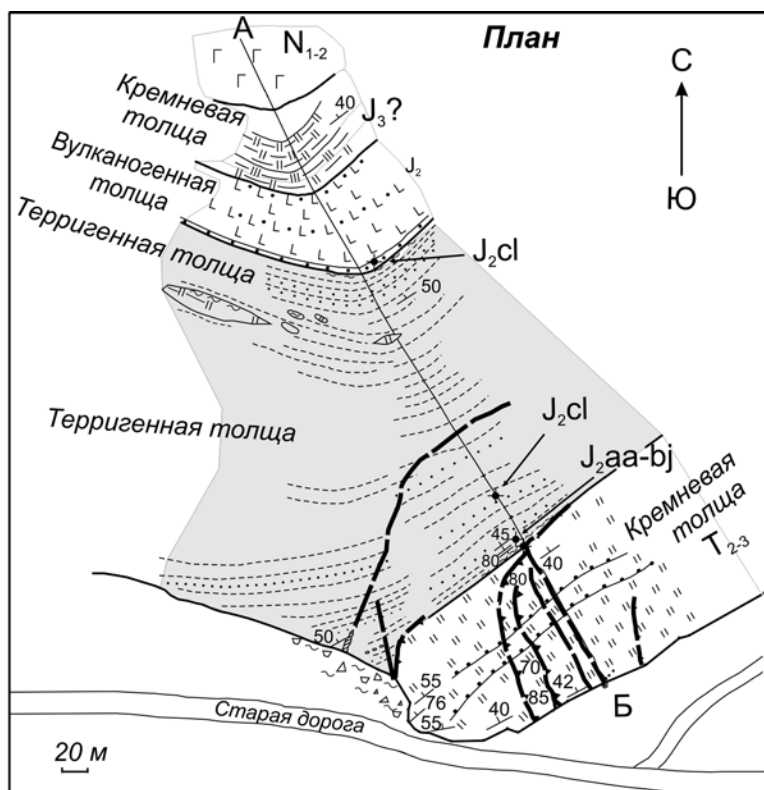
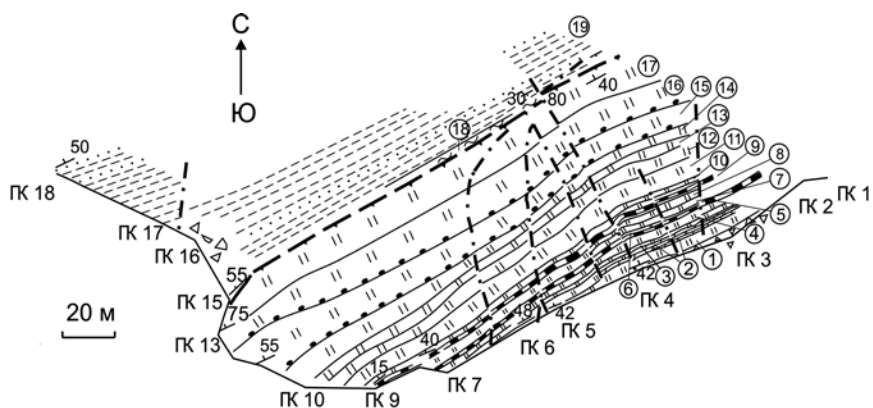


Рис. 26. Геологический план и разрез триасово-юрских отложений у с. Бревевка.



Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Пачка	Образец	Литология	Толщина, м
Юрская	Средний			19			
				18	Бр-10 Бр-9 Бр-7 Бр-6		4-5
?				17			9
Триасовая	Верхний	Рэтский		16	Б-30 Б-29 Б-28		10,8
				15	Б-27 Б-26		8
				14			5
		Норийский		13	Б-25		4,2
				12	Б-23 Б-22		6
		Карнийский	Верхний	11	Б-21 Б-20 Б-19 Б-18		10,4
				10	Б-17		1,6
				9			4,3
			Нижний	8	Б-16		3,1
				7	Б-15		2,5
				6	Б-13		1,9
	Средний	Ладинский	Верхний	5	Б-10, Б-12 Б-9		2,3
				4	Б-8 Б-7		3,7
			Нижний	3	Б-6		1
				2	Б-5		2
				1	Б-4 80-1, 81-4 83-2, 101-6		3,5

Прослои древесно-песчаных турбидитов
 Прослои доломита
 Железомарганцевые микроконкреции
 Остальные условные обозначения см. на рис. 23.

Рис. 27. План обнажения и стратиграфическая колонка триасовых отложений у с. Бреевка.

ролита) (фототабл. X-3)	4,3 м
10. Кремни серые, темно-серые и светло-серые зеленоватые (белесые), линзовидно-слоистые, с плохо выраженной плитчатостью, внешне грубоплитчатые, почти массивные	1,6 м
11. Кремни серые и зеленовато-серые, с тонкими прослоями черных кремней, преимущественно тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-5 см, редко до 10 см) суб-горизонтально-слоистые и линзовидно-слоистые внизу и среднетолстоплитчатые вверху пачки (ТЭЦ = 4-8 см). Конодонты <i>Metapolygnathus nodosus</i> (Hayashi), <i>Paragondolella praeangusta</i> Kozur et Miranta (обр. Б-19), <i>Paragondolella noah</i> (обр. Б-20), <i>Metapolygnathus cf. nodosus</i> (Hayashi), <i>Paragondolella noah</i> (обр. Б-21), и <i>Paragondolella noah</i> (обр. Б-22). В нижней части пачки И.В. Кемкиным и В.С. Руденко (1998) установлены радиолярии <i>Triassocampe deweveri</i> gr. (Nakaseko et Nishimura), <i>Tr. aff. nova</i> Yao, <i>Tripocyclus(?) japonica</i> (Nakaseko et Nishimura) (обр. Бр-2), а в середине – <i>Triassocampe</i> sp., <i>Sethocapsa</i> sp., <i>Sarla dispiralis</i> Bragin (обр. SK105 G)	10,4 м
12. Кремни светло-серые, реже белые и черные, толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 4-15 см, редко до 40 см) волнисто-слоистые с конодонтами <i>Metapolygnathus nodosus</i> , <i>M. aff. parvus</i> Kozur (Б-23)	6 м
13. Кремни серые, зеленовато-серые, тонко-среднеплитчатые линзовидно-слоистые, содержащие <i>Epigondolella</i> sp. (обр. Б-25). Кремни более темные, с менее четко выраженной плитчатостью, чем в пачке 12, обогащены железомарганцевыми микроконкрециями, диаметром до 1 мм	4,2 м
14. Кремни зеленовато-серые, нечетко плитчатые, преимущественно среднеплитчатые, с редкими толстыми и грубыми слоями	5 м
15. Кремни зеленовато-серые, на выветрелой поверхности буроватые и красные, суб-горизонтально-слоистые среднеплитчатые (ТЭЦ = 4-6 см), с единичными грубыми пластами (ТЭЦ = 15-20 см, до 40 см). В подошве пачки железомарганцевые микроконкреции (обр. Б-26). Конодонты <i>Misikella posthernsteini</i> (Kozur, Mock), <i>M. hernsteini</i> (Mostler) (обр. Б-27). Из низов этой пачки И.В. Кемкиным и В.С. Руденко (1998) установлены радиолярии <i>Canoptum triassicum</i> Yao, <i>Haekelicyrtium</i> sp., <i>Syringocapsa</i> sp., (обр. Бр-4), <i>Parahsuum simplum</i> , <i>Emiluvia</i> sp. (обр. 105 Н)	8 м
16. Кремни зеленовато-серые и серые средне-тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-6, редко до 10 см, в среднем, 3 см) субгоризонтально-слоистые. В подошве пачки конодонты <i>Misikella hernsteini</i> (обр. Б-28), а выше – <i>M. posthernsteini</i> (обр. Б-29) и остатки неопределимых конодентов (обр. Б-30)	10,8 м
Разрывное нарушение с близкими к залеганию пород элементами падения сместителя.	
17. Кремни желтовато-серые толстоплитчатые (ТЭЦ = 6-15 см), с пакетами (0,4-0,5 м) тонко-среднеплитчатых кремней	9 м
Зона милонитизированных пород (от 0,5 до 1,5 м).	
18. Глинистые кремни (или кремневые аргиллиты) оливково-зеленые, на выветрелой поверхности черные из-за пленок марганцевых окислов на поверхности сколов, средне-грубоплитчатые линзовидно-слоистые. Комплекс радиолярий с <i>Parahsuum grande</i> , датирующий отложения пачки началом средней (аален-байос) юры (Кемкин, Руденко, 1998)	4-5 м
19. Алевроаргиллиты черные с подчиненными прослоями будинированных черных и серых тонкозернистых и мелкозернистых песчаников, с радиоляриями байос-батского возраста в нижней части, и келловей в верхних частях пачки (Кемкин, Руденко, 1998)	> 50 м
Мощность толщи кремней (пачек 1-17) составляет 79,3 м.	

В этом разрезе пачки 1-3, с позднеанизийско-раннеладинскими *Paragondolella excelsa* и раннеладинскими *Neogondolella hungaricus* отнесены к нижнему подъярису ладинского яруса, а пачки 4 и 5, по появлению позднеладинских *Sephardiella mungoensis* – к верхнему его подъярису (Волохин и др., 2003). Пачки 6-12 содержат карнийский комплекс конодонтов, в т.ч. пачки 11 и 12, содержат вид-индекс позднекарнийской зоны *Metapolygnathus nodosus* и, несомненно, являются верхнекарнийскими. Пачки 13 и 14 отнесены к норийскому ярусу по стратиграфическому положению и как содержащие представителей норийского рода *Epigondolella* sp. Распространенные в пачках 15 и 16 конодонты *Misikella posthernsteini* указывают на их принадлежность к рэтскому ярусу.

Ранее, нижние 55 м кремневой толщи в данном разрезе были отнесены И.В. Кемкиным и В.С. Руденко (1998) к позднему анизю – верхнему триасу, а верхняя ее часть (пачки 15 и пачка 16) – к ранней и средней юре (до среднего байоса). Юрский возраст этой части кремневой толщи обосновывался радиоляриями *Parahsuum simplum* и *Emiluvia* sp. установленными в одном образце (обр. 105Н) из пачки 15 и среднеюрскими радиоляриями в глинистых кремнях пачки 18. Однако рэтские конодонты *Misikella posthernsteini* распространены как в пачке 15, так и выше, в пачке 16. Основываясь на конодонтовой фауне, можно говорить о триасовом возрасте почти всей толщи кремней. В верхних 5,2 м пачки 16 и кремнях пачки 17 органических остатков не установлено. Поэтому, к нижнеюрским, с некоторой условностью могут быть отнесены лишь фаунистически немые верхние 5 м пачки 16 и пачка 17 (рис. 27).

Присутствие в пачке 3 среднеанизийских *Neospathodus* cf. *kockeli* связывается с переотложением фауны из стратиграфических более низких слоев, перемывом нелитифицированного ила течениями или подводным оползанием слоев. Сокращенная мощность норийского яруса связывается с эпизодами неотложения кремнистых илов. На это может указывать обогащенность железомарганцевыми микроконкрециями нижних слоев пачек 14 и 15 (обр. Б-25 и Б-26), считающихся характерными индикаторами стратиграфических перерывов (Ивлиев, 1998; Свальнов, 2001).

В обнажении у с. Бреевка кремневая толща представлена неполностью, так как не обнажены ее низы – анизийские и оленекские слои. Полная мощность триасовой кремневой формации в данном районе может составлять около 100 м.

Район г. Дальнегорска

В Дальнегорском районе кремневая толща горбушинской свиты первоначально относилась к средней (Гурулев, Пальгуева, 1964) или ранней-средней (Жамойда, 1972) юре. Позднее А.О. Мазаровичем (1981, 1985) в глинисто-кремневых породах свиты был установлен позднеюрско-раннемеловой комплекс радиолярий. Г.И. Бурый (1984; 1985, 1989) установила в кремнях ранне-, средне- и позднетриасовые конодонты, а Н.Ю. Брагин и др. (1988) также и радиолярии триаса, юры и низов мела. Горбушинская свита, включающая слои от оленекского яруса до низов раннего мела (берриаса?), переведена в ранг серии (Михайлов и др., 1989), которая была подразделена на кремневую толщу (50-80 м) раннетриасово-

позднеюрского возраста и терригенную, существенно песчаную аркозовую позднеюрско(?)-раннеберриасовую толщу (285-360 м). Предполагавшееся циклическое строение «горбушинской свиты» (Гурулев, Пальгугева, 1964; Парняков, 1984) на деле оказалось повторением в разрезе 4-х подводно-оползневых (или тектонических) пластин, толщиной от 200 до 600 м, низы которых сложены триасовыми силицитами, а верхи – позднеюрско-раннемеловыми алевролитами и песчаниками (Михайлов и др., 1987; Юшманов, 1986; Parnjakov, 1997) (рис. 28).

Разрезы триасовой кремневой толщи изучались в г. Дальнегорске, в 700-800 м восточнее старого кладбища (фототабл. V; рис. 28), и в пос. Садовом, в 1 км ниже устья ключа Третьего (Волохин и др., 1990).

Разрез по р. Рудной в г. Дальнегорске. Здесь, низы толщи, относимой ранее к основанию «второго седиментационного цикла», а позднее, ко «2-й тектонической пластине», контактируют по левостороннему сдвигу-сбросу, трассированному дайкой базальтовых порфириров, с раннемеловыми песчаниками верхов 1-й «тектонической пластины» (рис. 29). Самые нижние слои обнажаются в ядре приразрывной антиклинальной складки:

1. Глинистые кремни оливково-зеленые, в нижней части (1,5-2 м) – красные глинистые яшмы, с подчиненными (от 1:3 до 1:20, в среднем 1:10) слоями и линзами серых кремней. Толщина слоев глинистых кремней и глинистых яшм – 3-20 см, кремней – 0,5-2 см, в раздувах до 3 см. В замке антиклинали в породах развита мелкая дисгармоничная складчатость тектонического нагнетания (фототабл. V) и система (через 15-20 см) ровных трещин кливажа, параллельных осевой плоскости, с бороздами и штриховкой на плоскостях. В глинистых яшмах присутствует оленекский комплекс конодонтов *Neospathodus* sp., *N. aff. dieneri* (Sweet), *N. discreta* Muller (обр. P-168, P-167), выше – *N. waageni* Sweet (P-169), *N. homeri* (Bender), *N. aff. triangularis* (Bender) (P-166, P-164), а в верхах – *N. zaksi* Buryi, *Oncodella obuti* Buryi (P-170)7-9 м

2. Фтанитовая пачка: глинистые кремни светлые зеленовато-серые, до белых на выветрелой поверхности, с подчиненными прослоями светло-серых кремней, черных фтанитов и глинистых фтанитов. Слои углеродистых силицитов (0,2-20 см) повторяются в разрезе через 0,3-0,8 м и составляют 10-20% объема пачки. В них присутствуют следы пластичного течения, микроэрозии и переотложения материала (фототаб. XV-1). Конодонты *Neospathodus* aff. *triangularis* (Bender) (P-163), *N. dieneri* (Sweet) (P-162) и *N. timorensis* (Nogami) (P-238)6 м

3. Глинистые кремни зеленовато-серые, с подчиненными (1:5 внизу, 1:1 вверху) прослоями кремней и редкими (через 0,8-1,6 м) прослоями (до 10 см) фтанитов и глинистых фтанитов. Конодонты *Neogondolella constricta* (Mosher, Clark) (P-174), *Neospathodus timorensis* и *N. homeri* (P-175). В кровле – среднеазиатские *N. aff. kockeli* (Tatge) (P-176). Присутствуют следы размыва и переотложения материала, тонкие слойки плохо сортированного песчаника, состоящего из зерен кремней, глинистых кремней, глинистых фтанитов, реже, микрокварцитов, кислых полевых шпатов, единичных зерен фельзитов и измененных базальтов, заключенных в глинисто-кремневом матриксе (фототабл. XV-3)6-7 м

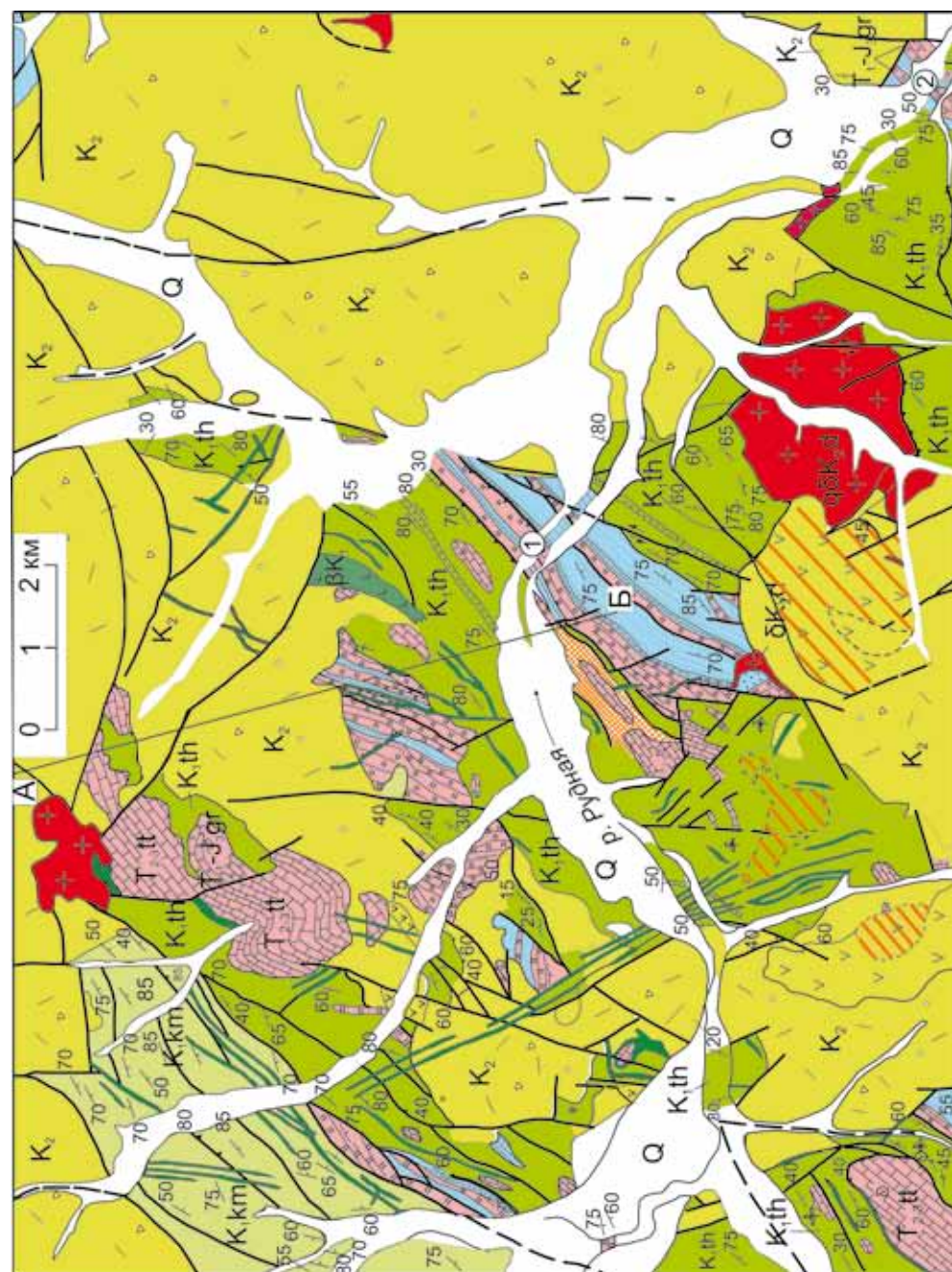
4. Глинистые кремни зеленовато-серые, с подчиненными (1:3 – 1:1) линзами и слоями серых кремней, толщиной 2-8 см, с *Neospathodus kockeli* (Tatge), и *N. germanicus* Kozur (P-178)2-2,5 м

5. Кремни зеленовато-серые толстоплитчатые (ТЭЦ = 3-20, чаще 8-12 см) линзовидно-слоистые внизу и субгоризонтально-слоистые сверху пачки, с подчиненными (1:4 внизу и 1:8 сверху) глинистыми кремням, редкими слоями фтанитов (1-10 см), с *Neospathodus kockeli*, *Ozarkodina tortilis* Tatge (P-247, P-179)4-5 м
6. Кремни серые, темно-серые и голубовато-серые средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 2-16 см, чаще 5-12 см), горизонтально-слоистые, с *Gladigondolella* cf. *Gl. trumpyi* Hirsch, радиолярии *Capnodoce* sp. (P-182)4 м
Надвиг, с падением сместителя на СЗ под углом 45°.
7. Кремни зеленовато-серые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-3 см) горизонтально слоистые, с *Paragondolella* sp., *Neocavitella* sp., *Epigondolella* sp. (P-184, 185), и *Metapolygnathus* sp. (P-186). Глинистые элементы циклитов резко подчинены кремнистым (1:15 – 1:20)8 м
Разрыв, с падением плоскости сместителя на СЗ под углом 38°.
8. Глинистые кремни оливково-зеленые, переслаивающиеся с кремневыми аргиллитами6-8 м
9. Кремнистые алевроаргиллиты черные, с редкими прослоями (0,5-1 см, до 1 м) песчаников25-30 м

Пачка 9 согласно перекрывается флишоидным переслаиванием светло-серых песчаников и черных алевролитов (15-20 м), а выше сменяются грубозернистыми граувакко-аркозовыми песчаниками (с толщиной пластов 0,8-2 м), с подчиненными прослоями черных алевролитов.

По фауне конодонтов пачки 1 и 2 вышеописанного разреза отнесены к оленекскому ярусу нижнего триаса, 3-5 – к анизийскому, 6 – к ладинскому ярусам среднего триаса (Волохин и др., 1990). Тонкоплитчатые кремни пачки 7 содержат конодонты верхнетриасовых родов. Впоследствии, возраст пачки тонкоплитчатых кремней 7 показан как позднеплинсбахско-ааленский (Брагин, 2000). В глинистых кремнях пачек 8 и 9 установлены позднеюрские радиолярии (Михайлов и др., 1986). Позднее, комплекс радиолярий в пачке 8 был определен как киммеридж-титонский, а в пачке 9 – как берриасовый (?) (Брагин, 1988, 1991). Глинистые кремни и кремневые аргиллиты пачки 8 (слой 17, по Н.Ю. Брагину) датированы как киммеридж-титонские, а согласно залегающие на них черные алевролиты, отнесены этим автором к титону-валанжину.

Детальное биостратиграфическое изучение пачки тонкоплитчатых кремней 7, глинистых кремней пачки 8 и вышележащих черных алевролитов пачки 9 проведено И.В. Кемкиным и Р.А. Кемкиной (1998). В пачке 7 ими выделены поздний плинсбах-раннетоарский, ранне-среднетоарский, поздний тоар-среднеааленский, позднеааленский-раннебайосский, ранне-среднебайосский, поздний байос-раннебатский, средний бат-раннекелловейский радиоляриевые комплексы. В подошве пачки 8 установлен средний оксфорд-раннекиммериджский, а выше – средне-позднекиммериджский и ранне-среднетитонский комплексы. Алевролиты и аргиллиты пачки 9 непосредственно у контакта с пачкой 8 содержат позднетитонский, а выше – ранний валанжин-раннебарремский комплексы радиолярий. Учитывая эти данные, возраст пачки тонкоплитчатых кремней 7, по-видимому, следует считать ранне-среднеюрским (плинсбах-раннекелловейским), а найденные в ней поздне триасовые конодонты переотложенными. Отложения геттангско-



Примечание: Геологический план по В.А. Михайлову и др., (1985 г.), с упрощениями и изменениями

Разрез по линии А-Б (по Ю.П. Юшманову, 1986)

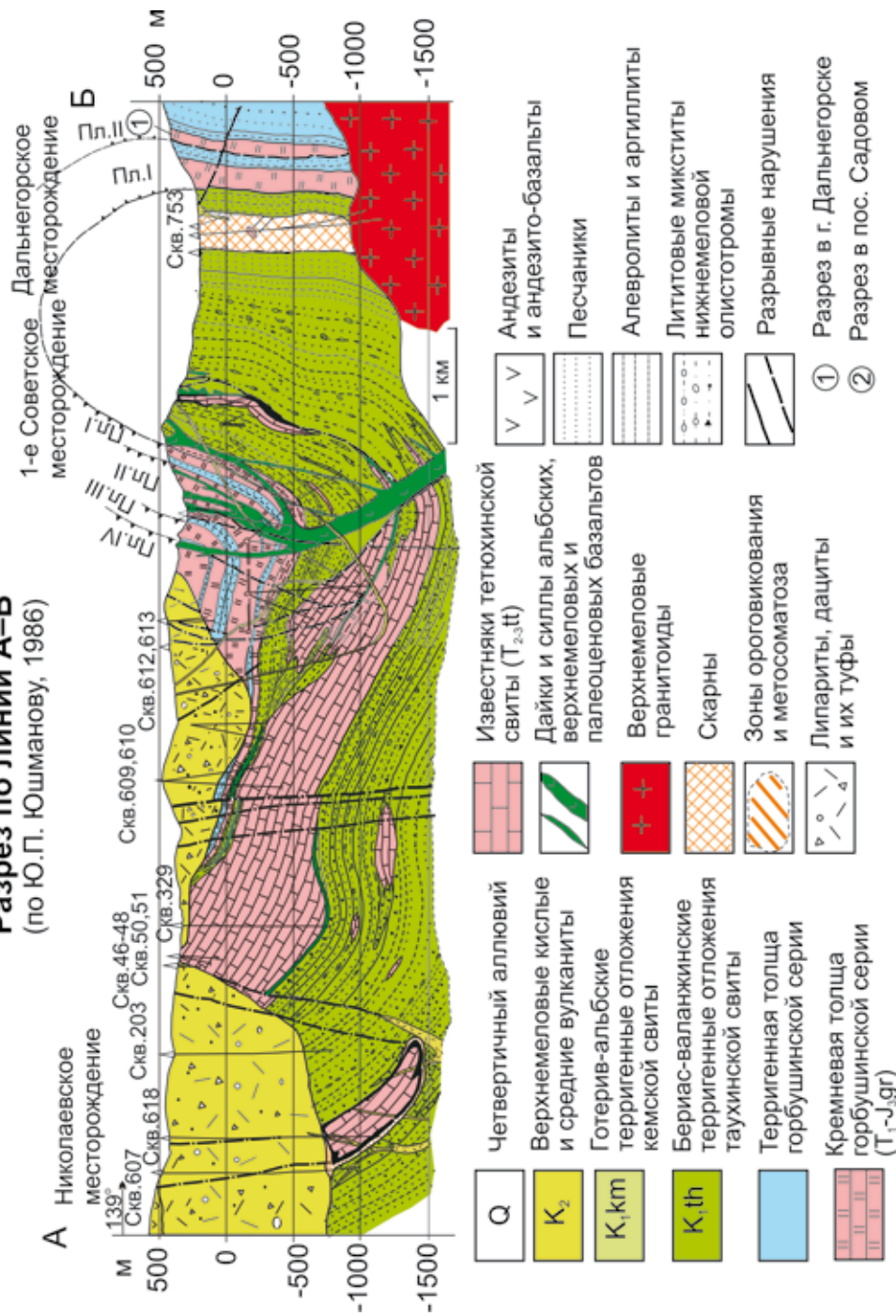
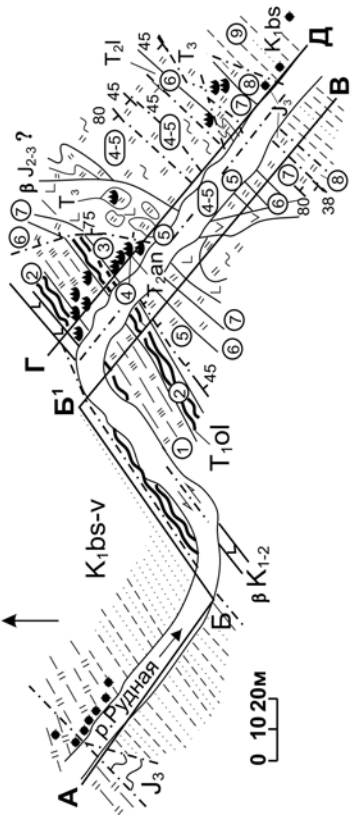
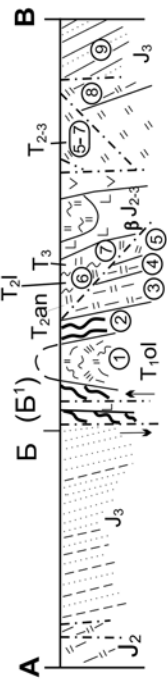


Рис. 28. Положение изученных разрезов триасовых силицитов в районе г. Дальнегорска.

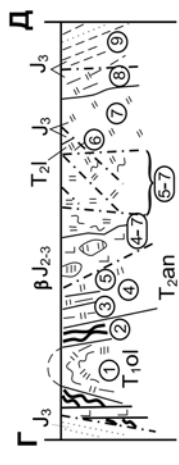
План



Разрез по линии А-В



Разрез по линии Г-Д



г. Дальнегорск

пос. Садовый

Пачка	№ проб	Мощ-	Пачка	№ проб	Мощ-
10			10		
9		30	9		
8			8		
7		6	7		
6	P-201 P-200 P-199	8	6	P-186 P-185 P-184	8
5	P-198	4	5	P-182	4
4	P-197	5	4	P-179	5
3		3	3	P-178 P-176 P-175	3
2		7	2	P-238 P-162 P-163	7
1		6	1	P-170 P-164 P-166 P-167 P-168	9

Рис. 29. План и разрез отложений горбушинской серии (второй «пластины») в г. Дальнегорске и схема корреляции триасовых силицитов г. Дальнегорска и пос. Садового. Условные обозначения см. на рис. 23.

го и синемюрского ярусов в разрезе не установлены. Здесь также отсутствуют отложения средней части келловейского-нижней части оксфордского ярусов (Кемкин, Кемкина, 1998). По максимальной оценке, мощность триасовой части кремневой толщи может составить 59 м (Parnjakov, 1997).

Базальтовые порфириды, помещенные в разрезе Н.Ю. Брагиным и др., (1988) на верхнекарнийский уровень впоследствии были исключены из колонки одним из соавторов этой статьи (Parnjakov, 1997). Они представляют силл субщелочных базальтовых порфиритов раннемелового возраста, залегающих почти согласно с простираем кремней 2-й пластины и насыщенных ксенолитами среднетриасовых (?) яшм и верхнетриасовых кремней (Волохин и др., 1990). В северной части датолитового карьера, эти базальтоиды занимают в колонке отложений более низкое (в верхах первой «пластины»), а стратиграфически, более высокое положение – на уровне терригенной нижнемеловой части разреза горбушинской серии (Волохин и др., 2003).

Разрез по р. Рудной в пос. Садовом. В районе пос. Садового, в 7 км к юго-востоку от вышеприведенного разреза г. Дальнегорска обнажаются:

1. Глинистые кремни табачно-зеленые и серые, с позднеоленинскими *Neospathodus triangularis* (Bender), установленными Н.Ю. Брагиным (1991)6 м
 2. Глинистые кремни светло-серые зеленоватые, с подчиненными прослоями кремней, фтанитов и глинистых фтанитов, с *Neospathodus timorensis* (Nogami)6,4 м
 3. Глинистые кремни зеленовато-серые с линзовидными прослоями серых кремней4 м
 4. Глинистые кремни темно-серые, брекчированные, с редкими слоями фтанитов с *Neogondolella* sp. (P-197)6 м
 5. Кремни серые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-4 см) субгоризонтально-слоистые с *Paragondolella polygnathiformis* (Bud., Steph.) в нижней части пачки (обр. P-198)6 м
 6. Кремни серые и зеленовато-серые линзовидно-слоистые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 0,5-4 см, обычно 1,5-2,5 см). Глинистые элементы циклитов подчинены кремнистым от 1:7 до 1:15. В подошве – *Metapolygnathus* aff. *spatulatus* (Hayashi) (P-199), в середине – *Enantiognathus ziegleri* Diebel (P-200), вблизи кровли – *Ancyrogondolella triangularis* Budurov (P-201)6,5 м
 7. Кремни серые и зеленовато-серые линзовидно-слоистые, тонко переслаивающиеся с глинистыми кремнями или кремневыми аргиллитами3,5-5 м
- Надвиг. Выше поверхности надвига на пачке 7 залегают:
8. Кремни серые и зеленовато-серые толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 8-25 см) субгоризонтально- и линзовидно-слоистые5,4 м
 9. Глинистые кремни зеленовато-серые линзовидно-слоистые, от грубоплитчатых (ТЭЦ = 6-30 см, обычно 10-20 см) до массивных5 м
- Мощность кремневой толщи 49–51 м.

Выше глинистые кремни пачки 9 согласно перекрываются толщей черных алевроаргиллитов, с тонкими редкими прослоями тонкозернистых песчаников (18-20 м), затем толщей переслаивания песчаников и черных алевролитов, а затем, грубослоистой толщей аркозовых и граувакко-аркозовых песчаников, с подчиненными алевролитами.

В этом разрезе Н.Ю. Брагиным (1991) выделены три слоя. Нижний слой, к которому отнесены, по-видимому, пачки 1 и 2 выше приведенной колонки, содержит конодонты *Neogondolella bulgarica* Budur et Stephan., *N. excelsa* Mosher и радиолярии «*Stylosphaera*» *japonica* (Nakas. et Nishim.), «*S.*» *compacta* (Nakas. et Nishim.), *Triassocampe deweveri* (Nakas. et Nishim.). Средний слой включает пачки 3-5 нашего описания разреза и содержит конодонты *Neogondolella mungoensis* (Diebel), *N. mostleri* (Kozur) и радиолярии *Plafkerium cochleatum* (Nakas. et Nishim.), *Sarla dispiralis* Bragin, и др. (Брагин, 1991). Слой 3, представленный по Н.Ю. Брагину массивными темно-серыми кремнями, вероятно, соответствует пачкам 6-7 вышеописанного разреза и содержит конодонты *Neogondolella polygnathiformis*, *N. nodosa* (Hayashi), *Epigondolella abneptis*, *E. postera* и радиолярии *Capnodoce* sp., *Triassocampe nova* Yao, *Eucyrtidiellum pessagno* (Nakas. et Nishim.).

Литологически сходные с кремнями пачки 8 разреза у пос. Садового толсто-грубоплитчатые кремни разреза кл. Больничного содержат *Epigondolella postera* (Kozur, Mostler), *Misikella hernsteini* (Mostler) (Бурий, 1984), что свидетельствует о непрерывном накоплении толщи кремней до конца триасового периода. В глинистых кремнях пачки 9 (слой 4, по Н.Ю. Брагину (1991)) установлены верхнеюрские *Ristola altissima* (Rust), а во флишоидном переслаивании алевролитов и песчаников – берриас-валанжинские *Ristola cretacea* (Baumg.) и другие радиолярии.

В разрезах Дальнегорского района совмещаются отложения двух, а возможно трех этапов кремненакопления: триасового, плинсбах-среднеюрского и киммеридж-титонского. Характерны сокращенная мощность отложений и следы переотложения осадков и микрофауны. Отложившиеся за короткий оленекский век глинистые кремни пачек 1 и 2 составляют значительно больший интервал разреза (13-15 м), чем близкие по содержанию кремнезема киммеридж-титонские силициты.

Бассейн р. Корейской

В бассейне р. Корейской, правого притока р. Черной, триасовые силициты вместе юрскими глинистыми кремнями и, частично, с берриас-валанжинскими (?) терригенными породами образуют покровный комплекс из 4-х пластин, залегающих на нижнемеловой олистостроме (Голозубов и др., 1992; Кемкин, 1996).

Разрез по р. Корейской. Разрез триасовых силицитов изучался в одной из покровных пластин на левом борту долины р. Корейской, в 10 км запад-юго-западнее с. Сокольчи и, в русле ключа Холодного, левого притока р. Корейской (рис. 30).

На крутом изгибе русла р. Корейской, в борту долины реки обнажаются триасовые кремни, позднеюрские глинистые силициты и кремневые аргиллиты, и раннемеловые алеароаргиллиты, алевролиты и песчаники. Сложно деформированная толща триасовых кремней надвинута на юго-восточное крыло опрокинутой на северо-запад антиклинальной складки, сложенной глинистыми силицитами. Стратиграфически снизу вверх залегают:

1. Глинистые кремни зеленовато-серые и светло-серые, с подчиненными слоями (до 10 см) фтанитов и глинистых фтанитов, с *Neogondolella constricta* сверху пачки8 м
Надвиг, с падением сместителя на восток-юго-восток, за которым обнажаются:
2. Кремни зеленовато-серые среднеплитчатые (ТЭЦ = 1-9 см, обычно 4-6 см), с пакетами (толщиной 0,3 м) тонкоплитчатых кремней, содержащие *Sephardiella* sp. и *Sephardiella* aff. *japonica* Hayashi7-8 м
3. Кремни зеленовато-серые и серые разноплитчатые, преимущественно среднеплитчатые с *Sephardiella* sp. и *Sephardiella mungoensis* Diebel, видом, характерным для верхов верхнего ладина6-7 м
4. Кремни зеленовато-серые и серые тонко-среднеплитчатые, с позднекарнийско-ранненорийскими *Epigondolella* cf. *abneptis*, *Metapolygnathus* cf. *primitia* внизу пачки, *Epigondolella* sp., *Metapolygnathus vialovi* Buryi, *Epigondolella* aff. *abneptis* сверху пачки6-7 м
5. Кремни зеленовато-серые, светло-серые и желтоватые грубоплитчатые (ТЭЦ = 25-70 см), с пакетами (0,4 м) тонко-среднеплитчатых кремней8-10 м
6. Зеленовато-серые кремни и сургучно-красные яшмы тонко-среднеплитчатые2,2 м
7. Количневые яшмы и светло-серые кремни тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-5 см, чаще 1-2,5 см)3 м

Мощность триасовых образований в этом разрезе (40,2-45,2 м) вероятно занижена из-за потери части отложений на тектонических контактах пачек. Датированная конодонтами часть разреза включает позднеанизийско-нижнеладинские слои (пачка 1), позднеладинские (пачка 2 и 3), и нижненорийские слои (пачка 4). Грубоплитчатые кремни пачки 5, литологически сходные со средненорийскими отложениями правобережья р. Уссури, по стратиграфическому положению условно могут быть отнесены к среднему–верхнему норию. В яшмах пачек 6 и 7 встречаются остатки плохо сохранившихся конодонт, позволяющих допускать позднеорийский возраст этих пачек.

Разрез по ключу Холодному. В русле и береговых обнажениях кл. Холодного (лев. притоку р. Корейской) обнажается фрагмент триасовой кремневой толщи:

1. Фтанитовая пачка: переслаивание тонко-среднеплитчатых светло-серых глинистых кремней и кремней с кремнистыми аргиллитами (ТЭЦ = 1-8 см, чаще 3-6 см), с прослоями (2-20 см) фтанитов и глинистых фтанитов, среднеанизийскими конодонтами *Neospathodus kockeli* (Tatge) и позднеанизийскими *Neogondolella pridaensis* (Nicora, Kozur and Mietto)4-6,4 м
2. Кремни светло-серые и голубовато-зеленые, субгоризонтально-слоистые толсто-плитчатые внизу и средне-толстоплитчатые сверху пачки, с *Neogondolella pridaensis* (Nicora, Kozur and Mietto)4 м
3. Кремни субгоризонтально-слоистые (до линзовидно-слоистых) средне-тонкоплитчатые (ТЭЦ = 1-6 см, чаще 3-6 см), с редкими прослоями (до 15 см) фтанитов и глинистых фтанитов, с *Neospathodus kockeli*, *Neogondolella pridaensis* (Nicora, Kozur and Mietto), *Paragondolella excelsa*, *Neogondolella pridaensis*4,8 м
4. Яшмы сургучно-красные горизонтально-слоистые среднеплитчатые (ТЭЦ = 2-7 см, чаще 4-6 см), с прослоями зеленовато-серых кремней. Конодонты *Neogondolella pridaensis*,

Neogondolella cf. *momburgensis* (Tatge), *Gladigondolella tethidis* juv. (Huckriede)

.....5-6 м

Верхняя часть этой пачки интенсивно дислоцирована.

5. Яшмы сургучно-красные тонкоплитчатые, переслаивающиеся с красными аргиллитами и кремнистыми аргиллитами. Толщина кремнистых слоев 0,5-3 см, глинистых – 0,5-3 см2,2-3 м

6. Яшмы красные среднеплитчатые (ТЭЦ = 2-8 см, чаще 4-6 см), с подчиненными прослоями кремнистых аргиллитов и конодонтами *Neospathodus kockeli*, *Paragondolella excelsa*2,4 м

7. Кремни серые и темно-серые средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 6-15 см), с пакетами (до 0,4 м) тонкоплитчатых (ТЭЦ = 1-3 см) и сургучно-красных яшм в середине пачки3,7 м

8. Кремни зеленовато-серые среднеплитчатые с пакетами (0,2-0,3 м) тонкоплитчатых субгоризонтально-слоистые. Конодонты *Neospathodus kockeli*, *Paragondolella excelsa* ...4 м

9. Кремни зеленовато-серые тонкоплитчатые горизонтально-слоистые (ТЭЦ = 1-3 см)0,6 м

10. Кремни светло-зеленовато-серые грубоплитчатые (ТЭЦ = 15-20 см, редко 4-6 см) > 1,2 м

Мощность представленной части разреза 31,9–36,1 м.

Совместное нахождение в пачке 1 среднеанизийских *Neospathodus kockeli* и позднеанизийских *Neogondolella pridaensis*, вероятно, фиксирует рубеж среднего и верхнего анизия. В пачках 3, 6 и 8 среднеанизийские *N. kockeli* встречается вместе с позднеанизийскими *N. pridaensis* и позднеанизийско-раннеладинскими *Paragondolella excelsa*, что свидетельствует о позднеанизийском возрасте пачек 1-8. Пачки 9 и 10 могут условно быть отнесены к нижнему ладину.

В разрезе по р. Корейской, среднеплитчатые кремни с позднеладинской фауной надвинуты на глинистые яшмы, содержащие киммеридж-раннетитонский комплекс радиоларий (рис. 30). Поэтому ранее высказанное заключение (Кемкин, 1996) о непрерывности кремненакопления от триаса до конца юры, основанное на изучении разреза по р. Корейской, здесь не подтверждается (Волохин и др., 2003, 2008).

2.3.2. Наданьхада-Амурская зона

В Наданьхада-Амурской зоне также присутствуют кремневые и карбонатно-кремневые толщи триаса, относящиеся к тому же формационному типу.

Баджалский и Горинский районы

В северной части Наданьхада-Амурской зоны (Горинский синклинорий) мезозойские кремневые толщи включались в среднеюрскую ульбинскую и позднеюрские силинскую и падалинскую свиты (Геология СССР, 1966). Однако позднее был установлен триасовый возраст кремневых толщ свит, ранее считавшихся верхнепалеозойскими. На левобережье р. Кур, (бас. р. Бол. Будюр) в непрерывном разрезе выделялись будюрская свита ($T_3c-T_{3n_1}$), охарактеризованная

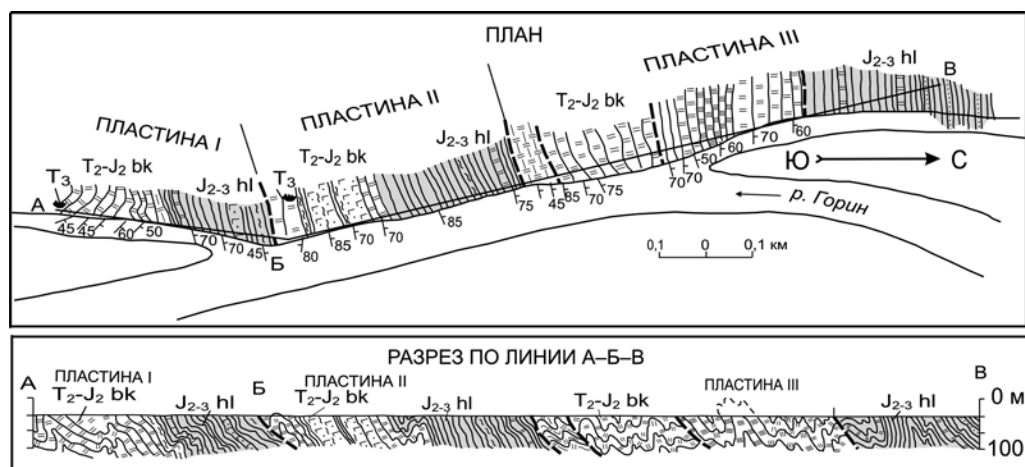
ранне- и средненорийскими галобиями, карнийскими и ранненорийскими радиоляриями, и залегающая выше кабаргинская толща (T_3n_{2-3} - J_2^1), содержащая радиолярии геттангского, тоарского и ааленского возраста (Заблоцкий и др., 1990). Будюрская свита коррелируется этими авторами с правоовкучинской толщей низов триасово-юрского разреза правобережья р. Кур, а верхняя часть кабаргинской свиты – с хурбинской свитой в бас. р. Хурба, охарактеризованной митилоцерамами. Стратиграфически выше, в этом районе, помещаются ульбинская свита (J_2) и силинская свита (J_3) (Заблоцкий и др., 1990).

В бассейне р. Маглой (правобережье р. Ульбин) выделялась маглойская толща, подстилающая ульбинскую свиту. В этой толще, в пачке переслаивания кремневых пород и алевролитов (первые десятки метров) установлены раннеладинские, раннекарнийские, позднекарнийские, ранне-средненорийские и поздне-норийские, геттангские, тоар-ааленские и позднекелловейско-среднеоксфордские радиолярии (Заблоцкий и др., 1990).

В бокторской толще, на правобережье р. Горин (район п. Боктор), Е.М. Заблоцкий с соавторами (1990) определили из кремневых пород комплексы радиолярий: позднеладинско-раннекарнийский, позднекарнийский, ранне-средненорийский, поздне-норийский, геттангский, тоар-ааленский и позднекелловейско-среднеоксфордский. На правом берегу р. Горин, ниже устья р. Боктор, в маломощной пачке кремней (10 м) установлены три последовательно сменяющихся комплекса радиолярий: ранне-средненорийский, поздне-норийский и геттангский (Заблоцкий и др., 1990).

Во всех изученных этими авторами разрезах, пачки кремней и глинистых кремней чередуются с пачками переслаивания песчаников и алевролитов. Присутствуют также прослои и линзы седиментационных брекчий и конглобрекчий, особенно многочисленные на левобережье р. Кур. Такое строение разрезов объясняется этими авторами формированием отложений на континентальном склоне и у его подножья при значительной роли гравитационных потоков. Анализ геологических материалов позволил Е.М. Заблоцкому с соавторами (1990) выделить в пределах Горинского синклинория две зоны: неритовую Курско-Горинскую, и гемипелагическо-пелагическую Вандано-Хабаровскую, продолжающуюся на СВ до Киселевского блока.

Геологическое строение и стратиграфия триасово-юрских отложений в бассейнах рек Горин и Силинка (Нижнее Приамурье) недавно были пересмотрены В.И. Анойкиным с соавторами (2007). Триасово-юрские отложения района, объединенные в хорпинскую серию, подразделяются этими авторами на бокторскую толщу (T_2 - J_2 *bk*), сложенную преимущественно кремнями, и хольвасийскую (J_{2-3} *hl*), представленную глинистыми сланцами, с подчиненными прослоями черных кремней, кремнисто-глинистых сланцев и туфов основного состава (рис. 31). В бассейне р. Горин толща триасовых кремней повторяется трижды в блоках (пластинах?), сложенных отложениями хорпинской серии, надвинутых один на другой на север-северо-запад. Во второй пластине, в бокторскую толщу включена пачка (145 м) среднеюрских(?) туфов базальтов, залегающая на средне-верхненорийских кремнях, с конодонтами *Epigondolella (Mockina) bidentata* Mosher, которую логич-



Толща	Индекс	№ пачки	Литология	Толщина (м)	Характеристика пачек
ПЛАСТИНА I					
Хольвасий-ская	J ₂₋₃ hl	1		185	Глинистые сланцы темно-серые с редкими линзами черных кремней (фтанитов), прослоями кремнисто-глинистых сланцев и туфов основного состава
		2		20	Кремни глиистые серые плитчатые
Бокторская	T ₂ -J ₂ bk	1		130	Кремни серые, зеленовато-серые тонкоплитчатые
ПЛАСТИНА II					
Хольвасий-ская	J ₂₋₃ hl	2		120	Глинистые сланцы темно-серые с единичными прослоями и линзами темно-серых кремнисто-глинистых сланцев и фтанитов
		1		110	Глинистые сланцы темно-серые
					Взаимоотношения не наблюдались
Бокторская	T ₂ -J ₂ bk	3		45	Кремни серые плитчатые
		2		145	Туфы основного состава алевро-псаммитовые зеленовато-серые и сургучные, линзы и прослои кремнисто-глинистых и глинистых сланцев
		1		40	Кремни серы и зеленовато-серые с <i>Mockina bidentata</i> (Mosher)
ПЛАСТИНА III					
Хольвасий-ская	J ₂₋₃ hl	1		150	Глинистые сланцы темно-серые с единичными прослоями и линзами темно-серых кремнисто-глинистых сланцев и песчаников
		Взаимоотношения не наблюдались			
Бокторская	T ₂ -J ₂ bk	3		~60	Кремни серые плитчатые
		2		>50	Кремни сургучные тонкоплитчатые
		1		>40	Кремни глиистые серые плитчатые

Рис. 31. Схематический разрез и стратиграфические колонки триасово-юрских отложений в бас. р. Горин (Анойкин и др., 2007). Условные обозначения см. рис. 23.

нее было бы отнести не к бокторской, а к хольвасийской толще. Низы бокторской толщи слагают глинистые кремни, над которыми залегает пачка сургучных яшм (средний триас), а выше – серых плитчатых кремней. Карбонаты в разрезе не отмечены. Полная мощность бокторской кремневой толщи ($T_2\text{ an}-T_3\text{ r}$) – 130-150 м.

Район г. Хабаровска

В районе г. Хабаровска триасовые кремни обнажаются по правому берегу р. Амур: у железнодорожного моста и в районе Воронежских высот (Шевелев, 1987; Брагин, 1991). В обнажении у железнодорожного моста, на олистостромовой толще залегает пакет из 3-х пластин, сложенных нижнетриасово-юрскими отложениями (Брагин, 1991). Первичная последовательность слоев, выстраиваемая по фауне из этих 3-х фрагментов следующая:

1. ($T_1\text{ ol}_2$). Серые кремни и красные тонкоплитчатые яшмы с конодонтами *Neospathodus homeri*, *N. triangularis*, *N. spathi* Sweet. Встречаются беззамковые брахиоподы *Lingula* sp.5-20 м
 2. ($T_2\text{ an}_1-l_1$). Яшмы красные и зеленые тонкоплитчатые с конодонтами *Neospathodus timorensis*, *Neogondolella bulgarica*, *N. momburgensis*, *Paragondolella excelsa*, радиоляриями *Triassocampe diordinis*, *T. deweveri*, *T. coronata*, *T. levigata*10 м
 3. Яшмы красные плитчатые стекловатые, кварцитоподобные15 м
 4. ($T_2\text{ l}_2-T_3\text{ c}_1$). Яшмы красные тонкоплитчатые глинистые с *Neogondolella polignathiformis*, радиоляриями *Plafkerium cochleatum* (Nakas. et Nishim.), *Nriassocampe* sp.3 м
 5. ($T_3\text{ c}_1$). Кремни серо-зеленые плитчатые с конодонтами *Neogondolella polignathiformis*15 м
 6. ($T_3\text{ c}_1-T_3\text{ n}_2$). Яшмы красные тонкоплитчатые с конодонтами *Neogondolella polignathiformis*, *N. foliata*, радиоляриями *Sarla dispiralia*, *Plafkerium cochleatum* в нижней половине, и конодонтами *Neogondolella nodosa* (Hayashi), *Neogondolella polignathiformis*, *N. navicula*, *Epigondolella primitia*, *E. abneptis*, радиоляриями *Triassocampe nova* Yao, *Capnodose* sp. в верхней части пачки ≤ 30 м
- Стратиграфический перерыв
7. (J). Яшмы красные толстоплитчатые, с *Praeconocaryomma immodica* Pessagno, *Hsuum* sp.3 м
 8. (J). Аргиллиты кремнистые красные, с радиоляриями *Ristola* sp., *Hsuum* sp.4-15 м

Выше – разрыв, почти параллельный слоистости пород, за которым залегают алевролитовые микститы раннемелового возраста (Натальин, Зябрев, 1989). Комплекс конодонтов в пачке 6 смешанный, с видами позднеладинского, раннекарнийского, позднекарнийского, ранне- и средненорийского возраста. Стратиграфический перерыв между пачками 6 и 7 фиксирует, по-видимому, верхнюю границу триасовой кремневой формации в этом районе. В красных аргиллитах 8-й пачки данного разреза С.В. Зябрев установил верхний синемюр-плинсбахский (вероятно плинсбахский) комплекс радиолярий: *Trillus elkhornensis* Pessagno et Blome, *Bagotum* aff. *modestum* Pessagno et Whalen, *Canoptum anulatum* Pessagno et Poisson, *C. dixonii* Pessagno et Whalen, *C. poissoni* Pessagno, *Canutus inddomitus* Pessagno et Whalen, *Droltus* aff. *laseekensis* Pessagno et Whalen, *D. cf. hecatensis* Pessagno et Whalen, *Hsuum* sp., *Lupherium* sp. *A* Pessagno et Whalen (Натальин,

Зябрев, 1989). Датированные радиоляриями байос-батские слои представлены красными алевролитами, а поздний бат-среднекекелловейские отложения – фисташковыми глинистыми сланцами (Наталин, Зябрев, 1989).

В районе Воронежских высот, неполный разрез кремневой толщи воронежской свиты представлен в обнажении на берегу р. Амур вблизи пионерского лагеря:

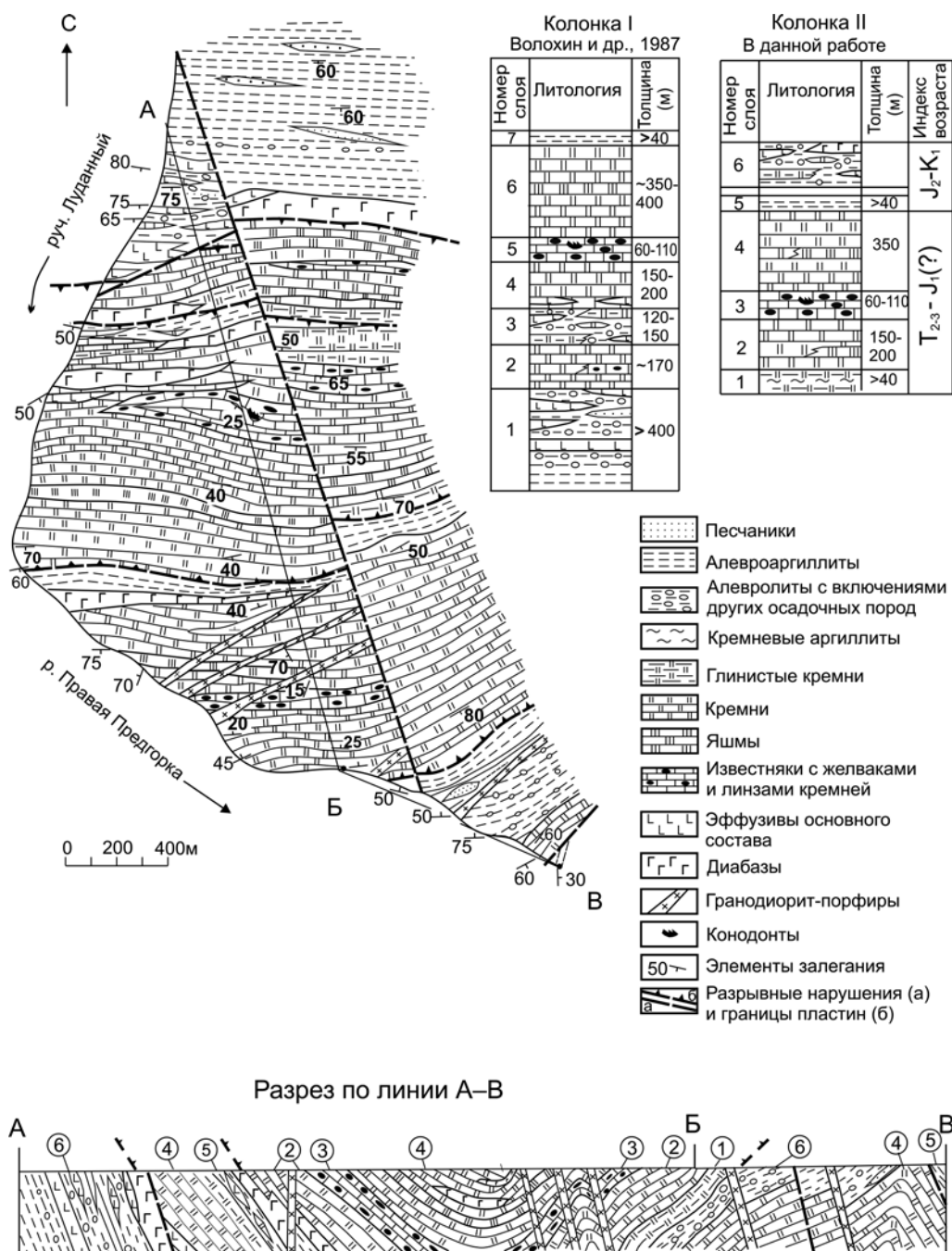
1. (T_1O_1 - T_2an ?). Переслаивание светло-серых глинистых кремней, глинистых фтанитов и кремневых аргиллитов, содержащих мелкие (1-6 см) уплощенные кремнисто-глинисто-пиритовые конкреции20 м
 2. (T_1O_1 - T_2an ?). Желтовато-зеленые (табачные) и светло-серые тонко- среднеплитчатые кремневые аргиллиты и глинистые кремни10-12 м
 - Тектонический контакт
 3. (T_2 - T_3). Кремни разноплитчатые40 м
- Неполная мощность триасовых отложений составляет 72 м.

В кремнях воронежской свиты, относившейся ранее к среднему-верхнему карбону (Геология СССР, 1966), В.С. Руденко и Л.М. Олейник были выделены и определены раннемезозойские радиолярии *Trisphaera* sp., *Lithocampe* sp., *L. sichotica*, *Stichocapsa* ex gr. *bulbosa*, *Dictiomitra* sp., *Tricolocapsa* sp. indet и др., (Волохин, 1985). В этом же обнажении Н.Ю. Брагин (1991) установил триасовые конодонты и радиолярии позднего нория, рэта и ранней юры.

Район г. Бикин

В Бикинской зоне, А.Н. Филипповым (1990) выделялась триасово-юрская «кремневая толща», мощностью 1600 м (что сильно завышено, – Ю.В.), выше которой помещалась позднеюрская вулканогенно-терригенная толща. «Кремневая толща» подразделялась на 3 пачки (фактически толщи, – Ю.В.) изменчивой мощности. Нижняя пачка сложена терригенными породами с прослоями кремней, содержащими анизийские конодонты *Neospathodus kockeli*, *Neogondolella cornuta*, *N. constricta*, анизийско-ладинские *Paragondolella* cf. *excelsa*, а также среднетриасовые радиолярии (Филиппов, 1990). Средняя пачка сложена кремнями и яшмами с линзами известняков содержащими карнийские и норийские конодонты и радиолярии. Верхняя пачка имеет пестрый состав и состоит из чередующихся кремней, кремнисто-глинистых пород, алевроаргиллитов и алевролитов (Филиппов, 1990). В ней установлены рэтские конодонты *Misikella hernsteni*, а также киммеридж-титонские радиолярии *Mirifusus bailey*, *M. quadalupensis*, *M. mediodilatatus*, *Pseudodictyomitra* sp., *Gongylothorax sakawa-ensis* Mats. и др. (Филиппов, 1990). Изученность этой плохо обнаженной и сложного геологического строения зоны еще недостаточна для выявления внутренней организации мезозойских кремневых толщ. Тем не менее, существенные литологические различия триасовых и юрских силицитов существуют и в Бикинской зоне, и в зоне Наданьхада (на территории КНР). Строение «триасовой кремневой толщи» характеризуется разрез в бассейне р. Улитка.

Разрез р. Улитка. В междуречье р. Прав. Предгорка и руч. Луданного триасовые отложения выполняют ядро крупной, с размахом крыльев > 2 км, синклинали (рис. 32). Здесь устанавливалась следующая последовательность толщ (Волохин и др., 1987):



Примечание: составлено А.Н. Филипповым (Волохин и др., 1987), с исправлениями. Номера толщ соответствуют колонке II.

Рис. 32. План, разрез и литологическая колонка триасовых отложений в междуречье р. Прав. Предгорка и руч. Луданного.

1. Алевроаргиллиты, содержащие включения обломков песчаников и других осадочных пород, линзы и прослои песчаников и основных эффузивов	> 400 м
2. Плитчатые кремни, включающие пачку известняков, с желваками и линзами кремней	170 м
3. Алевроаргиллиты, с обломками осадочных пород, линзами основных эффузивов и кремнисто-глинистых пород	120-150 м
4. Плитчатые кремни	150-200 м
5. Известняки, с желваками кремней и конодонтами <i>Epigondolella abneptis</i> Huckriede	60-110 м
6. Плитчатые кремни и сургучно-красных яшмы	350-400 м
7. Алевроаргиллиты	> 40 м

В настоящее время, указанная последовательность отложений рассматривается как представляющая «тектоно-стратиграфический комплекс», состоящий из двух покровных пластин, залегающих на олистостроме. К олистостромным образованиям отнесены толщи 1 и 3 вышеприведенного разреза (рис. 32, колонка I). Первичная последовательность отложений в настоящее время представляется в следующем виде:

1. Глинистые кремни и кремнистые аргиллиты с прослоями углеродистых кремнистых пород	40 м
2. Плитчатые кремни и яшмы	150-200 м
3. Известняки с желваками и линзами кремней, с <i>Epigondolella abneptis</i> (Huckriede)	60-110 м
4. Плитчатые кремни и яшмы	350 м
5. Алевроаргиллиты	> 40 м

Полная мощность карбонатной и кремневых толщ 1-4 составляет 600–700 м, а с учетом фациального замещения известняков толщи 3 кремнями толщ 2 и 4, реальная мощность триаса в разрезе не превышает 600 м.

Район Наданьхада (КНР)

В зоне Наданьхада, в 3 км западнее деревни Шичанг (рис. 33), в карьере длиной 120 м и высотой стенок до 30-40 м, обнажается сильно деформированная толща триасовых плитчатых кремней:

1. Глинистые кремни светло-серые и зеленовато-серые с прослоями кремней, фтанитов и глинистых фтанитов	> 3 м
2. Тонко-среднеплитчатые кремни зеленовато-серые и темно-серые, с отдельными прослоями (до 1 м) массивных и толстоплитчатых кремней и пакетами сургучно-красных яшм. В низах пачки описаны (Buryi, 1996a) среднеанизийские и позднеанизийско-раннеладинские конодонты <i>Neospathodus kockeli</i> (Tatge), <i>Neogondolella mombergensis</i> (Tatge), а выше <i>Sephardiella</i> (<i>Carinella</i>) <i>mungoensis</i> (Diebel), датирующие содержащие их слои кремней серединой-концом позднего ладина	40-50 м
3. Грубоплитчатые кремни зеленовато-серые и темно-серые (ТЭЦ = 8-25 см)	6 м

На юго-восточной окраине деревни Чин-Хо, в карьере (длиной 200 м

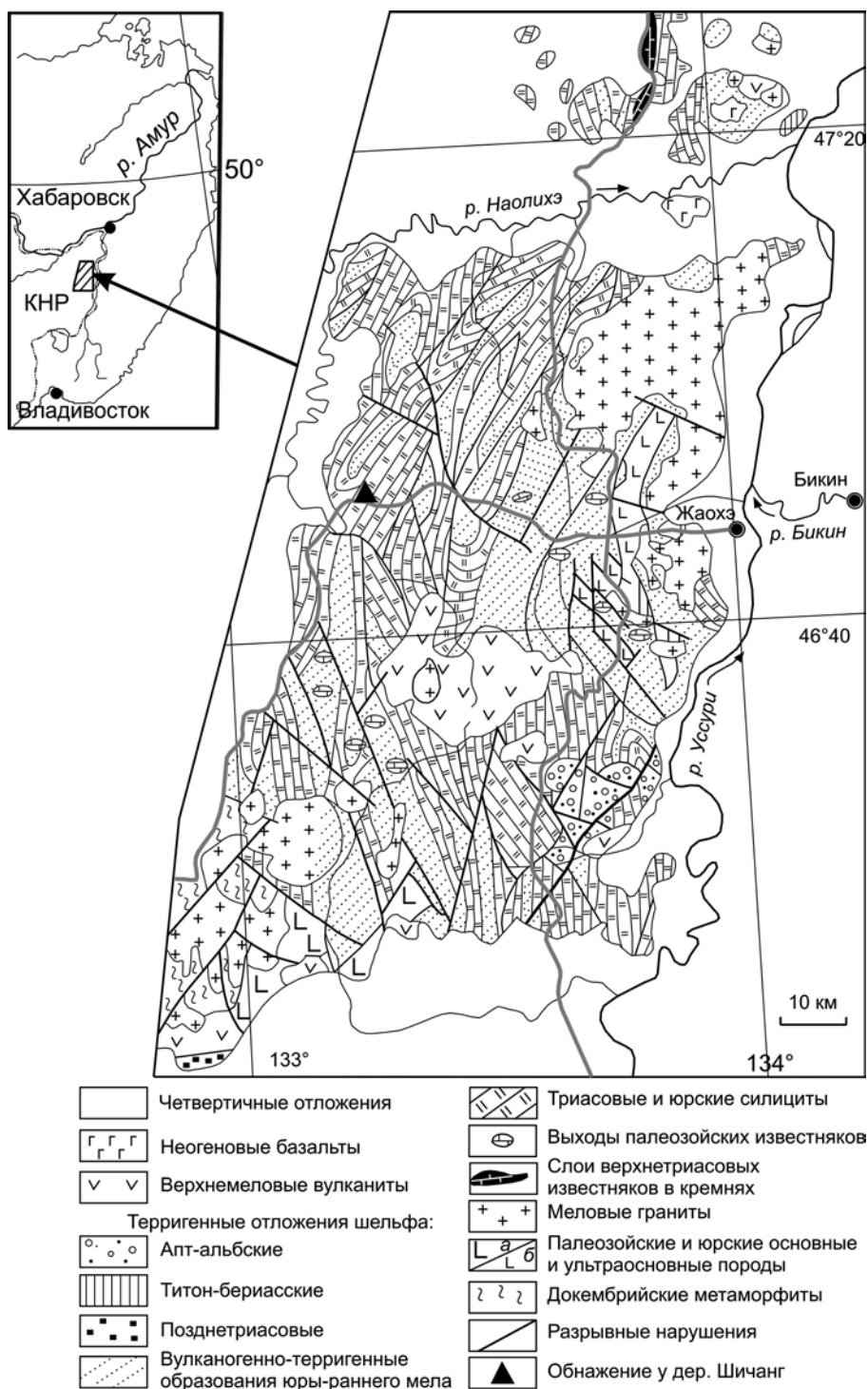


Рис. 33. Геологическая карта хребта Наданьхада-Алинь (Regional..., 1990; Shao et al., 1990; Геологическая..., 1996).

и высотой стенок до 35 м) обнажается толща триасовых плитчатых кремней (видимой мощностью 45-60 м), смятых в мелкие складки и разбитых разрывами. Низы толщи представлены зеленовато-серыми кремнистыми алевроаргиллитами с прослоями углеродистых кремневых пород («фтанитовая пачка»), сменяющимися выше по разрезу зеленовато-серыми плитчатыми кремнями.

В 8 км к востоку от г. Дахеджень, в придорожном карьере, в плитчатых кремнях установлены нижнетриасовые конодонты *Neospathodus dieneri*, а в 3 км восточнее г. Циертсин (Tsiertsin), *Metapolignathus cf. parvus* Kozur, распространенные вблизи границы карния и нория (Buryi, 1996). В этих же районах в плитчатых кремнях установлены позднеанизийско-ладинские и позднекарнийско-норийские радиолярии, а в кремнисто-глинистых сланцах – бат-келловейский комплекс радиолярий (Kojima, Mizutani, 1987).

Средне-позднеюрские силициты зоны Наданьхада отличаются от триасовых несколько более глинистым составом, существенной ролью или преобладанием глинистых яшм и глинистых кремней. Они содержат прослои (10-20 см) окисных железомарганцевых руд. Литологически сходные образования встречаются также в Нижнебикинской подзоне, в Центральной и Восточно-Сихотэ-Алинской зонах, в южном (эрдагоусская и колумбинская свиты в южном Сихотэ-Алине) и в северном Сихотэ-Алине (мономинская толща, киселевская свита). Сходство средне(?)-позднеюрских образований в довольно удаленных разрезах и разных зонах, существенные их отличия от триасовых, развитых в тех же районах, дает возможность различать их по литологическим признакам.

2.3.3. Корреляция разрезов и границы триасовой кремневой формации

При стратиграфических исследованиях в Сихотэ-Алинской области, для определения возраста свит и толщ длительное время использовались традиционные группы макрофауны (моллюски, кораллы), обычно находимые в терригенных и мелководных карбонатных отложениях, а возраст кремневых толщ устанавливался, фактически, по их положению в разрезе среди терригенных комплексов, содержащих макрофаунистические остатки. В последние десятилетия, при датировании мезозойских кремневых толщ используются микрофаунистические определения возраста, использующие шкалы зональности по радиоляриям и конодонтам. При корреляции разрезов и определении возраста пород триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня использовалась схема конодонтовой зональности (рис. 34), которая позволяет довольно уверенную корреляцию пачек и толщ (рис. 35, 36).

Было установлено, что нижние слои триасовой кремневой формации – пачка глинистых кремней и кремневых аргиллитов (1) и «фтанитовая» пачка (2) – имеют диахронную границу (Волохин и др., 2003). В дальнегорском разрезе, граница этих пачек проходит в верхнеоленинских слоях (в зоне *N. homeri*), а в бассейнах рек Уссури, Катэн и Анюй – в среднем анизии (в зонах *Neospathodus bulgarica* и *N. kockeli*). Верхние границы «фтанитовой» пачки в разрезах г. Дальнегорска и бассейна р. Уссури фактически одновозрастны и приурочены к среднему анизии (к зоне *Neospathodus kockeli*). В карбонатно-кремневом разрезе

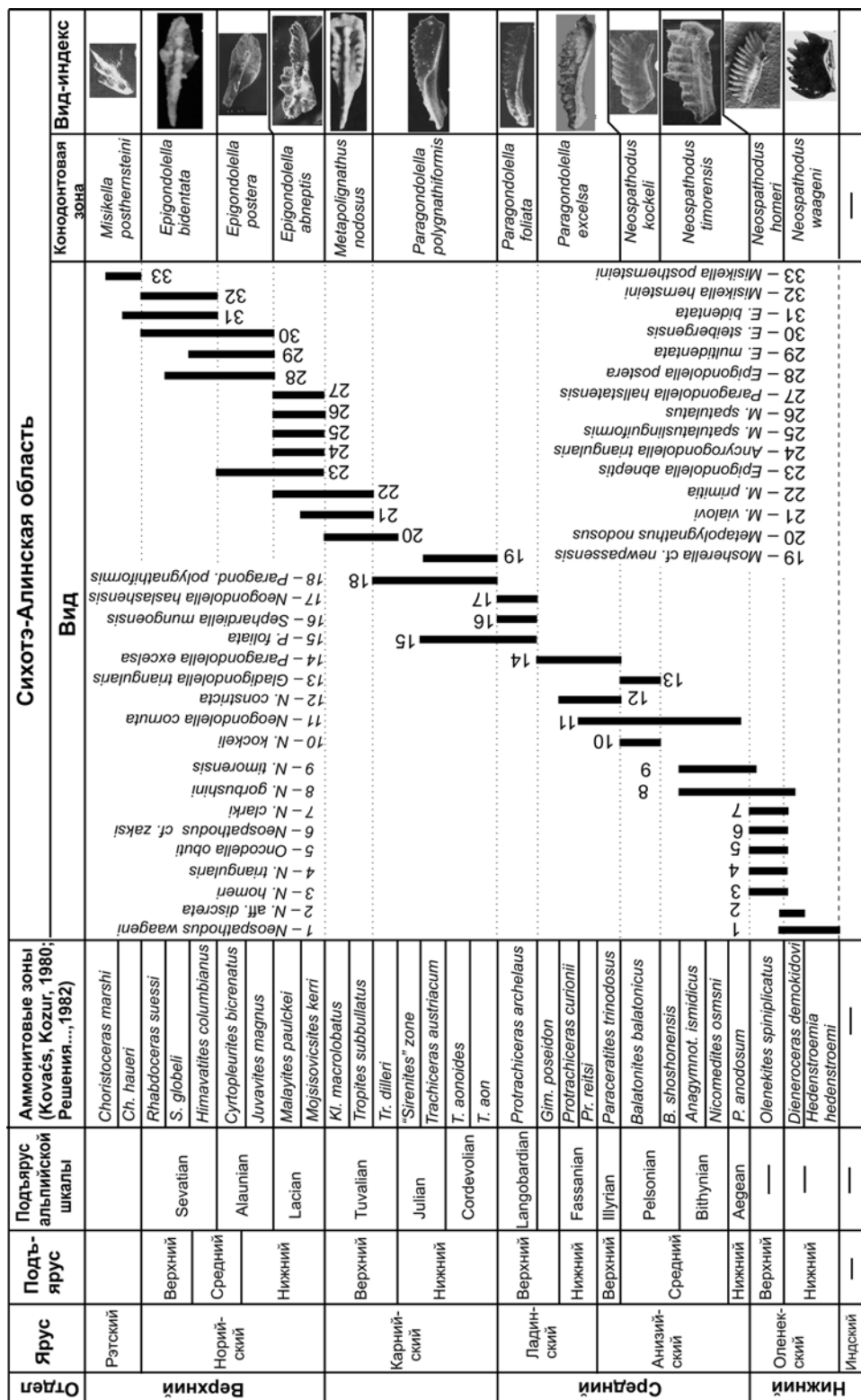


Рис. 34. Схема конодонтовой зональности триасовых отложений Сихотэ-Алиня (Вугл, 1997).

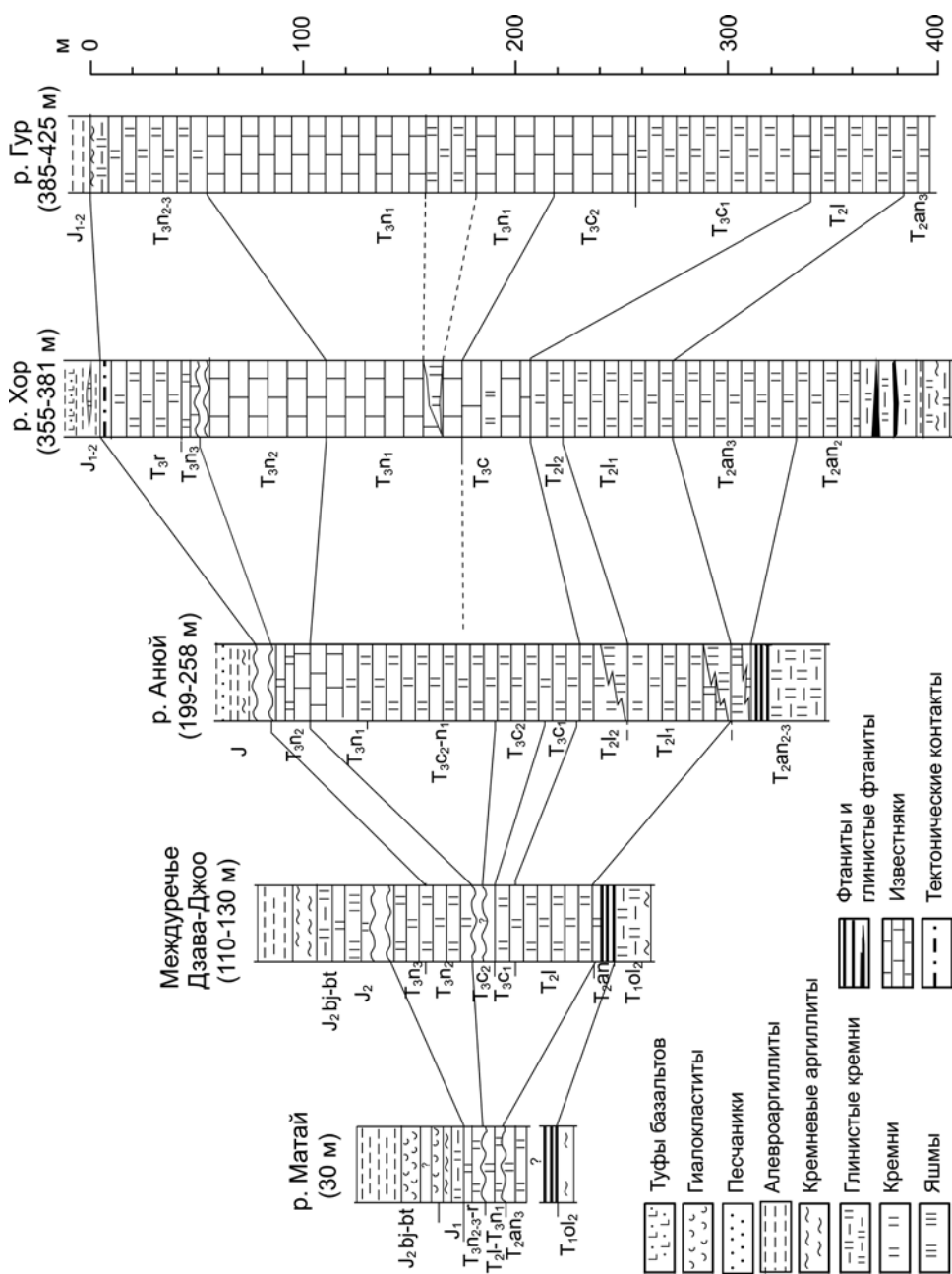


Рис. 35. Схема корреляции разрезов триасовой кремневой формации в северном Сихотэ-Алине.

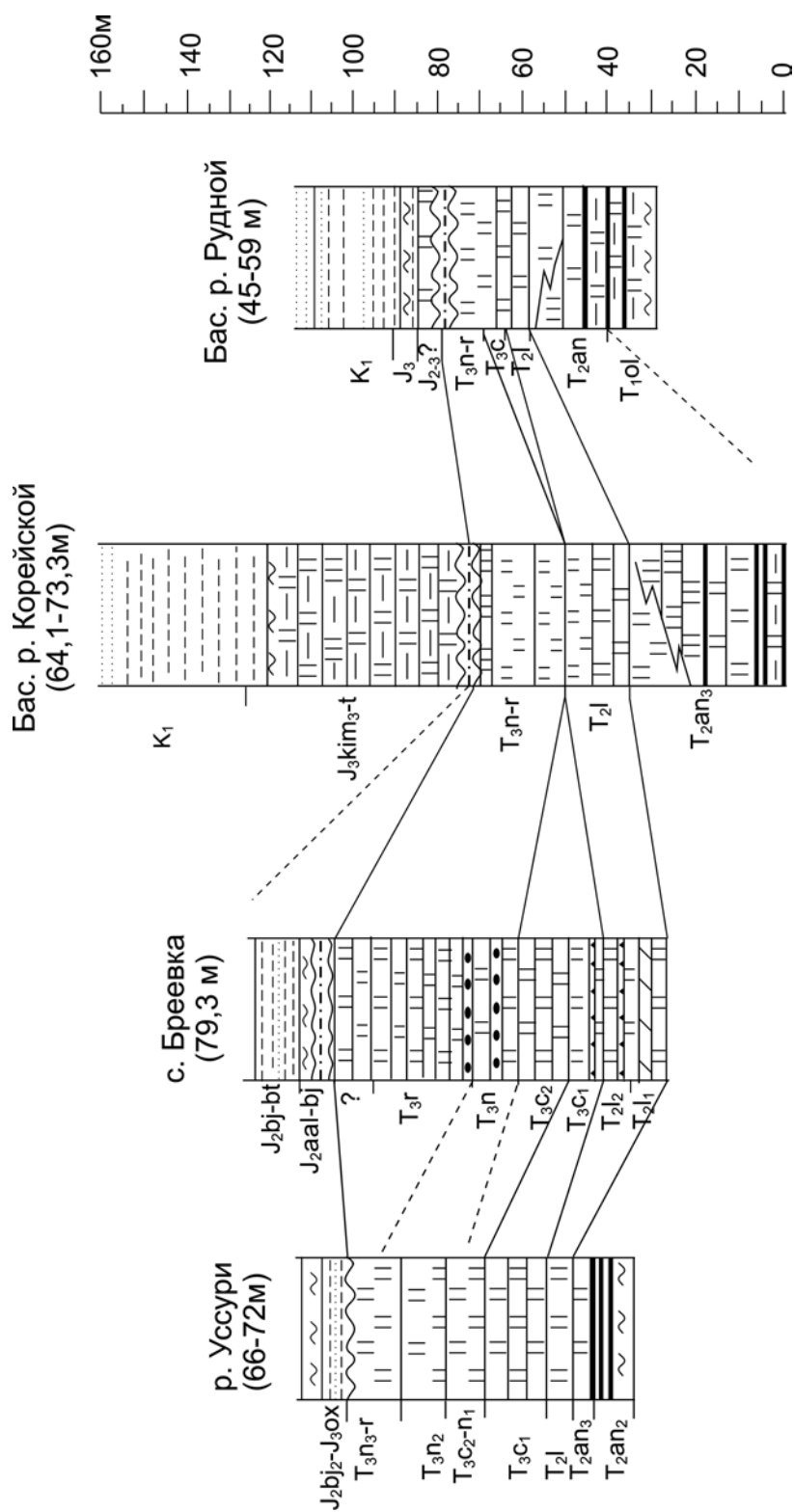


Рис. 36. Схема корреляции разрезов триасовой кремневой формации в южном Сихотэ-Алине. Условные обозначения на рис. 35.

р. Хор, «фтанитовой» пачке одновозрастна пачка 5 представленная черными грубоплитчатыми глинистыми кремнями. Пачка яшм (8-14 м), в разрезах р. Джаур, р. Анюй и г. Дальнегорска, занимает положение выше фтанитовой и располагается на позднеанизийско – ладинском уровне. Она развита не повсеместно, также характеризуется диахронностью границ и фациально замещается зеленовато-серыми плитчатыми кремнями. Толщи известняков в разрезах р. Гур, Хор и Анюй, р. Прав. Предгорка (в Нижнебикинской подзоне) одновозрастны толщам светло-зеленых, белесых и желтоватых грубоплитчатых кремней в разрезах на правобережье р. Уссури (в низовьях рек Садовая, Кокшаровка, Павловка – правых притоков Уссури) и р. Корейской.

Нижняя граница триасовой кремневой формации. В большинстве разрезов кремневой фации триасовые кремни находятся в аллохтонном залегании на юрских или на нижнемеловых (берриас-ранневаланжинских) отложениях. Нижняя граница триасовой кремневой формации в разрезе по р. Хор не установлена. Контакт с «подстилающими» породами вулканогенно-терригенного комплекса, несомненно, нарушен вблизи гипабиссальной интрузии (силла?) базальтоидов. Петрографическое сходство с юрскими субщелочными базальтоидами и ороговикуванность среднеанизийских пород пачек 1-6 свидетельствует в пользу молодого (средне-позднеюрского?) возраста этого интрузивного комплекса. Возраст самих алевролитов не установлен. В близлежащих районах (в среднем течении р. Катен, в бас. р. Матай) позднепермская вулканогенно-терригенная толща (Шевелев, 1988) подстилает триасовые кремни. Наиболее древняя, позднеоленинская фауна *Neospathodus triangularis* и *N. homeri* установлена (Клец, 1995) в кремнистых туфоаргиллитах основания триасового разреза в 90 км южнее разреза по р. Хор. Поэтому, нижняя граница формации, вероятнее всего, может быть отнесена к рубежу индского и оленекского ярусов.

К основанию формации разрез становится более глинистым. В породах возрастает количество обломочной терригенной и вулканомиктовой примеси. Контакты триасовой формации с нижележащими отложениями часто не являются естественными литологическими границами и представляют поверхности подводно-оползневых или тектонических нарушений, приуроченные к 1-й глинисто-кремневой, или 2-й (фтанитовой, существенно, глинисто-кремнистой) пачкам основания триасовой формации. В подводных условиях эти пачки сохраняли пластичность и обладали наименьшим сопротивлением сдвигу, чем и объясняется обычная приуроченность к ним подводно-оползневых и тектонических границ. Прогрессирующее возрастание содержания терригенного материала к подошве формации позволяет предполагать, что низы триаса (индские слои) могли быть представлены более компетентными, песчано-алевритовыми породами, бедными фауной, а потому трудно выявляемыми. В мелководных краевых участках бассейна, на его склонах и подводных поднятиях эти слои могли вообще отсутствовать, а триасовые слои залегать со стратиграфическим перерывом на пермских вулканогенных, терригенных и кремневых отложениях, известных в регионе.

Верхнюю границу формации фиксирует смена в разрезе плитчатых кремней кремневыми аргиллитами, алевроаргиллитами, черными или зеленовато-серыми

туфогенными алевролитами, содержащими прослои граувакковых, граувакко-аркозовых и аркозовых турбидитных песчаников и туфов андезитобазальтов и базальтов (разрезы р. Гур, с. Бреевка, рр. Хор, Матай, г. Хабаровска) юрского возраста. В разрезах, где отмечены эрозионные контакты и стратиграфические перерывы, отсутствуют верхи триаса – рэтские отложения или верхи рэтского яруса (бассейн р. Уссури, район г. Хабаровск) (Волохин и др., 1990; Брагин, 1991). Возраст верхней границы формации в бассейне р. Хор отвечает рубежу триаса и юры, либо самой ранней юре. Перекрывающая кремни пачки 25 терригенная толща в основании представлена черными алевроаргиллитами, с редкими подчиненными прослоями и линзами серых кремней и глинистых кремней. Выше, в алевролитах появляются прослои вулканомиктовых турбидитов. Терригенная толща содержит только радиолярии плохой сохранности и литологически сходна с юрской хунгарийской свитой бассейна р. Гур. Западнее изученного разреза по р. Хор (на правом берегу р. Матай близ пос. Ходы), в перекрывающих поздне-триасовые кремни алевролитах (~ 400 м) установлены ранне- и среднеюрские радиолярии (Шевелев, 1988). На правом берегу руч. Лямфана верхнетриасовые кремни непосредственно сменяются в разрезе раннеюрскими кремнистыми аргиллитами (Бурий и др., 1990). Поэтому в разрезе р. Хор, перекрывающая кремни терригенная толща, условно считается ранне-среднеюрской.

В регионе встречаются плинсбах-тоарские плитчатые кремни и глинистые кремни (Кемкин, Голозубов, 1996), но не установлены плитчатые кремни геттангского и синемюрского возраста. В верхней толще плитчатых кремней, в разрезе р. Гур останки конодонтов распространены до ее контакта с согласно перекрывающей терригенной хунгарийской свитой. Здесь верхняя граница триасовой кремневой формации приближается к рубежу триасовой и юрской систем.

2.4. Строение триасовой кремневой формации

2.4.1. Фациальное строение

В триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня можно выделить глинисто-кремневую, кремневую, карбонатно-кремневую и карбонатную рифовую фации, из которых наиболее изучены последние три.

Кремневая фация широко развита почти во всех структурах области: в Наданьхада-Бикинском, Ванданском, Баджальском и Горинском районах, в Центральной и Прибрежной зонах. Разрезы фации расположены ближе к древним континентальным массивам (Ханкайскому, Дзямусы, Буреинскому), где она сменяется терригенными, местами угленосными отложениями шлировой формации, накопившимися в прогибах на окраинах массивов. Отложения фации занимали полосу шириной 40-100 (до 150) км, а мощность ее отложений варьирует от нескольких десятков до 100 м, достигая местами 200-250 м (разрез сопки Дубовой в нижнем течении р. Хор (Клец, 1995)). В разрезах фации присутствуют внутриформационные перерывы, следы неотложения или перемыва нелитифицированного ила и переотложения микрофауны. В кремнях встречаются прослои турбидитов базальт-кремнистого состава (фототабл. X-3). В грубоплитчатых кремнях

(T_3c_2 - T_3n_2), коррелятных с известняковыми толщами карбонатно-кремневой фации северного Сихотэ-Алиня, встречаются тонкие прослои известняков и следы первичной карбонатности осадка (фототабл. X-2, X-6). В углеродистых силицитах «фтанитовой пачки» сохранились замещенные пиритом останки фораминифер, сходных с планктонными *Gümbelina*, и остатки известковых нанофоссилий (фототабл. XVI).

Карбонатно-кремневая фация триаса распространена в средней и северной части области, располагаясь ближе к оси Амурского и Приморского рифто-грабен (см. рис. 9–III) и представлена в разрезах по р. Гур и р. Хор. Выходы карбонатно-кремневой фации отмечены в бассейне р. Катен и в низовьях р. Кабули (Дагис и др., 1984; Клец, 1995; Шевелев, 1988). В бассейне р. Анюй представлены краевые части карбонатно-кремневой фации, вблизи зоны ее сочленения с кремневой фацией (см. рис. 18). Здесь мощность формации меньше, чем в карбонатно-кремневых разрезах рек Гур и Хор, и едва ли достигает 300 м. Толщина тел карбонатов варьирует от 0,8–1 м (в небольших линзах) до 40 м. Самый южный выход фации, вероятно, представлен в обнажении кл. Балаганного в Кавалеровском районе, где в толще триасовых кремней присутствует пачка переслаивания кремней и планктоногенных сферо-микритовых известняков норийского возраста. Карбонатно-кремневая фация, по-видимому, развита на больших площадях, чем это наблюдается на современном эрозионном срезе. Основные площади фации, вероятно, скрыты под чехлом юрских и флишевых меловых образований Восточной зоны. Косвенным подтверждением участия известняков в глубинном строении Восточной зоны может служить состав магматических выплавок, возникающих при ассимиляции карбонатного материала гранитной магмой, приводящей к формированию монцонитовых магм (Руб, 1960; Коржинский, 1994). Монцонитовые массивы встречаются преимущественно в Восточной зоне, в полосе от Кавалеровского района до р. Гур (Изох и др., 1967; Иванов и др., 1980; Иванов, Рубис, 1991). Тогда как в Центральной зоне, где развита кремневая фация триаса и мезозойские терригенные толщи, монцониты редки, а среди интрузий преобладают высокоглиноземистые граниты раннемелового хунгарийского комплекса.

Известняковая рифовая фация триаса развита в Прибрежной зоне. В Дальнегорском районе рифовые известняки слагают крупные массивы-блоки (Дальнегорский, Сахарная голова, ключа Больничного, Мономаховский и другие), ныне залегающие в олистостромовом комплексе валанжинского возраста. Протяженность известняковых блоков-олистоплак достигает 3,5 км. Эти известняки считались отложениями карбонатной платформы (Красилов, Парняков, 1984), либо отложениями «шапок» палеогайотов на вулканическом основании (Ханчук и др., 1989). Исследования Т.А. Пуниной (1999) подтвердили рифогенную природу триасовых известняков Дальнегорского района, установленную впервые в 1915 г. О. Вайгелем и Б.Ю. Бринером. Ею выделены 4 последовательные стадии рифообразования: (T_2l_2 - T_3c_1) – образование на поднятых участках дна ракушняковых банок, с преобладанием двустворчатых моллюсков из семейства *Megalodontidae*, гастропод, а также оолитов и онколитов; (T_3c_2 - T_3n_1) – фор-

мирование губково-водорослево-коралловых биостром. На отдельных массивах (Новониколаевском, Партизанском, Сахарном и ключа Больничного) формирование биостром продолжилось и в среднем нории. (T_3n_2 - $T_3n_3^1$) – формирования биогермов, и ($T_3n_3^2$ - T_3r_1) – собственно рифовая стадия (Пунина, 1999). Рифовые массивы Дальнегорского района в позднем триасе представляли, по-видимому, атоллы. На крупных массивах были установлены все пояса-фаии присущие классическим рифовым постройкам, включая и фаии лагун (массив г. Сахарной). Основными рифостроителями были гидроидные полипы, водоросли, кораллы из отряда склерактиний, мшанки, губки, сфинктозоа. Палеобиоценозы рифостроителей в разновозрастных рифовых массивах отличались друг от друга, что свидетельствует об изначальной разобщенности массивов (Пунина, 1999). Известняковые рифы, по-видимому, формировались на позднепермских вулканических постройках, а в прогибах между поднятиями, в среднем и позднем триасе накапливались радиоляриевые илы. В бериас-валанжинской олистостроме, встречаются олистолиты кремней с прослоями калькаренинов, содержащих фрагменты призматических слоев раковин моллюсков. Это указывает на короткие фаиальные переходы от известняков к кремням.

В Прибрежной зоне, узкая полоса с выходами раннекаменноугольно-раннепермских и триасовых рифовых известняков, простирается от г. Находки на северо-восток на сотни километров (Киреева и др., 1976, 1978). Эти рифовые известняки фиксируют цепь поднятий, являющуюся естественным ограничением триасового сихотэ-алинского бассейна на востоке (Мазарович, 1986; Тащи, 1989).

2.4.2. Циклитовое строение

Примечательной чертой строения триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиния является ее цикличное строение, обусловленное повторением в разрезах литологически сходных типов слоев, пачек и толщ (Волохин, 1985). В порядке возрастания ранга циклитов выделяются: варвоподобные ламинарные циклиты, элементарные циклиты, мезоциклиты. Последние образуют макроциклит – крупное (регионального масштаба) осадочное тело, имевшее в вертикальном разрезе форму чечевицы, которое здесь именуется триасовой кремневой формацией. С возрастанием ранга циклов возрастает и их «дальнодействие», локальность или региональность проявления циклического процесса.

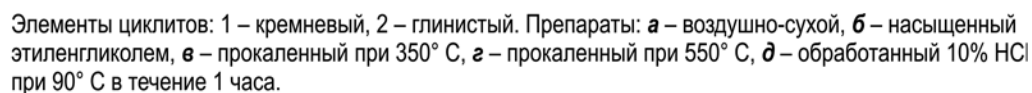
Варвоподобная ламинарная цикличность отражает наиболее короткопериодические циклы отложения осадка, какие удастся выявить в слоях силицитов. Она выражена чередованием тончайших (0,05-1,0 мм), иногда удивительно выдержанных по толщине слойков-ламин, различающихся содержанием кремневого, глинистого вещества, органического углерода (во фтанитах) или окисных и гидроокисных минералов железа (в яшмах) (фототабл. XIII, XV-2, 4). Ламинарная микроцикличность свойственна силицитам отложившимся в тиховодных условиях ниже зоны волнового воздействия и не претерпевшим биотурбации. Так как она относится к текстурным признакам породослоев, то подробнее рассмотрена в главе 3, при описании текстурных литотипов силицитов. В большинстве случаев, когда ламинарная микрослоистость параллельна границам

кремневого породослоя независимо от конфигурации внутренних зон окремнения, а последние наложены на нее, можно предполагать, что окремнение радиоляриевых слоев происходило на позднедиагенетической стадии, после равномерного уплотнения ила. Встречаются случаи и раннедиагенетического окремнения, когда образующиеся внутри слоя линзы кремней и желваки, нередко не имеющие четких границ с окружающей частью слоя, консервируют первичную, либо слабо уменьшенную уплотнением илов толщину ламин (фотабл. XI-5). Ламинарная микроцикличность связывается с сезонными циклами продуктивности и отложения биогенного опада планктона: увеличением его осаждения в весенне-летний период и ослаблением (или прекращением) в зимний период, когда наблюдается спад продуктивности планктона и осаждается терригенный глинистый материал (Schrader et al., 1980; Астахов и др., 1999). В тропической зоне варвы могут отражать изменения потока терригенного вещества в сухие и дождливые сезоны. При раннедиагенетической консервации толщины микроциклитов в кремневых слоях, оценки по ней абсолютных масс седиментации могут оказаться завышенными.

Элементарная цикличность. В кремневых толщах толщина элементарных циклитов (ЭЦ) чаще варьирует от 0,5-1 см до 15-20 см, редко до 30 см или более. Выделяются два рода элементарной цикличности (Волохин, 1985). Цикличность первого рода обусловлена ритмическим чередованием кремневых и глинистых элементов ЭЦ одного типа: кремней и глинистых кремней (кремнистых аргиллитов), яшм и глинистых яшм (или гематит-содержащих аргиллитов) и т.п. Цикличность второго рода выражается чередованием различных типов кремневых (или глинисто-кремневых) пород: фтанитов и кремней, яшм и кремней, или кремней и карбонатных пород. Оба типа цикличности в своей основе имеют седиментационную природу. Диагенетическое окремнение лишь усиливало седиментационно обусловленные различия породослоев. Плитчатость кремневых пачек и толщ является внешним текстурным выражением элементарной цикличности 1-го рода.

Градационное строение, в целом, не характерно для кремневых элементов циклитов. Оно чаще выражается не в уменьшении размерности, а в уменьшении числа радиолярий вверх к границе слоя (фототабл. XIV-1). Размерность и количество обломочных частиц выше в глинистых элементах циклитов. В глинистых элементах, содержание крупных глинистых частиц (каолинита и метагаллуазита) относительно выше, чем в кремневых (рис. 37). Поэтому предполагается, что переотложение турбидными течениями не было основной причиной обогащения кремневых слоев биогенным опалом. Турбидитное происхождение, вероятно, имеют отдельные, достаточно редкие прослои радиоляриевых глинистых кремней, кремнекластитов и вулканокластитов (фототабл. X-3). В большинстве же, ЭЦ имеют симметричное (прорециклическое) строение, отражающее периодическую и постепенную смену накопления кремнистых и глинистых слоев. Содержание глинистого и алевроитового материала, а также крупных форм радиолярий обычно возрастает к подошве и кровле кремневых породослоев (фототабл. XI-1, XI-2; XIV-6). Минеральный состав силикатной примеси и химический состав

Толщина, см	I	№ обр.
2		H-113
1	— — — — — —	H-112



108

смежных элементов ЭЦ позволяют считать главной причиной возникновения элементарной цикличности периодическое увеличение приноса терригенного вещества, происходившее на фоне медленного и относительно равномерного осажде-ния на дно бассейна опала планктонных организмов. Время накопления ЭЦ, оце-ненное из ламинарной микроцикличности, в разрезах кремневой фации состав-ляет 50-1200 лет (Волохин, 1985). Эта оценка не учитывает эпизоды неотложения или смыва части ила придонными течениями и, вероятно, занижена.

Другой способ оценки времени отложения ЭЦ основан на подсчете их чис-ла в датированных интервалах разреза (табл. 6). Он дает интегрированное, в сред-нем, завышенное время их накопления, особенно, в разрезах кремневой фации, где наблюдались следы синседиментационной эрозии и переотложения крем-невого ила. В карбонатно-кремневой фации, оценки времени накопления сред-него ЭЦ могут точнее отражать длительность природных циклов, в силу боль-шей полноты разрезов и сохранности отложений, но и здесь возможны завышен-ные оценки. Среднее время отложения ЭЦ в разрезах р. Гур и р. Хор варьирует от 4,4 до 15-18 тыс. лет (табл. 6). В разрезах кремневой фации, рассчитанная про-должительность накопления элементарных циклитов обычно больше (достигает 52-65 тыс. лет в разрезе по р. Рудной, в г. Дальнегорске), что является следстви-ем неполноты геологической летописи, обусловленной микроэрозией или неот-ложением илов в отдельные эпохи, отражающей условия накопления на склонах или поднятиях в бассейне.

Время отложения элементарных циклитов сопоставимо с продолительно-стью голоценовых климатических циклов. В плейстоцен-голоценовое время, эпо-хи похолодания и относительно сухого климата сменялись эпохами потепления

Таблица 6. Количество элементарных циклитов и средняя продолжительность элементарных циклов седиментации триасовой кремневой формации.

Разрез	Пачки	Индекс возраста	Временной диапазон, млн. лет	Количество ЭЦ, шт.	Средняя продолжи- тельность, тыс. лет
р. Гур	3-5	T ₂ l	9	583-685	13,2-18,6
	6-17	T ₃ car	11,5	1819-2112	5,5-6,3
	18-35	T ₃ n-T ₃ r	16,9	1643-1791	9,4-10,3
р. Хор	1-11	T ₂ an ₂₋₃	5,3	1211	4,4
	11-14	T ₂ l	9	615-830	10,8-14,7
	17-25	T ₃ n	12,9	1177-1261	10,2-11,0
р. Анюй	7-11	T ₂ l	9	596	15,2
Басс. р. Уссури	1-13	T ₂ an ₂ -T ₃ r	42,7	1455-2626	16,2-29,3
С. Бреевка	1-16	T ₂ l-T ₃ r	37,4	1679	22,3
Кл. Холодный	1-10	T ₂ an ₃	2,7	566-659	4,1-4,8
г. Дальнегорск	1-6	T ₁ ol ₂ -T ₂ l	19,4	298-369	52,5-64,9
	7	J ₁ pl ₃ -J ₂ cl ₁	23,3	270-400	58,2-86,3

Примечание: интервалы времени приняты из длительности веков по GTS2004 (Gradstein et al., 2004).

и влажного климата, с периодичностью от нескольких тысяч до десятков тысяч лет. Ритмические изменения увлажненности и засушливости климата в голоцене выявлены радиоуглеродным датированием и изучением видового состава растительности в торфяных и сапропелевых отложениях озер, и обусловили трансгрессии и регрессии в озерах (Максимов, Савельева, 2000). В голоценовый период повышенная увлажненность климата была между 6000 и 1500 л.н. (Ладожская трансгрессия), и ранее 9000 л.н. Низкая увлажненность климата и сухие периоды были между 9000 и 6000 л.н. и в последние 1500-1600 лет. Время формирования среднего ЭЦ в разрезе р. Гур в карнийский век составляло 5,5-6,3 тыс. лет, а в разрезе р. Хор в анизийский век – 4,4 тыс. лет, т.е. имело почти ту же длительность, что и время Ладожской трансгрессии в голоценовый период (4,5 тыс. лет) обусловленной увлажнением климата. Известны климатические изменения более низкого ранга, с периодичностью 1800-1900 лет (1850-летние ритмы Шнитникова). С периодичностью ~ 1850 л происходили сокращение и рост горных ледников в Альпах (Косовцева, Максимов, 2000). Климатические ритмы более высокого ранга (40700-летние) по своей длительности близки к средней продолжительности накопления элементарного циклита в Дальнегорском разрезе (53-65 тыс. лет).

Мезоцикличность. Элементарные циклиты 1-го рода слагают сравнительно однородные пачки, группирующиеся в разрезе формации в мезоциклиты. В кремневой фации мезоциклиты представлены повторением пачек тонкоплитчатых и более толстоплитчатых кремней или, пачек существенно кремнистого или более глинистого состава. В карбонатно-кремневой фации мезоцикличность выражена чередованием толщ кремней и известняков, связанных друг с другом постепенным переходом. Лучше всего мезоцикличность проявлена в разрезах карбонатно-кремневой фации по р. Гур и р. Хор, которые более полны и менее тектонически нарушены. Наиболее биостратиграфически охарактеризованным из описанных выше разрезов является разрез р. Хор, в котором производилась оценка объемного соотношения основных типов пород (см. рис. 17).

Существует общая корреляция между изменением пропорции пород в разрезе р. Хор и глобальными изменениями уровня моря. Сравнение с эвстатической кривой показывает, что накопление карбонатных толщ в бассейне, в целом, происходило при максимальных уровне моря и трансгрессии на сопредельную сушу. Минимальному уровню моря отвечает возрастание терригенности разреза, появление алевроаргиллитовых слоев и пачек (в низах разреза), смена кремневых толщ терригенными на рубеже триаса и юры. При промежуточном (среднем) уровне моря отлагались толщи кремней. Кратковременные снижения уровня моря в конце анизия и, особенно глубокие, в конце ладина, в середине и конце карнийского века отразились в сокращенных мощностях верхнеладинских и карнийских слоев в разрезе р. Хор (см. рис. 17). Плитчатые кремни подстилают и перекрывают карбонатные толщи формации, но в карбонатной «сердцевине» формации есть также пачки с повышенным содержанием или даже преобладанием кремневых пород. В разрезе р. Хор эти пачки (15, 16 и 18), позднекарнийского и ранненорийского возраста, по-видимому, фиксируют мезоциклы снижения уровня моря.

В разрезе р. Гур отложение карбонатных толщ также коррелируется с мак-

симальным повышением уровня моря. Суммарная мощность карбонатных толщ в разрезе р. Гур больше и составляет около 200 м, что, наряду с другими фактами, позволяет предполагать и более пелагические условия отложения пород этого разреза, по сравнению с породами разреза р. Хор. Как и в бассейне р. Хор, в разрезе р. Гур в норийском ярусе выделяются два кремнево-карбонатных мезоциклита. Карбонатно-кремневая пачка 18 в толще VI разреза р. Хор вероятно синхронна кремневой толще V разреза р. Гур. Обе они приурочены к нижнему норию и отражают событие регионального, а возможно и межрегионального значения, проявившегося в разрезах, которые в настоящее время находятся на удалении друг от друга на 300 км. Однако на эвстатической кривой (Наг et al., 1987) это событие не нашло отражения. В разрезе р. Хор представлены почти полностью отложения трансгрессивно-регрессивного макроциклита (глобального мегацикла «Upper Absaroka A», по (Наг et al., 1987)).

В кремневой фации, влиянию глубоких, но кратковременных понижений уровня моря в ладинско-карнийское и, возможно, в ранненорийское время обязаны, сокращенные мощности формации и скрытые внутриформационные перемены. В терригенных шельфовых (местами угленосных) отложениях триаса Алчанской зоны (соседствующей с разрезом р. Лямфана) мезоциклы снижения уровня моря проявились в размыве терригенных отложений нижнего триаса и анизийского яруса, которые сохранились лишь на небольшой территории (Бураго и др., 1969). Отложения ладинского яруса в этих районах также отсутствуют, а верхнетриасовые (норий) широко развиты. Размыв терригенных отложений отмечен и в Южно-Приморской зоне, где к началу карнийского века установился континентальный режим, который сохранялся вплоть до новой трансгрессии моря в ранненорийское время (Бурый, Жарникова, 1980). Продолжительность мезоциклов седиментации составляла 6-9 миллионов лет. Глобальные мезоциклы изменения уровня океана (независимо от причин эвстазии) определяли, по-видимому, тот ранг циклитов, на уровне которого возможна не только внутрирегиональная, но и межрегиональная корреляция отложений осадочных бассейнов.

2.4.3. Маркирующие слои

В триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня некоторые пачки и толщи сохраняют свои характерные индивидуальные черты, даже в разрезах удаленных друг от друга на сотни километров. Поэтому они могут служить стратиграфическими реперами. Среди этих реперов, сформировавшихся в достаточно узкие интервалы времени, можно отметить пачки и толщи: 1) углеродистых силицитов, 2) сургучно-красных яшм и 3) карбонатных пород. Некоторое значение имеют и трудно распознаваемые внутриформационные перемены, прослои вулканокластитов и кремнекластитов, обычно небольшой толщины и локального распространения.

Фтанитовая пачка. Низы триасовой формации маркируются «фтанитовой» пачкой (4-25 м). Она сложена светло-серыми (местами, белыми опоковидными) глинистыми кремнями, содержащими значительное количество (15-30%, местами до 50% объема пачки) прослоев углеродистых пород: фтанитов, глини-

стых фтанитов и битуминозных кремневых алевро-аргиллитов. Пачка залегает на оливково-зеленых глинистых кремнях и кремневых аргиллитах (до 25 м), местами с прослоями алевролитов, а перекрывается плитчатыми кремнями, которые не содержат или содержат только единичные прослои фтанитов. Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в углеродистых слоях пачки, в среднем 1,5-2%, максимально, до 8,5%. Углеродистые породы пачки отличаются значительным преобладанием (в 5-20 раз) калия над натрием и обогащены рядом элементов, более всего – V, Mo и Ag.

Выходы фтанитовой пачки распространены по региону. Фтанитовая пачка характерна для кремневой фации, но также встречается и в краевых частях карбонатно-кремневой фации (в разрезах по р. Анюй). В карбонатно-кремневом разрезе р. Хор она отсутствует и с ней коррелируется среднеанизийская толща темно-серых глинистых кремней (25 м), содержащая малоуглеродистые ($C_{орг} < 1\%$) фтаниты (Волохин и др., 1999). Возраст фтанитовой пачки анизийский, чаще среднеанизийский. В Прибрежной зоне фтанитовая пачка несколько древнее: ее нижняя часть включает верхи оленекского яруса и нижнюю половину анизия. «Фтанитовая» и подстилающая ее пачка глинистых кремней (кремневых аргиллитов) обнажаются в подошве покровов и тектонических пластин. В поздней юре и раннем мелу эти глинистые пачки еще сохраняли высокую пластичность. Они обладали наименьшим сопротивлением сдвигу, чем обусловлена обычная приуроченность к ним тектонических и подводно-оползневых срывов. Отсутствие или редкость непрерывного перехода от триасовых к пермским морским отложениям, в Сихотэ-Алинской области, также предопределено таким строением разреза.

Яшмовая пачка. Уровень появления сургучно-красных яшм – верхний анизий-ладинский ярус. Яшмовая пачка, в отличие от пачки углеродистых силицитов, не имеет повсеместного распространения. Однако яшмы хорошо выделяются на фоне преобладающих в триасовой формации серых и темно-серых кремней. Яшмовая пачка может расщепляться на два или три горизонта. Фанитовая, и вышележащая яшмовая пачка обычно разделены горизонтом сероцветных кремней, толщиной от первых метров до первых десятков метров. В Лазовском районе (р. Корейская) толщина яшмовой пачки варьирует от 5-6 м до 14 м, а в Дальнегорском (водораздел Малышевской и Партизанской пади), она составляет 6-8 м. В бассейне р. Анюй яшмы (14-16 м) залегают выше «фтанитовой» пачки и отделены от нее слоем зеленовато-серых кремней, толщиной 0,5-7 м. В разрезе на правобережье р. Джаур толщина горизонта позднеанизийско-раннеладинских яшм – 21-25 м. Для яшмовой пачки характерна диахронность границ. Возраст пачки варьирует от позднего анизия (местами, раннего ладина) до позднего ладина. Значение яшмового горизонта, как маркера позднеанизийско-ладинских слоев формации, еще требует доизучения и уточнения. Однако близкий возраст яшм в весьма удаленных разрезах представляется не случайным. Он свидетельствует о кислородном режиме придонных вод и окислительной среде диагенеза кремнистых илов, охвативших в этот период значительные участки бассейна.

Карбонатные толщи. Карбонатные породы – известняки, с подчиненными доломитами и доломитизированными известняками, распространены в отло-

жениях карбонатно-кремневой фации по р. Гур и р. Хор, в подошве карнийского яруса (7-8,5 м), и, главным образом, в верхнем подъярусе карнийского – среднем подъярусе норийского ярусов. Известняковые тела представлены одной (р. Хор – 134 м; р. Анюй – 25-27 м) или двумя (р. Гур, 78 и 111 м) карбонатными толщами, разделенными толщей (20-25 м) плитчатых кремней. В известняках обычны желваки и линзы серых кремней, пачки переслаивания известняков и кремней. Плитчатые кремни, разделяющие карбонатные толщи, также содержат линзы и прослои карбонатов. Доломит составляет около 10-12% от общего объема карбонатных пород. Он образует тонкие прослои в кремнях, а также слои и линзы известковистых и известковых доломитов в карбонатных толщах. В карбонатных толщах доломитизация имеет вторичный, наложенный характер (фототабл. XVII-7). Предполагается, что доломит образовался при катагенетической перекристаллизации первично магнезиальных известняков (Волохин и др., 2003).

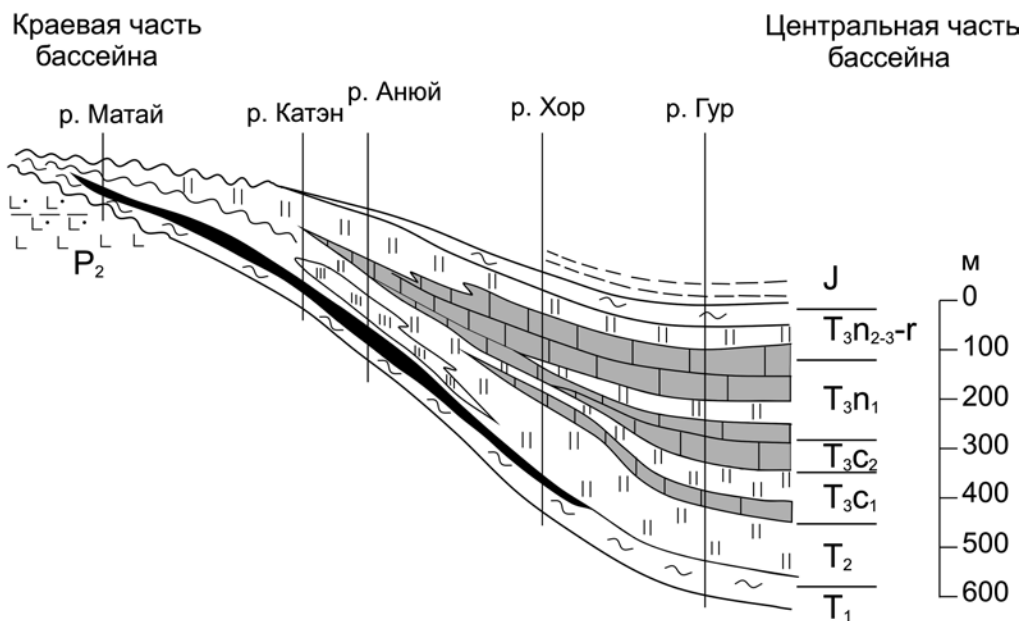
Внутриформационные перерывы, а также прослои вулканокластических и кремнекластических турбидитов представляют менее выраженные маркеры. Следы синседиментационной эрозии нелитифицированного кремневого или кремнистого ила, устанавливаемые при изучении шлифов, полировок образцов и микропалеонтологическом изучении, иногда скрывают значительное время (до половины геологического периода) неотложения или размыва не литифицированного ила. Длительный внутриформационный перерыв в разрезе по р. Лямфана вблизи границы с Алчанской шельфовой зоной (Бурий, Филиппов, 1991) объясняется влиянием нескольких эпизодов падения уровня моря в ладинско-карнийское время (Волохин и др., 1999). Сложная топография бассейна и наличие вулканических построек обусловили различную глубину отложения пород формации и, как следствие, различное проявление мезоциклов эвстазии в бассейне. Появление прослоев кластических пород в плитчатых кремнях также, по-видимому, синхронны эпизодам снижения уровня моря. Например, в плитчатых кремнях района Озаки (Япония) они отмечаются в среднеладинских и раннекарнийских слоях, а в районе Хисюикио датируется концом анизия – началом ладина (Kojima et al., 1997), что можно связать со значительным падением уровня моря в это время (по: Naq et al., 1987).

Маркирующие горизонты облегчают задачу геологического картирования и структурные исследования в складчатых областях, если использовать комплекс характерных признаков маркирующих пачек и выявленные маркирующие последовательности слоев.

2.4.4. Модель строения триасовой кремневой формации

Строение триасовой кремневой формации в северном и южном Сихотэ-Алине схематично может быть реконструировано на основе корреляции вышеописанных геологических разрезов (рис. 35, 36). Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня представляет крупное полифациальное и полициклическое геологическое тело регионального масштаба (макроциклит), сложенное в основном планктоногенными кремневыми и карбонатными образованиями (рис. 38). Она включает датированные микрофауной отложения триаса, от оленекского яру-

Средний и северный Сихотэ-Алинь



Южный Сихотэ-Алинь

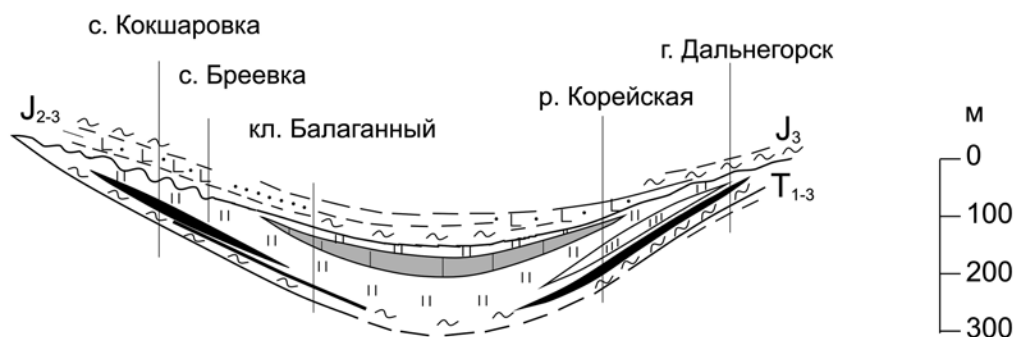


Рис. 38. Модель строения триасовой кремневой формации Сихотэ-Алинской складчатой области.

са нижнего триаса до рэтского яруса верхнего триаса, а, возможно, включает и часть лейаса. Мощность формации варьирует от первых десятков метров до 500-600 м. Для краевых ее частей характерны внутриформационные размы- вы и «конденсированные» разрезы. Отложения, наиболее богатые органическим углеродом (фтанитовая пачка), приурочены к нижней части «геологической че- чевицы». Местами, в кремневые толщи могут вклиниваться терригенные пачки (в междуречье рек Тормасу и Анюй и других), или слои калькаренигов (Прибреж- ная зона), образуя сочленение «клин в клин». Эта схема отражает наиболее общие черты строения формации. Реальное ее строение, вероятно, несколько сложнее, с большей изменчивостью мощностей и фаций, что связано с изменчивой топо- графией дна бассейна, существованием в нем поднятий, представлявших поздне- палеозойские базальтовые вулканические постройкИ. Форма макроциклита, увели- чение его мощности от края к сердцевине, скорее всего, свидетельствует об отно- сительно небольших размерах сихотэ-алинского моря. Бассейн мог напоминать Калифорнийский залив, однако, раскрывавшийся и расширявшийся с юго-запада на северо-восток.

2.5. Средне(?)-позднеюрская формация Сихотэ-Алинской области

Установление естественных рубежей отложения юрских кремневых толщ и расшифровка фациального и циклического строения юрских формаций остается до конца нерешенной задачей из-за недостаточности стратиграфических данных.

2.5.1. Разрезы и возраст кремневых толщ южного Сихотэ-Алия

В южном Сихотэ-Алине выходы юрских кремневых толщ наблюдались в Красноармейском, Дальнегорском, Кавалеровском и Лазовском районах При- морского края: в нижнем течении р. Колумбе, в бассейне р. Мирной, севернее пос. Краснореченского, по р. Корейской, и р. Беневке близ с. Беневское (рис. 39).

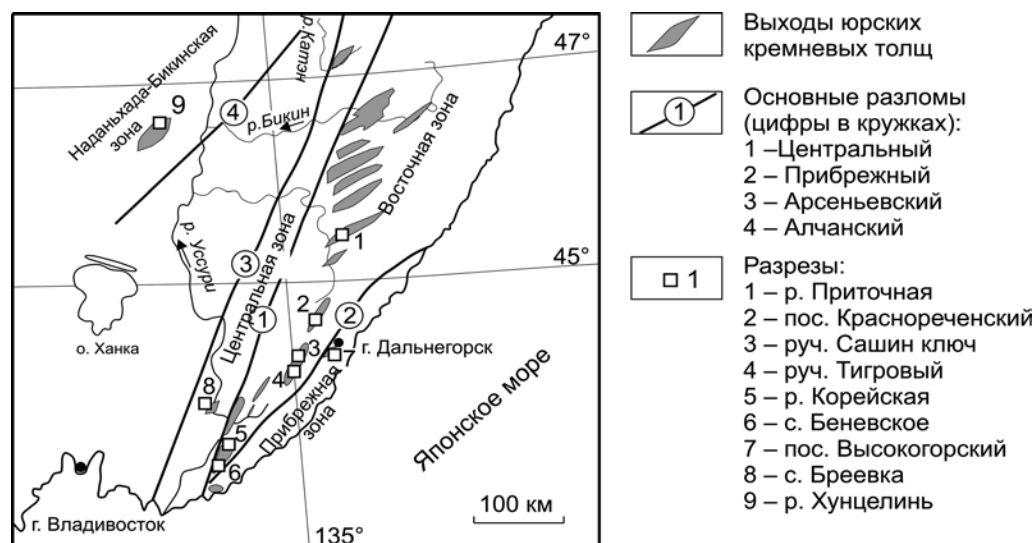


Рис. 39. Расположение разрезов позднеюрских кремневых толщ в южном Сихотэ-Алине.

Бассейн р. Колумбе

Разрез по реке Приточная. В бассейне р. Колумбе (правого притока р. Большая Уссурка) глинисто-кремневые и кремнисто-глинистые породы колумбинской толщи были отнесены Ю.Н. Размахниным по фауне радиолярий к нижнему – среднему отделам юры (Геология СССР, 1969). В 1980 г. Л.Б. Тихомировой был установлен позднеюрский возраст содержащихся в силицитах радиолярий, что позволило считать колумбинскую толщу вероятным аналогом эрдагуской свиты (Голозубов и др., 1992). Л.Ф. Назаренко и В.А. Бажанов (1989) считали ее нижнемеловой, что отражено и на картах Приморского края масштаба 1:1000000 2-го и 3-го поколения. В нижнем течении р. Колумбе силициты слагают ядро и крылья узкой синклинали северо-восточного простирания. Разрез построен по береговым обнажениям на правом берегу р. Приточной (левый приток р. Колумбе), в 1 км выше ее устья, и в придорожном карьере (рис. 40, 41). Здесь установлена следующая последовательность пачек (рис. 42), снизу вверх:

1. Песчаники аркозовые мелкозернистые темно-серые массивные, слабослюдистые, с единичными прослоями (до 10 см) темно-серых рассланцованных алевролитов5 м
2. Алевроаргиллиты темно-серые неяснослоистые (почти массивные), реже тонкослоистые, с подчиненными (10-20%) прослоями (10-20 см) темно-серых тонкозернистых песчаников9,5 м
3. Переслаивание темно-серых и серых алевролитов и аркозовых песчаников. Толщина элементарных циклитов (ТЭЦ) варьирует от 5 до 20 см, при равном отношении алевролитов и песчаников3 м
4. Более грубое (через 10-40 см) переслаивание (в равном соотношении) темно-серых алевролитов и темно-серых и серых мелкозернистых и тонкозернистых песчаников ...5,6 м
5. Песчаники темно-серые аркозовые мелкозернистые массивные1 м
6. Алевроаргиллиты темно-серые неяснослоистые5 м
- Задерновано4 м
7. Алевролиты черные неяснослоистые, с текстурами слабого взмучивания, с закатываниями и тонкими прерывистыми песчаниковыми слойками. Алевролиты содержат прослой (не более 10-15%) песчаников темно-серых массивных тонко- и мелкозернистых, толщиной до 35 см. В подошве – пласт аркозового песчаника, толщиной 60 см3 м
8. Грубое переслаивание темно-серых и черных алевролитов тонко и послойно рассланцованных и темно-серых мелко-среднезернистых песчаников. Толщина пластов песчаников до 1,5-2 м9 м
9. Алевроаргиллиты черные, с редкими прослоями (до 0,6 м) мелко- и тонкозернистых песчаников в верхней части пачки7,8-8,2 м
10. Аргиллиты кремневые зеленовато-серые тонко-грубоплитчатые (ТЭЦ = 3-20 см) горизонтально-слоистые, с прослоями глинистых кремней. В 0,5 м выше подошвы установлены радиолярии (табл. 7, обр. 4-92)1,6 м
11. Кремни глинистые зеленовато-серые тонкоплитчатые1,6-1,8 м
12. Кремнистые алевроаргиллиты темно-серые0,5 м
13. Кремневые аргиллиты зеленовато-серые ритмично переслаивающиеся (через 2-5 см) с черными алевроаргиллитами1,1 м
14. Кремни глинистые зеленовато-серые (оливково-зеленые), аналогичные породам пачки 113,2-4,3 м

р. Приточная

(Обобщенная колонка по обнажениям
северо-западного и юго-восточного
крыльев синклинали)

Толща	Пачка	Образец	Литология	Толщина, м
IV (кремневая) (22,3-29,5 м)	31		~ ~ ~ ~	1,7
	30		III — III — III —	3,3
	29		III — III — III —	0,6-1,5
	28		III — III — III —	2-3
	27		III — III — III —	3,5-4,6
	26		III — III — III —	3,6
	25	4-79 4-66	III — III — III —	1,5-1,8
	24	4-79 4-62	III — III — III —	4,5-4,7
	23	4-77 4-55	III — III — III —	1,8-4,5
III (терригенная)	22	4-53	II — II — II —	
	19-21	4-82 4-47	~ ~ ~ ~	17-47
			~ ~ ~ ~	
			~ ~ ~ ~	
			~ ~ ~ ~	
			~ ~ ~ ~	
			~ ~ ~ ~	
			~ ~ ~ ~	
			~ ~ ~ ~	
II (кремневая) (31-38 м)	18		~ ~ ~ ~	8-11
	17 (5)	4-32	II — II — II —	1,2-4
	16	4-25 4-21 4-20 4-9 4-7 4-102	III — III — III —	6,6-11,3
	15		~ ~ ~ ~	5
	14		~ ~ ~ ~	3,2-4,3
	12-13		~ ~ ~ ~	1,6
	10-11	4-92	~ ~ ~ ~	3,2-3,4
I (терригенная) (> 53 м)	9		~ ~ ~ ~	7,8-8,2
	8		~ ~ ~ ~	9
	7		~ ~ ~ ~	3
	6		~ ~ ~ ~	4
	5		~ ~ ~ ~	5
	4		~ ~ ~ ~	1
	3		~ ~ ~ ~	5,6
	2		~ ~ ~ ~	3
	1		~ ~ ~ ~	9,5

пос. Краснореченский

Пачка	Образец	Толщина, м
13		3
12		10
11		15,2
10	24-15	5,6-5,8
8		1,5
7		7,5
6	24-7	2
5	24-5	5
4		3
3	24-3	3
2		1
1		4
		>0,5



▲ Местоположение разреза
у пос. Краснореченский

Рис. 42. Сопоставление литостратиграфических колонок позднеюрских отложений разрезов р. Приточной и пос. Краснореченский. Условные обозначения на рис. 40.

15. Кремневые аргиллиты зеленовато-серые толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 12-40, чаще, 25-30 см)5 м
16. Яшмы сургучно-красные алевроитисто-глинистые, с тонкими линзочками зеленовато-серых кремней, на северо-западном крыле синклинали. Мощность пачки увеличивается к юго-востоку, где она включает пласты зеленовато-серых слабо известковистых глинистых кремней (2,5 и 1,2-3,6 м) и расслаивается на четыре слоя (пачки 1-4 на юго-восточном крыле синклинали, рис. 40 и 41). Остатки радиолярий (табл. 7, обр. 4-102, 4-7, 4-9, 4-20, 4-2, 4-25)6,6-11,3 м
- В пачке 16 резкое изменение мощности и фациальное замещение глинистых кремней глинистыми яшмами прослеживается в северо-западном направлении, на расстоянии 80 м.
17. Кремневые и кремнистые аргиллиты зеленовато-серые плитчатые, с прослоями (0,5-1 см) слабо кремнистых черных алевроаргиллитов. В породах песчаная примесь кварца, полевых шпатов и пемзы. В кровле пачки – радиолярии (табл. 7, обр. 4-32)1,2-4 м
18. Кремневые аргиллиты оливково-зеленые2-3 м
- 19-21. Темно-серые и черные алевроаргиллиты, с будинированными прослоями (10-15 см, редко до 25-30 см) серых тонкозернистых и мелкозернистых граувакково-аркозовых и аркозовых песчаников, иногда содержащих гравийную примесь. Вверху пачки – прослои (0,5-12 см) желтовато-зеленых кремневых аргиллитов или глинистых кремней, содержащих до 30% радиолярий (табл. 7, обр. 4-47, 4-82)17-47 м
22. Кремни глинистые слабо известковистые зеленовато-серые и темно-серые, толсто-плитчатые до массивных (в середине) и тонко-среднеплитчатые (вверху), с подчиненными прослоями серовато-зеленых кремневых аргиллитов с *Pseudodictyomitra* sp. (обр. 4-53)1,8-4,5 м
23. Яшмы глинистые, переслаивающиеся с гематит-содержащими кремневые алевроаргиллитами, сургучно-красными грубоплитчатыми (ТЭЦ = 10-50 см, в среднем – 0,3 м), с редкими линзочками (0,5-0,7 см) зеленовато-серых кремней в нижних 2,2 м пачки. Вверху, с интервалом 0,2-0,25 м, – прослои (1-1,5 см) и линзы зеленовато-серых кремней. В подошве – радиолярии (табл. 7, обр. 4-55)4,5-4,7 м
24. Яшмы алевроитисто-глинистые (ТЭЦ = 3-25 см, в среднем – 10-15 см), с пленками марганцевых окислов. Внизу пачки – радиолярии (табл. 7, обр. 4-62)1,5-1,8 м
25. Яшмы алевроитисто-глинистые сургучно-красные тонко-среднеплитчатые (ТЭЦ = 2-6 см) субгоризонтально-слоистые, с редкими линзочками (0,5-1 см) кремней вверху, и двумя грубыми (0,25-0,3 м) пластами глинистых яшм внизу пачки, с радиоляриями вверху пачки (табл. 7, обр. 4-66)3,6 м
26. Яшмы алевроитисто-глинистые сургучно-красные тонко-грубоплитчатые (ТЭЦ = 3-30 см), с тонкими линзами зеленовато-серых кремней. Пачка более глинистая и сланцеватая, чем пачка 25..... 3,5-4,6 м
27. Красные кремневые аргиллиты (или глинистые яшмы) нечетко плитчатые, похожие на породы пачки 26, но более глинистые2-3 м
28. Яшмы глинистые толстоплитчатые (ТЭЦ = 8-15 см, редко 0,5-1 см)0,6-1,5 м
29. Яшмы алевроитисто-глинистые массивные сургучно-красные0,8 м
30. Яшмы алевроитисто-глинистые (или кремневые алевроаргиллиты) сургучно-красные толсто-грубоплитчатые. В подошве пачки два грубых пласта глинистых яшм, толщиной 0,3-0,4 м3,3 м
31. Алевроаргиллиты кремнистые сургучно-красные тонко-среднеплитчатые, с еди-

Таблица 7. Состав и распространение радиоляриевых комплексов в разрезе по р. Приточной.

Радиоляриевый комплекс	Возрастной интервал		
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber-e.bar
Образец 4-92			
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvicingula boesii</i> gr.			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber-e.val.
Образец 4-102			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Arch. excellens</i> (Tan)			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Parvicingula boesii</i> gr.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Wrangellium</i> sp.			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образец 4-9			
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Stichocapsa cribata</i> (Hinde)			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus</i> sp.			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber-apt
Образец 4-82			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Xitus</i> sp.			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образец 4-55			
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			
<i>Mirifusus dinae minor</i> Baumgartner			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Sethocapsa cf. hexagona</i> Hori			
<i>Seth. pseudoterculus</i> Aita			
<i>Stichomitra mediocris</i> (Tan)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Williriedellum</i> sp.			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber-e.apt
Образец 4-62			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber-e.bar
Образец 4-66			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Stichomitra mediocris</i> (Tan)			
<i>Xitus</i> sp.			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образец 4-21			
<i>Archaeodictyomitra ex gr. apiarium</i> (Rust)			
<i>Eucyrtidium pyramis</i> (Aita)			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образец 4-25			
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Eucyrtidium pyramis</i> (Aita)			
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			
<i>Obesacapsula</i> sp.			
<i>Obesacapsula verbana</i> (Parona)			
<i>Parvicingula boesii</i> gr.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Ps. lodogaensis</i> Pessagno			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> Matsuoka et Yao			
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Stichocapsa cribata</i> Hinde			
<i>Spongocapsula</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

Таблица 7 (окончание).

Радиоляриевый комплекс	Возрастной интервал		
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber-l.val.
Образец 4-32			
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Hsuum</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Stichocapsa</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Wrangellium depressum</i> Baumgartner			
<i>Xitus</i> sp.			

	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образец 4-47			
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Pantanelium lanceola</i> (Parona)			
<i>Parvicingula boesii</i> gr.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Spongocapsula</i> sp.			
<i>Stichocapsa mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichocapsa</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus</i> cf. <i>spicularius</i> (Aliiev)			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

Радиоляриевый комплекс	Возрастной интервал		
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образец 4-77			
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Eucyrtidium pyramis</i> (Aita)			
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Ps. primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Stichocapsa mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichocapsa</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus</i> sp.			

	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber-l.hau
Образец 4-79			
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)			
<i>Mirifusus dinae minor</i> Baumgartner			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Xitus</i> sp.			

Составлено И.В. Кемкиным (Волохин и др., 2008).

ничными тлстыми слоями (до 10 см). Обломочная алевритовая и песчаная аркозовая при-
месь составляет до 15-20%. Содержание радиолярий 1-3%, в отдельных слоях до 30%
.....1,5-1,7 м

Таким образом, в разрезе отложений по р. Приточной представлены согласо-
но залегающие толщи: (I) флишoidная алевролитовая, с редкими толстыми пла-
стами песчаников (> 53 м), (II) толща зеленовато-серых кремневых аргиллитов
и глинистых кремней, с подчиненными коричнево-красными глинистыми яшма-
ми (31-38 м), (III) терригенная, с преобладанием алевролитов, (IV) толща глини-
стых яшм (22,3-29,5 м). Контакт толщи глинистых яшм с вышележащими берриас-
валанжинскими терригенными образованиями не наблюдался. Но верхние слои
(пачка 31) представлены не силицитами, а кремнистыми алевроаргиллитами,

которые возможно завершают разрез верхней кремневой толщи. Видовой состав радиолярий в кремневых и терригенных породах II-й, III-й и IV-й толщ, представленный в таблице 7, позволяет считать обе кремневые и разделяющую терригенную толщи позднетитонскими (Волохин и др., 2008).

Мощность нижней кремневой толщи возрастает на северо-восток (до 50 м или более) вдоль простираения складок на расстоянии 10 км. В разрезе р. Приточной представлены отложения двух циклов терригенной и кремневой седиментации. Мощность разделяющей силициты терригенной толщи убывает на юго-восток, от 44 до 17 м, всего на расстоянии первых сотен метров, что позволяет предположить ее возможное выклинивание в юго-восточном направлении. Две кремневые толщи в бассейне р. Колумбе в колумбинской свите выделялись и Ю.Н. Размахниным (Геология СССР, 1969). Однако их мощности (150 м и 500 м) и мощность разделяющей терригенной толщи (350 м) указаны значительно выше тех, что установлены нами в описанном выше разрезе.

Поселок Краснореченский

На водоразделе истоков рек Путеводной и Рудной (2,4 км от п. Краснореченский на С-СВ) вдоль дороги обнажаются отложения верхней юры – нижнего мела (рис. 42):

1. Алевроаргиллиты кремневые сургучно-красные, с редкими неопределимыми остатками радиолярий. Содержание алевритового материала (кварц и полевые шпаты) до 35-40% > 0,5 м
2. Аргиллиты кремнистые зеленовато-серые с будинированными прослоями (толщиной до 10 см) глинистых кремней 4 м
3. Алевритисто-глинистые яшмы тонкоплитчатые, с радиоляриями *Archaeodictyomitra apiarium* gr., *Pseudodictyomitra carpatica* Lozyniak, *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko, *Mirifusus baileyi* Pessagno, *Amphipindax* sp., *Praeconocaryomma* sp., *Holocryptocanium barbui* Dumit., *Thanarla conica* (Aliev) (24-3) 1 м
4. Алевроаргиллиты темно-серые 3 м
5. Алевритисто-глинистые яшмы сургучно-красные линзовидно-слоистые тонко-среднеплитчатые, давленные. Вверху – радиолярии *Archaeodictyomitra apiarium* gr., *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Amphipindax* sp., *Praeconocarioma* sp.(?), *Holocryptocanium barbui* Dumitr., *Mirifusus* sp. (обр. 24-5) 3 м
6. Переслаивание глинистых яшм, глинистых кремней и кремневых алевроаргиллитов зеленовато-серых и сургучно-красных грубоплитчатых (ТЭЦ до 30-35 см), с радиоляриями плохой сохранности 5 м
7. Алеврито-глинистые яшмы сургучно-красные, переслаивающиеся с зеленовато-серыми и красными кремнистыми алевро-аргиллитами 2 м
8. Переслаивание сургучно-красных алевритисто-глинистых яшм и серовато-зеленых алевритисто-глинистых кремней 7,5 м
9. Глинистые яшмы сургучно-красные средне-толстоплитчатые, будинированные, содержащие линзы и изометричные желваки зеленовато-серых глинистых кремней 1,5 м
10. Глинистые кремни и кремневые алевроаргиллиты зеленовато-серые. Радиолярии *Thanarla conica* group, *Archaeodictyomitra apiaium* gr., *Ps. carpatica* gr. (Lozyniak), *Parvicingula boesii* gr., *Xitus* sp. (обр. 24-15) 5 м

11. Флишoidное переслаивание серых зеленоватых алевролитов со скорлуповатой отдельностью и подчиненных слоев (2-10 см) крупнозернистых алевролитов, аркозовых тонкозернистых и мелкозернистых песчаников15,2 м
12. Глинистые кремни зеленовато-серые с редкими прослоями сургучно-красных глинистых яшм, переслаивающиеся с ярко зелеными аргиллитами10 м
13. Кремневые аргиллиты и алевроаргиллиты ярко зеленые3 м

Выше, на кремневые аргиллиты слоя 13 надвинута нижнемеловая терригенная флишевая толща. Видовой состав фауны позволяет предполагать, что здесь обнажаются, по-видимому, те же две поздне-титонские толщи силицитов (21 м и 13 м), разделенные терригенной толщей (15,2 м), что и в расположенном в 95 км к СВ разрезе по р. Приточной.

Ручей Сашин Ключ

В Кавалеровском районе юрские отложения представлены эрдагоуской свитой, в которую первоначально включались кроме кремневых, вулканогенные и терригенные породы. Позднее, название «эрдагоуская свита» сохранено лишь за вулканогенно-кремневыми образованиями, а терригенные были включены в журавлевскую свиту и силинскую толщу раннемелового возраста. Ранее, в стратотипе свиты на левом борту долины руч. Сашин Ключ Л.Б. Тихомировой (1986) были установлены 4 радиоляриевых комплекса: келловей-оксфордский (*Gongylothorax sakawaensis* – *Mirifusus guadalupensis*), оксфорд-киммериджский (*Podobursa helvetica* – *M. guadalupensis*), титонский (*Eucyrtidium khabakovi* – *Parvicingula altissima*) и титон-валанжинский (*Dictyomitra carpatica* – *Parvicingula* (?) *cosmoconica*). На левом борту долины руч. Сашин Ключ (рис. 43, 44) наблюдалась следующая последовательность пачек (Волохин и др., 2008):

1. Алевролиты, с многочисленными будинами песчаников мелко- и среднезернистых, массивных, реже параллельно слоистых и косослоистых, толщиной до 1,5 м13 м
2. Алевролиты темно-серые и черные, варьирующие от сильно глинистых до песчаных, интенсивно рассланцованные, с редкими маломощными прослоями и будинами серых мелкозернистых и среднезернистых аркозовых песчаников. В верхней части пачки Л.Б. Тихомировой определены радиолярии *Eucyrtidiellum ptyctum* Ried. et Sanf., *Gongylothorax anticefalus* Tikh., *G. siphonifer* Dum., *Hemicryptocapsa ornata* Zham., *Lithocampe capulus* (Vinassa), *L. cf. kiparisovae* Zham., *Podobursa spinosa* (Ozv.), *Ristola altissima* (Rust), *Stylocapsa* (?) *spiralis* Mats., *St. catenarum* Mats., *St. lacimalis* Mats., *Spongocapsulidae* gen. et sp. indet., *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, *Zh. ventricosum* Dumitrica15 м
3. Спилиты темно-зеленые и сургучно-красные миндалекаменные, с порфиrowыми вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза, авгита и оливина, лейстами плагиоклаза, заключенного в частично хлоритизированном и цеолитизированном вулканическом стекле120 м
4. Переслаивание серых, зеленовато-серых и темно-серых кремней, глинистых кремней, кремнистых аргиллитов и кремнистых турбидитов. Нижняя часть турбидитовых циклитов представлена средне-мелкозернистыми песчаниками с примесью радиоля-

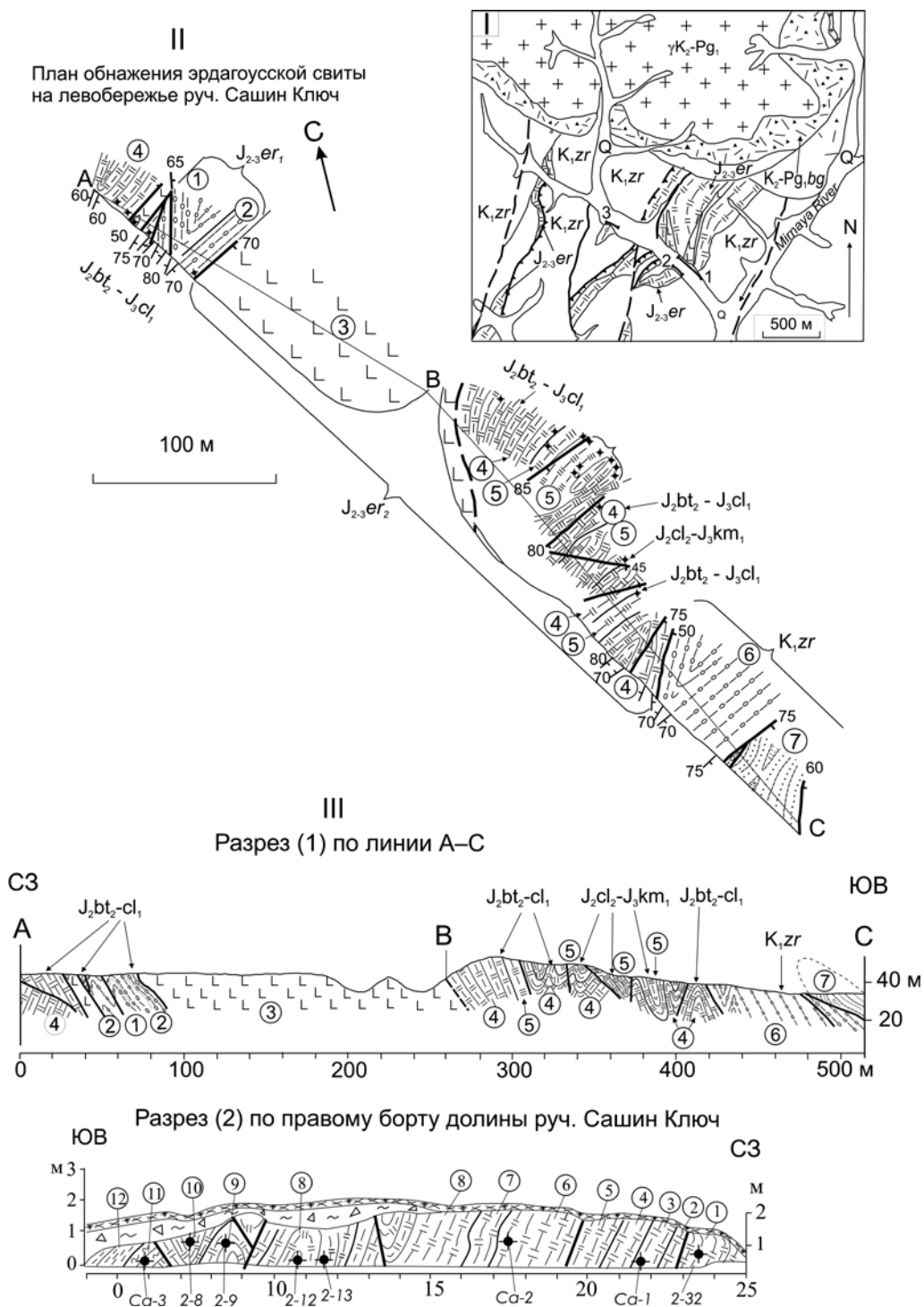


Рис. 43. Геологические разрезы стратотипа эрдагоусской свиты по руч. Сашин Ключ. Условные обозначения на рис. 40.

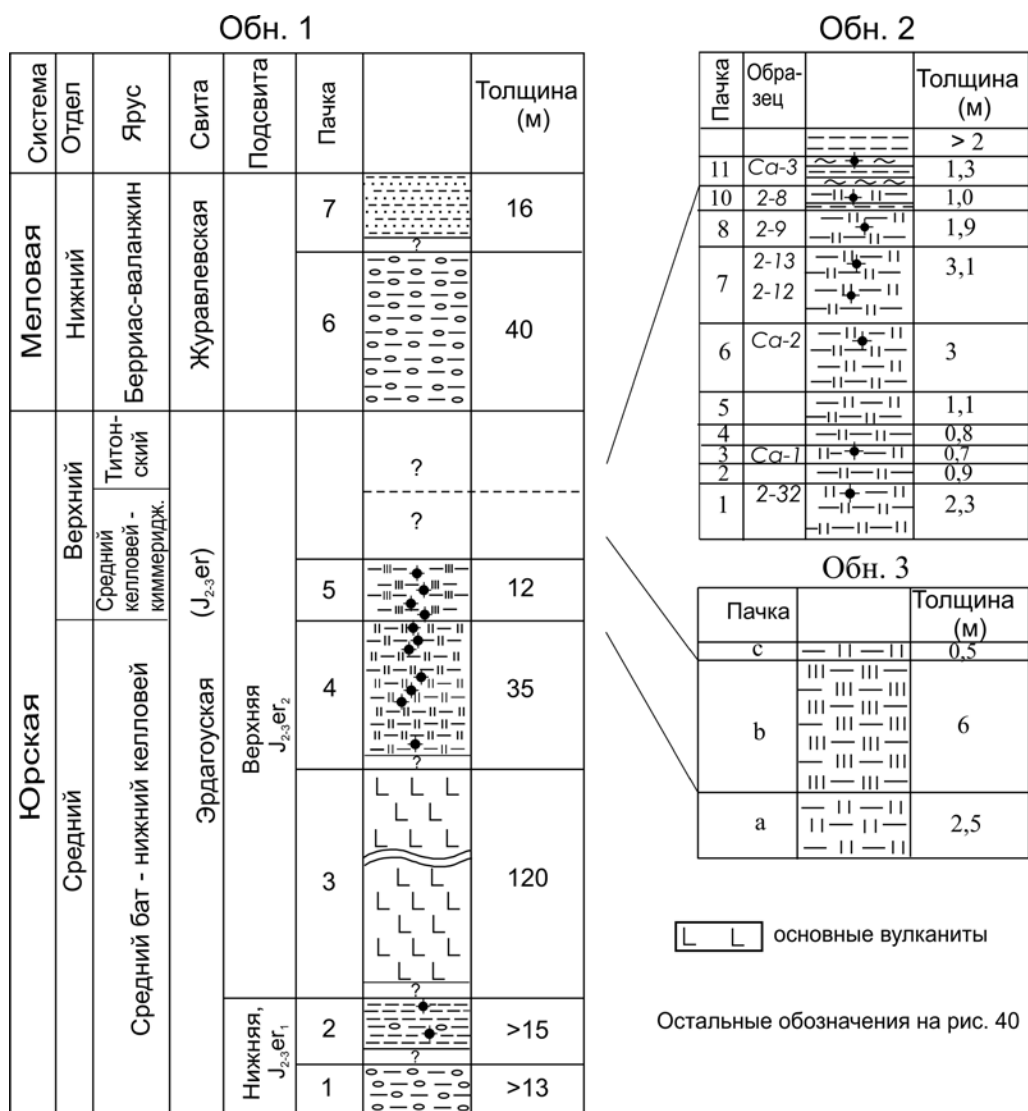


Рис. 44. Литостратиграфические колонки эрдагуоской свиты по руч. Сашин Ключ. Остальные обозначения на рис. 40.

рий, сменяющимися выше кремнистыми алевроаргиллитами и кремневыми аргиллитами (глинистыми кремнями). Песчаники основания циклитов состоят из зерен кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и хлоритизированных обломков эффузивов основного состава, заключенных в кварц-халцедоновый матрикс. Встречаются магнетит, апатит, циркон и турмалин. В кремнистых слоях – *Archaeodictyomitra apiarium* (Rüst), *Cyrtocapsa molengraffi* gr. Tan, *Eucyrtidiellum unumaensis* Yao, *Gongilothorax sakawaensis* Mats., *Hagiastridae* gen. et sp. indet., *Lithocampe* sp. cf. *L. kiparissovae* Zham., *L. doliiformis* Zham., *Mirifusus guadelupensis* Pessagno, *M. mediodilatata* (Rüst), *Obesocapsula demersa* Tikh., *Parvincingula boesii* gr. (Parona), *Podobursa helvetica* (Rüst), *Porodiscus* sp.

indet., *Praeconocarium* sp. indet., *Ristola altissima* (Rüst), *Spongocapsula perampla* Rüst, *S. sp. cf. S. palmerae* Pessagno, *Stichocapsa japonica* Yao, *Stylocapsa catenarum* Mats., *St. oblongula* Kocher, *Tricolocapsa plicarium* Yao, *T. sp. cf. T. parviporata* Tan, *T. sp. cf. T. ruesti* Tan, *Xiphoteca* sp. indet. > 35 м

5. Сургучно-красные и пятнистые яшмы и глинистые яшмы, переслаивающиеся с сургучно-красными кремневыми аргиллитами и подчиненными прослоями зеленовато-серых кремней и глинистых кремней. Внизу пачки – радиолярии *Conosphaera* sp., *Porodiscus* sp., *Stylocapsa lacrimalis* Mats., *Stichocapsa japonica* Yao (определения Л.Б. Тихомировой). В верхней части разреза пачки установлены *Archaeospongoprimum imlalyi* Pessagno, *Cyrtocapsa molengraaffi* Tan, *Conosphaera* sp. indet., *Eucyrtidiellum* sp. indet., *Emiluvia* sp. *Homoeparonaella argolidensis* Baumgartner, *Hsuum cf. stanteyensis* Pessagno, *Lithatractus resistens* (Rüst), *Lithocampe ananasa* Rüst, *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *M. mediodilatata* (Rüst), *Obesacapsula demersa* Tikh., *Podobursa helvetica* (Rüst), *Porodiscus* sp. indet., *Ristola altissima* (Rüst), *Spongocapsula cf. perampla* (Rüst), *Tethissetta mashitaensis* Mizutani, *Triactoma blakei* Pessagno > 12 м

Выше межплоскостной разрыв, по которому силициты эрдагоуской свиты, контактируют с терригенными отложениями журавлевской свиты (рис. 43).

6. Алевролиты темно-серые песчанистые и глинистые, с углефицированным растительным детритом, интенсивно рассланцованные, с прослоями массивных и косослоистых будинированных мелко- и среднезернистых песчаников, с зернами кварца (50%), плагиоклаза и калиевых полевых шпатов (42 %), и обломками пород (8%), среди которых присутствуют кислые вулканы и роговики > 40 м

7. Алевролиты темно-серые и черные, со слоями мелко- среднезернистых аркозовых песчаников 16 м

8. Ритмичное переслаивание песчаников и темно-серых алевролитов > 10 м

Фаунистический комплекс пачки 2 О.Л. Смирновой сопоставляет с унитарными радиоляриевыми ассоциациями 6 и 7 UAZ95, характерными для отложений возрастного диапазона средний бат – ранний келловей (Волохин и др., 2008). Считавшийся Л.Б. Тихомировой (1986) позднеюрским комплекс радиолярий из 4-й пачки, по более поздним уточнениям (Baumgartner et al., 1995), может быть среднеюрским и, по заключению О.Л. Смирновой, датируется средним батом – ранним келловеем. Пачка 5, содержащая в низах *Stylocapsa lacrimalis* и *Stichocapsa japonica*, и в верхней части *Podobursa helvetica*, относится к среднему келловее – раннему киммериджу (Волохин и др., 2008).

На правом борту долины ручья Сашин Ключ наблюдается постепенный литологический переход от силицитов к вышележащим терригенным отложениям журавлевской свиты. В 2,6 км выше его устья ключа (обн. 2 на карте) и в коренном выходе вдоль дороги (обн. 3) наблюдаются:

а) Глинистые кремни зеленовато-серые, местами розовато-серые от тонко- до толсто- плитчатых (ТЭЦ = 1-10 см, чаще 4-7 см) > 2,5 м

б) Глинистые яшмы сургучно-красные разноплитчатые (ТЭЦ = 3-12 см), преимущественно средне-толсто-плитчатые (ТЭЦ = 4-8 см) 6 м

в) Глинистые кремни серые, с зеленоватым и розовым оттенком > 0,5 м

Эти породы сопоставляются с отложениями пачек 4 и 5 разреза эрдагоуской свиты по левому борту долины ручья Сашин Ключ. Ниже по течению ручья – задернованный интервал (420 м), после которого в дорожной выемке (обн. 2), наблюдаются верхи эрдагоуской свиты:

1. Кремни глинистые зеленовато-серые грубоплитчатые и массивные, с радиоляриями *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pseudodictyomitra carpatica* group, *Praeconocaryomma* sp. (?). (обр. 2-32)2,3 м
2. Кремни средне-толстоплитчатые глинистые. (ТЭЦ = 2-10 см, в среднем, 4-8 см)0,9 м
3. Кремни массивные слабо глинистые, с *Archaeodictyomitra* cf. *apiarium* (Rust), *A. minoensis* (Mizutani), *Cinguloturris cylindra* (Kemkin et Rudenko), *Mirifusus* sp., *Parvicingula* cf. *mashitaensis* Mizutani, *Podobursa triacantha* (Fischli), *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Pseudodictyomitra* cf. *lodogaensis* Pessagno, *Ps. ex gr. leptoconica* (Foreman), *Ps. primitiva* Matsuoka et Yao, *Ristola altissima* (Rust), *R. cretacea* (Baumgartner), *Sethocapsa subcrassitestata* Aita, *Stichocapsa altiforamina* Tumanda, *St. ex gr. cribata* Hinde, *Stichomitra* sp., *Thanarla brouweri* (Tan), *Tritrabs* sp., *Wrangellium* sp., *Xitus* sp., *Zhamoidellum* sp. (обр. Ca-1)0,7 м
4. Глинистые кремни средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 4-10 см)0,8 м
5. Кремни массивные слабо глинистые зеленовато-серые1,1 м
6. Глинистые кремни зеленовато-серые от средне- до грубоплитчатых (ТЭЦ = 5-15 см), с *Archaeodictyomitra minoensis*, *Cinguloturris* sp. nov. Kemkin et Rudenko, *Pseudodictyomitra* ex gr. *leptoconica* (Foreman) *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa* ex gr. *cribata* Hinde, *Xitus* sp. (обр. Ca-2)3,0 м
7. Глинистые кремни зеленовато-серые средне- толстоплитчатые (ТЭЦ = 2-10 см, чаще 4-8 см)0,6 м
8. Глинистые кремни зеленовато-серые средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 2-10 см, чаще, 4-8 см), содержащие *Hsuum* sp. (обр. 2-12), *Archaeodictyomitra exigua* Blome (?), *Ar. apiarium* (Rust), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Thanarla conica* (Aliiev), *Sethocapsa* sp., *Hsuum brevicosatum* (Ozoldova) (обр. 2-13)2,5 м
9. Глинистые кремни (или кремневые алевроаргиллиты) грубоплитчатые (ТЭЦ = 25-30 см). Радиолярии *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko (обр. 2-9)1,9 м
10. Глинистые кремни (или кремневые алевроаргиллиты) зеленовато-серые толсто-плитчатые (ТЭЦ = 10-12 см). Радиолярии *Pseudodictyomitra carpatica* Lozyniak, *Thanarla conica* group, *Xitus* sp., *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Hsuum* sp. (обр. 2-8)1 м
11. Кремнистые и кремневые алевроаргиллиты зеленовато-серые грубоплитчатые. Вблизи подошвы пачки – *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust), *A. ex gr. vulgaris* Pessagno, *A. minoensis* Mizutani, *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko, *Mirifusus* cf. *dianae minor* Baumgartner, *Paronaella* sp., *Parvicingula boesii* gr. (Parona), *Podocapsa* cf. *amphitreptera* Foreman, *Pseudodictyomitra* sp., *Ristola cretacea* (Baumgartner), *Sethocapsa* sp., *Stichomitra* sp., *Thanarla brouweri* (Tan) (обр. Ca-3)1,3 м
12. Черные алевроаргиллиты туфогенные (?) (с обилием хлорита) переслаивающиеся со светло-серыми тонкозернистыми песчаниками. Алевролиты развальцованы, песчаные прослои будинированы > 2 м

В данном обнажении наблюдается нормальный седиментационный переход к терригенным образованиям журавлевской свиты раннемелового возраста. Суммарная мощность кремневых отложений, обнажающихся по правому борту долины ручья Сашин Ключ, составляет 25 м. Распространение большей части видов радиолярий данного разреза охватывает диапазон от средней (или поздней) юры до раннего мела. Однако совместное нахождение видов: позднетитонско-позневаланжинского *Ristola cretacea*, позднеюрского *R. altissima*, встречающегося до начала позднего титона, позднетитонско-раннебарремского *Pseudodictyomitra carpatica* и среднеоксфордско-позднетитонского *Archaeodictyomitra minoensis* позволяет считать пачки 1-11 титонскими, скорее, позднетитонскими. Полная мощность силицитов в разрезе по руч. Сашин ключ составляет 63 м или немногим более, а всей свиты ($J_2bt_2(?) - J_3t_3$), включая терригенную и вулканогенную части – более 230 м.

Река Корейская (Лазовский район)

В междуречье рек Перекатная и Черная триасовые и юрские кремневые толщи, вместе с частью берриас-валанжинских терригенных образований, образуют покровный комплекс из 4-х пластин, залегающий на нижнемеловой олистостроме (Голозубов и др., 1992; Кемкин, 1996). В одной из пластин детально опробован разрез позднеюрских силицитов (Волохин и др., 2003, 2008). Обнажение расположено в левом борту долины р. Корейской, в 10 км к З-СЗ от с. Соколы. От ядра опрокинутой антиклинальной складки к ее крыльям наблюдается последовательность пачек (см. рис. 30):

1. Кремни глинистые зеленовато-серые толстоплитчатые (ТЭЦ = 8-12 см, редко до 20 см) в нижней части пачки, и толсто- грубоплитчатые (ТЭЦ = 8-50 см), переходящие в кремневые аргиллиты, в ее верхней (1,3 м) части. Комплексы радиолярий получены в основании пачки (табл. 8, обр. С-68, ЗКо-7), в 2 м выше – (обр. С-67), и 3,8 м выше подошвы пачки (табл. 8, обр. С-66). В другом, юго-восточном, крыле антиклинали, с этого же стратиграфического уровня (обр. С-69) и в 1 м ниже кровли пачки установлен обширный комплекс радиолярий – (табл. 8, обр. С-70)5,8 м
2. Кремни глинистые зеленовато-серые массивные, с плохо проявленной грубой (ТЭЦ = 0,4-0,8 м) линзовидной слоистостью. В кровле – радиолярии (табл. 8, обр. С-65)2 м
3. Кремни глинистые зеленовато-серые и серые (в середине иверху пачки, до темно-серых) толсто-грубоплитчатые (ТЭЦ = 10-25 см, в середине пачки до 40 см) субгоризонтально-слоистые и линзовидно-слоистые. Встречаются прослои глинистых яшм, вишнево-красных кремнистых аргиллитов и алевроаргиллитов в средней части. В 2,5 м выше подошвы пачки на юго-восточное крыло антиклинали (обр. С-71) и в 3 м выше подошвы пачки на северо-западном крыле антиклинали (обр. С-64) установлены радиолярии (табл. 8). В середине пачки – комплекс радиолярий (табл. 8, обр. ЗКо-6, С-63, ЗКо-5)11 м
4. Кремни глинистые зеленовато-серые средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 3-15 см, редко до 25 см), с комплексами радиолярий в подошве (обр. С-74), и в 0,5 м выше подошвы пачки (табл. 8, обр. С-61)6 м
5. Яшмы алевитисто-глинистые сургучно-красные и вишнево-красные, и кремни глинистые темно-серые с вишневым оттенком (иногда с пятнистым распределением окраски

Таблица 8. Комплексы радиолярий в породах разреза р. Корейской (Кемкин и др., 2001).

Радиоляриевый комплекс	Возрастной интервал		
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образцы T-45, T-46, Ko-1			
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. elliptica</i> Vishnevskaya			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Eucyrtidellum pyramis</i> (Aita)			
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			
<i>Hsuum cuestaense</i> Pessagno			
<i>Obesacapsula</i> sp.			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvincingula boesii</i> gr.			
<i>Parvincingula mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. lodogaensis</i> Pessagno			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)			
<i>Sethocapsa yahazuensis</i> Aita			
<i>S. horokanaiensis</i> Kawabata			
<i>S. subcrassitestata</i> Aita			
<i>Stichocapsa cribata</i> Hinde			
<i>Stichocapsa mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Tetratrops</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Tritrops</i> sp.			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			
Образцы 3Ko-2, C-51			
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. elliptica</i> Vishnevskaya			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Eucyrtidellum pyramis</i> (Aita)			
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			
<i>Hsuum cuestaense</i> Pessagno			
<i>Obesacapsula</i> sp.			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvincingula boesii</i> gr.			
<i>Parvincingula mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Parvincingula omgoniensis</i> Vishnevskaya			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. lodogaensis</i> Pessagno			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)			
<i>Sethocapsa yahazuensis</i> Aita			
<i>S. horokanaiensis</i> Kawabata			
<i>S. subcrassitestata</i> Aita			
<i>Stichocapsa cribata</i> Hinde			
<i>Stichocapsa mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Tetratrops</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Tritrops</i> sp.			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			
Образец C-53			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. cf. elliptica</i> Vishnevskaya			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvincingula omgoniensis</i> Vishnevskaya			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. lodogaensis</i> Pessagno			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> Matsuoka et Yao			
<i>Sethocapsa subcrassitestata</i> Aita			
<i>Spongocapsula</i> sp.			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Xitus cf. spicularius</i> (Aliev)			
Образец C-54			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. ex gr. apiarium</i>			
<i>Ar. elliptica</i> Vishnevskaya			
<i>Ar. ex gr. rigida</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Parvincingula boesii</i> gr.			
<i>Phaselliforma</i> sp.			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			
<i>Ps. ex gr. leptocnica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)			
<i>Sethocapsa ex gr. kitoi</i> Jud			
<i>Seth. kaminogoensis</i> Aita			
<i>Seth. horokanaiensis</i> Kawabata			
<i>Seth. subcrassitestata</i> Aita			
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichoc. ex gr. mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichoc. altiforamina</i> (Tumanda)			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Williriedellum crystallinum</i> Dumitrica			
<i>Wrangellium depressum</i> Baumgartner			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			
<i>Xitus cf. plenus</i> Pessagno			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			
Образец C-56			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. elliptica</i> Vishnevskaya			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Deviatius diamphidius</i> Foreman			
<i>Emiluvia</i> sp.			
<i>Eucyrtidrilum pyramis</i> (Aita)			
<i>Hemicryptocanium tuberosa</i> Dumitrica			
<i>Hsuum cuestaense</i> Pessagno			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvincingula boesii</i> gr.			
<i>Parvincingula mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudodictyomitra ex gr. leptocnica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> Matsuoka et Yao			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Sethocapsa subcrassitestata</i> Aita			
<i>Spongocapsula</i> sp.			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichoc. ex gr. mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichoc. altiforamina</i> Tumanda			
<i>Stichomitra doliolium</i> Aita			
<i>Stichom. tairai</i> Aita			
<i>Stichom. japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Tritrops</i> sp.			
<i>Wrangellium crystallinum</i> Dumitrica			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			

Таблица 8 (продолжение).

Радиоляриевый комплекс	Возрастной интервал		
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образцы 3Ко-3, 3Ко-4, C-58			
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. cf. elliptica</i> Vishnevskaya			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Emiluvia</i> sp.			
<i>Eucyrtidiellum ozaiense</i> (Aita)			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner			
<i>Parvicingula mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			
<i>Podocapsa amphitreptera</i> Foreman			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudodictyomitra ex gr. leptocnica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Seth. funatoensis</i> Aita			
<i>Seth. subcrassitestata</i> Aita			
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichoc. mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichoc. altiforamina</i> Tumanda			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Triactoma</i> sp.			
<i>Willriedellum crystallinum</i> Dumitrica			
<i>Wrangellium okamurai</i> (Mizutani)			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			
<i>Xitus cf. plenus</i> Pessagno			
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica			
Образец C-61			
<i>Archaeodictyomitra exelence</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Parvicingula mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Pseudodictyomitra ex gr. leptocnica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Sethocapsa horokanaiensis</i> Kawabata			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichocapsa mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Tritrabs</i> sp.			
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica			
Образец C-74			
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> Mizutani			
<i>Archaeospongoprurum</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Emiluvia</i> sp.			
<i>Mirifusus dinae minor</i> Baumgartner.			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvic. mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Sethocapsa horokanaiensis</i> Kawabata			
<i>Spongocapsula obesa</i> Jud			
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa altiforamina</i> Tumanda			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichocapsa ex gr. mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus cf. spicularius</i> (Aliev)			
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica			
Образцы 3Ко-5, 3Ко-6, C-63			
<i>Archaeodictyomitra ex gr. apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Hsuu cuestaense</i> Pessagno			
<i>Obesacapsula verbana</i> (Foreman)			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra ex gr. leptocnica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Ps. lodogaensis</i> (Pessagno)			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Sethocapsa horokanaiensis</i> Kawabata			
<i>Spongocapsula obesa</i> Jud			
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichoc. ex gr. mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus cf. plenus</i> Pessagno			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			
Образец C-64			
<i>Archaeodictyomitra ex gr. apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. excellens</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Hsuu cuestaense</i> Pessagno			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra ex gr. leptocnica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. lodogaensis</i> (Pessagno)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Spongocapsula obesa</i> Jud			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichoc. ex gr. mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Xitus cf. plenus</i> Pessagno			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			
Образец C-71			
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			
<i>Hsuu</i> sp.			
<i>Mirifusus dinae minor</i> Baumgartner.			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Wrangellium okamurai</i> (Mizutani)			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			
Образец C-65			
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Emiluvia</i> sp.			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvicingula mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Stichocapsa ex gr. mediocris</i> (Tan)			
Образец C-70			
<i>Archaeodictyomitra ex gr. apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. excellence</i> (Tan)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Hsuu</i> sp. nov.			
<i>Mirifusus dinae minor</i> Baumgartner.			
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Praeconocariomma</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra ex gr. leptocnica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Sethocapsa yahazuensis</i> Aita			
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa ex gr. cribata</i> Hinde			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)			
<i>Tritrabs</i> sp.			
<i>Wrangellium okamurai</i> (Mizutani)			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus cf. plenus</i> Pessagno			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

Таблица 8 (окончание).

Радиоляриевый комплекс	Возрастной интервал		
	J ₃ kim	J ₃ tit	K ₁ ber
Образец C-66			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
Образец C-69			
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Eucyrtidiellum ozaiense</i> Aita			
<i>Eucyrt. ptyctum</i> (Riedel et Sanfilippo)			
<i>Hsuum</i> sp. nov.			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner			
<i>Parvic. mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i> Pessagno			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa altiforamina</i> Tumanda			
<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>cribata</i> Hinde			
<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichocapsa</i> sp.			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)			
<i>Tritrabs exotica</i> Pessagno			
<i>Wrangellium crystallinum</i> Dumitrica			
<i>Wrangellium okamurai</i> (Mizutani)			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus</i> cf. <i>spicularius</i> (Aliev)			
<i>Xitus</i> cf. <i>plenus</i> Pessagno			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			
Образец C-67			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Parvicingula mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Sethocapsa horokanaiensis</i> Kawabata			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Tritrabs</i> sp.			
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica			
Образцы 3Ко7, C-68			
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. apiarium</i> (Rust)			
<i>Ar. cf. elliptica</i> Vishnevskaya			
<i>Ar. minoensis</i> Mizutani			
<i>Ar. ex gr. vulgaris</i> Pessagno			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.			
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.			
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Eucyrtidiellum ozaiense</i> Aita			
<i>Eucyrtidium ptyctum</i> (Riedel et Sanfilippo)			
<i>Hsuum cuestense</i> Pessagno			
<i>Hsuum</i> sp. nov.			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvicingula boessi</i> gr.			
<i>Parvic. dhimenaensis</i> Baumgartner			
<i>Parvic. mashitaensis</i> Mizutani			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao			
<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i> Pessagno			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i> (Foreman)			
<i>Ps. ex gr. nuda</i> Shaaf			
<i>Ps. primitiva</i> (Matsuoka et Yao)			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Ristola altissima</i> (Rust)			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)			
<i>Stichocapsa altiforamina</i> Tumanda			
<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>cribata</i> Hinde			
<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>mediocris</i> (Tan)			
<i>Stichocapsa</i> sp.			
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)			
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)			
<i>Tritrabs exotica</i> Pessagno			
<i>Wrangellium crystallinum</i> Dumitrica			
<i>Wrangellium okamurai</i> (Mizutani)			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			
<i>Xitus</i> cf. <i>spicularius</i> (Aliev)			
<i>Xitus</i> cf. <i>plenus</i> Pessagno			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

Возрастные интервалы распространения видов, по: Aita, 1987; Baumgartner et al., 1995; Kawabata, 1987; Matsuoka, 1992, 1995; Matsuoka, Yao, 1985, 1986; Mizutani, 1981.

в слоях) средне- толстоплитчатые (ТЭЦ = 6-16 см, в среднем 6-10 см) волнисто-слоистые. В 3 м выше подошвы пачки – пласт (0,6 м) сургучно-красного кремневого аргиллита. В верхней части пачки глинистые яшмы содержат прослои зеленовато-серых глинистых кремней и кремневых аргиллитов. Обширные комплексы радиолярий в подошве (табл. 8, обр. 3Ко-4, С-58, 3Ко-3), и в 3,2 м выше подошвы пачки (табл. 8, обр. С-56)10,6 м

6. Кремни глинистые оливково-зеленые грубоплитчатые (ТЭЦ = 6-35 см) волнистослоистые с подчиненными пакетами (до 0.8 м) тонкоплитчатых глинистых кремней. Комплексы радиолярий в 4 м выше подошвы пачки (табл. 8, обр. С-54) и в 6,8 м (обр. С-53)8,2 м

7. Аргиллиты кремнистые зеленовато-серые средне-толстоплитчатые. В подошве и кровле пачки – радиолярии (табл. 8, обр. 3Ко-2, С-51)1,2 м

Выше, согласно залегает терригенная толща:

8. Тонкоритмичное переслаивание зеленовато-серых алевролитов и черных алевроаргиллитов. В нижней части пачки редкие прослои (2-5 см) зеленовато-серых кремневых аргиллитов, а сверху – темно-серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (толщиной до 0,5 м). В нижней части пачки радиолярии (табл. 8, обр. 3Ко-1, Т-46, Т-45)19 м

9. Песчаники светло-серые от мелко до грубозернистых, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами в нижней части (толщина слоев 0,2-0,5 м), массивные сверху пачки. Массивный пласт (6 м) песчаника состоит из практически слившихся слоев толщиной от 0,3 до 1 м10,2 м

10. Тонко- и среднеритмичное переслаивание серых алевроаргиллитов и подчиненных им мелкозернистых и среднезернистых песчаников. В алевроаргиллитах встречаются редкие прослои (2-4 см) кремнистых алевроаргиллитов22,6 м

11. Грубое флишиодное переслаивание песчаников (толщина 0,3-1,5 м) зеленовато-серых с подчиненными зеленовато-серыми и черными алевроаргиллитами (0,1-3 м) > 10 м

Мощность обнажающейся части глинисто-кремневой толщи (пачки 1-7) составляет 45 м.

В силицитах р. Корейской И.В. Кемкиным (2001) выделены три радиоляриевых ассоциации: комплекс *Xitus gifuensis* (поздний киммеридж – ранний титон), комплекс *Stichomitra doliolum* (средний титон) и позднетитонский комплекс *Pseudodictyomitra carpatica* (табл. 8). Залегающие на позднетитонских силицитах терригенные отложения горбушинской серии (пачка 8) также содержат в нижней части радиолярии конца позднего титона. Таким образом, в данном разрезе представлена толща глинистых силицитов (45 м) позднеюрского возраста, на которую верхнеладинскими слоями надвинута средне-верхнетриасовая толща плитчатых кремней (см. рис. 30). Значительный разрыв во времени и отсутствие непрерывного перехода не позволяет считать триасовые кремни и позднеюрские глинистые кремни отложениями одного этапа кремненакопления, принадлежащими одной кремневой формации. Нижне- и среднеюрские слои, и большая часть позднеюрских отложений в данном разрезе отсутствуют, и состав их здесь неизвестен. Возраст вышезалегающей терригенной толщи условно считается позднетитонско-берриасовым.

Село Беневское

Разрез расположен на правом берегу р. Беневка, в каньоне ее правого притока, в 1 км выше впадения р. Егеревки в р. Беневку. Здесь, на агломератовых туфах и лавах (> 27,5 м) залегает кремневая толща эрдагуской свиты (рис. 45):

1. Яшмы глинистые сургучно-красные, неясно толстоплитчатые (почти массивные)	1,5 м
2. Кремни глинистые серые с прослоями темно-серых кремней	3,2 м
3. Кремни глинистые серые толстоплитчатые (ТЭЦ = 8-12 см), с пакетами тонко-среднеплитчатых (ТЭЦ = 3-4 см) субгоризонтально-слоистые вверх пачки	5,5 м
4. Яшмы глинистые тонкоплитчатые (ТЭЦ = 3-4 см) горизонтально-слоистые	4,5 м
5. Яшмы глинистые сургучно-красные тонко-среднеплитчатые горизонтально-слоистые	7,7 м
6. Яшмы глинистые средне-толстоплитчатые	6 м
7. Яшмы глинистые сургучно-красные толстоплитчатые (ТЭЦ = 8-10 см)	7,3 м
Задерновано	2,5 м
8. Алевритисто-глинистые кремни зеленовато-серые 4 м	
Задерновано	2 м
9. Яшмы сургучно-красные глинистые средне-толстоплитчатые (ТЭЦ = 5-10 см), с выделениями (пятнами) зелено-серых кремней. Кремни подчинены яшмам 1:25	2 м
10. Яшмы сургучно-красные глинистые грубоплитчатые (ТЭЦ = 15-20 см), местами распадающиеся на тонкие плитки. В них подчиненные прослои зеленовато-серых глинистых кремней	8 м
11. Алевроаргиллиты кремневые зеленовато-серые	6 м
12. Алевролиты черные	7 м
13. Алевроаргиллиты кремнистые серые зеленоватые	4 м
14. Алевроаргиллиты черные	43 м
15. Алевролиты черные с подчиненными (1:2) будинированными слоями тонкозернистых и мелкозернистых песчаников. Толщина песчаных слоев от 15 до 60 см	> 5 м

Мощность кремневой толщи (пачек 1-11) – 60,2 м. Приведенная литологическая последовательность и характеристика слоев несколько отличается от описания других авторов (Кемкин, Кемкина, 2004; Кемкин, 2006). По данным авторам, на гиадобазальтах залегают розовато-вишневые кремни (17 м), выше плавно и постепенно переходящие в глинистые кремни аналогичной окраски (33 м) и кремнистые аргиллиты (7 м). Последние сменяются светло-серыми аргиллитами (3 м) и далее – серыми и темно-серыми аргиллитами (11 м), на которых, в свою очередь, залегает пачка ритмичного переслаивания алевролитов и мелко-среднезернистых песчаников.

Непосредственно выше базальтов в кремнях присутствуют радиолярии среднего оксфорда-раннего киммериджа (Кемкин, Кемкина, 2004; Кемкин, 2006). Вышележащие силициты содержат радиолярии среднего киммериджа-позднего титона, а кремневые аргиллиты – позднетитонский комплекс радиолярий. Первые слои аргиллитов датированы концом позднего титона – поздним берриасом, а алевролиты алевролит-песчаной толщи – поздним берриасом – поздним ва-

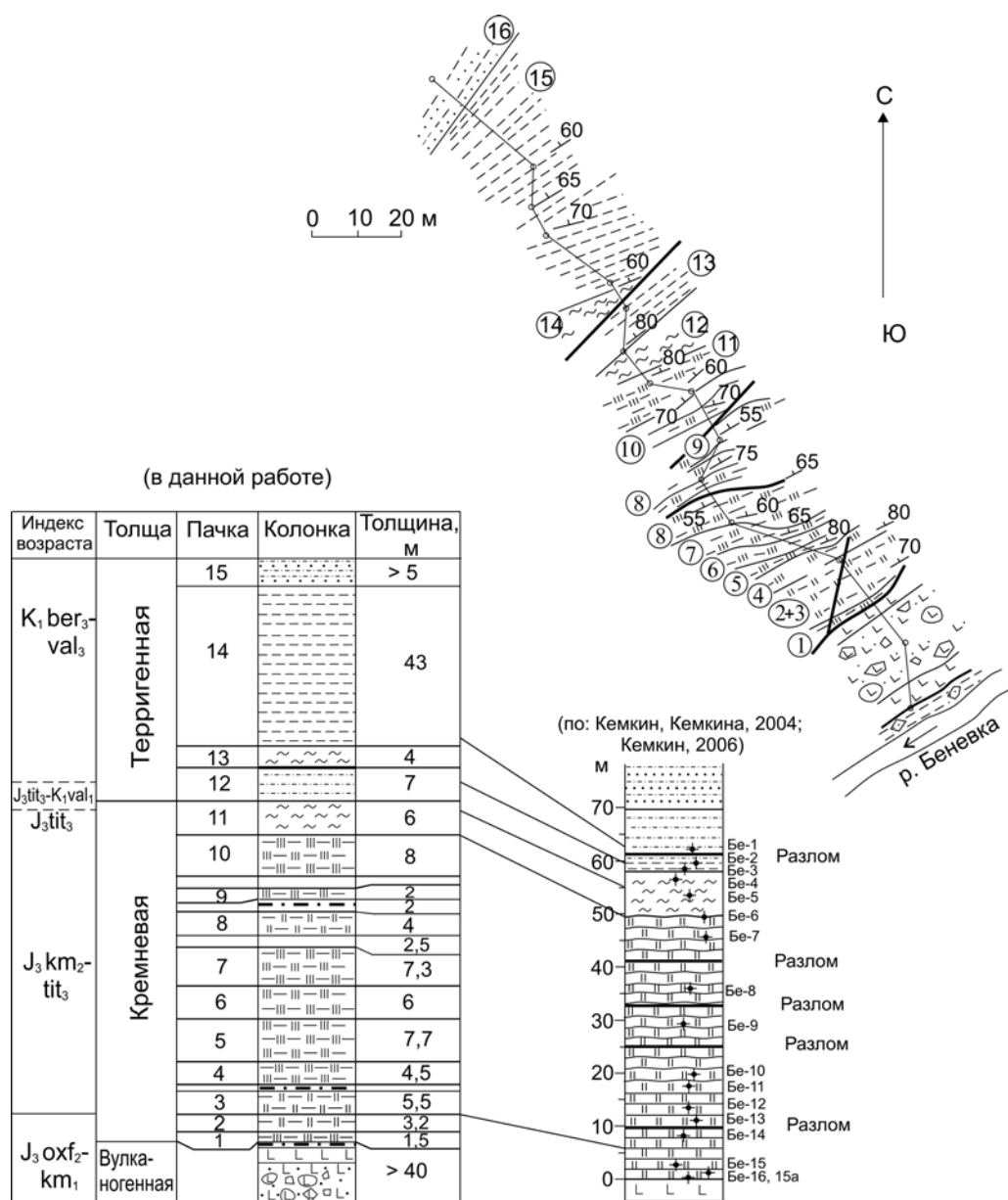


Рис. 45. Геологический план и литостратиграфическая колонка обнажения юрских силицитов на правобережье р. Беневка. Условные обозначения см. рис. 40.

ланжином (Кемкин, 2006). Здесь предполагается пятикратное повторение в разрезе разновозрастных фрагментов тектонических пластин, и мощность верхнеюрских силицитов оценивается немногим более 20 м (Кемкин, 2006, стр. 118). Однако привязка радиолариевых комплексов осуществлена не к конкретным образцам, расположение которых показано на представленной колонке, а обобщенно, к выделяемым толщам. Это не позволяет читателю судить о правомерности

сделанного вывода о пятикратном «тектоническом дуплексировании первичного разреза осадочного чехла в процессе аккреции» (Кемкин, 2006, с. 118).

Состав отложений и радиоляриевая фауна кремневых толщ разрезов руч. Сашин Ключ, р. Приточная, пос. Краснореченский, р. Корейская и р. Беневка свидетельствуют о их принадлежности к единой кремневой формации средний бат(?)–келловей – титонского возраста. В Восточной зоне нигде не наблюдалась непрерывная последовательность и переход от триасовых силицитов к юрским, доказывающие их принадлежность к единой триасово-юрской формации. В юрских толщах преобладают глинистые кремни, глинистые яшмы и кремневые аргиллиты. Собственно силициты встречаются реже. Отмечается снижение кремнистости отложений, возрастание глинистого и песчано-алевритового материала в слоях, переходных к перекрывающим терригенным и подстилающим вулканогенным и терригенным толщам. Невыдержанность толщ силицитов по простиранию, их выклинивание внутри терригенных, более молодых комплексов, в некоторых случаях (район пос. Краснореченский) свидетельствуют в пользу их покровного залегания на раннемеловых терригенных образованиях. Здесь покровные пластины включают, кроме верхнеюрских силицитов, часть нижнемеловых терригенных отложений, литологически сходных с терригенной толщей горбушинской серии. Это свидетельствует в пользу одновременности образования покровов в Восточной и Прибрежной зонах, происходившем в ранневаланжинское время.

2.5.2. Строение средне(?)–позднеюрской кремневой формации

Ввиду ограниченного распространения юрских отложений и неполноты разрезов строение средне(?)–позднеюрской кремневой формации может быть реконструировано только в самых общих чертах. Позднеюрские глинисто-кремневые отложения присутствуют не только в Восточной, но и в Центральной и в Прибрежной зонах. Это дает (хотя и ограниченную) возможность проследить изменения средне(?)–позднеюрской кремневой формации вкрест простирания и проанализировать условия ее залегания.

Восточная зона. В Восточной зоне (разрезы которой рассмотрены выше) с разной полнотой представлены толщи, принадлежащие средне(?)–позднеюрской кремневой формации. Она имела ассиметричное строение, обусловленное участием терригенных образований резко выклинивающихся на юго-восток, как это показывает пример разреза р. Приточная. В северо-восточном направлении, вдоль простирания геологических структур мощность верхнеюрских кремневых толщ, в целом, возрастает (рис. 46). Позднеюрские силициты эрдагууской свиты подстилаются терригенными или вулканогенными толщами и согласно перекрываются алевролитами и аркозовыми песчаниками терригенной толщи горбушинской серии, либо ее аналогами. Самая древняя фауна в верхах вулканогенной толщи в разрезе у руч. Сашин Ключ, имеет средний бат – раннекелловейский возраст. Вулканыты эрдагууской свиты представлены толеитовыми и повышенно магнезиальными базальтами и туфами. Они отличаются от типичных океанических базальтов (MORB) повышенными содержаниями рубидия, стронция, бария и лег-

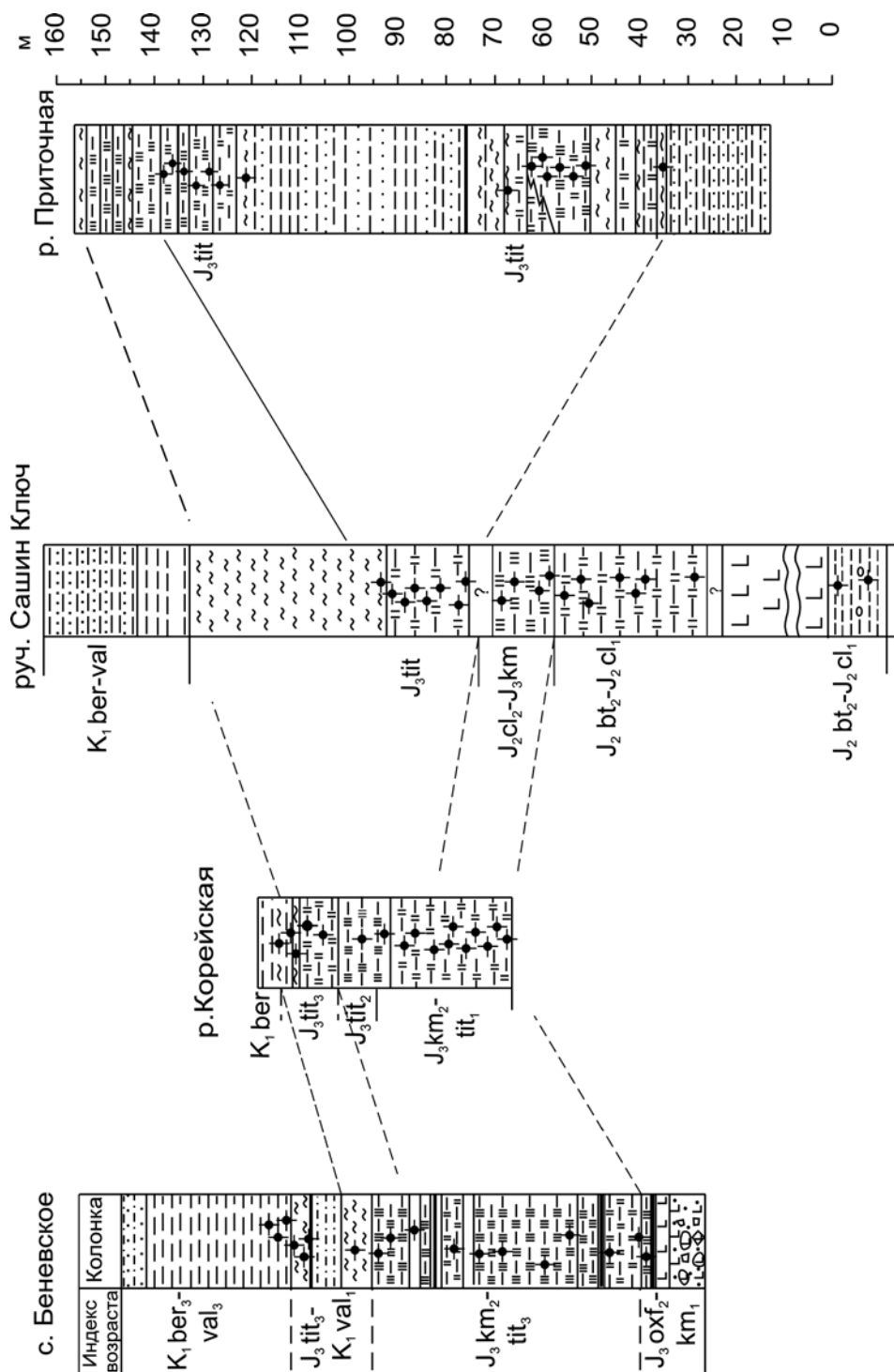


Рис. 46. Схема корреляции разрезов юрских кремневых толщ южного Сихотэ-Алиня. Условные обозначения см. рис. 40, 49.

ких лантаноидов, что свойственно базальтам островных дуг и позволяет связать их выплавление с обстановкой задугового спрединга (Симаненко и др., 1999).

Центральная зона. В среднем Сихотэ-Алине, в бас. р. Катэн (лев. приток р. Хор) установлены аален(?)–байосские кремни и яшмы и бат-келловейские глинистые кремни (40 м), с тонкими (3–6 см) прослоями марганцевых микроконкреционных руд (Филиппов и др., 2001). Они также отмечены в бассейне р. Бол. Уссурка (Тихомирова, 1986).

В бассейне р. Горной средне-верхнетриасовая кремневая толща перекрыта базальтами (10–60 м), содержащими ксенолиты кремней, с позднетриасовыми конодонтами и средне-юрскими радиоляриями. На толще базальтов залегают алевролиты и глинистые сланцы, с аален-раннекелловейскими радиоляриями, и кремнисто-глинистые породы, с келловей-оксфордским комплексом радиолярий (Смирнова, Лепешко, 1991). Это свидетельствует о среднеюрском, не позднее раннего келловея, возрасте базальтоидов в бассейне р. Горной.

На правобережье р. Уссури у устья р. Огородная, в маломощных пачках кремнистых аргиллитов (2–3 м) и граувакковых турбидитов (4–6 м) В.С. Руденко установила *Archaeodictyomitra exigua* Blome, *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, *Hsauium maxwelli* Pessagno, *H. brevicostatum* (Ozsvoldova), *Parvicingula dhimaensis* Baumgartner, *Protunuma fusiformis* Yao, *P. japonica* Matsuoka et Yao, *Tricolocapsa*(?) *fusiformis* Yao, *Stichocapsa convecsa* Yao, *St. japonica* Yao и др.). На основании этого комплекса возраст данных пачек был определен в диапазоне от середины байоса до оксфорда включительно (Волохин и др., 1990). Позднее, И.В. Кемкин дополнил список радиолярий видами *Eucyrtidiellum unumaensis* (Yao), *Tricolocapsa plicarium* Yao, *T. ruesti* (Tan Sin Hok), *Protunuma ochiensis* Yao (устное сообщение А.Н. Филиппова и И.В. Кемкина). Опираясь на узкий диапазон времени совместного существования *Tricolocapsa*(?) *fusiformis* и *Tricolocapsa plicarium* (Baumgartner et al., 1995), возраст данных пачек им был уточнен как батский.

Южнее, в бассейнах рек Извилинка и Поперечка распространены терригенные отложения окраинской свиты, верхняя часть которой датирована по иноперамусам и посидониям средней юрой, а нижняя – позднеплинсбахскими аммонитами (Геология СССР, 1969; Сей и Калачева, 1980) и радиоляриями (Smirnova, 1997). Темно-серые и черные алевролиты и сланцы окраинской свиты содержат прослои туфов и основных лав, а местами известняков. Окраинскую свиту перекрывают щелочные высокожелезистые базальты, пикритобазальты и туфы погской свиты, считавшейся по стратиграфическому положению позднеюрской или средне-позднеюрской (Иванов, 1972; Вржосек, Щека, 1984; Голозубов, Мельников, 1986).

Еще южнее, в разрезе у с. Бреевка выше толщи триасовых силицитов (80 м) и среднеюрской терригенной толщи (220 м), обнажаются основные вулканы (62 м), на которых залегает толща глинистых кремней (> 40 м), с подчиненными глинистыми яшмами (см. рис. 26, 27). Вулканическая толща сложена базальтами с подушечной отдельностью и содержит прослои литокластических лапиллевых туфов базальтов. Подстилающие базальты алевролиты содержат, по заключению О.Л. Смирновой, келловейские радиолярии.

Как и в Восточной зоне, в Центральной, отложения позднеюрской кремневой формации занимают положение выше толщ базальтоидов. Вулканогенные толщи, маляновской свиты, первоначально считавшиеся каменноугольного возраста (Геология СССР, 1969), позднее были включены в эльдовакскую свиту поздне триасово-юрского возраста (Голозубов, Мельников, 1986). Они сложены лавами и туфами нормальных толеитовых и пикритобазальтов, щелочных базальтов и трахиандезитов (Вржосек, Щека, 1984; Волохин, 1985). Возраст этих вулканитов, по-видимому, среднеюрский, вероятно, бат-келловейский. Юрские базальты и туфы прослеживаются на северо-восток до бассейна р. Гур в Хабаровском крае, где вблизи Центрального разлома, имеют значительную мощность.

Прибрежная зона. В Прибрежной зоне верхнеюрские глинистые силициты залегают на триасовых и плинсбах-среднеюрских плитчатых кремнях и алевролитах (Брагин и др., 1988; Брагин, 1991, 1993; Михайлов и др., 1989; Голозубов и др., 1992; Kemkin et al., 1997; Кемкин, Кемкина, 1998). Вулканические образования бат-келловейского возраста здесь мало развиты. В Дальнегорском районе, на юрском интервале колонки терригенные отложения либо отсутствуют, либо мощность их незначительна, а мощность верхнеюрских глинистых кремней и кремнистых аргиллитов варьирует от 4-6 м до 45 м (лев. борт кл. Ветвистого, восточная окраина п. Высокогорского). Верхнеюрские глинистые силициты Прибрежной зоны содержат вулканокластический материал и в них отмечены прослои туффитовых(?) кремней (Брагин и др., 1988).

Наданыхада-Амурская зона. На территории КНР, в зоне Наданыхада встречаются средне(?)-верхнеюрские плитчатые глинистые кремни и глинистые яшмы, с маломощными прослоями марганцевых руд (Kojima, Mizutani, 1987). Они присутствуют и на территории России, в Бикинской зоне.

Северный Сихотэ-Алинь. В северо-восточной части Сихотэ-Алинской области (в Нижнем Приамурье) юрские вулканогенно-кремнистые образования выходят в узких протяженных приразломных блоках, выступающих среди нижнемеловых терригенных флишевых и верхнемеловых вулканогенных отложений. Они закартированы восточнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома (с. Киселево) и западнее его (бас. р. Манома) (Натальин, Зябрев, 1989; Кузьмин, Шевелев, 1990; Poroova et al., 1999; Маркевич и др., 2000). Эти разобщенные блоки были объединены некоторыми авторами в единый Киселевско-Маноминский террейн (Зябрев, 1994; Филиппов, 2001; Кемкин, 2006). Позже, в этот террейн был включен и удаленный третий выход юрских кремневых образований, в районе с. Вяземского (низовья р. Усури) (Зябрев и др., 2005; Филиппов, Кемкин, 2009).

Представление о строении разреза кремнистых толщ в бассейне р. Манома дают составленные из отдельных тектонических фрагментов стратиграфические колонки: на правом берегу р. Манома, и в карьере у дороги между с. Лидога и р. Анюй (рис. 47). В первом разрезе установлены плинсбах-байосские толсто-плитчатые сургучно-красные и красные яшмы (82 м), инъецированные силлами диабазов (22 м), на которых залегают яшмы, базальтоиды и кремнекластические брекчии (15 м) условно бат-оксфордского возраста (Филиппов и др., 2001). Во втором, тектонически сильно нарушенном обнажении, колонка нижнемело-

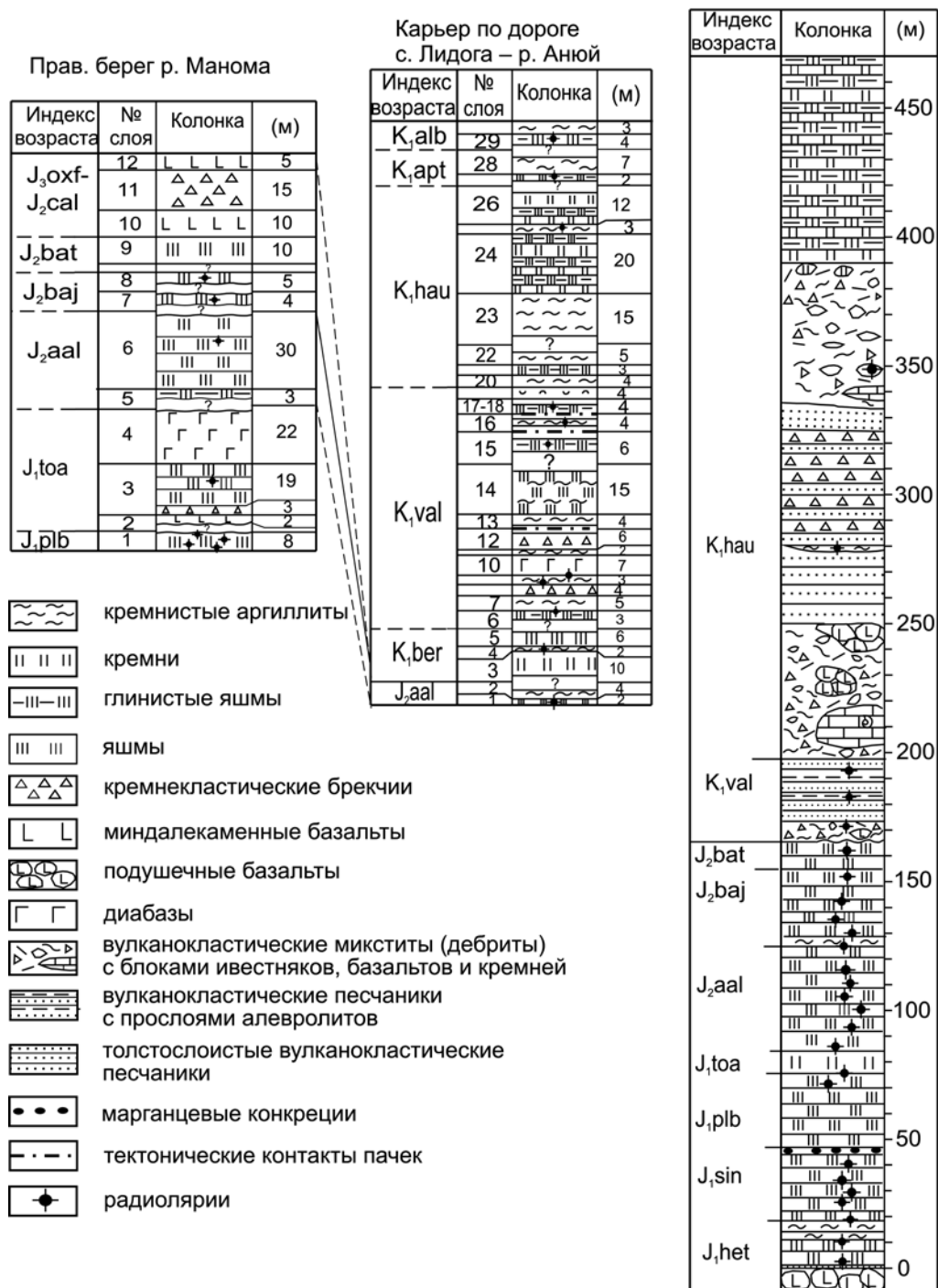


Рис. 47. Колонки юрско-раннемеловых силицитов Нижнего Приамурья.

вых отложений собрана по микрофауне из отдельных тектонических фрагментов и включает отложения ярусов нижнего мела от берриасского до альбского, включительно. Здесь разрез представлен чередованием пачек глинистых яшм и кремневых (кремнистых) аргиллитов, с силлом диабазов и горизонтами (4 и 6 м) кремнекластических брекчий. Суммарная мощность берриас-альбских кремней, глинистых яшм и кремневых аргиллитов составляет 163 м (Филиппов, 2001а).

В районе с. Киселево, 100 метровый разрез киселевской свиты (Кузьмин, Шевелев, 1990), включает юрские вулканиты и силициты возрастом от геттанга-нижнего плинсбаха до поздней юры, включительно. По мнению этих авторов, юрская часть вулканогенно-кремнистого комплекса в районе с. Киселево сложена несколькими фациями: кремнистой, вулканогенно-кремнистой и вулканогенной, с кремнистыми микститами. Микститы включают глыбы известняков с геттанг-синемюрским комплексом макрофауны – двустворчатыми моллюсками, гастроподами, аммонитами и кораллами (Кипарисова, 1952), и, на деле, представляют олистостромовый горизонт (фототабл. VII). Самый древний комплекс радиолярий, установленный в кремнистой фации – байос-батский, а самый молодой – киммеридж-титонский. Обломки силицитов в микститах содержат раннеюрские и оксфорд-киммериджские радиолярии (Кузьмин, Шевелев, 1990).

Позже представлено несколько иное строение разреза киселевского комплекса (ранее, киселевской свиты) (Кириллова и др., 2003). Комплекс разделяется на юрскую и раннемеловую части. Юрская часть включает нижне- и среднеюрские слоистые яшмы и кремни геттангского – батского ярусов (около 160 м), залегающие на подушечных лавах базальтов. На левобережье руч. Известкового (с. Киселево), в яшмах присутствуют линзы марганценосных яшм (до 8,6% MnO_2), толщиной до 2 м (фототаблица VIII) и прослои марганцевых конкреций, толщиной около 1 м (Кириллова и др., 2003). Раннемеловая часть разреза начинается с маломощного слоя (0,8 м) вулканокластических дебритов, выше которых залегают вулканокластические песчаники, с прослоями алевролитов и кремнистых аргиллитов, кремнекластические брекчии (до 45 м). Присутствует горизонт крупноглыбовых микситов с блоками известняков, представляющий карбонатно-вулканогенно-кремнистую олистострому. Завершают разрез киселевского комплекса тонкослоистые полосчатые кремнистые сланцы (80 м), условно готеривского возраста (Кириллова и др., 2003). Несмотря на значительную удаленность (около 700 км) олистостромы Нижнего Приамурья (с. Киселево) и Дальнегорского района практически одновозрастны (валанжин).

Хотя юрские кремневые толщи представлены фрагментарно, а их разрезы недостаточно скоррелированы, можно говорить, что в Сихотэ-Алинской области, вдоль общего простирания структур с ЮЗ на СВ юрские отложения фациально меняются. В них выклиниваются пачки терригенных пород, возрастает стратиграфический объем толщ силицитов и их кремнистость, среди которых возрастает доля яшм. В Наданьхада-Амурской, Центральной и Восточной зонах накоплению кремневых толщ предшествовала эпоха мощного бат-келловейского базальтового вулканизма. Вулканические проявления отмечены и в раннемеловое время. Тектоническая активизация в юрское время, сопровождавшаяся ре-

гионально проявленным базальтовым вулканизмом, разделила эпохи триасового и средне-позднеюрского кремненакопления в сихотэ-алинском бассейне. Вулканический этап отразился не только в строении разрезов и облике юрских силицитовых толщ, но и в минеральном и химическом составе юрских силицитов. Однонаправленные, в сторону общего погружения структур Сихотэ-Алинской области, фациальные изменения триасовых, юрских (и, по-видимому, меловых) отложений свидетельствуют об унаследованности юрского бассейна, по крайней мере, с начала триасового времени.

2.6. Геологические следствия изучения разрезов кремневых толщ

Одним из следствий изучения разрезов триасовых силицитов является расшифровка первичного строения триасовой кремневой формации, что позволяет узнавать ее отложения по характерным особенностям строения и состава пород и толщ и отличать от кремневых образований другого возраста. Уточнены последовательность толщ и пачек в различных фациях и их мощности, которые оказались значительно меньше тех, что были установлены при геологических съемках. Одним из примеров являются результаты геологического картирования в масштабе 1:50 000, проведенного в 1980-х годах на правом берегу р. Уссури, между с. Бреевка и с. Самарка (рис. 48). Они служат основой тектонических построений вплоть до настоящего времени (Голозубов, 2006). Разрез мезозойских отложений на этой территории представлялся последовательностью свит: тудовакской (T_3 *td*), эльдовакской (T_3 - J_3 *el*), самаркинской (J_3 - K_1 *sm*) и удековской (J_3 - K_1 *ud*), суммарной мощностью около 6,5-7 км (Голозубов, Мельников, 1986). В районе были закартированы две толщи силицитов, из которых нижняя (500 м), распространенная в северной части района, выделялась, как нижняя подсвита тудовакской свиты (T_3 *td*). Вторая толща составляла значительный объем эльдовакской свиты (T_3 - J_3 *el*, 640-975 м), покрывающей значительную территорию в южной части площади. В состав свиты включались и фациально замещающие плитчатые кремни базальты, туфы, граувакковые песчаники и алевролиты (рис. 49). Реконструкция строения триасовой формации в этом районе (см. рис. 24-26) выявила сдвоенность геосинклинального разреза и завышенные мощности мезозойских толщ (Волохин и др., 1990). На территории установлена одна мощная кремневая толща (70-100 м), включающая непрерывную последовательность отложений триаса от среднего анизия до верхнего нория (рэта?), включительно. Вулканогенные и терригенные пачки и толщи, включавшиеся в эльдовакскую свиту, оказались значительно моложе кремней и имеют бат-оксфордский возраст. В результате подводного оползня или тектонического перекрытия юрские вулканы, туфы и терригенные породы были заключены в триасовую кремневую серию. Это и послужило их представлению в виде фаций эльдовакской свиты, возраст которой был в результате расширен до поздней юры. Полная мощность триасовых кремневых отложений в данном районе оказалась завышенной в 10 или более раз (рис. 49). Завышена и мощность терригенных мезозойских отложений. При незначительных мощностях (даже в сдвоенном разрезе) триасовые кремни покрывают значительную площадь. Ширина полос закартированных кремней

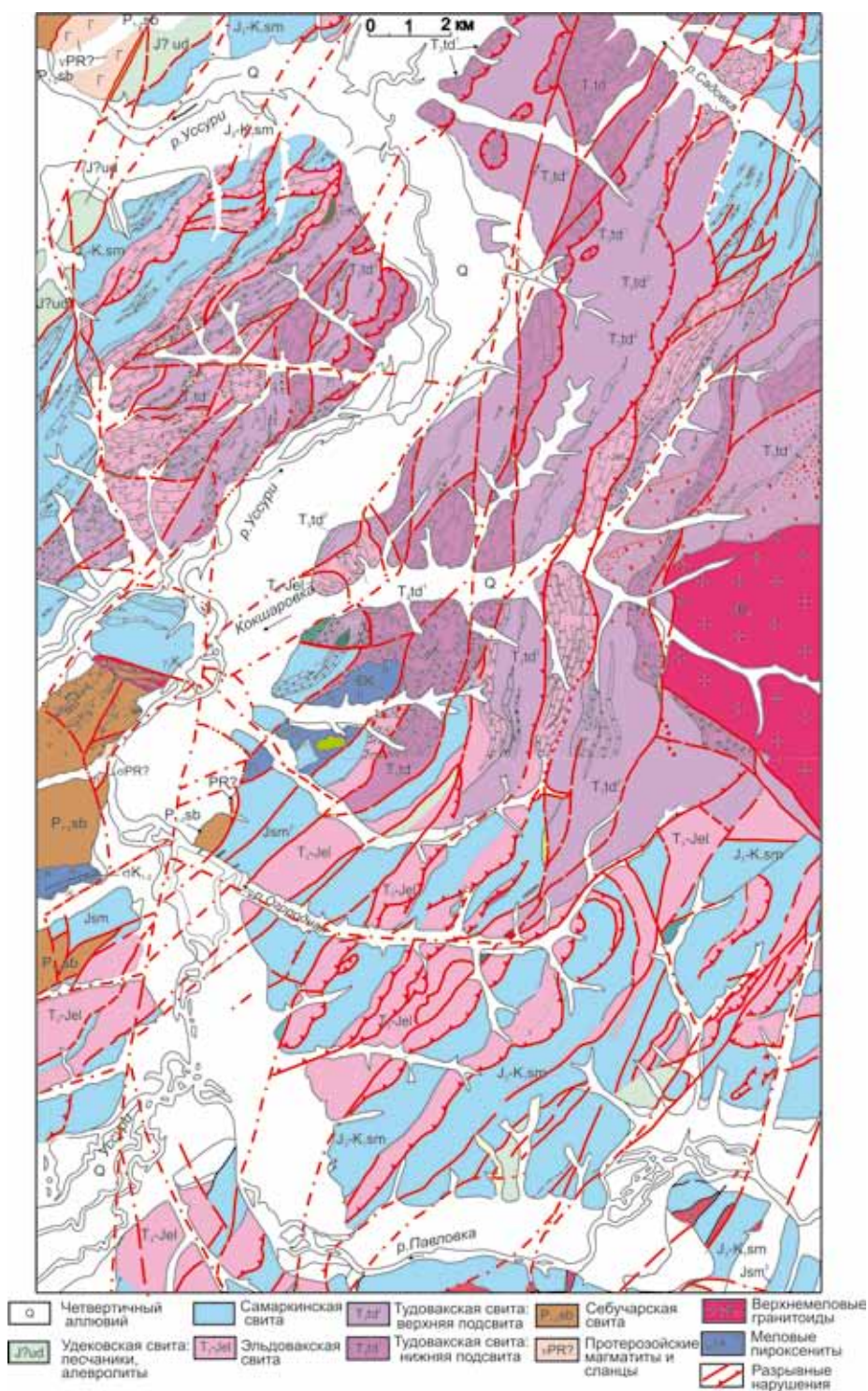


Рис. 48. Геологическая карта в среднем течении р. Уссури (Голозубов, Мельников, 1986).

Сводная колонка по В.В. Голозубову,
Н.Г. Мельникову, 1986

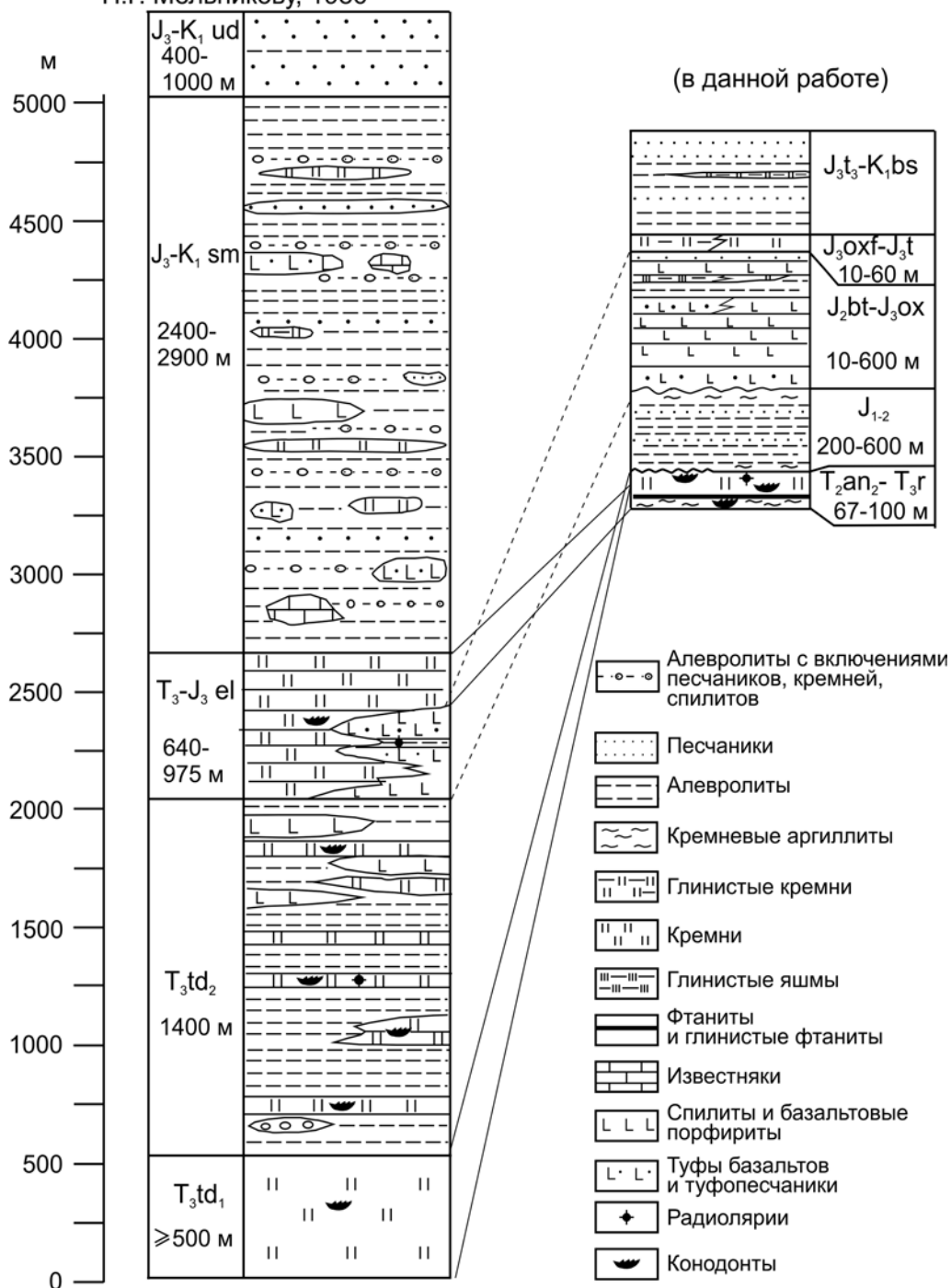


Рис. 49. Сопоставление колонок триасово-юрских отложений (бас. р. Уссури между селами Бреевка-Самарка).

местами достигает 1,5-2 км, а иногда, 3 км. Это может объясняться залеганием кремней в виде частично облекающего (бронирующего) формы рельефа гофрированного покрова, смятого в мелкие складки с незначительной амплитудой.

Датирование юрских глубоководных отложений Сихотэ-Алиня остается еще нерешенной проблемой, о чем свидетельствуют расхождения (иногда весьма значительные) в определении возраста одних и тех же кремневых толщ по радиоляриевой фауне. В качестве причин называется использование нескореллированных биостратиграфических шкал, неверная диагностика некоторых видов и другие (Зябрев, 2009). Есть и причины методологического плана. В сложно дислоцированных мезозойских толщах колонки часто выстраиваются по фауне находимой в силицитах, без внимательного изучения литологии и необходимой расшифровки строения обнажения. Этому способствует убежденность многих исследователей в пелагическом океаническом происхождении радиоляритовых толщ. Из них часто исключаются пачки и толщи терригенных пород, связанные с силицитами постепенными переходами, обычно фаунистически «немые» или содержащие бедную фауну, не позволяющую датировать слои в узких пределах. В результате, фрагменты кремневых толщ, принадлежащие разным формациям, искусственно объединяются в единую толщу, стратиграфический объем которой неоправданно расширяется до нескольких систем. Такая методика может только затруднить расшифровку геологического строения и восстановление геологической истории региона.

ГЛАВА 3

ОСНОВНЫЕ ЛИТОТИПЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД КРЕМНЕВЫХ ФОРМАЦИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

3.1. Используемые классификации и основные литотипы пород

Систематика осадочных пород представляет сложную задачу, которой посвящены многие работы (Фролов, 1992, 1993, 1995; Систематика..., 1998 и др.). Существующие классификации осадочных пород подразделяются на морфологические и генетические. Морфологические классификации служат рабочим инструментом при литологических и других геологических исследованиях. На практике, при описании силицитов, как и других осадочных пород, используется система морфологических классификаций, характеризующих их внешний облик, минеральный и химический состав, содержание биоморфных компонентов, структуры, текстуры и другие особенности, которые совместно несут основную генетическую информацию.

3.1.1. Классификация силицитов по составу минеральной примеси

Содержание свободного кремнезема (SiO_2 св.) в мезозойских осадочных породах Сихотэ-Алиня варьирует в широком диапазоне. Существует непрерывный ряд пород от карбонатных и терригенных к высококремневым силицитам. Минеральный вид кремнезема силицитов зависит от степени стадийных преобразований кремнистых пород. В мезозойских силицитах он на 95-100% представлен низкотемпературным α -кварцем, включая и его модификацию – халцедон. Кристобалит отсутствует. Незначительное количество опала проявляется присутствием «аморфного горба» на рентгеновских дифрактограммах и в присутствии микроглобуль на стенках пор на электронно-микроскопических снимках. В силицитах, основной компонент пород – аутигенный (первично биогенный) кремнезем – выступает пассивным разбавителем концентраций большинства породообразующих и редких элементов, которые концентрируются в минеральной примеси, определяющей геохимические различия пород. Минеральный состав примеси также несет информацию об условиях седиментации и диагенеза осадков, и постседиментационных преобразованиях пород. С ростом содержания SiO_2 св. меняется соотношение аллотигенной и аутигенной минеральной примеси. Доля аутигенных минералов железа в примеси относительно возрастает, а доля аллотигенного (алевритового и глинистого) материала снижается. Изменяется сам состав аллотигенной примеси. В ней убывает содержание алевритового материала и возрастает количество глинистых минералов. При описании разрезов в работе использовалась классификация пород терригенно-кремневого ряда по минеральной примеси (табл. 9).

Среди мезозойских силицитов распространены кремни, яшмы и фтаниты.

Кремни. К кремням отнесены все сероцветные силициты различных оттенков (зеленого, желтого, голубоватого, серого). Обычно кремни имеют зеленовато-серый (оливково-зеленый) цвет. Аутигенные минералы железа представлены

Таблица 9. Классификация пород терригенно-кремневого ряда по содержанию и составу примеси (Волохин, 1985).

Аллотигенная примесь	Группа	Содержание SiO ₂ св.	Примесь аутигенных компонентов		
			Минералы железа		
			Окисные и гидроокисные	Сульфиды и карбонаты	
					Углеродистое вещество
			Тип пород		
Увеличение содержания аллотигенной глинистой и обломочной примеси ↓	Силициты	> 80%	Яшмы	Кремни	Фтаниты (C _{орг} > 0,3%)
		50-80%	Яшмы глинистые	Кремни глинистые	Фтаниты глинистые (C _{орг} > 0,5%)
	Аргиллиты, алевролиты	30-50%	Аргиллиты кремневые окисно-железистые	Аргиллиты кремневые	Аргиллиты кремневые углеродистые (битуминозные)
		10-30%	Аргиллиты (алевроаргиллиты, алевролиты) кремнистые окисно-железистые	Аргиллиты (алевроаргиллиты, алевролиты) кремнистые	Аргиллиты (алевроаргиллиты, глинистые алевролиты) кремнистые углеродистые (битуминозные)
		0-10%	Аргиллиты, алевроаргиллиты, алевролиты окисно-железистые	Аргиллиты, алевроаргиллиты, алевролиты	Аргиллиты, алевроаргиллиты, алевролиты углеродистые (битуминозные) (C _{орг} > 1,0%)

преимущественно пиритом. В кремнях некоторых разрезов существенную роль играет также пирротин (фототабл. XIX-6). Черные кремни легко отличаются от фтанитов при визуальном и микроскопическом изучении. Шлифы таких кремней прозрачны. Содержание органического углерода в кремнях, в среднем, на порядок ниже, чем во фтанитах. Тем не менее, его было достаточно для создания восстановительных условий среды диагенеза, чем объясняется нахождение аутигенного железа преимущественно в двухвалентной форме.

Яшмы. Яшмы окрашены в красные и коричневые цвета различных оттенков дисперсной примесью гематита, гетита, гидрогетита или других окислов и гидроокислов железа (фототабл. XIV-5, 6, 8). При метаморфизме яшмы часто приобретают темно-серый, с вишневым отливом цвет, по причине превращения дисперсного гематита в магнетит. Яшмы – это породы, сформировавшиеся в окисли-

тельной среде диагенеза радиоляриевого или спикулево-радиоляриевого осадка, вследствие нехватки реакционно-способного органического углерода. Образованию яшм мог способствовать принос избыточного количества железа в бассейн, как вследствие вулканической гидротермальной деятельности, так и при размыве латеритных кор выветривания на суше. По общему содержанию железа яшмы могут не отличаться от ассоциирующихся с ними кремней, но отличаются по соотношению содержания закисного и окисного железа (Волохин, 1985). В некоторых яшмах (р. Анюй) кроме гематита встречается и пирит, что объясняется локальными геохимическими неоднородностями, существовавшими в кремневом иле: неравномерностью распределения окислов железа и реакционно-способного органического вещества, определявшего различия окислительно-восстановительных условий даже внутри индивидуальных слоев. Содержание $C_{орг}$ в яшмах Сихотэ-Алиня, в среднем, вдвое ниже, а содержание марганца вдвое выше, чем в кремнях (Волохин, 1985). В отложениях кремневой фации триаса яшмы несколько более железистые и глинистые, а в карбонатно-кремневой – менее железистые и более кремнистые. В средне-позднеюрских кремневых толщах яшмы составляют значительный объем (в разрезах р. Приточная, с. Беневское, р. Монома, с. Киселево).

Фтаниты. Основной классифицирующий признак фтанитов – дисперсная примесь углеродистого вещества, окрашивающая образцы и шлифы в темно-серый или черный цвет (фототабл. XIII-1, 2, 4, 5, 7, 8; XIV-7; XV-1, 2, 4, 6, 7). Максимальное содержание $C_{орг}$, установленное в углеродистых силицитах разреза по р. Корейской, составляет 8,5%. При содержании $C_{орг}$ около 3%, шлифы фтанитов становятся практически непрозрачными. Фтаниты, содержащие 3-6% $C_{орг}$, внешне могут походить на уголь-антрацит. Аутигенные минералы железа представлены преимущественно пиритом, обычны сфалерит, халькопирит и другие сульфиды. Во фтанитах разреза по р. Рудной встречаются крупные (2×3×7 см) пиритовые конкреции, в разрезе по кл. Холодному (бас. р. Корейской) – тонкие (1-2 мм) линзы, образованные микроглобулярным пиритом, а в Дальнегорском датолитовом карьере, кроме пирита, наблюдалась медная сульфидная минерализация: халькопирит, борнит, халькозин, вторичные малахит и азурит.

3.1.2. Биоморфные и абиоморфные силициты

Биоморфные силициты. Силициты, содержащие более 50% биоморфных элементов и менее 50% абиоморфного кварцевого цемента, могут быть названы радиоляритами или спикулевыми радиоляритами. Они распространены в средне(?)-позднеюрской терригенно-кремневой формации Сихотэ-Алиня. В триасовой кремневой формации преобладают радиоляриево-кремни, а также яшмы, фтаниты, глинистые кремни, глинистые яшмы и глинистые фтаниты, содержащие менее 50% реликтов радиолярий и спикул губок. В триасовых и юрских кремневых толщах встречаются и абиоморфные кремни, яшмы и фтаниты (и их глинистые аналоги).

В биоморфных силицитах всегда присутствует абиоморфный кварцевый цемент, заполняющий поры и цементирующий скелеты и их фрагменты в породе. Среди литотипов кремней, яшм, фтанитов, глинистых кремней, глини-

стых яшм и глинистых фтанитов преобладают радиоляриевые разновидности (фототабл. XV-6). В разрезах кремневой фации также встречаются смешанные губково-радиоляриевые кремни и яшмы. Спиккулы монаксонных кремневых губок присутствуют (1-3%, до 15%) в анизийско-ладинских кремнях, яшмах и фтанитах в разрезах г. Дальнегорска (фототабл. XV-7), р. Корейской, кл. Холодного, с. Бреевка, р. Анюй, р. Хор и р. Гур (фототабл. XVII-2). Реже встречаются спиккулы триаксонных губок (фототабл. XIX-2). В разрезах кл. Холодного и р. Анюй нередко спиккулы губок и скелеты радиолярий, сохранивших тонкие иглы, замещенные пиритом. По сравнению с радиоляриями, порообразующее значение губок в триасовых и юрских силицитах второстепенное. Мезозойские кремневые толщи представляют в основном накопления первично планктоногенных радиоляриевых илов.

Абиоморфные силициты встречаются толщах радиоляриевых и спиккулово-радиоляриевых кремней. Некоторые глинистые кремни произошли, по-видимому, окремнением глинистых слоев, в результате отложения в поровом пространстве кремнезема, мигрировавшего из смежных радиоляриевых слоев. Часть желваков и линз кремней, преимущественно в карбонатных толщах, образовалась за счет кремнезема опаловых скелетов радиолярий и являются продуктом диагенетической сегрегации вещества (фототабл. XVIII-3, 4). Растворение опала радиолярий и спиккул губок в иловой воде, миграция и химическое осаждение растворенного кремнезема приводили к цементации скелетных остатков в кремневых слоях, частичному или полному метасоматическому замещению карбонатных фрагментов ила.

3.1.3. Структурные типы триасовых и юрских силицитов

Все триасово-юрские силициты Сихотэ-Алинской области, по преобладанию основного минерального компонента – кварца, являются кварцитами. По размеру зерен кварца они подразделяются на скрытокристаллические ($< 0,0001$ мм), микрозернистые (0,0001-0,05 мм), тонкозернистые (0,05-0,1 мм), мелкозернистые (0,1-0,25 мм), среднезернистые (0,25-0,5 мм). Кварцевые тонкозернистые и мелкозернистые, с одной стороны, и среднезернистые силициты, с другой, часто именуются геологами микрокварцитами и кварцитами (яшмо-кварцитами, фтанито-кварцитами и т.п.). Такие породы встречаются в толщах кремней располагающихся вблизи интрузий. Термальное воздействие интрузий обычно сопровождается изменением цвета пород (отбеливанием кремней или появлением вишнево-красноватых оттенков в яшмах), укрупнением кристаллов кварца, гематита (в яшмах), пирита (в кремнях и фтанитах), перераспределением органического вещества, и минеральными новообразованиями (появлением магнетита, биотита, граната, корунда и др.), т.е. превращением силицитов в апокремневые роговики. Первичная слоистость пород обычно сохраняется и даже проявляется контрастнее (фототабл. X-5, XIII-2). Центральные стекловатые участки кремневых породослов приобретают тонкую зернистость (новакулитовый облик) из-за укрупнения кварцевых зерен и равномерной перекристаллизации пород. При термальной перекристаллизации силицитов сохранность конодонтов ухудшается, и они приобретают зеленый цвет, характерный для апатитов маг-

матических пород (в верхах разреза р. Гур). Неравномерно-зернистые кварциты образованы многократным брекчированием пород, с заполнением микротрещин крупнокристаллическим кварцем (фототабл. XIV-7). В таких кварцитах нередко встречаются неперекристаллизованные фрагменты с биоморфной структурой, указывающей на первично радиоляритовую природу. Присутствие таких кварцитов и микробрекчированность слоев силицитов в кремневых толщах указывают на тектонический стресс и близость разрывных нарушений.

3.1.4. Текстуальные типы кремневых и кремнистых пород

В кремневой фации распространены следующие текстурные типы пород.

Литотип силицита-ламинита. Он представлен некоторыми кремнями, яшмами и фтанитами. Горизонтальная ламинарная микрослоистость нередко удивительно выдержана по толщине и фиксирует наиболее элементарные циклы отложения кремневого и глинистого вещества (фототабл. XIII-2, 3; XV-2, 4). Аналогичная микроцикличность описана М. Брамлетом в миоценовых силицитах формации Монтерей, (Bramlett, 1946). В голоценовых диатомовых илах Калифорнийского залива и в четвертичных углеродисто-кремнистых осадках Японского моря подобные микроциклиты считаются годовыми варвами (Schrader et al., 1980; Grimm, 1992). Толщина ламин в неуплотненном иле составляет около 1-3 мм, что с поправкой на диагенетическое уплотнение близко к их толщине в триасовых силицитах (фототабл. XIII-2, 3). Сохранность первичной ламинарной слоистости указывает на отложение кремнистых илов в тиховодных обстановках ниже зоны волнового воздействия и на отсутствие биотурбации осадка. Силициты-ламиниты нередки среди фтанитов и глинистых фтанитов разрезов по р. Рудной (фототабл. XV-2) и р. Огородной (фототабл. XV-4). В глинистых фтанитах разреза руч. Солонцового (бас. р. Анюй) толщина ламин настолько выдержана, а контрастность их состава настолько значительна, что провоцирует тонкую листоватую отдельность.

Литотип силицита с симметричным строением элементарных циклитов, по-видимому, один из наиболее распространенных. В кремневых слоях часто наблюдается симметричное строение, с выдержанной по толщине темной стекловатой центральной частью слоя, которая сменяется к подошве и кровле более глинистыми светлыми его частями (фототабл. XI-1, 2, 3). Стекловатая часть обычно однородная и массивная, а в нижней и верхней частях слоя развивается тонкая горизонтальная или линзовидная микрослоистость (0,02-0,3 мм), подчеркнутая развивающимися по тонким глинистым слойкам стилолитами. Распределение радиолярий в кремневых элементах ЭЦ беспорядочное или симметричное, когда число крупных форм радиолярий увеличивается к верхнему и нижнему, более глинистым, краям породослоя (фототабл. XIV-2, 6). Подобное симметричное строение кремневых слоев наблюдалась и в триасовых кремнях Японии (Iijima et al., 1978). Симметричное распределение глинистого вещества и радиолярий и состав глинистых фракций указывают на связь элементарных циклитов с периодическими климатическими изменениями, определявшими режим поступления терригенного глинистого вещества.

Литотип кремня с внутренним линзовидным строением кремневого слоя. Линзовидное внутреннее строение кремневого слоя (фототабл. XI-4, 5) может быть первично седиментационным или связанным с неравномерностью диагенетического окремнения. Последнее приводит к последующему дифференцированному сокращению толщины различных участков слоя под нагрузкой вышележащих осадков. Оно также может предопределяться биотурбацией, деятельностью роющих организмов, на что указывает причудливая конфигурация зон окремнения и слепки ходов илоедов (фототабл. X-7; XII-5). Следы биотурбированных радиоляриевых осадков могут быть ноббы (knobs) – узловатые бугорчатые образования на поверхности кремневых пластов (фототабл. XII-1). Биотурбация осадка, диагенетическое окремнение и катагенетическая перекристаллизация искажают и стирают седиментационно обусловленные текстуры. По изменению толщины одних и тех же ламин внутри раннедиагенетического стяжения и за его пределами устанавливается 10-кратное сокращение мощности кремневого слоя вследствие уплотнения исходного радиоляриевого ила (фототабл. XI-5). Такая значительная степень уплотнения ила свидетельствует о формировании желвака на ранней стадии диагенеза, задолго до окончательного уплотнения ила. К нарушению первичных седиментационных текстур также приводит вспучивание слоев газами, выделяющимися при распаде органического вещества, следы которого иногда принимались за отпечатки дождевых капель (Folk, McBride, 1978), и некоторые другие факторы. Литотип кремней с линзовидным строением широко распространен и слагает пачки линзовидно-слоистых кремней в разрезах кремневых толщ триаса Сихотэ-Алиня (фототабл. XI-4).

Литотип светлых зеленоватых и желтоватых грубослоистых кремней. Этот литотип распространен в позднекарнийско-средненорийских слоях кремневой фации, в разрезах кремневой фации на правобережье р. Уссури, и у дер. Шичанг в Наданьхада-Бикинской зоне. Толстые слои кремней иногда содержат маломощные прослои и линзы кремнистых карбонатов и выдержанные известняковые прослои (фототабл. X-2), являющиеся свидетельством латеральных связей кремневой и карбонатно-кремневой фаций триасовой формации. В этих кремнях встречаются ромбоэдрические поры, оставшиеся после выщелачивания диагенетических карбонатов присутствовавших в породах (фототабл. XIX-8).

Литотип кремней с массивной текстурой. Среди этих кремней можно различать (1) возникшие по причине биотурбации, стекания или подводного оползания ила или других седиментационных процессов и, (2) возникшие в результате неоднократного брекчирования и заживления трещин кварцем, приводящего к стиранию первично слоистой текстуры.

Глинистые кремни градационно-слоистые. Примером могут служить некоторые верхнетриасовые и анизийские глинистые кремни в бас. р. Анюй. Градационная слоистость выражена уменьшением количества радиолярий от подошвы к кровле кремневых слоев. Также уменьшается размер алевритовых обломочных частиц и увеличивается количество глинистого вещества (фототабл. XIV-1, 3). Нижняя граница кремневого элемента ЭЦ резкая. Переход к верхнему, глинистому элементу ЭЦ (кремневому аргиллиту или аргиллиту) постепенный. Этот литотип

обычно интерпретируется как турбидит – продукт осаждения из мутьевого потока, переносившего вниз по склону смешанный алеврито-глинисто-радиоляриевый ил. Литотип не является широко распространенным в триасовой кремневой формации. Механизм расслоения кремневых скелетов и глинистого вещества из исходного материала такого состава, по-видимому, не приводил к образованию высококремневых пачек и толщ.

Кремневые аргиллиты массивные, или с плохо выраженной тонкой слоистостью. Породы такого типа слагают верхние пачки триасовой кремневой формации, переходные к вышележащим юрским алевроаргиллитам (р. Гур и некоторые другие разрезы).

3.1.5. Литотипы карбонатных и кремнисто-карбонатных пород

В разрезах карбонатно-кремневой фации карбонатные толщи сложены известняками, доломитовыми и доломитистыми известняками, доломитами, кремнисто-доломитовыми известняками, кремнистыми доломитами и мергелями (фототабл. XVII, XVIII). Встречаются горизонты кремнисто-известняково-мергелистых микститов. В бассейнах рек Гур, Хор и Анюй в верхнетриасовых карбонатных толщах встречаются известняки и мергели повышенной битуминозности. Количество доломита в карбонатных толщах триаса Сихотэ-Алиня, в целом, не превышает 10-12%. Прослой чистых доломитов редки и встречаются в кремнях вблизи границ карбонатных и кремневых толщ и пачек (р. Хор, р. Анюй).

Литотип известняка-ламинита. Микритовые ламинарно-слоистые известняки представляют редко встречающийся тип в разрезах. Для него характерна тонкая (0,3-1 мм) горизонтальная слоистость (фототабл. XVII-6). По аналогии с кремнями-ламинитами, происхождение ламинарной слоистости в известняке может связываться с сезонными колебаниями биопродуктивности известкового наопланктона и поступлением терригенного алевритового и глинистого материала.

Известняки сферово-микритовые – один из наиболее распространенных типов сохранивших первичные биоморфные элементы (фототабл. XVII-3). Некоторые известняки имеют мелоподобный облик. В них встречаются многочисленные сферы, круглые или овальные, размером 0,2-0,3 мм, иногда до 0,5 мм, заполненные более крупнозернистым кальцитом, чем в основной микритовой массе породы. Сферы составляют до 30%, редко до 50% площади шлифов. Они представляют остатки однокамерных фораминифер (фототабл. XVIII-6, 7), известковые скелеты других организмов. Некоторые из них сходны со спорангиями современных синезеленых водорослей *Dermocarpa versicolor* (Атлас..., 1973). Встречаются также однорядные бентосные фораминиферы (фототабл. XVII-3). Предполагается, что сферо-микритовые известняки могли иметь преимущественно наопланктонное происхождение, о чем свидетельствует их текстурное сходство с меловыми карбонатами в океанических разрезах и редкие находки кокколитов (фототабл. XVIII-9). На эту же возможность указывают находки пиритизированных нанофоссилий и фораминифер в среднеазиатских углеродистых силицитах разрезов рек Корейской и Огородной (фототабл. XVI, XVII-1, 2). В чисто известковых породах возможность обнаружения известковых нанофос-

силией значительно ниже из-за существенной перекристаллизации карбонатных пород, а также отсутствия контраста минерального состава нанофоссилий и основной массы породы. Однако такие поиски не бесперспективны и имеют значение для понимания эволюции карбонатонакопления. Появление известковых нанофоссилий предполагается еще в кембрии, хотя пороодообразующее значение признается с конца юры (Шуменко, 1978; Подобина, 1985). В триасовых известняках присутствуют также и другие органические остатки: клубки и филомы водорослей (фототабл. XVII-5; XVIII-1), тонкостенные конические раковины (3-5 мм), напоминающие хиолиты, раковины тонкостенных пелагических двустворчатых моллюсков, иглы морских ежей (р. Прав. Предгорка) (фототабл. XVIII-5, 8). В бассейнах рек Анюй, Прав. Предгорка, Хор в известняках встречаются остатки остракод (фототабл. XVIII-1; XIX-3). В микритовых известняках и кремнистых известняках встречаются иногда обильные микросклеры стеклянных губок (фототабл. XVIII-2, 3, 4), частично или полностью замещенные кальцитом скелеты радиолярий, с камерами, заполненными кальцитом и кварцем.

Известняки кремнистые и известковые кремни содержат остатки синезеленых водорослей, редкие остатки фораминифер, в различной степени кальцитизированных радиолярий, заключенных в кварц-кальцитовом цементе (фототабл. XVIII-3, 4), что свидетельствует о поликомпонентном составе исходного кремнисто-карбонатного ила.

Доломиты. Маломощные слои и линзы слабо железистого доломита присутствуют в анизийских и ладинских слоях разреза р. Хор, в карнийско-норийской части карбонатно-кремневых разрезов рек Анюй и Гур. Тонкие (1-7 см) прослои доломита, содержащие также и гидромагnezит, встречаются и в разрезах кремневой фации (с. Бреевка, нижний ладин). Доломит также присутствует в известняках в виде порфировидных выделений и крупных (0,03-0,2 мм) кристаллов ромбоэдрической формы, вкрапленных в микрозернистую кальцитовую массу, или их скоплений (фототабл. XVII-7). Полностью доломитизированные участки известняка характеризуются равномерно-зернистой гипидиоморфной и гранобластовой структурами. В целом, доломит составляет не более 11-12% количества карбонатного материала в триасовых известняках.

Текстуры карбонатных пород указывают на трансформацию и перераспределение вещества внутри карбонатных слоев и толщ. Фактически, все доломиты в триасовой формации являются постседиментационными, диагенетическими и катагенетическими. Причиной формирования доломита могло быть поглощение магния из иловых вод при перекристаллизации кальцита и арагонита в диагенезе, либо перекристаллизация известняков в катагенезе, связанная с распадом неустойчивого высокомагнезиального кальцита, слагавшего водорослевые фрагменты. Была ли наложенная доломитизация триасовых известняков связана со среднеюрским базальтовым вулканизмом и поступлением термальных магнезиальных растворов, остается вопросом.

Кремнисто-карбонатные породы по содержанию кварца подразделяются на слабо кремнистые и сильно кремнистые известняки (доломиты), доломитистые известняки и др. Среди **карбонатно-кремневых пород** встречаются

«известковые» (50-25% CaCO_3) и «известковистые» (5-25% CaCO_3) силициты (кремни, яшмы). Сегрегация карбонатного и кремневого вещества в карбонатных толщах широко проявлена. Поэтому, смешанные карбонатно-кремневые породы относительно мало распространены.

3.1.6. Формациеобразующие и второстепенные литотипы и генотипы пород

Формациеобразующими для отложений триасовой и средне(?)-позднеюрской кремневых формаций являются планктоногенные радиоляриевые силициты и глинистые силициты, характеризующиеся симметричным строением элементарных циклитов. Последние интерпретируются как периодиты, к образованию которых привели климатические изменения и колебания уровня моря. Первично планктоногенную природу имеют, по-видимому, сферо-микритовые известняки карбонатно-кремневой фации триаса Сихотэ-Алиня. Значительная часть их, вероятно, отлагалась в тиховодных условиях на дне батимальных котловин. В отложениях кремневой фации присутствуют внутрiformационные перерывы, следы переотложения микрофауны, оплывания и эрозии осадка течениями и прослои турбидитов. При значительных первичных скоростях биоседиментации, разрезам кремневой фации свойственны сокращенные мощности отложений. Они, по-видимому, отлагались на склонах (континентальном и подводных вулканических поднятий) или на поднятых участках дна.

Второстепенные литотипы в разрезах кремневой фации представлены вулканитовыми и кремнисто-вулканитовыми турбидитными дресвяниками и песчаниками. В разрезе у с. Бреевка отмечено 3 слоя турбидитов, толщиной 8-15 см: один на верхнеладинском уровне, и два спаренных, на раннекарнийском (фото-табл. X-3). Дресва и песчаные зерна базальтов погружены в кварцевый базальтовый цемент, что свидетельствует о смешивании обломков с еще нелитифицированным радиоляриевым илом из изкоплотностного турбидного потока. Вулканический материал предположительно поступал с близрасположенных позднепермских вулканических построек. Пермские базальтоиды распространены в Чугуевском районе, в нескольких десятках километров севернее разреза у с. Бреевка. Они также широко развиты в Южно-Приморской и Арсеньевской зонах, южнее и западнее этого разреза. К второстепенным типам в кремневой фации триаса следует отнести доломиты пачки 2 в разрезе с. Бреевка, прослои калькаренигов, и редко встречающиеся прослои кремнекластитов.

В карбонатно-кремневом разрезе по р. Гур, на нижненорийском уровне присутствуют два горизонта (пачки 20 и 22), кремнево-известняково-мергелистых микститов, представляющих подводные обвально-оползневые образования или отложения дебризных потоков (фототабл. I-3; II-2). Обращает внимание приуроченность микститов пачки 20 к резкой смене толщи плитчатых кремней V карбонатной толщей VI (см. рис. 14).

3.2. Минеральный состав триасовых и юрских силицитов

3.2.1. Компонентный и минеральный состав

Среди пород слагающих триасовые кремневые толщи преобладают радиоляриевые кремни, реже спикулево-радиоляриевые кремни, яшмы, фтаниты и их глинистые аналоги. Среди пород, слагающих позднеюрские кремневые толщи южного Сихотэ-Алиня, преобладают глинистые кремни и глинистые яшмы, а также кремневые и кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты. Собственно силициты (кремни и яшмы) встречаются редко, образуя отдельные прослои и линзы среди пачек ритмично-слоистых глинистых силицитов. В северной части области (в Нижнем Приамурье) роль собственно силицитов (кремней и яшм) в разрезах кремневых толщ возрастает и они, по-видимому, преобладают. По данным микроскопического изучения более 300 шлифов, юрские силициты – это преимущественно радиоляриевые кварцевые (халцедон-кварцевые) породы. Остатки радиолярий в них лучшей сохранности, чем в триасовых, а их количество нередко превышает 50%, достигая 70-80%. Они в большей мере могут быть названы радиоляритами. Обломочная алевритовая и песчаная примесь (0,05-0,15 мм) в юрских породах южного Сихотэ-Алиня составляет 5-15%, иногда до 30% от площади шлифа. Песчаные зерна представлены смешанной ассоциацией минералов и обломков пород. В ней присутствуют продукты разрушения гранитоидов (кварц, кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и мусковит) и основных вулканических пород – обломки базальтов с микролитовой структурой, вулканические стекла, замещенные гематитом, бурым и зеленым хлоритом, пироксены, а также ильменит, обычно замещаемый лейкоксеном, и рутил. Источником вулканического материала могли быть субщелочные базальты, а также пикритобазальты, гиалокластиты и туфы известные в эрдагуской, украинской, погской и маляновской свитах (Вржосек, Щека, 1984). В глинистых кремнях и глинистых яшмах разрезов р. Приточная, р. Корейская и с. Беневское в отдельных слоях встречаются рассеянные зерна (до 3-5%) обломочного карбоната, а прожилки выполнены кварцем и кальцитом. Другие, аутигенные минералы-примеси: сульфиды (пирит) – в глинистых кремнях, окислы и гидроокислы железа (гематит, гетит, гидрогетит) и марганца – в глинистых яшмах, а также сидерит и анкерит. Наблюдения в шлифах позволяют предположить, что значительная часть содержащегося в юрских яшмах гематита произошла при разложении и окислении вулканического стекла.

3.2.2. Состав глинистой фракции

Первые сведения о составе глинистой фракции (< 1 мкм, 1-10 мкм) в различных типах кремневых и терригенных пород Сихотэ-Алинской области, получены с применением рентгеновской дифрактометрии, электронной микроскопии и микродифракции (табл. 10).

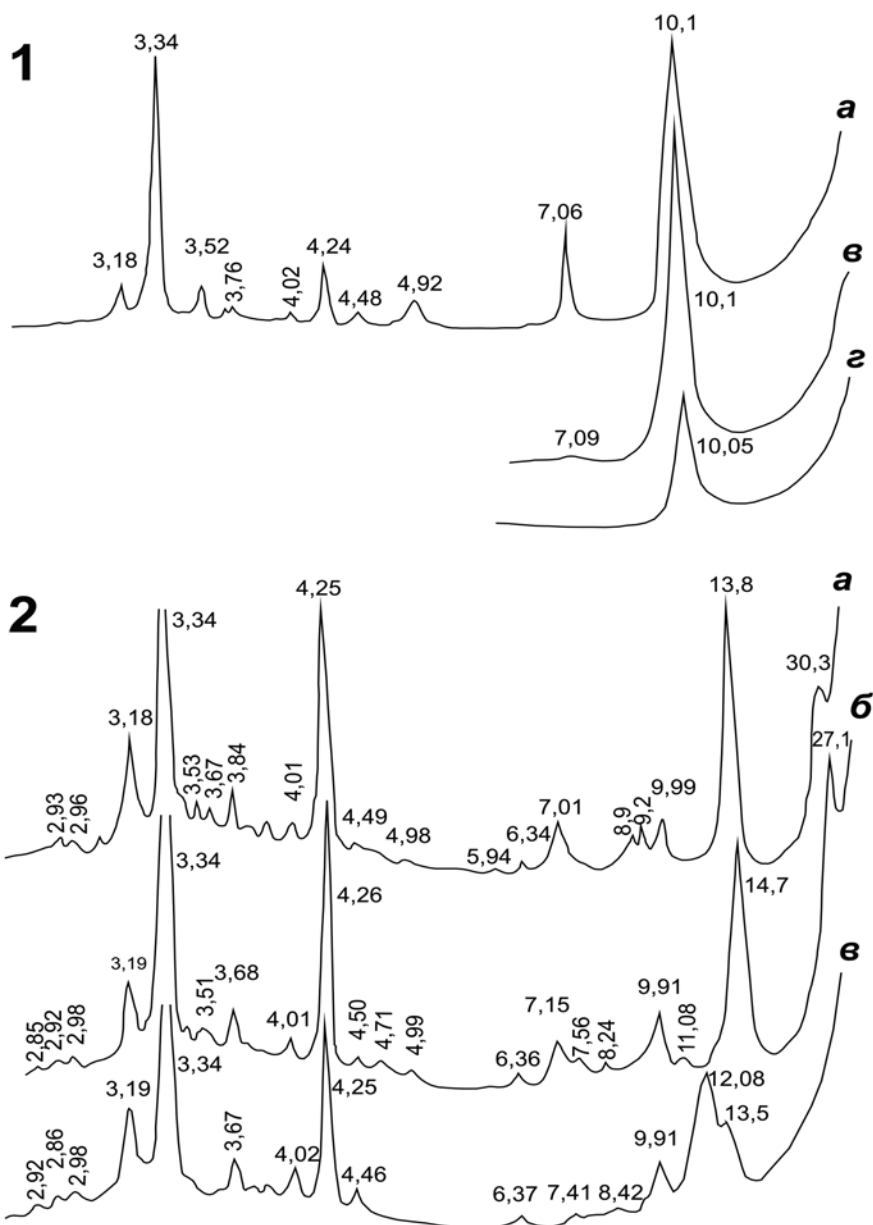
Установлен широкий круг минералов: иллит, хлорит, хлорит-вермикулит, каолинит, метагаллуазит, бертьерин (рис. 50, фототабл. XIX-4, 5). Выявлена преимущественно аллотигенная природа глинистой примеси в силицитах, в которой преобладает маложелезистый диоктаэдрический иллит политипа 2M₁ (Волохин,

Таблица 10. Состав глинистой фракции (< 1 мкм) в триасовых силицитах (Волохин, 1985).

Пачка, возраст	№№ проб	По-рода	Минералы						
			См	Х-См	ДХ	Х-В	Х	И	К+МГ
Правобережье р. Уссури (устье р. Огородной)									
П.1 (T ₂ an ₂)	Н-96	ГК			19	+		72	9
П.2 (T ₂ an ₂)	Н-152	ГК						100	
	Н-153	ГФ						100	
	Н-154	ГК						100	
	Н-155	Ф						100	
	П.4 (T ₂ an ₂ -l)	Н-162	К	1				94	5
	Н-163	Г	Сл.				88	12	
	Н-164	К	1				96	3	
	Н-165	Г	Сл.				89	11	
П.8 (T ₃ c ₁)	Н-112	ГК						74	26
	Н-113	К					3	83	14
с. Воронеж-2 (г. Хабаровск)									
П.2 (T ₁ ol-T ₂ an)	Х-28	ГК					10	90	
	Х-29	ГФ						100	
	Х-30	ГК					8	92	
	Х-31	К					9	82	9
П.3 (T ₁)	Х-4	К		2			41	57	
	Х-52	К					16	68	16
	Х-53	ГК						88	12

Примечание: **Породы:** И – известняк, Д – доломит, ДИ – доломитовый или доломитистый известняк, КГИ – кремнисто-глинистый известняк, КИД – кремнисто-известковый доломит, КД – кремнистый доломит, КИ – кремнистый известняк, ИК – известковый кремнь, КА – кремнистый аргиллит, К – кремнь, ГК – глинистый кремнь, Я – яшма, ГЯ – глинистая яшма, АГ – аргиллит гематит-содержащий, Ф – фтанит, ГФ – глинистый фтанит, А – алевроаргиллит. **Минералы:** См – смектит, Х-См – хлорит-смектит, ДХ – дефектный хлорит, Х-В – хлорит-вермикулит, Х – хлорит, И – иллит, К – каолинит, МГ – метагаллузит. + – минерал присутствует в смеси с хлоритом (каолинитом), Количественные соотношения глинистых минералов во фракции < 1 мкм рассчитывались по методу (Куцыкович, Дьяконов, 1971).

1980, 1985). В подчиненном количестве содержится аутигенный иллит политипа 1М. В юрских силицитах, тесно контактирующих с основными вулканическими породами, установлены высокие содержания хлорита и хлорит-смектита (рис. 50), что свидетельствует об участии апобазальтового вулканического материала или гидротерм в их образовании. Кремневые слои несколько обогащены хлоритом и хлорит-смектитом, по сравнению с соседними глинистыми слоями, которые содержат больше каолинита и метагаллузита (см. рис. 37). Эти различия тем значительнее, чем больше смежные элементы циклитов отличаются по содержанию свободного кремнезема. Чистые радиоляриевые слои накапливались при минимальной поставке глинистого материала с суши, когда, соответственно,



1 – бертьерин в смеси с гидрослюдой (глинистый кремнез Н-133, среднее течение р. Уссури),
 2 – хлорит-сметтит в смеси с гидрослюдой и дефектным хлоритом (хлорит-вермикулитом?), (яшма К-29, киселевская свита, с. Киселево).
 Препараты: **а** – воздушно-сухой, **б** – насыщенный этиленгликолем, **в** – прокаленный при 550° С, **г** – обработанный 10% HCL при 85-90° С в течение 1 часа.

Рис. 50. Дифрактограммы фракции < 1мкм из юрских кремневых пород.

возрастала роль фоновой фемической силикатной взвеси. Их отложение связывается с периодами климатического потепления, повышения уровня моря и базиса речной эрозии, когда снижался терригенный речной сток (Волохин, 1985).

В последние годы, изучение минерального состава глинистой примеси (фракции < 2 мкм) в силицитах и глинистых силицитах было продолжено (табл. 11). Впервые изучена глинистая фракция в карбонатных породах, выделенная при растворении известняков 5% уксусной кислотой. Несмотря на различия методик количественной оценки, минеральный состав фракций < 1 мкм и < 2 мкм оказался практически одинаковым, что можно видеть сравнивая данные по одним и тем же образцам (разрез по р. Уссури) в таблицах 10 и 11.

В триасовой кремневой формации, в породах **карбонатно-кремневой фации**, из разреза по р. Хор каолинит встречается в незначительном количе-

Таблица 11. Состав глинистой фракции (< 2 мкм) в триасовых и юрских отложениях Сихотэ-Алиня.

Пачка, (возраст)	№ пробы	Порода	Минералы						
			См	Х-См	ДХ	Х-В	Х	И	К+МГ
р. Анюй									
П.14 (Т _{3п1})	A-105	И	6				36	45	13
	A-107	КИ					59	32	9
	A-78	И					38	62	+
	A-85	КГИ	22				22	51	5
	A-84	И					20	81	+
	A-81	И					34	66	+
	A-77	КИ					39	61	+
	A-75	И					18	82	+
	A-74	КИД					20	80	+
	A-72	ДИ					1	99	
	A-71	ДИ					+	77	23
	A-69	Д						100	
	A-67	И			8		11	63	18
П.14 (Т _{3п})	A-66	И			3		3	56	38
	A-64	И	4		12		2	72	10
П.14 (Т _{3п}) (Т _{3п2})	A-103	И					43	53	4
	A-101/1	И					47	53	?
Ключ Полысаевский									
(Т _{2ан} ?)	C5-145	ГФ						77	23
р. Хор									
П.1-4 (Т _{2ан2})	B-211	К					21	78	1
	B-214a	ГК		3			3	88	6
	B-214б	КА		2			2	95	1
	B-218	ГК					1	99	
П.5 (Т _{2ан2})	B-221	Г-К					15	85	?
	B-222	К	5				30	65	
	B-227	Г-К				?	20	80	+

Таблица 11 (продолжение).

Пачка, (возраст)	№ пробы	Порода	Минералы						
			См	Х-См	ДХ	Х-В	Х	И	К+МГ
П.6 (T ₂ an ₂)	B-230	Г-К	Сл.				10	90	?
	B-232	Г-К	6	+			30	64	+ ?
П.7 (T ₂ an ₂)	B-235	КД					20	80	
	B-237	Г-К	2				24	68	6
	B-242	К					40	60	
П.8 (T ₂ an ₂)	B-254	К					40	60	
	B-253	КД					16	82	
П.10 (T ₂ an ₃)	B-258	К					4	96	
П.11 (T ₂ l ₁)	B-259	К	6				40	54	
	B-310	К					26	74	
	B-313	К					38	62	
П.11 (T ₂ l ₂)	B-300	ИК					9	91	
П.14 (T ₃ c)	B-299	И					1	99	
	B-168	И						100	
	B-164	И					Сл.	100	
П.16 (T ₃ c)	B-297	И		3			7	90	
	B-296	И						100	
	B-161	И		2			3	95	
П.17 (T ₃ n ₃)	B-293	И					1	99	
П.18 (T ₃ n ₃)	B-292	И	1				Сл.	99	
П.20	B-281	И	2					98	
П.22 (T ₃ n ₃ -n ₂)	B-279	И						100	
	B-274	И	Сл.				4	96	
	B-273	И					2	98	
	B-205	И		Сл.			Сл.	96	3
	B-203	И	Сл.				2	98	
П.23 (T ₃ n ₂)	B-202	И					2	98	
	B-201	И						100	
	B-158	И	2				1	97	
	B-159	И	1				5	94	?
(T ₃ n ₂ -n ₃)	B-157	И	5				3	95	
П.24 (T ₃ n ₃)	B-324	И		2			4	59	35
(J ₁ ?)	B-328	А	1				83	16	
<i>Правобережье р. Уссури (устье р. Огородной)</i>									
П.1 (T ₂ an ₂)	94VN	КА		6				94	
	VN3/5	КА		3				91	
	A-868	КА		2		6		98	
	A-869	КА		7		6		87	?
	H-667	КА						87	13
П.2 (T ₂ an ₂)	H-620	ГК						92	8
	H-621a	ГК		1				94	5
	H-621б	КА		3				91	6

Таблица 11 (продолжение).

Пачка, (возраст)	№ пробы	Порода	Минералы						
			См	Х-См	ДХ	Х-В	Х	И	К+МГ
П.3 (T ₂ an ₃ ?)	Ог-15	ГФ						100	
	Н-623а	К						97	3
	Н-623б	ГК		Сл.				95	5
П.8 (T ₃ c ₁)	Н-814	К		Сл.				88	12
П.10 (T ₃ c ₂ -n ₁)	Н-820	К						92	8
	Н-823	К						98	8
П.11 (T ₃ n ₃)	Н-803	К						73	27
П.12 (T ₃ n ₃ -r)	Н-804а	К						80	20
	Н-804б	Г						71	29
П.13 (T ₃ n ₃ -r)	Н-806	К						84	16
П.14 (J ₂₋₃)	Н-828	А		Сл.				60	40
	А-875	А	35	40				8	17
	А-877	А	1					76	23
	А-882	А		32				38	30
П.15 (J ₂)	Н-824	ГК		3				68	29
<i>с. Бреевка</i>									
П.1 (T ₂ an ₃ -l ₁)	Б-1	ГК	Сл.				27	60	13
	Б-2	ГК					3	81	12
	Б-202	ГК		+				77	22
П.2 (T ₂ l ₁)	Б-3	Д						100	
	Б-5	К				9	5	86	
П.3 (T ₂ l ₁)	Б-203	ГК		20				55	25
П.4 (T ₂ l ₂)	Б-7	К		2		34		31	33
	Б-204	ГК		3				94	3
П.5 (T ₂ l ₁)	Б-205	КА		2				65	33
П.7 (T ₂ c ₁)	Б-206	К		13				87	
П.8 (T ₂ c ₁)	Б-207	К	3					97	
	Б-16	К		15			6	79	
П.11 (T ₂ c ₂)	Б-18	К						100	
	Б-210	ГК						92	8
П.14 (T ₃ n)	Б-212	К		2				95	3
П.15 (T ₃ r)	Б-213	ГК	5					93	2
П.16 (T ₃ r)	Б-28	К						41	59
П.18 J ₂ (aa-bj)	Б-36	А		3			2	95	
	Б-216	ГК	7					93	
П.19 J ₂ (bj-bt)	Б-217	А				2		94	4
	Б-218	А		5			6	89	
	Б-226	А	Сл.					94	5
	Б-228	А					12	88	
	Б-233	А				5	5	90	

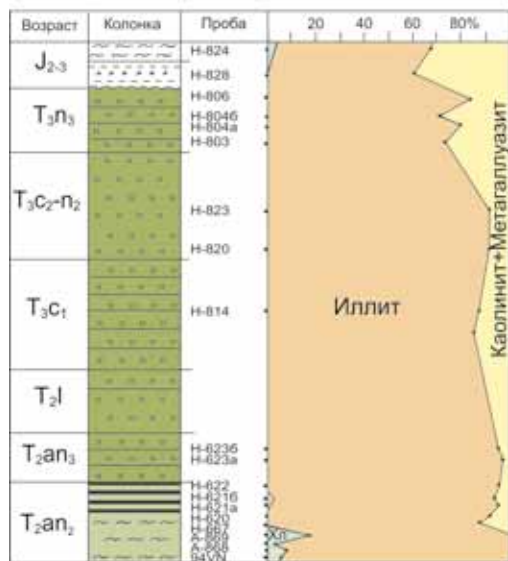
Таблица 11 (окончание).

Пачка, (возраст)	№ пробы	Порода	Минералы							
			См	Х-См	ДХ	Х-В	Х	И	К+МГ	
г. Дальнегорск										
П.1 (T ₁ ol)	P-168	ГЯ	3				14	86		
	P-165	ГК					16	84		
	P-164	ГК					31	69		
	P-170	ГК					15	85		
П.2 (T ₁ ol)	P-171	ГК					15	85		
	P-101	К					32	68		
	P-104	ГФ					11	89		
	P-237	К					19	89		
	P-238	Ф						97		
П.3 (T ₂ an)	P-176	К						22		78
П.4	P-178	К						36		64
П.5	P-179	ГК						16		82
П.6 (T ₂ l)	P-181	Ф						59		41
	P-232	К						61		39
	(T ₃) P-235	К						19		81
	P-225	К						20		80
П.7 (J ₁ p-J ₂)	P-227	К						58		42
	P-229	К						61		39
	P-231	К						44		56
	P-149	К						50		50
П.8 (J ₃ km-t)	P-150	ГК						19		81
руч. Холодный										
П.1 (T ₂ an ₃)	C-154	ГФ	Сл.				16	84		
П.2	C-159	К	Сл.				25	75		
П.5 (T ₂ an ₃)	C-167	АГ					2	98		
р. Корейская										
П.3(T ₂ l ₂ -T ₃ c1)	C-206	К	Сл.				7	93	?	

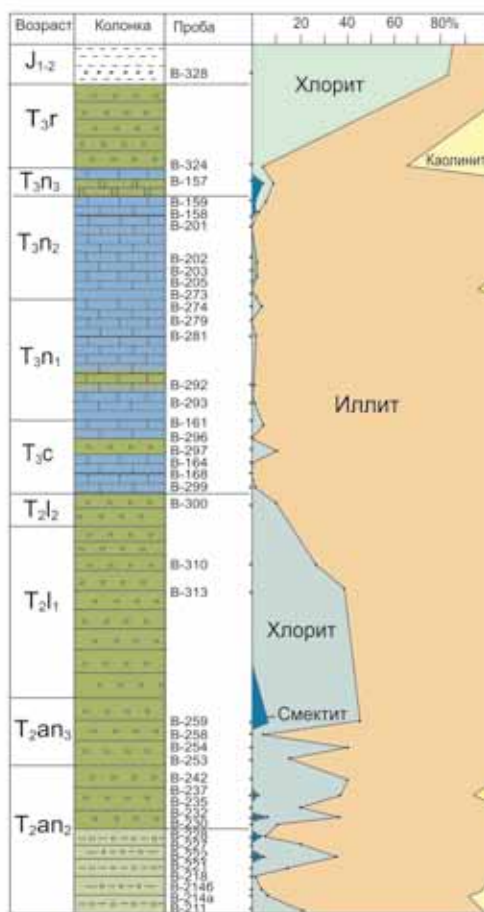
Примечание: Пробы в таблице расположены снизу вверх по колонкам. Условные обозначения пород и минералов в табл. 10. Количественные соотношения минералов во фракции < 2 мкм рассчитывались по методу (Biscaye, 1965).

стве ($\leq 6\%$) (рис. 51). Исключение составляют известняки (обр. В-324) в верхней части разреза (T₃n-r), где его содержание достигает 35%. Повышенное содержание хлорита (до 40%) характерно для анизийских и ладинских пород разреза (табл. 11). Оно объясняется поступлением апобазальтового глинистого материала при размыве позднепермских вулканических толщ, развитых в районе. В верхнетриасовых отложениях, содержание хлорита в глинистой фракции незначительно ($\leq 10\%$), и в ней полностью преобладает иллит. Эрозия подводных вулканических поднятий практически прекратилась во время подъема уровня моря в карнийско-норийское время, когда в кремневый ил попадали только тонкие частицы иллита и диоктаэдрического смектита, позднее трансформировавшегося в иллит.

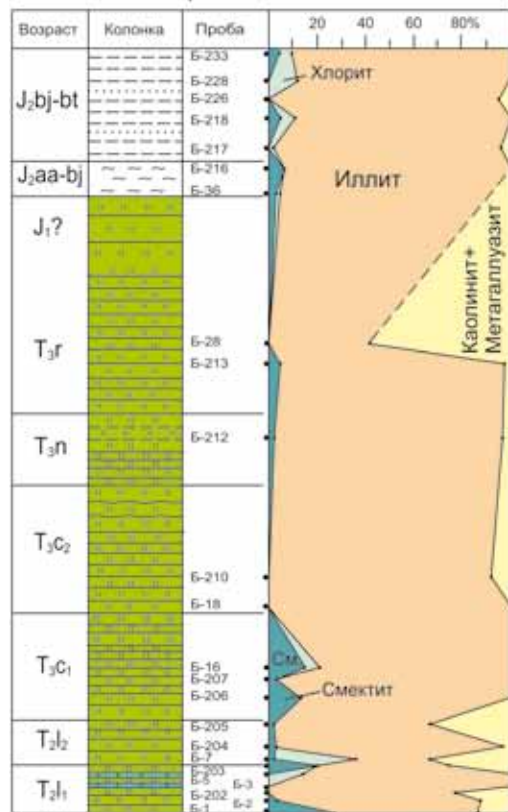
р. Уссури вблизи устья р. Огородной



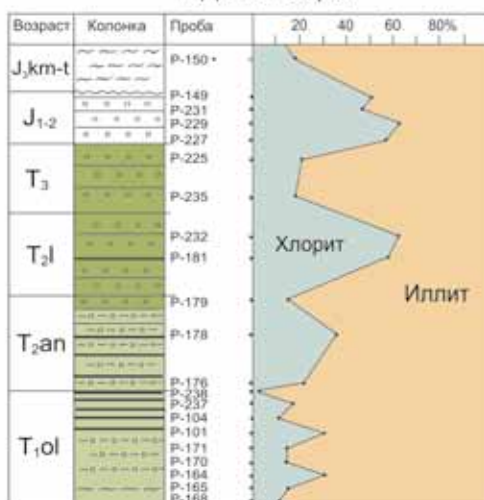
р. Хор



с. Бреевка



г. Дальнегорск



Условные обозначения см. рис.15, 23, 27.

Рис. 51. Состав глинистой фракции (< 2 мкм) в триасовых отложениях Сихотэ-Алиня.

Юрские алевроаргиллиты разреза по р. Хор содержат необычно высокие количества хлорита (до 83%). Это связывается с активизацией юрского базальтового вулканизма в регионе и поступлением в осадки значительного количества тефры.

В бассейне р. Анюй, в нижне- и средненорийских известняках, кремнистых и доломитовых известняках, в глинистой фракции повышено содержание (до 38%) каолинита. Но здесь также отмечены и высокие содержания (59%) хлорита (табл. 11).

В породах *кремневой фации* триасовой формации минеральный состав глинистой фракции (< 2 мкм) более разнообразен. В ней преобладают диоктаэдрический иллит, хлорит и каолинит вместе с метагаллуазитом. В меньших количествах встречаются смектит, дефектный хлорит, смешанослойные хлорит-смектит и хлорит-вермикулит.

В разрезе на правом берегу р. Уссури каолинит присутствует во всех пробах, кроме пород нижних 1-й и 2-й пачек, где он встречается эпизодически и только в отдельных слоях (рис. 51). В низах разреза, помимо преобладающего иллита, присутствуют хлорит, хлорит-вермикулит и примесь хлорит-смектита. Вся остальная часть триасового разреза не содержит хлорита и других железомagneзиальных слоистых силикатов. Максимальные количества каолинита и метагаллуазита установлены в позднеорийско-рэтских силицитах 11-13-й пачек (до 29%) и в среднеюрских алевролитах 14-й пачки разреза (40%). Выше лежащие кремневые аргиллиты пачки 15 также содержат каолинит (29%).

В разрезе по р. Рудной (г. Дальнегорск) силициты содержат, кроме преобладающего иллита, хлорит, а каолинит и метагаллуазит отсутствуют. Этим они сильно отличаются от одновозрастных отложений разреза по р. Уссури (рис. 51). Максимальное содержание хлорита отмечено в ладинских (обр. Р-232) и в плинсбах-среднеюрских силицитах, где оно даже превышает содержание иллита (табл. 11). По данным М.И. Тучковой и др. (2004), хлориты оленекских пород разреза здесь более магнезиальные и менее железистые ($MgO/FeO = 0,43-0,46$), по сравнению с норийско-рэтскими ($MgO/FeO = 0,21-0,27$).

Причиной столь существенных отличий состава глинистой фракции силицитов г. Дальнегорска от силицитов разреза по р. Уссури, по-видимому, являлась большая удаленность от суши, с которой в бассейн поступали продукты размыва континентальных кор выветривания. Разрез г. Дальнегорска в настоящее время расположен на 110 км восточнее разреза р. Уссури, а участок бассейна, который он представляет, в триасовое время мог находиться на большом удалении от континентального Ханкайского массива. Повышенные содержания каолинита и метагаллуазита (до 26%) встречаются также в глинистой фракции в породах разрезов у г. Хабаровска и с. Бреевка (табл. 10, 11). В прослоях доломита 2-й пачки разреза у с. Бреевка установлен гидромагнезит. Источником каолинита были, по-видимому, каолиновые коры выветривания на Ханкайском и Буреинском массивах. Созревание каолиновых кор предполагалось в позднем триасе – ранней юре (Ташилкин, 1969; Финько, 1960; Финько и др., 1963). Распределение каолинита в породах разреза по р. Уссури свидетельствует об усилении размыва

каолиновых кор выветривания в позднеюрско-рэтское время, на регрессивном этапе отложения формации. Эрозия суши эпизодически происходила и в юрский период, что объясняет высокие содержания каолинита в пробах среднеюрских пород этого разреза.

Некоторую информацию об условиях отложения триасовых пород может дать и параметр «*b*» иллита – основного минерала глинистой фракции исследованных пород (табл. 12). Он отражает содержание железа в структуре минерала.

Таблица 12. Параметр «*b*» иллита в породах триасовой кремневой формации.

Разрез	Возраст	№ образца	Порода	« <i>b</i> »
с. Воронеж-2	T _{1ol} -T _{2an}	X-29	ГФ	9,05
р. Анюй	T _{3n1}	A-72	И	9,00
р. Хор	T _{2an2}	B-218	ГК	9,02
	T _{3c}	B-299	И	9,00
		B-296	И	9,00
	T _{3n1}	B-293	И	9,01
		B-292	И	9,00
	T _{3n1-n2}	B-279	И	9,00
р. Уссури	T _{2an2}	H-152	ГК	9,04
		H-155	Ф	9,04

Примечание: Обозначения пород см. табл. 10.

Параметр «*b*» вычислен в образцах, содержащих в глинистой фракции исключительно иллит. Параметр «*b*» в большинстве иллитов находится в пределах 9,00-9,02Å, что свидетельствует о низкой железистости минерала и не характерно для современных и кайнозойских океанических отложений. Максимальные значения «*b*» (9,04-9,05Å) установлены в иллитах из глинистых силицитов самых низов триасовой формации.

В силицитах средне(?)-позднеюрской кремневой формации, в глинистой фракции преобладают иллит и хлорит (табл. 13). Каолинит не установлен рентгено-дифрактометрическим и ИКС-методами, что свидетельствует о его отсутствии или крайне низком (< 2%) содержании. Отсутствие каолинита в глинистой фракции может объясняться эрозией более глубоких горизонтов коры выветривания и поступлением ее незрелых продуктов. В поставке глинистого материала в позднеюрский бассейн кремненакопления значительную роль играли продукты вторичных изменений среднеюрских базальтоидов.

Некоторые высокожелезистые иллиты и хлориты, выполняют полости внутри скелетных остатков радиолярий и представляют, по-видимому, аутигенные образования возникшие на постседиментационных стадиях преобразования осадка. Самые большие значения параметра «*b*» иллита (9,06-9,10 Å) приближающиеся к значениям «*b*» глауконитов, установлены в юрских глинистых кремнях киселевской свиты (Волохин, 1985). Минеральный состав глинистой фракции свидетельствует о большем участии внутрибассейнового питания и продуктов базаль-

Таблица 13. Состав глинистой фракции (< 2 мкм) позднеюрских глинистых силицитов и кремневых алевроаргиллитов, %.

№№ проб	Порода	См	И	Хл	Хл + К	К	И-В	Х-В, ДХл	Х-См	Прочие
<i>р. Приточная</i>										
501-11	АА	0	83	9		0	0	8	0	Кв., Пш
4-88	А	0	87	13		0	0	7	0	Кв., Пш
4-90	ПА	0	71	29		0	0	0	0	Кв., Пш
4-92	КА	0	92		5		0	0	3	Кв., Пш
4-96	КА	0	70	30		0	0	0	0	Кв., Пш
4-22к	ГЯ	0	74	26		0	0	0	0	Кв., Пш
4-22г	КА	0	76	24		0	0	0	0	Кв., Пш
4-102	ГЯ	0	83	17		0	0	0	0	Кв., Пш
4-5	ГК	0	63	37		0	0	0	0	Кв., Пш
4-60	ГЯ	0	78	14		0	0	8 (ДХл.)	0	Кв., Пш
<i>р. Корейская</i>										
С-51	КА	0	89	11		0.	Сл	0	0	Кв., Пш
С-52	ГК	0	80	20		0	Сл	0	0	Кв., Пш
С-54	ГК	0	82	18		0	Сл.	0	0	Кв., Пш
С-58	ГЯ	0	89	11		0	0	0	0	Кв., Пш
С-60	ГК	0	95	5		0	Сл.	0	0	Кв., Пш
С-70	ГК	0	88	12		0	Сл.	0	0	Кв., Пш
С-73	ГК	0	60	40		0	0	0	0	Кв., Пш

Примечание: Минералы: См – смектит, И – Иллит, Хл. – хлорит, К – каолинит, И-В – смешанослойный иллит-вермикулит, Х-В – хлорит-вермикулит, Х-См – хлорит-смектит, ДХл – деффектный хлорит, Кв. – кварц, Пш – полевые шпаты. Сл. – следы. **Породы:** А – алевролит, АА- алевроаргиллит, ПА –песчанистый алевролит, КА – кремневый аргиллит, ГК – глинистый кремнь, ГЯ – глинистая яшма. Рентгеновские дифрактометрические определения содержания глинистых минералов выполнены Н.В. Грудой (ДВГИ) по методу Р.Е. Biscay (1965).

тового вулканизма при накоплении юрских кремневых толщ, чем в триасовых.

В современных морских отложениях, такие высокие содержания каолинита, как в породах триасовой кремневой формации, отмечены в Южно-Китайском море (до 20-26%) (Aoki, Oinuma, 1988). В Филиппинском море, содержание каолинита в четвертичных и современных илах обычно составляет 0-4% и редко достигает 10% (Волохин, 1989а; Volokhin, Porova, 1995; Aoki, 1995). В Охотском море, в осадках поверхностного слоя содержания каолинита максимальны вблизи острова Сахалин (10-14%), и в южной части Южно-Курильской котловины, куда поступал гидротермальный каолинит с о. Кунашир (Aoki, Oinuma, 1988). В остальной части Охотского моря содержание каолинита в глинистой фракции обычно менее 10%. Миоценовые кремнистые илы и породы Японского моря содержат каолинит и галлуазит в количестве близком к его содержанию в разрезе р. Огородной и с. Бреевка (см. главу 7).

3.3. Геохимия силицитов

Литохимия кремневых пород Сихотэ-Алиня и закономерности распределения в них 12 редких элементов рассматривались в работах (Михайлов, Волохин, 1980; Волохин, 1985; 1988). Исследованы различия химического состава кремневых и глинистых элементов (слоев) элементарных циклитов, корреляционные связи редких элементов в силицитах. Результаты ранее проводившегося геохимического изучения кремневых и ассоциирующихся с ними терригенных и вулканогенных пород Сихотэ-Алиня сводились к следующим выводам. Химический состав кремневых пород Сихотэ-Алиня моделируется смешением кремнезема первично опаловых скелетов морских организмов (основного концентратора кремния, но играющего роль разбавителя для всех других элементов), и примеси, в которой концентрируется большинство остальных пороодообразующих и редких элементов. Геохимическое разнообразие силицитов определяется составом и содержанием примеси, которая подразделяется на силикатную, преимущественно аллотигенную часть, и аутигенную часть, представленную преимущественно минералами железа и органическим веществом. В химическом составе силикатной части примеси отразилось двустороннее питание сихотэ-алинского бассейна силикатным материалом: сиалическим, поступавшим с континентальной суши, и существенно фемическим (фоновым), поступавшим преимущественно из внутрибассейнового источника: с подводных гор, или из древних осадочных отложений, обогащенных им. Механическая дифференциация взвешенных алевритовых, глинистых и коллоидных частиц приводила к обогащению примеси в высококремниевых илах коллоидами и субколлоидами гидроокислов железа и марганца, и комплексом сорбированных ими редких элементов.

Латеральные и циклические изменения химического состава. Проявлением механической дифференциации частиц является установленная в силицитах и ассоциирующихся с ними глинистых породах латеральная (циркумконтинентальная) зональность химического состава. Зональность выражена тем, что в разрезах более удаленных от располагавшихся на западе сиалических массивов (Ханкайского, Буреинского), в породах в целом уменьшается содержание глинозема, но увеличивается содержание аутигенного железа, марганца и некоторых редких элементов. Степень обогащения яшм и кремней микроэлементами прямо зависит от их геохимической подвижности в гипергенных условиях (Волохин, 1985, 1988).

Интерпретация латеральных изменений состава силицитов и ассоциирующихся с ними осадочных пород опирается на актуалистические предпосылки. В современных океанических отложениях, по удалению от прибрежных шельфовых к глубоководным пелагическим областям Тихого океана, содержание Al снижается, а Fe и Mn закономерно возрастает (Bostrom et al., 1969). Модуль $Al/(Al + Fe + Mn)$ был предложен для разделения кремнистых осадков и радиоларитов на 1) подвергшиеся сильному влиянию океанической коры (бедные алюминием и богатые железом), 2) пелагические, и, 3) контаминированные сиалическим материалом континентальной коры (Steinberg, Mpodozis Marin, 1978).

Изменения этого модуля в поверхностном слое осадков окраинных бассейнов (например, Охотского моря) аналогичны его изменениям на тихоокеанском профиле. Его величина в осадках уменьшается от шельфа к пелагической области моря и возрастает по приближению к Курильским островам (Волохин и др., 2003).

Периодичность усиления поставки обломочного и глинистого материала с суши, приводит к значительным вариациям содержания Al, Fe и Mn и отношений элементов ($Al/(Al + Fe + Mn)$, Fe/Al , $(Fe + Mn)/Ti$ и Ti/Al) в глинистых и кремневых элементах циклитов (Волохин, 1985). В смежных элементах циклитов отношение $Al/(Al + Fe + Mn)$ варьирует от 0,2 до 0,9 (рис. 52), что перекрывает все значения данного модуля в современных отложениях от приконтинентальных шельфовых до пелагических и контаминированных гидротермальным железом и марганцем илов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Циклический характер седиментации, проявляющийся в химическом составе пород, таким образом, ограничивает возможности применения геохимических коэффициентов при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях (Волохин, 1988).

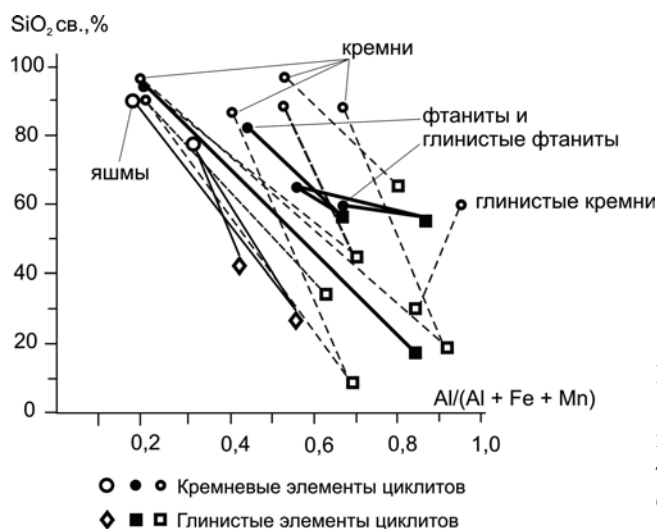


Рис. 52. Вариации содержания SiO_2 св. и модуля $Al/(Al + Fe + Mn)$ в смежных элементах циклитов триасовых кремневых толщ Сихотэ-Алиня.

Латеральные изменения химического состава отложений формации (т.е. проявления циркумконтинентальной зональности) могут быть установлены, когда сравниваются не отдельные образцы, а ассоциации пород одного стратиграфического уровня, т.е. отлагавшиеся в одно и то же время и в одном бассейне. Их можно проиллюстрировать сравнением состава силицитов одновозрастных пачек разрезов по р. Уссури и р. Рудной (г. Дальнегорск) (табл. 14, 15). Содержания кремнезема и значения модуля $Al/(Al + Fe + Mn)$ связаны гиперболической зависимостью (рис. 53). С ростом SiO_2 модуль уменьшается, достигая в высококремневых силицитах величины меньшей, чем его значения в базальтоидах, что показывает относительное возрастание в безкварцевой части пород аутигенных форм железа. Поскольку активный вулканизм в сихотэ-алинском бассейне не проявился в триасовую эпоху, то вышеуказанные изменения минерального и химического состава примеси можно отнести на счет циркумконтинентальной зональности,

Таблица 14. Средний химический состав триасовых пород в разрезе по р. Уссури.

Окислы, %	Пачка 1	Пачка 2				Пачка 3		Пачки 5-8		Пачка 10
	(T ₂ an ₂)	(T ₂ an ₂)				(T ₂ an _{2,3})		(T ₂ l-T ₃ c ₁)		(T ₃ c _{2-n})
	КА (5)	ГК (2)	ГФ (9)	Ф (9)	А (2)	К (2)	КА (2)	К (3)	К (4)	
SiO ₂	69,28	78,95	82,23	92,39	66,50	96,03	76,80	95,86	95,78	
TiO ₂	0,59	0,63	0,39	0,18	0,53	0,13	0,44	0,13	0,05	
Al ₂ O ₃	12,58	10,16	5,68	2,06	19,43	2,02	12,04	1,64	0,97	
Fe ₂ O ₃	4,62	1,71	1,65	0,95	0,47	0,45	1,97	0,38	0,53	
FeO	1,55	0,47	0,52	0,72	1,13	0,83	0,72	0,86	1,47	
MnO	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	
MgO	1,89	1,02	0,65	0,21	1,53	0,11	1,05	0,10	0,10	
CaO	0,71	0,01	0,04	0,10	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
K ₂ O	3,22	2,79	1,10	0,64	3,92	0,16	1,80	0,35	0,26	
Na ₂ O	1,07	0,09	0,12	0,07	0,07	0,07	0,06	0,04	0,03	
P ₂ O ₅	0,13	0,53	0,42	0,21	0,84	0,10	0,89	0,08	0,03	
П.п.п.	4,59	3,14	6,70	2,12	5,07	0,07	3,83	0,14	0,33	
C _{орг.}	Н.о.	0,04	2,26	1,06	Н.о.	0,04	0,07	0,03	0,13	
SiO ₂ св.	39,1	54,6	68,4	87,5	19,9	91,2	48,0	91,8	93,5	
K ₂ O/Na ₂ O	3,0	31	9,2	9,1	56	2,3	30	8,8	8,7	
(Fe + Mn)/Ti	12,6	4,2	6,7	11,6	3,4	12,7	7,4	12,4	51,2	
Al/(Al + Fe + Mn)	0,60	0,77	0,66	0,47	0,89	0,52	0,76	0,47	0,25	
Fe ⁺⁺ /ΣFe	0,27	0,23	0,26	0,46	0,73	0,67	0,29	0,72	0,76	
Mn/ΣFe	0,005	0,02	0,01	0,02	0,02	0,032	0,012	0,033	0,015	

т.е. уменьшения влияния континентальной суши и возрастания внутрибассейнового питания. В триасовый период, каких-то крупных блоков континентальной суши на востоке, поставлявшей сиалический материал в бассейн, по-видимому, не было.

Аргиллит-кремневая ассоциация триасовых пород разрезов по р. Уссури и у г. Хабаровска отлагалась на участках бассейна больше подверженных влиянию сиалической суши, чем даже илы шельфа Охотского моря (рис. 53). Кремневые аргиллиты Дальнегорского разреза близки по значениям модуля Al/(Al + Fe + Mn) к отложениям шельфа и континентального склона Охотского моря. Океанические радиоляриевые и диатомовые осадки экваториальной части Тихого океана отличаются значительно большей фемичностью, чем близкие по кремнесодержанию триасовые породы (рис. 53).

Химический состав пачек в разрезах триасовой кремневой формации. Вертикальное изменение химического состава отложений триасовой кремневой формации иллюстрируют составы пачек в разрезах по р. Уссури и в г. Дальнегорске, подсчитанные с учетом соотношения кремневых и глинистых элементов циклитов и их среднего химического состава (табл. 16 и 17).

Состав верхних горизонтов (пачки 10-13) разреза по р. Уссури, где объем глинистых элементов циклитов ничтожен, принят равным среднему составу крем-

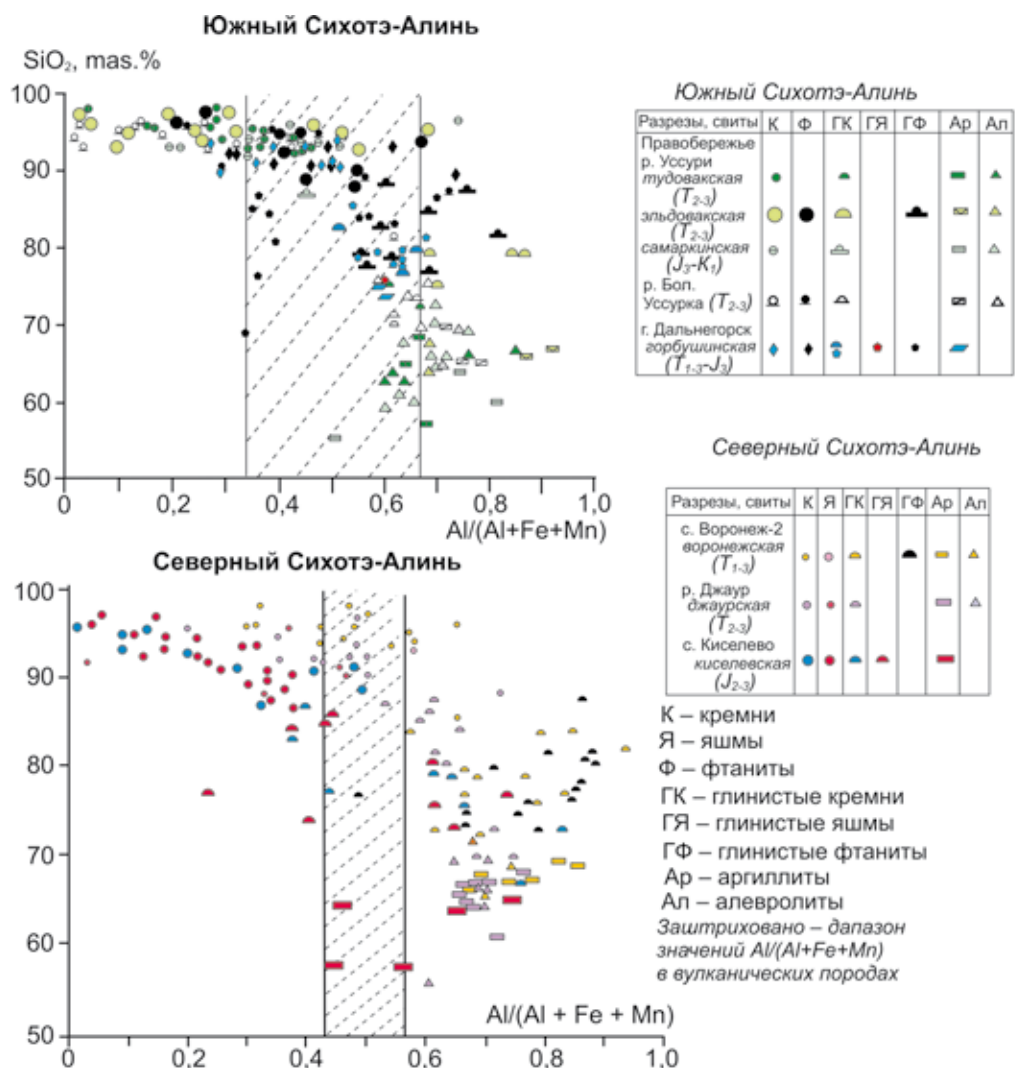
Таблица 15. Средний химический состав кремневых пород в разрезе по р. Рудной.

Окислы, %	Пачка 1			Пачка 2				Пачка 3	Пачка 5	Пачка 6	Пачка 7
	T ₁ ol			T ₁ ol – T ₂ an ₁				T ₂ an	T ₂ an ₂	T ₂ l	T ₃
	КАГ	ГК	К	ГК	ГФ	К	Ф	К	Ф	К	К
	(2)	(5)	(2)	(3)	(10)	(1)	(2)	(3)	(3)	(2)	(4)
SiO ₂	74,70	78,80	91,80	81,13	82,10	89,90	91,55	92,03	91,20	93,20	91,75
TiO ₂	0,54	0,42	2,65	0,30	0,31	0,01	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	10,98	10,00	0,13	7,33	6,66	3,55	2,61	2,87	2,94	2,86	3,48
Fe ₂ O ₃	2,66	0,97	0,76	0,12	1,18	0,01	0,98	0,31	0,20	0,39	0,22
FeO	2,97	2,96	1,92	3,73	1,78	2,76	1,82	0,88	2,97	2,28	2,28
MnO	0,07	0,05	0,06	0,08	0,11	0,04	0,03	0,01	0,05	0,08	0,13
MgO	2,08	1,55	0,73	1,54	1,24	1,08	0,70	0,23	0,43	0,43	0,54
CaO	0,07	0,29	0,34	0,45	0,46	0,17	0,00	0,49	0,00	0,00	0,13
K ₂ O	1,60	1,81	0,35	1,69	1,17	0,56	0,57	0,68	0,43	0,28	0,44
Na ₂ O	0,20	0,11	0,05	0,35	0,14	0,26	0,06	0,12	0,02	0,01	0,06
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,00	0,12	0,13	0,22	0,04	0,07	0,08	0,00	0,08
П.п.п.	3,50	2,60	0,80	2,43	4,30	1,20	1,15	1,67	1,40	0,10	0,53
C _{орг.}	0,07	0,07	0,15	0,20	1,75	0,09	0,48	0,16	0,26	0,07	0,06
SiO ₂ св.	48,8	54,8	85,5	63,5	66,1	81,4	81,9	85,2	84,1	86,4	83,6
K ₂ O/Na ₂ O	8,0	16,5	7,0	2,9	8,4	2,2	9,5	5,7	21,5	28,0	7,3
(Fe + Mn)/Ti	12,9	12,0	25,6	16,9	12,3	364	35,4	47,7	46,1	35,1	37,5
Al/(Al + Fe + Mn)	0,58	0,64	0,41	0,56	0,61	0,46	0,39	0,35	0,38	0,42	0,48
Fe ⁺⁺ /ΣFe	0,55	0,77	0,73	0,97	0,62	1,00	0,67	0,24	0,94	0,87	0,92
Mn/ΣFe	0,013	0,013	0,020	0,021	0,039	0,014	0,011	0,003	0,016	0,030	0,050

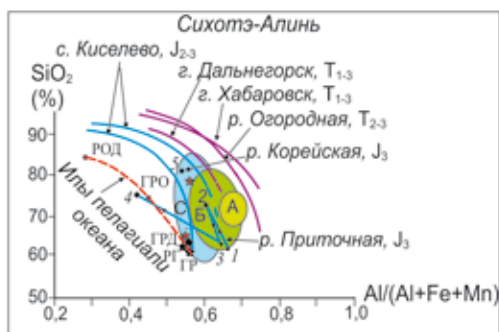
Примечание: КА – кремневые аргиллиты, ГК – глинистые кремни, ГФ – глинистые фтаниты, Ф – фтаниты, А – аргиллиты, КАГ – кремневые алевроаргиллиты гематитсодержащие. Число проб указано в скобках в шапке таблицы.

невых элементов. Наиболее кремнистыми являются верхние пачки 4-13, заключающие отложения от позднего анизия до позднего нория, включительно. Среднее содержание SiO₂ св. в них варьирует от 87,8 до 93,5%. В среднеанизийских слоях оно намного ниже и составляет: 66,3% во второй (фтанитовой) пачке и 39,1% в самой нижней 1-й пачке. Прогрессирующее увеличение терригенной составляющей пород вниз к основанию разреза триасовой формации отразилось в химическом составе пачек также в возрастании содержания глинозема и снижении доли закисного железа в суммарном железе, т.е. относительном увеличении количества трехвалентного железа входящего в силикаты.

В разрезе г. Дальнегорска (табл. 17) наблюдается та же тенденция: наиболее терригенными являются низы пачки 1, содержащие 48,3% SiO₂ св., при среднем содержании в пачке 55,9%. Фтанитовая пачка содержит 68,2% SiO₂ св., а максимальной кремнистостью отличаются верхи анизийского яруса, ладинские и верхнетриасовые отложения, в которых количество SiO₂ св. достигает 85%.



Тренды изменения составов глинисто-кремневых ассоциаций в кайнозойских илах Тихого океана, триасовых и юрских толщах Сихотэ-Алиня



Охотское море: А – илы шельфа, Б – илы склона, С – илы пелагиали моря
★ Филиппинское море: котловина Паресе-Вела

Пелагические осадки экваториального пояса Тихого океана (Севальнов, Гордеев, 1986):

РОД – радиоляриевые, обогащенные диатомеями, ГРО – глинисто-радиоляриевые, ГРД – глинистые диатомово-радиоляриевые, РГ – радиоляриево-глинистые, ГР – глинисто-радиоляриевые илы.

Сихотэ-Алинь: 1, 2, 3, 4 – толщи разреза по р. Приточная (J₃ t). 5 – р. Корейская (J₃ km₃ - t₁)

Рис. 53. Зависимость модуля Al/(Al + Fe + Mn) от содержания SiO₂ в породах мезозойских кремневых толщ Сихотэ-Алиня.

Таблица 16. Химический состав пачек триасовой формации в разрезе по р. Уссури.

Окислы, %	№№ пачек и индекс возраста					
	1	2	3	4	5-8	10-13
	$T_2 \text{ an}_2$		$T_2 \text{ an}_{2-3}$		$T_2 \text{ l} - T_3 \text{ c}_1$	$T_3 \text{ c}_2 - T_3 \text{ n-r}$
SiO ₂	69,28	83,13	93,61	94,18	94,12	95,78
TiO ₂	0,59	0,46	0,20	0,16	0,16	0,05
Al ₂ O ₃	12,18	7,02	4,92	3,11	2,59	0,97
Fe ₂ O ₃	4,62	1,51	0,45	0,45	0,52	0,53
FeO	1,55	0,55	0,88	0,85	0,69	1,47
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
MgO	1,89	0,73	0,35	0,20	0,19	0,10
CaO	0,71	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	3,22	1,83	0,79	0,40	0,48	0,26
Na ₂ O	1,07	0,09	0,07	0,07	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,13	0,42	0,22	0,15	0,15	0,03
П.п.п.	4,59	3,78	0,90	0,38	0,48	0,33
C _{орг.}	Н.о.	0,45	0,04	0,04	0,03	0,13
SiO ₂ св.	39,1	66,3	79,3	86,7	87,9	93,5
K ₂ O/ Na ₂ O	3,0	20,3	11,3	5,71	12,0	8,7
(Fe + Mn)/Ti	16,3	5,5	8,6	10,5	9,7	51,2
Al/(Al + Fe + Mn)	0,53	0,71	0,72	0,62	0,60	0,25
Fe ⁺⁺ /ΣFe	0,21	0,29	0,68	0,68	0,60	0,76
Mn/Fe	0,004	0,016	0,031	0,032	0,034	0,015
K/TK	1/20	1/1	5/1	15/1	10/1	30/1

В других разрезах, нижние пачки формации имеют также более глинистый (или алевроито-глинистый) состав (табл. 18). Сравнение с илами поверхностного слоя осадков Охотского моря показывает, что породы с таким содержанием SiO₂ св., как в ниже-среднеанизийских или оленекских слоях триасовой кремневой формации, вполне могли отлагаться в окраинном море. Это выявляется, когда их состав сравнивается с составом пород, моделируемым от состава диатомовых илов поверхностного слоя осадков моря (табл. 18). Современные кремнистые илы Охотского моря по большинству пороодообразующих окислов обнаруживают близкое литохимическое сходство с нижней частью триасовой кремневой формации (табл. 18). Исключение составляют щелочи (дефицит калия и избыток натрия в илах), повышенное содержание кальция и железа в илах Охотского моря, по сравнению с пачками основания триасовой формации. Илы, с содержанием свободного кремнезема как в оленекских и анизийских слоях триасовой формации, в Охотском море накапливаются на шельфе и континентальном склоне, на небольших глубинах (140-500 м). Кремнистые илы, с содержанием SiO₂ св., как в среднеанизийских слоях разрезов р. Анюй и р. Хор (65-75%), в настоящее время накапливаются в пелагической части Охотского моря. Ладинские и позднетриасовые толщи Сихотэ-Алиня более кремнистые, чем нижние слои формации или илы Охотского моря. В позднетриасовый период кремненако-

Таблица 17. Химический состав пачек триасовой формации в разрезе по р. Рудной.

Окислы, %	№№ пачек и индекс возраста							
	1		2	3	4	5	6	7
	Нижняя часть	Среднее по пачке						
	T ₁ ol ₂			T ₂ an			T ₂ l	T ₃
SiO ₂	74,70	78,92	83,40	84,33	85,13	90,20	92,32	91,75
TiO ₂	0,54	0,42	0,27	0,26	0,24	0,12	0,12	0,09
Al ₂ O ₃	10,99	9,59	6,16	5,83	5,51	3,46	3,16	3,48
Fe ₂ O ₃	2,66	1,39	0,89	0,80	0,71	0,36	0,43	0,22
FeO	2,97	2,87	2,21	2,16	2,13	1,97	2,28	2,28
MnO	0,07	0,05	0,10	0,09	0,08	0,04	0,08	0,13
MgO	2,08	1,61	1,23	1,07	0,98	0,47	0,50	0,54
CaO	0,07	0,24	0,39	0,41	0,39	0,28	0,04	0,13
K ₂ O	1,60	1,62	1,17	1,11	1,04	0,66	0,36	0,44
Na ₂ O	0,20	0,13	0,18	0,16	0,15	0,09	0,02	0,06
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,13	0,12	0,11	0,09	0,01	0,08
П.п.п.	3,50	2,67	3,42	3,29	3,09	1,87	0,39	0,53
SiO ₂ св.	48,3	55,9	68,2	70,3	71,9	82,0	84,8	83,6
K ₂ O/ Na ₂ O	8,0	12,5	6,5	6,9	6,9	7,3	18,0	7,3
(Fe + Mn)/Ti	13,0	12,9	14,9	14,8	15,4	25,2	29,7	37,5
Al/(Al + Fe + Mn)	0,58	0,61	0,57	0,57	0,57	0,50	0,44	0,48
Fe ⁺⁺ /ΣFe	0,55	0,70	0,73	0,75	0,77	0,86	0,85	0,92
Mn/Fe	0,013	0,012	0,033	0,31	0,029	0,017	0,030	0,052
K/ГК	—	1/10	1/5	1/3	1/2	6/1	12/1	20/1

Примечание: К/ГК – среднее отношение толщины кремнистых и глинистых элементов циклитов в пачках. При определении содержания органического углерода в пачке 2 разреза по р. Уссури принималось отношения объемов углеродистых силицитов к неуглеродистым 1:3.

пление происходило, в целом, с меньшими абсолютными массами, чем в раннем и среднем триасе (см. табл. 33). Высокая кремнистость позднетриасовых отложений обусловлена, по-видимому, не увеличением поставки кремнезема в бассейн, а снижением в несколько раз поставки в бассейн терригенного разбавляющего материала в период повышения уровня моря.

Многие авторы склонны видеть в толщах триасовых радиоляриевых кремней пелагические океанические осадки, отлагавшиеся на значительном удалении от суши (Брагин, 1991, 1993, 2000; Маркевич и др., 2000; Зябрев, 1994; Кемкин, Голозубов, 1996; Кемкин, 1996; Кемкин, Ханчук, 1993; Кемкин и др., 2001; Филиппов и др., 2000, 2001; Филиппов, Кемкин, 2000; Popova et al., 1999; Kemkin, Philippov, 2001, и др.). При этом, литотипам пород приписывается палеогеографический смысл: кремни – пелагические океанические осадки, глинистые кремни и кремнистые аргиллиты – гемипелагические отложения, а алевролиты и песчаники – породы, характеризующие приконтинентальные условия отложения (Маркевич и др., 2000; Филиппов и др. 2000, 2001). Вышеупомянутыми автора-

Таблица 18. Сравнение химического состава нижних пачек триасовой формации и поверхностного слоя осадков Охотского моря.

Окислы, %	Триасовая формация (разрезы)					Охотское море (станции)				
	Кремневой фации		Карбонатно-кремневой фации			Шельфа	Котловины Дериюгина	Пелагической глубоководной части моря		
	г. Хабаровск (T _{ol} ?)	р. Усури (T ₂ ап ₂)	р. Рудная (T _{ol})	р. Ангой (T ₂ ап ₂)	р. Хор (T ₂ ап ₂)					
SiO ₂	79,45	69,28	78,92	81,34	86,86	89211 (140 м) 89224 (235 м) LV27-5 (482 м)	LV27-2 (1305 м)	936 (1310 м)	934 (2190 м)	931 (3255 м)
TiO ₂	0,45	0,59	0,42	0,30	0,25	68,79 (73,09) 0,46 (0,49) 0,33 (0,34)	74,56 (80,47) 0,30 (0,32) 0,39 (0,42)	74,40 (80,60)	76,66 (84,00)	75,28 (78,35)
Al ₂ O ₃	10,52	12,18	9,59	6,77	4,84	10,39 (11,04) 9,97 (10,36) 8,98 (9,23)	6,44 (6,95) 6,44 (6,95) 5,75 (6,23)	5,75 (6,23)	4,72 (5,17)	7,74 (8,06)
Fe ₂ O ₃	1,00	4,62	1,39	0,59	1,65	1,90 (2,02) 1,86 (1,93) 2,32 (2,38)	1,94 (2,09) 1,06 (1,14) 1,08 (1,17)	1,93 (2,09)	1,64 (1,80)	1,84 (1,92)
FeO	0,36	1,55	2,87	2,62	1,65	1,88 (2,00) 1,30 (1,35) 1,25 (1,28)	1,06 (1,14) 1,06 (1,14) 1,08 (1,17)	1,08 (1,17)	0,96 (1,05)	1,48 (1,54)
MnO	0,04	0,03	0,05	0,11	0,007	0,06 (0,06) 0,06 (0,06) 0,03 (0,03)	0,06 (0,06) 0,06 (0,06) 0,03 (0,03)	0,40 (0,43)	0,10 (0,11)	0,11 (0,11)
MgO	0,72	1,89	1,61	2,53	0,85	1,39 (1,48) 1,51 (1,57) 1,13 (1,16)	1,33 (1,44) 1,33 (1,44) 1,71 (2,52)	2,33 (2,52)	1,23 (1,35)	1,55 (1,61)
CaO	0,07	0,71	0,24	0,82	0,84	1,55 (1,65) 1,54 (1,60) 1,72 (1,77)	1,71 (1,85) 1,71 (1,85) 1,13 (1,22)	1,13 (1,22)	1,66 (1,82)	2,16 (2,25)
K ₂ O	2,34	3,22	1,62	1,58	1,36	1,57 (1,67) 1,56 (1,62) 1,30 (1,34)	1,16 (1,25) 1,16 (1,25) 1,74 (1,79)	1,18 (1,28)	0,83 (0,91)	1,01 (1,05)
Na ₂ O	0,15	1,07	0,13	0,24	0,10	1,79 (1,90) 1,96 (2,04) 1,74 (1,79)	1,19 (1,28) 1,19 (1,28) 1,28 (1,39)	1,28 (1,39)	1,04 (1,14)	1,23 (1,28)
П.п.п.	4,90	4,59	2,67	2,53	1,31	9,50 (3,87) 7,23 (3,63) 5,81 (3,23)	9,55 (2,43) 9,55 (2,43) 5,81 (3,23)	9,68 (2,18)	10,35 (1,81)	6,61 (2,82)
SiO ₂ св.	54,2	39,1	55,9	65,1	75,24	43,8 (46,6) 47,9 (49,8) 53,0 (54,5)	59,1 (63,8) 59,1 (63,8) 60,6 (65,7)	60,6 (65,7)	65,3 (71,6)	56,7 (59,0)
П.п.п./Al ₂ O ₃	0,47	0,38	0,28	0,37	0,27	0,91 (0,91) 0,73 (0,73) 0,65 (0,65)	1,48 (1,48) 1,48 (1,48) 1,68 (1,68)	1,68 (1,68)	2,19 (2,19)	0,85 (0,85)
K ₂ O/Na ₂ O	15,6	3,0	12,5	6,6	13,6	0,88 (0,88) 0,80 (0,80) 0,75 (0,75)	0,97 (0,97) 0,97 (0,97) 0,92 (0,92)	0,92 (0,92)	0,80 (0,80)	0,82 (0,82)
(Fe + Mn)/Ti	3,7	12,6	9,2	14,1	16,2	10,3 (10,3) 9,9 (9,9) 13,2 (13,2)	12,4 (12,4) 12,4 (12,4) 10,7 (10,7)	10,7 (10,7)	19,3 (19,3)	17,5 (17,5)

Примечание: Цифры в скобках – содержание окислов в породах, моделируемых от диатомовых илов Охотского моря.

ми игнорируется цикличное строение разреза триасовой формации, его разно-ранговая цикличность, которая опровергает такой упрощенный подход. Ими также остается незамеченным снижение кремнистости и возрастание терригенности отложений вниз по разрезу триасовой формации к ее подошве.

Юрская эпоха в сихотэ-алинском бассейне характеризовалась активным базальтоидным вулканизмом в бат-келловейское время. Юрские силициты, теснее ассоциирующиеся с базальтоидами, содержат больше фемического детрита и, вероятно, гидротермального железа и марганца. В таблице 19 представлены средние химические составы позднеюрских кремневых толщ. В разрезе р. Приточной количество SiO_2 св. в породах варьирует: в нижней кремневой толще, от 23 до 62%, а в верхней (яшмовой), от 34 до 66%. (приложение 9). Позднеюрские силициты разреза по р. Корейской содержат от 53 до 80% SiO_2 св. (приложение 10). Реальное содержание аутигенного (биогенного) кремнезема в породах этих толщ, по-видимому, несколько ниже из-за примеси обломочных кварца, кислых плагиоклазов и калиевого полевого шпата. Оно оценивается в пределах от 25% до 45-50%, для кремневых толщ разреза р. Приточной, и не выше 55-60%, для силицитов разреза р. Корейской. Распределение SiO_2 св. по колонкам демонстрирует неупорядоченные циклические изменения (рис. 54, 55). Породы разреза р. Приточная отличаются большей фемичностью состава, чем силициты разреза р. Корейской, на что указывают Fe/Al , повышенное содержание TiO_2 , и низкие значения $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (табл. 19, рис. 56). Яшмы верхней кремневой толщи р. Приточной имеют значения $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ близкие с кайнозойскими кремнистыми илами Тихого океана (врезка на рис. 53). Это обусловлено присутствием в породах базальтовой кластики и избыточного аутигенного (гидротермального) железа. Состав нижней кремневой толщи разреза р. Приточной и силицитов разреза р. Корейской более силичный. Он ближе к составу кремнистых илов Охотского моря (рис. 56). По значениям модуля $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ юрские кремни и яшмы киселевской свиты нижнего Приамурья ближе к диатомовым этмодискусовым илам котловины Паресе-Вела Филиппинского моря и кремнистым голоценовым илам центральной части Охотского моря. Но все же, значения $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ в них в среднем выше, чем в радиоляриевых осадках и глинах экваториальной части Тихого океана.

По геохимическим показателям породные ассоциации триасовой кремневой формации контаминированы в меньшей степени эндогенным материалом «океанической коры», чем юрские силициты Южного Сихотэ-Алиня (бассейна р. Колумбе), Нижнего Приамурья или голоценовые кремнистые илы Охотского моря.

Геохимические свидетельства позднеюрской гидротермальной деятельности. В разрезе р. Приточной, в верху нижней кремневой, в промежуточной терригенной толще и в низах верхней кремневой толщи модуль $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ в некоторых пробах превышает 25 (рис. 54, 55), что считается свидетельством зараженности осадков гидротермальным железом и марганцем (Страхов, 1974, 1976). Здесь устанавливается обогащение силицитов железом и марганцем, что отражается также в высоких значениях Fe/Al ($> 1,0$) и Mn/Al ($> 0,1$) (табл. 19). Породы этого разреза также значительно богаче барием, по сравнению с сили-

Таблица 19. Сравнение химического состава юрских толщ Сихотэ-Алиня и илов поверхностного слоя осадков Охотского моря.

Оксиды, %	Сихотэ-Алинь, разрезы юрских толщ					Охотское море, номера станций и глубины моря				
	р. Приточная, толщи					Шельф	Подножье континентального склона	Пелагическая часть моря		
	I (3)	II (15)	III (3)	IV (10)	р. Корейская V (23)			936 (1310 m)	934 (2190 m)	931 (3255 m)
SiO ₂	61,67	71,50	63,13	74,41	81,56	89211 (140 m)	LV27-5 (482 m)	74,56 (80,29)	76,66 (83,87)	75,28 (78,16)
TiO ₂	0,74	0,47	0,48	0,41	0,25	0,46 (0,49)	0,33 (0,34)	0,30 (0,32)	0,17 (0,19)	0,24 (0,25)
Al ₂ O ₃	17,26	11,70	16,22	7,71	6,70	10,39 (11,00)	8,98 (9,20)	6,44 (6,94)	4,72 (5,16)	7,74 (8,04)
Fe ₂ O ₃	2,47	2,22	2,21	5,85	1,39	1,90 (2,01)	2,32 (2,38)	1,93 (2,09)	1,64 (1,79)	1,84 (1,91)
FeO	3,41	3,09	3,34	1,56	2,65	1,88 (1,99)	1,25 (1,28)	1,08 (1,17)	0,96 (1,05)	1,48 (1,54)
MnO	0,20	0,39	0,23	0,57	0,15	0,06 (0,06)	0,03 (0,03)	0,40 (0,43)	0,10 (0,11)	0,11 (0,11)
MgO	2,50	2,19	3,50	1,64	1,03	1,39 (1,47)	1,13 (1,16)	2,33 (2,52)	1,23 (1,35)	1,55 (1,61)
CaO	0,81	0,80	0,85	0,64	1,00	1,55 (1,64)	1,72 (1,76)	1,13 (1,22)	1,66 (1,82)	2,16 (2,24)
Na ₂ O	1,58	1,31	3,04	1,22	1,02	1,79 (1,90)	1,74 (1,78)	1,28 (1,38)	1,04 (1,14)	1,23 (1,28)
K ₂ O	3,30	2,36	2,80	1,90	1,60	1,57 (1,66)	1,30 (1,33)	1,18 (1,28)	0,83 (0,91)	1,01 (1,05)
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,24	0,26	0,12	0,28 (0,30)	0,16 (0,16)	0,11 (0,12)	0,19 (0,21)	0,18 (0,19)
П.п.п.	5,46	3,74	3,58	3,70	2,47	9,50 (4,18)	5,81 (3,49)	9,55 (2,64)	10,35 (11,32)	6,61 (6,86)
П.п.п./Al ₂ O ₃	0,32	0,32	0,22	0,48	0,37	0,91 (4,8)	0,65 (3,49)	1,48 (2,64)	2,19 (6,86)	0,85 (58,9)
SiO ₂ св.	20,2	44,0	24,2	55,9	65,6	43,8 (46,4)	47,9 (49,1)	60,7 (65,6)	65,3 (71,4)	56,7 (58,9)
(Fe + Mn)/Ti	10,1	15,2	15,2	23,5	21,0	10,2	13,2	12,4	19,3	17,5
Al/(Al + Fe + Mn)	0,67	0,59	0,66	0,42	0,53	0,66	0,64	0,60	0,56	0,62
Fe ⁺⁺ /ΣFe	0,61	0,61	0,63	0,21	0,58	0,52	0,37	0,38	0,39	0,47
K ₂ O/Na ₂ O	2,09	1,80	0,94	1,56	1,57	0,87	0,75	0,93	0,80	0,82

Примечание: Р. Приточная (титонский ярус): I – нижняя терригенная толща, II – нижняя кремневая толща, III – промежуточная терригенная толща, IV – верхняя кремневая толща, V – кремневая толща разреза по р. Корейской (верхний кимеридж-титон). В скобках – число анализов. Охотское море: химический состав современных илов (Волохин и др., 2004), в скобках – химический состав моделируемых от илов пород.

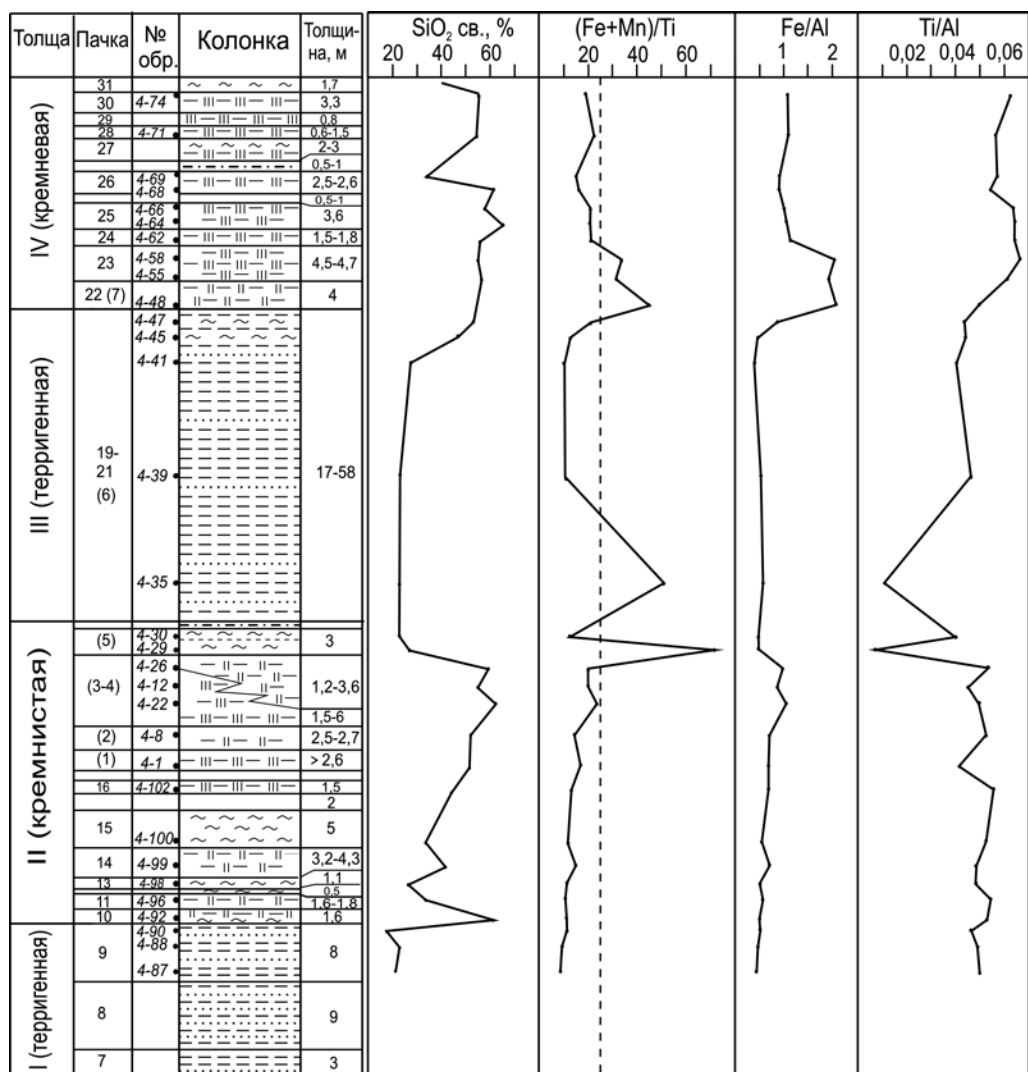


Рис. 54. Распределение SiO₂ св. и отношения (Fe + Mn)/Ti, Fe/Al и Ti/Al в позднеюрских породах разреза р. Приточной (лев. приток р. Колумбе). Условные обозначения см. рис. 44, 45.

цитами разреза р. Корейской (табл. 20). Содержания бария достигает 0,6%, что значительно превышает кларк этого элемента в глинистых и кремнистых породах (Юдович, Кетрис, 1994), и позволяет говорить о бариевой аномалии. Концентрация Co, Pb и, по-видимому, Ni возрастают с увеличением содержания Mn в породах, что позволяет предполагать их существенно гидротермальную природу в этих силицитах. Содержания Zr, Nb, Th, а также Y, напротив, коррелируются с содержанием в породах Al₂O₃ (рис. 57). Носителями и концентраторами этих элементов являются циркон, монацит и ксенотим.

В различных районах Сихотэ-Алинской области отмечаются небольшие линзы и прослои железомарганцевых руд, которые связываются с проявления-

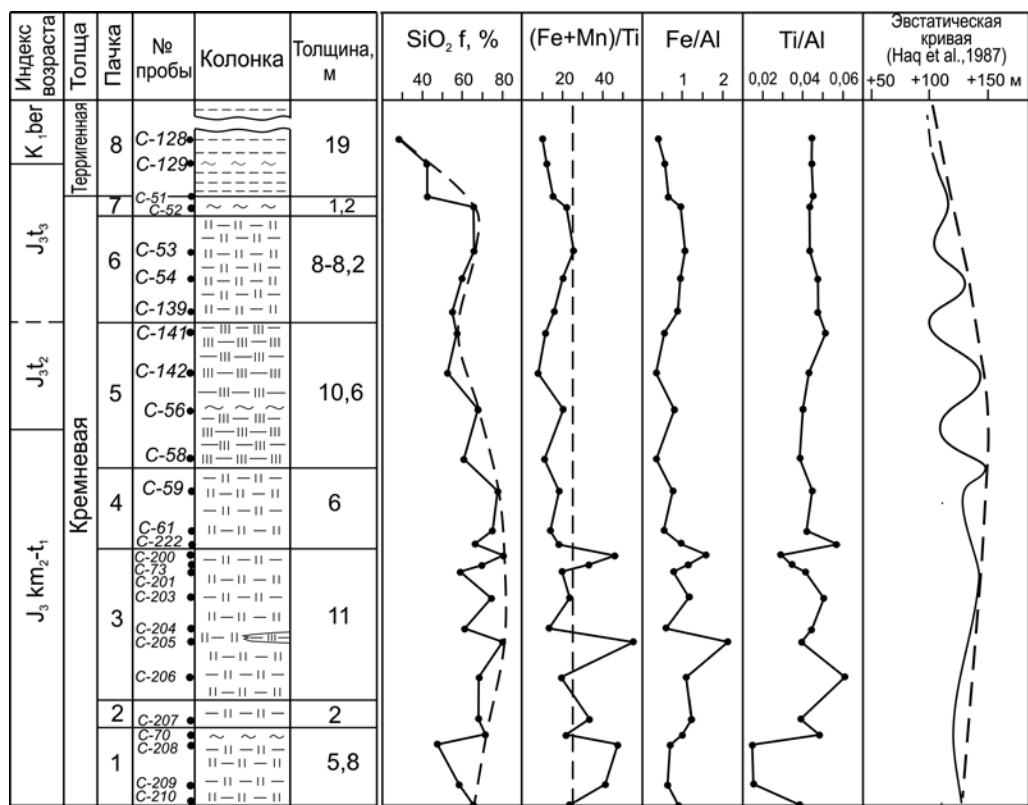


Рис. 55. Распределение свободного кремнезема (SiO₂f) и отношения (Fe + Mn)/Ti, Fe/Al и Ti/Al в позднеюрских отложениях разреза по р. Корейской. Условные обозначения пород см. рис. 49.

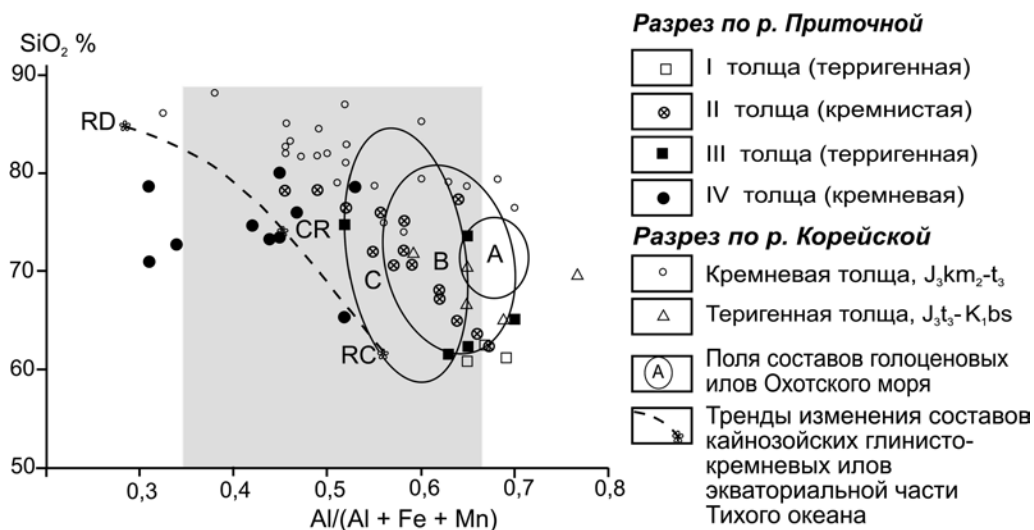


Рис. 56. Зависимость SiO₂ от Al/(Al + Fe + Mn) в верхнеюрских породах южного Сихотэ-Алия.

Таблица 20. Содержание микроэлементов в верхнеюрских породах южного Сихотэ-Алиня.

№ пробы	Порода	V	Cr	Co	Ni	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Th	U
Разрез по р. Приточной (титотский ярус)														
<i>Нижняя терригенная толща (I)</i>														
501-28	АА	124	67	12	25	415	187	80	31	191	17	27	19	4
4-88	Ал	113	75	11	35	521	153	91	29	187	17	28	17	2
4-90	Ал	126	67	19	62	400	163	65	29	204	16	16	16	2
<i>Нижняя кремневая толща (II)</i>														
4-98	КА	109	61	21	43	533	143	66	25	137	14	34	17	3
4-100	КА	107	61	22	43	446	138	67	23	132	13	11	14	3
4-102	ГЯ	84	51	19	39	688	128	52	20	109	11	12	11	3
4-22	ГЯ	56	40	15	28	6324	65	238	13	63	7	46	5	2
4-26	ГК	100	43	16	30	1285	67	80	15	82	8	19	8	2
4-30	КА	98	54	18	42	600	152	60	27	159	16	7	18	3
<i>Промежуточная терригенная толща (III)</i>														
4-47	ГК	73	38	27	33	1742	89	133	16	86	11	28	11	2
<i>Верхняя кремневая толща (IV)</i>														
4-48	ГК	87	31	14	57	1557	32	57	19	59	6	34	5	1
4-58	ГЯ	119	39	29	110	648	84	91	28	83	8	58	8	3
4-64	ГЯ	40	30	16	44	1260	69	64	18	64	6	23	6	1
4-66	ГЯ	50	36	22	49	1312	83	73	27	83	8	27	8	1
4-71	ГЯ	38	34	18	49	735	79	77	21	89	8	35	8	1
4-74	ГЯ	51	43	17	50	707	96	91	26	89	9	20	8	1
Разрез по р.Корейской														
<i>Кремневая толща (верхний киммеридж–титон)</i>														
С-210	ГК	37	30	10	20	333	120	33	22	62	7	11	9	2
С-204	ГК	45	36	12	25	333	97	57	15	69	9	14	9	2
С-222	ГК	41	32	13	28	290	107	36	17	59	7	9	8	2
С-141	ГЯ	51	36	9	21	399	130	62	24	75	9	10	9	3
С-54	ГК	53	39	10	23	384	116	68	18	80	9	11	9	3
С-53	ГК	37	26	8	17	388	61	77	25	80	9	5	9	1
<i>Терригенная толща (верхний титон–бериас)</i>														
С-51	АА	62	37	9	20	336	144	80	20	100	12	15	12	2

Примечание: АА – алевроаргиллит, Ал – алевролит, КА – кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты, ГК – глинистые кремни, ГЯ – глинистые яшмы. Рентгено-флюоресцентные анализы с использованием рентгеновского спектрометра «Pioneer» выполнены Е. Ноздрачевым (Дальневосточный геологический институт).

ми средне-позднеюрской гидротермальной деятельности (Кулиш, Кулиш, 1974; Кулиш, Самойлов, 1972; Кулиш, 1979; Михайлик, 1987). Максимальной толщины (до 2 м) тела марганценосных пород и руд достигают в Нижнем Приамурье, в отложениях киселевской свиты (фототабл. VIII). В таблице 21 приведен химический состав марганцевых руд, часть которых представляет линзы и прослои в позднеюрских силицитовых толщах (образцы k-83, k-84, k-91, VY-67a, VY-70),

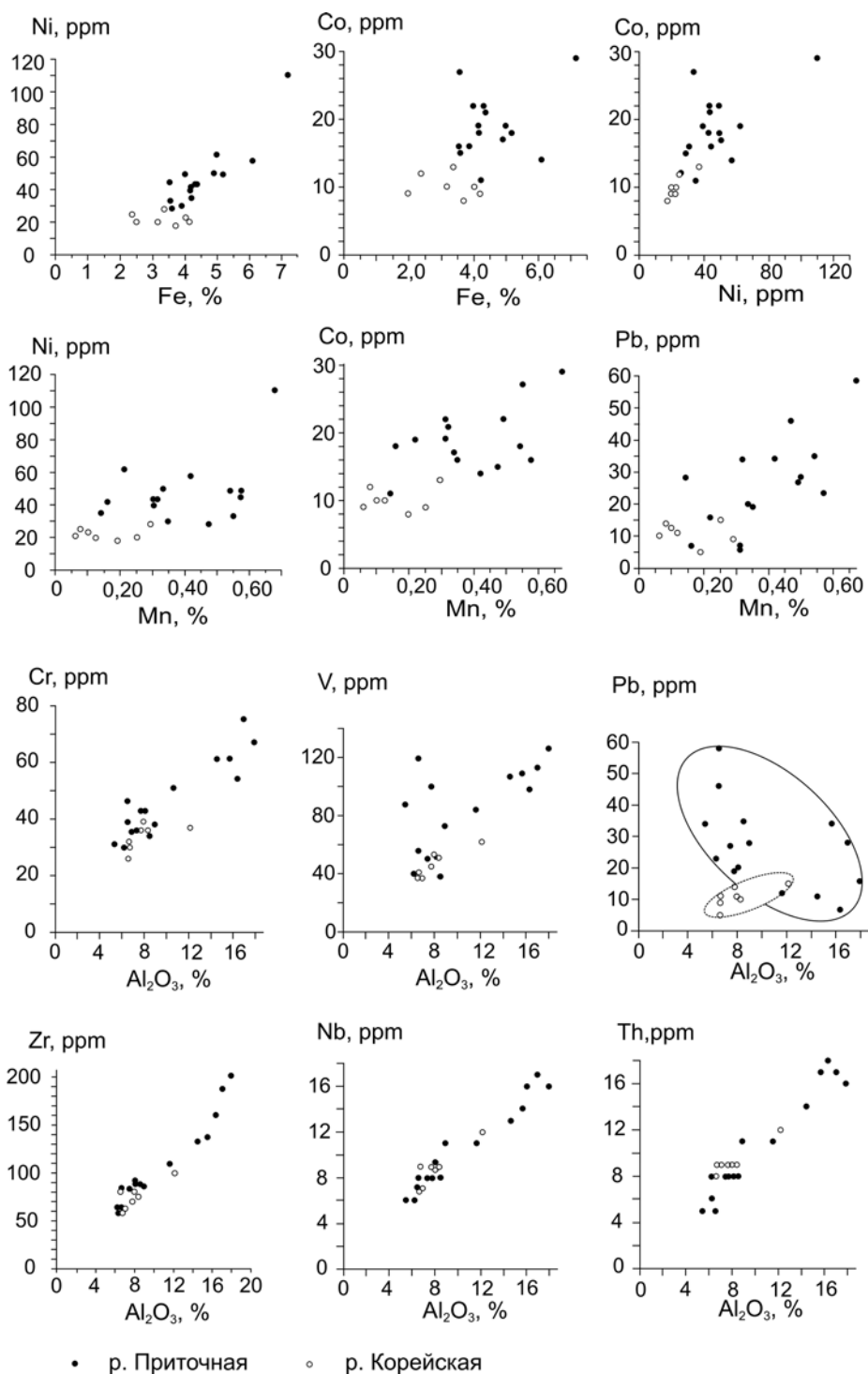


Рис. 57. Корреляция редких и породообразующих элементов в позднеюрских породах южного Сихотэ-Алия.

Таблица 21. Химический состав юрских марганцевых пород и руд.

Окислы (%), микроэлементы (10 ⁻⁴ %)	№ образца								
	Gl-42	Gl-43	Gl-49	Go-121	k-83	k-84	k-91	VY-67a	VY-70
SiO ₂	77,34	90,00	76,43	30,68	18,90	34,26	30,50	36,65	25,49
TiO ₂	0,13	0,07	0,14	0,25	0,13	0,23	0,21	0,17	0,20
Al ₂ O ₃	0,38	0,35	1,13	1,10	1,54	4,74	3,31	5,84	3,34
Fe ₂ O ₃	3,82	3,98	2,08	21,14	2,34	1,98	2,73	3,66	3,21
MnO	11,25	0,51	0,00	38,25	22,50	11,50	21,00	11,30	14,42
MnO ₂	1,83	1,11	14,66	2,17	41,75	36,11	34,30	29,78	42,19
MgO	0,09	1,00	0,74	1,80	0,79	0,00	0,28	0,31	0,25
CaO	1,46	1,00	1,88	1,20	1,00	1,01	1,02	1,56	1,05
Na ₂ O	0,14	0,00	0,14	0,00	0,37	0,31	0,34	0,43	0,27
K ₂ O	0,00	0,00	0,18	0,05	2,08	2,01	2,16	1,60	1,50
P ₂ O ₅	0,14	0,00	0,14	0,27	0,08	0,15	0,28	0,28	0,20
H ₂ O ⁺	2,00	1,67	1,64	1,70	5,45	5,60	3,00	5,50	5,24
H ₂ O ⁻	0,64	0,08	0,44	0,37	0,49	0,00	0,58	0,28	0,50
CO ₂	—	—	0,75	0,97	—	0,70	—	1,83	1,87
Сумма	99,92	99,77	100,35	99,95	97,37	98,60	99,71	99,19	99,73
SiO ₂ св.	76,4	89,2	73,7	28,0	15,2	22,9	30,5	22,6	17,4
Fe	2,67	2,78	1,45	14,79	1,64	1,38	1,92	2,56	2,25
ΣMn	9,87	1,10	9,26	30,99	43,81	31,73	37,94	27,57	37,83
(Fe + Mn)/Ti	161,0	92,5	127,7	305,4	583,1	240,1	316,8	295,7	334,2
Al/(Al + Fe + Mn)	0,016	0,046	0,053	0,013	0,018	0,070	0,042	0,042	0,042
Mn ⁺² /Mn ⁺⁴	7,53	0,56	0,00	21,6	0,66	0,39	0,75	0,47	0,42
Mn/Al	49,1	5,92	15,49	53,24	53,75	12,65	21,66	8,92	21,40
Mn/Fe	3,69	0,39	6,37	2,10	26,76	22,9	19,80	10,77	16,85
Be	0,6	0,6	0,8	1,6	2,0	1,8	2,6	1,9	2,0
Pb	19	—	≤ 7	58	230	660	55	370	130
Zn	nd	200	320	0,n%	130	63	140	170	240
Cu	25	30	80	8	60	60	25	60	50
Ni	38	53	140	250	290	100	80	260	140
Co	33	6	180	89	≥ 200	≥ 200	130	≥ 200	≥ 200
V	19	16	56	40	48	85	46	53	50
B	16	≤6	11	40	47	100	44	37	45
Ag	—	—	0,54	0,23	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	—	≥ 200	≥ 200	6,6	20	≥ 200

Примечание: Gl-42, Gl-43, Gl-49 – район с. Глубинное, Go-121 – р. Горная вблизи впадения ключа Мартынова Падь; k-83, k-84, k-91 – р. Катен; VY-67a, VY-70 – правый борт долины р. Хунцелинь (зона Наданьхада). Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения. Аналитики С.П. Славкина и Л.И. Азарова (ДВГИ).

а часть представляют жильные образования, залегающие в толщах триасовых силицитов (Gl-42, Gl-43, Gl-49, Go-121). Рудные прослои (толщиной 1-4 см) в бассейне р. Катэн представляют кремнисто-глинистые породы обогащенные марганцевыми микроконкрециями (около 2 мм) и пропитанные окисно-марганцевым цементом вплоть до образования массивных марганцевых руд (фототабл. XIX-9). В бассейне р. Катэн, в разрезе руч. Джоо, А.Н. Филипповым и др. (2001) установлен бат-келловейский возраст марганцевых слоев, что синхронно проявлениям вулканической деятельности в Южном Сихотэ-Алине.

Жильные марганцевые образования в триасовых силицитах в бассейне р. Дальней (у с. Глубинное), по-видимому, также связаны с проявлениями юрской гидротермальной деятельности. Окислы марганца образуют цемент тектонических брекчий, состоящих из глыб, щебня и дресвы триасовых кремней и яшм, подвергшихся термальному воздействию во время вулканической деятельности. Толщина марганцевых жил и корок на глыбах кремневой брекчии, достигает 3-4 см. Осадочные (стратиформные) и жильные марганцевые руды различаются по отношению Mn/Fe и содержанию микроэлементов (табл. 21). Прослои стратиформных марганцевых руд богаче Mn, Co, Pb и Mo, чем жильные тела. При этом содержание Co и Mo в них приближается к промышленным рудным концентрациям.

3.4. Триасовые углеродистые силициты и их металлогеническое значение

Осадочные углеродистые породы и толщи вызывают интерес как источники углеводородов нефтяных и газовых месторождений и накопители некоторых редких и благородных металлов. Углеродистые силициты в раннемезозойских отложениях Сихотэ-Алиня впервые установлены в устье р. Дальней, притока р. Бол. Уссурка (Волохин, 1980; Михайлов, Волохин, 1980). До этого они не упоминались в отчетах и публикациях, либо принимались за другие породы (алевролиты и даже угли). Углеродистые силициты (фтаниты и глинистые фтаниты) в разрезах триасовой кремневой формации приурочены к кремневой фации, но встречаются и в краевых частях карбонатно-кремневой, более пелагической фации. Слои с максимальным содержанием РОВ сосредоточены вблизи подошвы формации (см. рис. 37), концентрируясь во фтанитовой пачке, где на слои (1-30 см) углеродистых силицитов приходится 15-30%, местами до 50% ее объема.

3.4.1. Минеральный состав пород

В углеродистых силицитах преобладают аутигенный кремнезем, в виде кварца и халцедона фоссилизированных остатков радиолярий, спикул губок и цементирующей массы породы, и дисперсно рассеянное углеродистое вещество. Присутствуют обломки (до 0,5 мм, редко крупнее) кремней, фтанитов, алевроаргиллитов, хлоритизированных базальтоидов (фототабл. XX-3), зерна (0,005-0,1 мм) кварца, иллита, хлорита, альбита и олигоклаза. В глинистой фракции фтанитов и глинистых фтанитов доминирует диоктаэдрический иллит ($b = 9,04\text{\AA}$) политипа $2M_1$ при подчиненном количестве иллита политипа $1M$. В опоковидных светло-

серых глинистых кремнях фтанитовой пачки иллит также преобладающий глинистый минерал (Волохин, 1980; 1985).

Изучением аншлифов под микрозондом (приложения 12-17) установлено повсеместное присутствие кластогенного калиевого полевого шпата (КПШ) алевритовой и тонкопесчаной размерности в породах «фтанитовой пачки». Значительное количество КПШ, иногда в сростках с хлоритом и гидрогётитом, установлено в верхнеоленинско-нижнеанализийских фтанитах разреза г. Дальнегорска (фототабл. XX). Зерна КПШ обогащают более глинистые края слоев фтанитов и кремнисто-глинистые прослои. В сечении, некоторые крупные зерна овальные (окатанные?), с корродированной на контакте с кварцевым цементом поверхностью (фототабл. XX-2, 4, 5), что согласуется с представлением о преобразовании этих пород на стадии метагенеза (Тучкова и др., 2004).

Любопытно, что в составе КПШ Дальнегорского разреза (как и других разрезов «фтанитовой пачки») практически отсутствует кальций (табл. 22).

Таблица 22. Химический состав калиевых полевых шпатов разреза г. Дальнегорска.

№ спектра	%	O	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Cu	Ba	Сумма
3_12_07_4	Вес.	45,9	0,42	9,93	30,09	13,18					99,52
	Атом.	61,52	0,4	7,89	22,97	7,22					
3_12_07_7	Вес.	46,93	0,46	10,02	31,04	13,43					101,87
	Атом.	61,45	0,42	7,78	23,15	7,19					
3_12_07_15	Вес.	45,38		9,98	30,94	13,99		0,31	0,54		100,44
	Атом.	60,93		7,94	23,13	7,69		0,12	0,18		
3_12_07_20	Вес.	43,73	0,32	9,77	29,98	13,17					96,97
	Атом.	60,56	0,31	8,02	23,65	7,46					
3_12_07_25	Вес.	44,59	0,4	9,8	29,93	13,18					97,91
	Атом.	60,98	0,38	7,95	23,32	7,38					
4_12_07_13	Вес.	43,23	0,37	9,44	29,87	12,81				1,02	96,75
	Атом.	60,49	0,36	7,84	23,81	7,33				0,17	
4_12_07_38	Вес.	45,18	0,49	9,98	30,00	13,02					98,68
	Атом.	61,17	0,46	8,02	23,14	7,21					
11_12_07_3	Вес.	44,27		9,64	30,02	14,2					98,13
	Атом.	60,73		7,84	23,46	7,97					
11_12_07_12	Вес.	44,5	0,29	9,66	29,55	13,27					97,27
	Атом.	61,22	0,28	7,88	23,16	7,47					
17_12_07_12	Вес.	45,56	0,49	9,51	28,92	11,96					96,43
	Атом.	62,49	0,47	7,73	22,6	6,71					
18_12_07_14	Вес.	44,97	0,48	9,62	29,63	12,98					97,68
	Атом.	61,43	0,46	7,79	23,06	7,26					
18_12_07_26	Вес.	44,99	0,4	9,62	29,63	12,7					97,35
	Атом.	61,59	0,38	7,81	23,11	7,11					
18_12_07_29	Вес.	43,18	0,55	9,77	28,65	11,94				1,76	95,86
	Атом.	61,02	0,54	8,19	23,06	6,9				0,29	
18_12_07_39	Вес.	43,68	0,4	9,57	29,34	13,11	0,09				96,19
	Атом.	60,88	0,39	7,91	23,29	7,47	0,05				

Количество Na также незначительно (менее 0,6 ат. %), что свидетельствует в пользу кислых магматических пород, служивших источником кластогенного КППШ.

Установлено более 60 тяжелых минералов, относящихся к классам самородных элементов и интерметаллических соединений, галоидов, сульфидов, сульфатов, арсенидов, окислов и гидроокислов, силикатов, боросиликатов, вольфрамов, фосфатов и редкоземельных фосфатов (приложения 12-17). Среди самородных элементов встречаются золото, серебро, медь, железо, вольфрам, никель, селен. Интерметаллиды представлены преимущественно соединениями меди с цинком и, реже, с оловом (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn); встречаются также соединения никеля с медью, цинком и кадмием ($\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd , и др.). Во фтанитах, содержащих самородное золото (р. Огородная, р. Бол. Улитка) и палладий (р. Огородная), установлены аурикуприд, медистый палладий, золото-содержащая и палладий-содержащая медь.

Среди сульфидов преобладает пирит (в том числе медь-, цинк- и мышьяк-содержащие пириты). Распространенными являются сфалерит, галенит, халькопирит и, реже, аргентит. Встречаются пирротин, борнит, ковеллин, пентландит, арсенопирит, антимонит, бравоит, кобальтин, глаукодит, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды с примесью селена и селениды, например, клаусталит (PbSe). Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из сульфатных минералов повсеместно распространены ярозит и барит, редко встречаются целестин и гипс (или ангидрит). Галоиды установлены в углеродистых прожилках и порах и представлены сильвином, галитом и калий-натриевыми солями (фототабл. XXIII-2; XXV-6). Редко присутствуют йодаты вида $(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr})_3(\text{S}, \text{I})_4$, (р. Корейская). Окислы представлены магнетитом, гематитом, TiO_2 (рутилом), реже ильменитом. Гётит и гидрогётит (FeOOH и $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), либо их полиморфы, широко распространены, как материал, заполняющий и окаймляющий первичные (реликтовые) поры породы, а также, как продукт окисления и замещения пирита. Встречаются редкоземельные окислы (церианит?), уранинит, окислы висмута (бисмит или силленит) (р. Бол. Улитка). В метаморфизованных фтанитах установлены родонит и спессартин.

Среди силикатов наиболее распространенными являются циркон, силикаты железа (тюрингит и шамозит), встречаются ферросилит, сфен. В бассейне р. Дальней (район с. Глубинное), в глинистых фтанитах, в кварцевом цементе породы рассеяны кристаллы боросиликатов, преимущественно, датолита и данбурита (фототабл. XXVI-5, 6). Карбонатные минералы представлены кальцитом, реже, анкеритом и сидеритом. Из вольфрамов во всех разрезах распространен шеелит, реже встречается вольфрамит.

Фосфатные минералы представлены тремя группами. Первая включает повсеместно распространенные фторапатиты (карбонат-фторапатиты) остатков конодонтов и других организмов с фосфатным скелетом, а также обломочные и диагенетические апатиты (фототабл. XX-6, 7; XXI-7). Вторая, представлена кристаллическим карбонат-фторапатитом, по-видимому, катагенетического происхождения, концентрирующимся в кварцевых или кварц-углеродистых прожилках в микробрекчированных фтанитах и фтанито-кварцитах. Они иногда

содержат примесь редкоземельных элементов. Третья группа представлена редкоземельными фосфатами, распространенными практически во всех изученных разрезах. Она представлена монацитом и гораздо реже встречающимся ксенотимом. В глинистых фтанитах бассейна р. Корейской присутствует гоацит ($\text{Sr, Ba, Ce, Nd} \text{ Al}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot ((\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O})$).

В неметаморфизованных фтанитах, которые не претерпели значительной перекристаллизации (разрез на прабережье р. Уссури в устье р. Огородная), статистические подсчеты дают любопытную генетическую информацию (табл. 23). Среди минералов заключенных в кварцевом цементе породы, преобладают пирит, монацит, рутил (или другие полиморфные модификации TiO_2), циркон, ксенотим, значительная часть магнетита. Пирит (мелкокристаллический, микроглобулярный, фрамбоидальный и замещающий биогенные кремневые и карбонатные фрагменты (фототабл. XVI) является раннедиагенетическим минералом. Остальные минералы этой группы являются аллотигенными. Их концентрирование в отдельных слоях обусловлено подводным шлихованием и вымыванием легкой фракции подводными течениями (фототабл. XXI-2, 3). К данной группе также принадлежат апатиты биогенных фрагментов, локализующихся в отдельных прослоях (фототабл. XX-7; XXI-7), и, возможно, часть касситерита. К группе диагенетических минералов принадлежит некоторая часть барита и интерметаллических соединений меди и цинка, часть сфалерита и халькопирита, что доказывается замещением ими растительных фрагментов и нанопланктонных организмов. Однако, большинство барита, галенита, сфалерита и других сульфидов, шеелит, интерметаллиды меди, цинка и никеля, самородные железо, вольфрам, благородные металлы, окислы и гидроокислы железа содержатся в кварц-углеродистых прожилках и первичных порах. Они кристаллизовались после образования кварцевого цемента в кремневых слоях, т.е. значительно позже диагенетической литификации, что свидетельствует об их катагенетическом происхождении. Часть окислов и гидроокислов железа, ярозит и возможно часть барита, замещающие пирит и выполняющие вторичные поры, образовавшиеся после выщелачивания пирита и карбонатов, принадлежат к группе гипергенных минералов.

3.4.2. Состав органического вещества

Оцениваемое по содержанию $\text{C}_{\text{орг}}$ количество рассеянного органического вещества (РОВ) в среднеанизийских углеродистых силицитах может достигать 12 мас. % (разрез р. Корейской). Углеродистое вещество фтанитов и глинистых фтанитов метаморфизовано в различной степени. В зонах ороговикования вблизи интрузий гранитоидов (р. Широкая Падь) – это тонкодисперсный графит (Казаченко, Сапин, 1990). Но в большинстве мест, вне зон контактового метаморфизма, РОВ представлено рентгеноаморфным керогеном и битумоидами (Волохин, Иванов, 2007; Volokhin et al., 2005). В составе РОВ преобладает нерастворимый в низкокипящих органических растворителях кероген (НО), количество которого возможно завышено из-за невозможности полной очистки от тонкодисперсных фаз сульфидов (Мартихаева, 2000), трудно растворимых в HCl и HF оксидов и силикатов (рутил, циркон), и самородных элементов (табл. 24). Коэффициент

Таблица 23. Локализация минералов в углеродистых силицитах разреза р. Огородная.

Минерал	Кварцевый цемент	Кварц-углеродистые прожилки	Первичные поры	Поры выщелачивания карбоната и пирита
Пирит (FeS_2)	187	6	10	3
Монацит ($(\text{Ce}, \text{La} \dots) \text{PO}_4$)	48	4	2	1
TiO_2 (рутил ?)	12	6	3	
Циркон (ZrSiO_4)	11	1	2	
Гематит (Fe_2O_3)	8	2	4	
Магнетит (<i>Ti-магнетит</i>)	6	3 (3)	2	
Ксенотим ($\text{Y}, \text{Dy} \dots \text{PO}_4$)	4	1		
Анкерит ($\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe} \text{CO}_3$)	2			
Ильменит (FeTiO_3)	2	1		
Ферросилит ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$)	2			
Кобальтин (CoAsS)	1			
РЗЭ-окисел (церинит?)	2		1	
Барит (BaSO_4)	10	7	6	8
Апатит ($\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$)	8	12		
Касситерит (SnO_2)	7	3	6	1
Сфалерит ($\text{Zn}, \text{Fe} \text{S}$)	5	4	6	3
Галенит (PbS)	4	26	17	3
Шеелит (CaWO_4)		12	2	
Вольфрамит ($\text{Fe}, \text{Vn} \text{WO}_4$)		3	6	1
Ni_4Cd		4	2	
Ni-магнетит		1		
Никель		6	1	
Никелин (NiAs)		1		
Гидрогётит (<i>гётит</i>)	3 (3)	8	6 (2)	2 (4)
Железо	1	8	14	4
Тюрингит (?)		1		
Серебро (<i>AgOH</i>)	3	9 (3)	9	
Аргентит (Ag_2S)		2	5	
$\text{Cu}_2\text{Zn}, \text{Cu}_3\text{Zn}, \text{Cu}_4\text{Zn}$	5	4	10	1
Золото	1	4	6	1
Медистый палладий		5	4	
Палладиевая медь (<i>медь</i>)		1	3 (1)	
Cu_9Sn			1	
AuPd		1	1	
Арсенопирит (FeAsS)		1	1	
Скуттерудит ($\text{Co}, \text{Fe} \text{As}_3$)			2	
Халькопирит (CuFeS_2)	1	2	2	
Ковеллин (CuS)		1	1	
Стибиконит $\text{Sb}_3\text{O}_6[\text{OH}]$			2	
Глаукодит ($\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe} \text{AsS}$)	1			
Ульманит ($(\text{Ni}, \text{Co}) \text{SbS}$)	1			
Герсдорфит (NiAsS)			2	
Клаусталит (PbSe)		1		
Антимонит (Sb_2S_3)		1		
Сфен (CaTiSiO_5)		2		
PbSn (<i>PbCuSnO</i>)	1		(2)	
Пирротин (FeS)				2
Ярозит ($\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$)	4		1	14
Целестин (SrSO_4)		1		
Селен (Se)		1		

Таблица 24. Содержание фракций РОВ в углеродистых силицитах «фтанитовой пачки».

№ пробы	По- рода	C _{орг} , %	Фракция РОВ, %				НО	β _{ХБА}	ХБА/ ДСББА
			ХБА	ДСББА	ДСББС	ГК			
г. Хабаровск (T ₁ ol ₂ ?)									
X-70/78	ГФ	4,51	0,118	0,014	0,021	0,028	5,0	2,6	8,4
X-73	ГФ	2,61	0,040	0,014	0,114	0,000	3,4	1,5	2,9
р. Огородная (T ₂ an ₂)									
H-170д	ГФ	0,90	0,030	0,003	0,036	0,044	4,7	3,3	10
H-153д	ГФ	2,11	0,030	0,010	0,036	0,043	5,8	1,4	3
р. Рудная (T ₁ ol ₂ -T ₂ an ₂)									
P-50	Ф	0,18	0,018	0,047	0,014	0,081	1,1	10,0	0,4
P-54	ГФ	0,34	0,008	0,083	0,028	н.о.	4,6	2,4	0,1
P-56	ГФ	0,13	0,002	0,037	0,015	0,095	1,0	1,5	0,05
P-102	ГФ	1,42	0,014	0,283	0,020	0,280	5,9	1,0	0,05
г. Дальнегорск, Центральный карьер (T ₂ an)									
P-145	Ф	0,26	0,025	0,009	0,218	н.о.	0,7	9,6	2,8
P-120	ГФ	5,85	0,041	0,016	0,016	0,024	6,3	0,7	2,6
г. Дальнегорск, кл. Больничный (T ₂ an)									
P-263	Ф	0,72	0,006	0,002	0,013	н.о.	1,7	0,8	3,0

Примечание: ГФ – глинистый фтанит, Ф – фтанит, РОВ – рассеянное органическое вещество, C_{орг} – содержание органического углерода в породе, Битумоиды: ХБА – хлороформенные, ДСББА – дополнительно извлекаемые, спиртобензольные; ДСББС – связанные битумоиды, извлекаемые после растворения солей и карбонатных минералов 10% HCl; ГК – гуминовые кислоты; НО – нерастворимый остаток; н.о. – не определялось; $\beta_{\text{ХБА}}$ – коэффициент битуминозности ($\beta_{\text{ХБА}} = \text{ХБА} \cdot 100 / \text{C}_{\text{орг}}$).

битуминозности углеродистых силицитов варьирует от 0,7 до 10, что находится в пределах значений, характерных также для верхнеюрских и нижнемеловых битуминозных аргиллитов Сихотэ-Алиня ($\beta_{\text{ХБА}} = 0,6-11,2$) (Медведева и др., 2003). Количество нейтральных и кислых битумоидов в углеродистых кремнях составляет 0,0н-0,н%, а в составе РОВ – 1,2-6,3% (редко до 27%), что, по-видимому, является их заниженной оценкой. Количество хлороформенного битумоида (ХБА) в углеродистых силицитах широко варьирует. Чаще оно находится в пределах 0,015-0,044%, что позволяет их считать породами со средним содержанием нейтральных битумоидов (Вассоевич, 1973).

В групповом составе битумоидов (табл. 25) преобладают масла и смолы (петролейно-эфирная фракция) и асфальтогеновые кислоты (спиртовая фракция). В районе г. Дальнегорска, в углеродистых силицитах второй покровной пластины по р. Рудной установлено наиболее низкое содержание ХБА и отношение ХБА/ДСББА (табл. 24). Эти силициты испытали термальное воздействие силла раннемеловых базальтоидов. Максимальное количество битумоидов (0,83 мас. %) установлено в высокоуглеродистом глинистом фтаните (C_{орг} = 7,4%) из обнажения кл. Больничного, вблизи Дальнегорского боросиликатного месторождения (табл. 25, проба Я-730). Суммарное количество масел и смол в этой пробе состав-

Таблица 25. Групповой состав битумоидов в углеродистых силицитах г. Дальнегорска.

№ пробы	Порода	Содержание фракций, г/кг			Соотношение битумоидов в РОВ, %		
		ПЭ	СП	СПБ	М	АК	АСФ
P-50	Ф	0,049	0,033	0,014	51,2	34,0	14,8
P-54	ГФ	0,018	0,023	0,005	38,1	50,6	11,4
P-56	ГФ	0,028	0,021	0,010	47,3	35,1	17,6
P-102	ГФ	0,011	0,049	0,029	12,0	55,4	32,6
P-120	ГФ	0,030	0,027	0,007	47,3	42,0	10,6
P-145	Ф	0,116	0,035	0,017	69,1	20,9	10,0
Я-730	ГФ	3,158	0,383	0,391	90,6 (59,6)*	4,6	4,7

Примечание: Экстрагированные фракции: ПЭ – петролейно-эфирная, СП – спиртовая, СПБ – спиртобензольная; групповой состав битумоидов: М – масла и петролейно-эфирные смолы, АК – асфальтогеновые кислоты, АСФ – асфальтены; * – в скобках – содержание масляной (гексановой) фракции в мальте.

ляет 0,75% в породе и 90,6% в составе РОВ, что позволяет предполагать параав-тохтонную природу битумоидов в этом фтанитовом слое.

В ИК-спектрах гуминовой фракции (ГК) наблюдаются характеристические полосы поглощения хиноидных ($1625-1690\text{ см}^{-1}$), а также метильных ($-\text{CH}_3$) и метиленовых ($>\text{CH}_2$) групп ($2923-2928\text{ см}^{-1}$) (рис. 58). Полосы поглощения в других интервалах ИК-спектров подтверждают наличие ароматических ($3080-3100\text{ см}^{-1}$), алифатических или нафтеновых структур (полосы $1925-1930\text{ см}^{-1}$, $1447-1460$ и 1385 см^{-1} – деформационные колебания $-\text{CH}_3$ и $>\text{CH}_2$) (Корчагина, Четверикова, 1976; Прикладная..., 1970; Галимов, Кодина, 1982). Полоса поглощения при 834 см^{-1} , присутствующая на всех ИК-спектрограммах глинистых фтанитов, известна в спектрах ГК углей при 1,4 замещении в ароматических кольцах (Ibarga, Juan, 1985). От буроугольного стандарта, гуминовое вещество углеродистых силицитов отличается меньшей окисленностью: в его ИК-спектре отсутствует полоса поглощения карбоксильной группы (COO^-) при $1610-1550\text{ см}^{-1}$ (рис. 58). Поглощение (у некоторых проб интенсивное) при $1117-1152\text{ см}^{-1}$, свойственное колебаниям $\text{C}-\text{OH}$ связей эфирных группировок и спиртов, присутствует в ИК-спектрах углеродистых силицитов, но отсутствует на спектрограмме стандарта гумата натрия. Существенное отличие органического вещества фтанитов и глинистых фтанитов от стандарта ГК состоит в повышенном в них содержании углеводов (более интенсивные полосы поглощения в интервале $2923-2928\text{ см}^{-1}$). В ИК-спектрах ОВ углеродистых силицитов также присутствует интенсивная полоса поглощения при $2500-2700\text{ см}^{-1}$, которой нет у стандарта гумата натрия. Поглощение в этой части спектра, вероятно, связано с валентными колебаниями $\text{S}-\text{H}$ тиофенолов, органических сульфидов или сульфоновых кислот (Беллами, 1963). Полосы поглощения углеводородных групп ($>\text{CH}_2$ и $-\text{CH}_3$) при $2922-2927\text{ см}^{-1}$ проявляются также и на ИК-спектрах некоторых проб самих углеродистых силицитов.

В УФ-спектрах водно-щелочных экстрактов РОВ присутствует слабое, но характерное поглощение при 270 нм (ароматические структуры) и $340-350\text{ нм}$

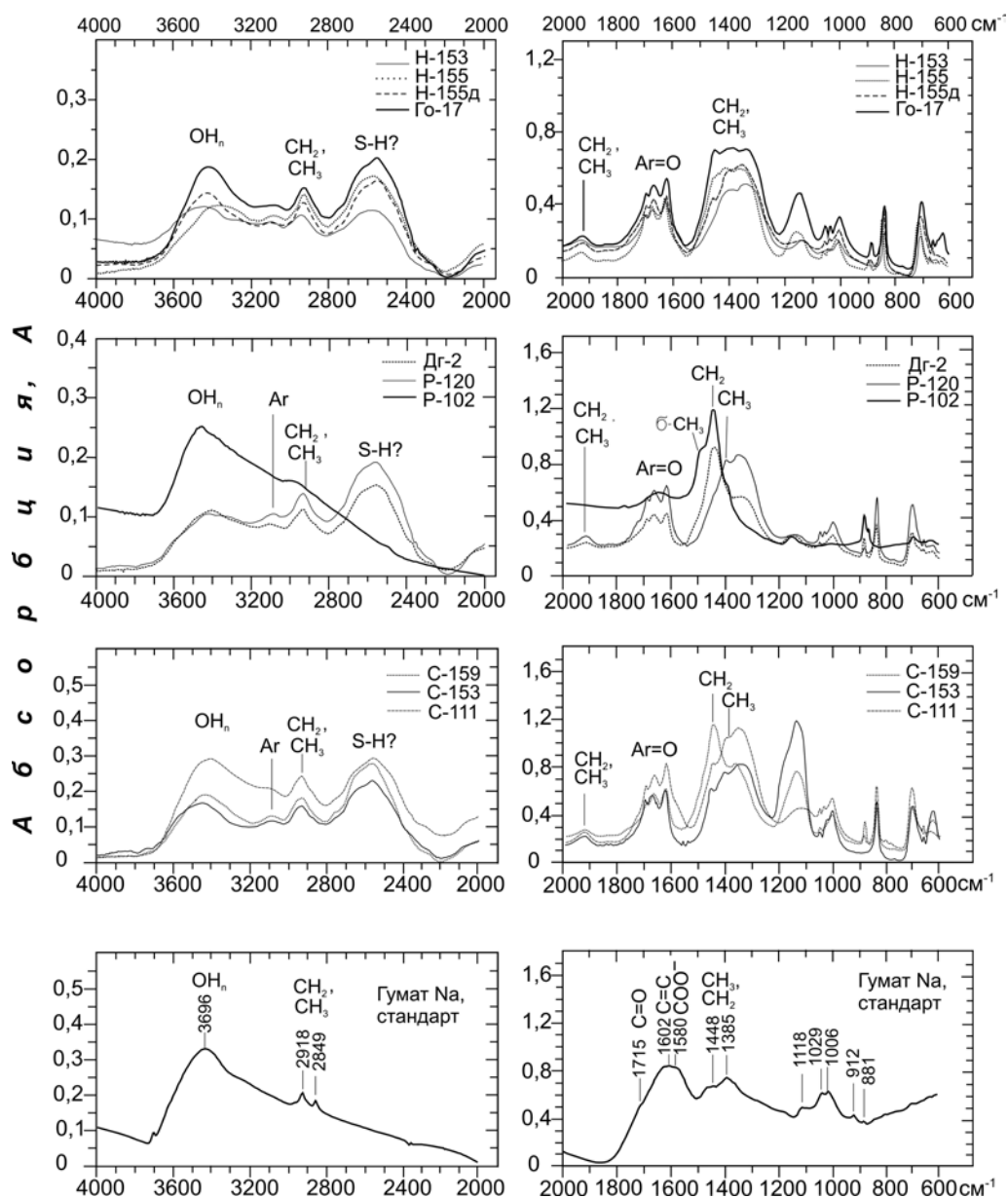


Рис. 58. ИК-спектры водно-щелочных экстрактов органического вещества углеродистых силицитов.

(хиноны), наблюдаемое и в стандартной натриевой соли гуминовой кислоты (ГК), выделенной из бурого угля Павловского месторождения (рис. 59).

Указанные отличия от гуминового стандарта – повышенное содержание метильных и метиленовых групп, эфирных группировок, низкая степень окисленности ОВ – свидетельствуют в пользу преимущественно сапропелевой и автохтон-

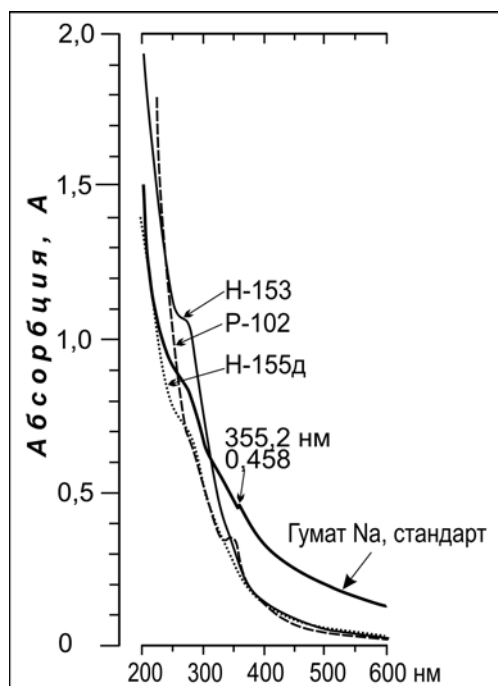


Рис. 59. УФ-спектры водно-щелочных экстрактов органического вещества углеродистых силицитов.

ной (морской) природы органического вещества углеродистых силицитов (Пентина, 1973; Корчагина, Четверикова, 1976). Эмпирически установленный предел встречаемости фракций в РОВ по максимальным глубинам погружения пород составляет: для гуминовых кислот — 2,5 км, гуминов — 3 км, для сапропелевых кислот — 1,8 км и для сапроинов — 2,3 км (Корчагина, Четверикова, 1976). Сапропелевые кислоты обычно не сохраняются в породах, испытавших преобразование на стадии выше начального мезокатагенеза. С учетом других геологических и литологических наблюдений — структуры пород, пористости углеродистых силицитов, состава глинистой фракции — можно допустить, что преобразование большинства исследованных образцов пород происходило на стадии не выше середины мезокатагенеза.

Наблюдения в сканирующем электронном микроскопе и под микрозондом показало, что породы фтанитовой пачки могут служить порово-трещинными коллекторами. Часть пор является реликтовыми, оставшимися незаполненными кремнистым цементом или другим веществом полостями микрофоссилий (фототабл. XVII-2). Другая их часть представляет поры освободившиеся после удаления битумоидов из межзернового пространства или возникшие при выщелачивании диагенетических карбонатов и пирита. Пористость в отдельных слойках пород достигает 7-10%. Основные же коллекторские свойства триасовых силицитов связаны с трещиноватостью, предопределенной хрупкостью слоев кремней и фтанитов. В них наблюдается сеть тонких (0,1-0,5 мм, редко до 2 мм) трещин, которые обычно не прослеживаются в смежных более глинистых слойках кремнистых аргиллитов или битуминозных кремнистых аргиллитов (фототабл. XV-5). Большинство трещин на 80-90% заполнены углеродистым веществом.

Изотопный состав углерода фтанитов. Изотопный состав углерода обычно используют для определения морского или континентального происхождения РОВ в осадках и породах. В породах фтанитовой пачки изотопный состав углерода ОВ колеблется в узких пределах: $\delta^{13}\text{C}$ от -27,3 до -30,2‰ PDB (табл. 26).

Таблица 26. Изотопный состав углерода фтанитов и глинистых фтанитов Сихотэ-Алиня.

№ пробы	Местоположение разреза	Порода	SiO ₂ , %	C _{орг} , %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰
И-15	устье р. Дальней	Фтанит	90,15	2,96	-30,2
И-16	– «» –	Фтанит	85,48	6,04	-30,0
И-17	– «» –	Глинистый фтанит	88,12	3,95	-27,6
Го-17	верховья р. Горной	Глинистый фтанит	72,94	1,32	-30,1
Н-153	устье р. Огородной	Глинистый фтанит	78,18	2,21	-27,7
Н-155	– «» –	Фтанит	88,25	1,59	-27,9
Н-169	– «» –	Фтанит	87,45	1,99	-27,7
Р-102	р. Рудная	Глинистый фтанит	87,10	1,42	-27,2
Р-120	– «» –	Глинистый фтанит	68,60	5,85	-27,3
С-156	кл. Холодный (бас. р. Корейской)	Глинистый фтанит	74,46	8,54	-29,0
С-159	– «» –	Глинистый фтанит	78,01	5,58	-27,9

Эти величины укладываются в диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ палеозойских битумов и нефти, а также наземной растительности умеренных и тропических широт (Галимов, 1973; Органическая ..., 1974; Deines, 1980). Морской планктон вод низких и умеренных широт обычно обогащен ($\delta^{13}\text{C} > -24\text{‰}$) тяжелым изотопом ^{13}C по сравнению с ОВ континентального происхождения (Simoneit, 1986; Fontugne, Duplessy, 1978; Calvert, Fontugne, 1987). Планктон, живущий в холодных водах высокоширотных областей Южной Атлантики, имеет в среднем более легкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} = -27,9\text{‰}$), что обусловлено большей растворимостью атмосферной углекислоты в холодных водах (Галимов, 1973). Позднеголоценовые сапропелевые илы Черного моря и липиды современных осадков островного склона Японии характеризуются близким ($\delta^{13}\text{C} = -23 \div -29\text{‰}$), но в среднем более утяжеленным изотопным составом углерода (Ширинский и др., 1974; Calvert, Fontugne, 1987). При диагенетическом и катагенетическом преобразовании ОВ происходит изменение изотопного состава углерода липидов в сторону его облегчения, из-за утраты углерода связанного с гетероатомами, в частности, изотопно тяжелого углерода карбоксильных групп (Галимов, 1973; Галимов, Кодина, 1982).

Среди верхнеоленекско-анизийских пород фтанитовой пачки наибольшей величиной $\delta^{13}\text{C}$ (-27,3‰) характеризуется ОВ глинистых фтанитов г. Дальнегорска (табл. 26), отличающихся низким коэффициентом битуминозности. Обогащенность ОВ этих пород тяжелым изотопом ^{13}C может быть связана с потерей ими части легкоподвижных нейтральных битумоидов из-за термального воздействия

силла базальтоидов, находящегося в этом разрезе. В битумоидных фракциях, минимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ обычно имеют углеводороды и малополярные смолы, обогащающие фракцию ХБА, а асфальтены и полярные смолы, как правило, наиболее обеднены легким изотопом ^{12}C (Галимов, Кодина, 1982).

3.4.3. Геохимия малых элементов в углеродистых силицитах

Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в обычных (серых, темносерых и оливково-зеленых) кремнях триасовой формации составляет 0,01-0,34%. В углеродистых слоях «фтани-товой пачки» оно варьирует от 0,2 до 8,54%, при среднем значении во фтани-тах – 1,06-1,09% и в глинистых фтанитах – 2,26-2,29% (Волохин, 1985; Волохин и др., 2003). Углеродистые силициты фтанитовой пачки почти не содержат карбонатного углерода ($\text{C}_{\text{карб}} < 0,05\%$). Содержание общей серы в них находится в пределах 0,004-0,7%, (среднее 0,14), при преобладании сульфидной формы (83% от общей серы в разрезе р. Огородной).

Рудогенные элементы в углеродистых силицитах. Региональные вариации содержания редких металлов в углеродистых породах фтанитовой пачки весьма значительны (табл. 27). По сравнению с другими кремневыми породами с близким содержанием SiO_2 св., углеродистые силициты содержат в 2-3 раза больше V и в 20-50 раз Mo и Ag (Волохин, 1985, 1988). Максимальное содержание V установлено в разрезе р. Корейской (810 г/т) и в разрезе г. Дальнегорска (1300 г/т). Содержания других химических элементов в углеродистых силицитах достигают (в г/т): Zn – 890, Cu – 490, Ni – 350, Mo – 180 и Ag – 10. Вариации содержаний других элементов во фтанитах и глинистых фтанитах составляют (в г/т): Li (14-86), Rb (36-138), Cs (4-13), Tl (0,28-1,16), Sr (21-159), Ba (189-6315), Be (0,3-3,7), Sc (3-15), Y (1-30), La (4-21), Ce (9-38), Ge (0,7-11), Ga (6-147), Zr (3-125), Nb (4-27), Th (1,48-5,43), U (0,53-9,14), V (57-964), Cr (10-120), Co (0,2-180), Ni (35-350), Cu (25-950), Zn (30-2800), Pb (5-300), Cd (0-6), Sn (0-30), Hg (0,01-0,15), Se (0,3-3), In (0,01-0,05), Bi (0,07-0,37), As (2-96, редко до 200), Sb (0,01-30).

В породах фтанитовой пачки наиболее значительны региональные вариации Ba: от фоновых величин в разрезе р. Огородной (127-379 г/т) до 4000 г/т и даже до 6300 г/т в бассейнах рек Хор и Горной, соответственно. В породах фтанитовой пачки в разрезе у г. Хабаровска содержание Ba соответствует сильной, а в разрезах рек Горной и Хор – резкой рудогенной бариевой аномалии (по: Юдович, Кетрис, 1994). Аномальные содержания Ba отмечены, как в углеродистых, так и в переслаивающихся с ними низкоуглеродистых силицитах фтанитовой пачки. В других разрезах, содержание Ba во фтанитах близко к его кларковым величинам в углеродистых кремнях или даже ниже (табл. 27).

Распределение металлов во фракциях РОВ. В глинистых фтанитах разреза у с. Воронеж-2 (район г. Хабаровска) установлено обогащение нейтральных (хлороформенных) битумоидов Mn, Ni и Co, а кислых (спиртобензольных) битумоидов – Mn, Ni, Co, Pb и Zn (табл. 28). Суммарное содержание этих металлов в битумоидных фракциях выше, чем в породе. При этом Sn и Mo практически отсутствуют в битумоидах, но значительно обогащают гуминовую фракцию. В гуминовой фракции также повышено содержание V, Cr и Ag. Золото отсутству-

Таблица 27. Среднее содержание химических элементов в углеродистых силицитах «фтанитовой пачки», г/т (Au, Pt и Pd в мг/т).

Элемент	р. Бол. Улитка	р. Горная	р. Огородная		г. Дальнегорск		руч. Широкая Падь		р. Корейская	г. Хабаровск	СК
	ФК (38)	ГФ (6)	Ф (24)	ГФ (40)	Ф (12)	ГФ (9)	Ф (5)	ГФ (3)	ГФ (7)	ГФ (15)	
Li	59	н.д.	25	27	29	52	33	н.д.	50	43	19
Rb	51	100	35	68	43	101	84	н.д.	46	50	47
Sr	19	84	25	38	29	47	27	н.д.	50	60,6	140
Ba	177	5100	176	241	392	393	600	н.д.	255	1040	740
Be	1,5	2,2	1,3	1,7	1,3	1,5	2,4	2,0	1,6	н.д.	2,2
B	21	71	68	154	41	49	155	237	47	113	87
Ga	21	21	11	12	5	18	33	30	8	14	14
Zr	н.д.	101	52	79	32	68	н.д.	130	н.д.	н.д.	120
Nb	9	18	14	16	9	12	18	19	17	8	17
Th	3,7	н.д.	1,9	3,8	2,0	3,2	4,5	н.д.	3,3	5,4	5
U	3,7	н.д.	2,7	4,3	0,6	5,5	0,7	н.д.	6,1	4,6	13
V	93	379	166	351	248	409	267	273	492	180	250
Cr	19	47	33	62	27	44	65	56	33	39	86
Co	50	8	3	1	18	5,2	13	н.д.	50	3,7	11
Ni	158	37	21	24	43	37	47	11	150	30	63
Cu	111	103	63	94	153	70	81	45	184	59	100
Zn	447	113	28	41	143	88	194	52	491	45	160
Pb	15	21	11	23	34	41	158	31	16	23	17
Mo	18	8	18	37	13	42	14	56	51	20	29
Sn	2,4	3,8	2,9	3,4	1,6	3,2	14	4,7	2,1	3,6	4,0
As	8	н.д.	18	17	52	47	31	н.д.	12	16	30
Sb	1,7	н.д.	2	1,7	4,5	4,1	16,5	н.д.	2,4	2	8,8
Ag	0,3	0,4	1,0	1,1	1,2	0,6	2,0	0,2	3,6	1,1	1,0
Au	н.д.	22	67	45	н.д.	28	23	27	45	н.д.	8,5
Pt	н.д.	2	26	1,3	н.д.	1	1,2	2,4	4	н.д.	н.д.
Pd	н.д.	5	1,5	< 1	н.д.	12	4,4	7,5	23	н.д.	н.д.

Примечание: Породы: Ф – фтанит, ГФ – глинистый фтанит, ФК – фтанитокварцит; СК – субкларк в углеродистых кремневых породах (Юдович, Кетрис, 1994); цифры в скобках – число анализов; н.д. – нет данных. Концентрации элементов, соответствующие сильным аномалиям, выделены жирным шрифтом.

ет и в породе, и в ее органических фракциях.

В разрезе р. Огородной в углеродистых силицитах (Н-170д, Н-153д и Н-155д₁) битумоидные фракции обогащены относительно породы Mn, Cu, Ni, Co, Pb и Zn (табл. 29). В образцах фтанитов Н-170д, Н-153д в гуминовой фракции отмечается аномально высокое содержание Sn, а также V, Cr, Mo (в пробе Н-170д). Золото в некоторых пробах присутствует в битумоидах (ДСББС) и нерастворимом остатке РОВ. В спиртобензольных битумоидах пробы Н-155д₁ содержание As значительно (в 10 раз) превышает его валовое содержание в породе.

Таблица 28. Содержание микроэлементов во фракциях РОВ в глинистых фтани-тах разреза у с. Воронеж-2 (г. Хабаровск), г/т.

Эле-мент	Проба Х-70/78						Проба Х-73					
	По-рода	ХБА	ДСББА	ДСББС	ГК	НО	По-рода	ХБА	ДСББА	ДСББС	ГК	НО
Fe, %	3,35	–	≤ 0,01	2,5	–	н.д.	0,90	–	≤ 0,01	5,0	–	н.д.
Mn	200	6000	1000	2000	80	50	100	6000	–	1000	80	30
Sn	3	–	–	–	10	–	4	–	–	–	30	–
Pb	20	–	120	–	10	10	30	48	194	–	20	20
Zn	100	–	70	130	–	–	100	–	60	70	–	–
Cu	40	–	4	–	60	10	40	–	5	–	100	10
Ni	50	123	366	316	70	–	60	140	399	325	60	70
Co	–	6	109	72	–	–	–	74	139	69	–	–
Cr	100	–	39	–	100	40	200	–	49	–	500	10
V	400	н.д.	н.д.	н.д.	400	20	~ 600	н.д.	н.д.	н.д.	200	30
Mo	60	–	–	–	1000	5	80	–	–	–	200	5
Ag	0,3	–	–	Сл.	0,2	0,3	0,3	–	Сл.	–	0,7	0,1

Примечание: прочерк – содержание элемента меньше нижнего предела обнаружения; н.д. – нет данных; сл. – следы. Обозначение фракций – см. табл. 24.

Углеродистые силициты окрестностей г. Дальнегорска характеризуются заметно более высоким содержанием Mn, Ni, Co, Zn, Cu и Ag во фракциях битумоидов, а в некоторых пробах также V и Mo (табл. 30). Содержания металлов в свободных спиртобензольных битумоидах достигает: для Pb – 0,02%, Zn и Ni – 0,3%, а Cu – 1-3%. Относительно породы, хлороформенные битумоиды обогащены Sn, Pb, Zn, Cu и Ni, но обеднены V и Co. В спиртовых и спиртобензольных экстрактах хлороформенных битумоидов (в асфальтогеновых кислотах и асфальтенах) содержание Ag и Au обычно повышено. Нерастворимый остаток РОВ, в большинстве проб, характеризуется невысокими концентрациями металлов. Повышенное количество Cu, Ni и Co в нерастворимом остатке проб Р-54 и Р-145, по-видимому, связано со значительной примесью тонкой сульфидной фракции, трудно отделимой от нерастворимого остатка РОВ. Высокие содержания Pb, Zn, Cu, Ni и Co в битумоидах этих углеродистых силицитов согласуются с общей металлогенической спецификой Дальнегорского рудного района.

Геохимия редкоземельных элементов. Первые данные о содержании 8 редкоземельных элементов (РЗЭ) в 8 образцах триасовых силицитов (верхний оленек и анизий разреза по р. Рудной) приведены в работе М.И. Тучковой с соавторами (2004) в виде графиков нормированных отношений содержаний РЗЭ к хондриту и послеархейским осадочным породам Австралии (РАAS). Низкая концентрация РЗЭ в силицитах Сихотэ-Алиня, по сравнению с РАAS объясняется ролью первично биогенного кремнезема силицитов как пассивного разбавителя, а схожесть картины распределения, по мнению вышеуказанных авторов, указывает на происхождение силикатной фракции силицитов из материала пород сиалической суши.

В данной работе приводятся данные о содержании 14 РЗЭ в 14 образцах фтани-тов, глинистых фтани-тов, глинистых кремней и фтани-то-кварцитов «фтани-

Таблица 29. Содержание химических элементов в породе и фракциях РОВ углеродистых силицитов разреза р. Огородной, г/г.

Элемент	Проба Н-170д						Проба Н-153д			Проба Н-155д ₁			Проба Н-153д / Н-155д ₁	
	Порода	ХБА	ДСББА	ДСББС	ГК	НО	Порода	ДСББС	ГК	Порода	ДСББС	ГК	ДСББА	НО
Fe, %	1,36	0,5	1,3	2,3	–	0,6	4,6	1,0	0,01	2,1	1,1	1,0	1,0	0,1
Ti	5000	–	–	н.д.	–	6000	3060	1	4	3480	1	3	5	200
Mn	80	4000	3000	300	80	50	49	700	2	53	30	2	700	10
Sn	3	–	–	–	30	–	2	4	500	3	3	–	10	–
Pb	18	–	420	–	20	30	7	10	–	17	3	–	20	4
Zn	20	–	220	30	100	–	20	70	30	32	30	–	100	50
Cu	29	–	100	50	20	20	104	300	5	105	100	3	300	4
Ni	33	164	163	401	60	20	19	50	–	5	4	–	30	–
Co	1	530	132	80	–	–	3	20	–	0,8	–	–	2	–
Cr	65	–	250	–	500	10	86	20	–	81	5	–	10	–
V	350	–	120	310	500	20	355	300	95	255	300	–	10	45
Mo	76	–	–	–	300	5	30	20	–	12	5	–	1	–
Gd	–	0,45	1	–	–	–	4	4	1	3	5	–	1	–
Zr	30	н.д.	н.д.	н.д.	40	–	20	–	5	40	4	–	3	–
Be	1,4	н.д.	н.д.	н.д.	4	–	5	1	–	7	3	–	1	–
As	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	–	32	–	–	30	–	–	300	–
Ag	1,4	–	–	–	0,3	0,3	0,72	1	–	0,97	0,3	–	0,6	1
Au	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	10

Примечание: в колонке Н-153д / Н-155д₁ – состав объединенных фракций проб Н-153д и Н-155д₁; в хлороформенных битумоидах проб Н-153д и Н-155д₁ в незначительных количествах установлены Fe, Cd, Zn, Ni и Cr; прочерк – содержание элемента менее нижнего предела обнаружения; н.д. – нет данных.

Таблица 30. Содержание химических элементов (г/г) в углеродистых силикатах и органических фракциях (разрез по р. Рудной, г. Дальнегорск).

Эле- мент	Проба Р-50						Проба Р-54						
	Порода	ХБА		ДСББА	ДСББС	НО	Порода	ХБА			ДСББА	ДСББС	НО
		ПЭ	СБ					ПЭ	СП	СБ			
Fe, %	1,03*	~ 1,3	~ 0,6	> 1,3	> 1,3	~ 1,0	1,2*	~ 0,3	~ 0,3	~ 1,2	> 6	> 6	> 6
Mn	230	9000	2000	2500	9000	30	470	4000	800	4000	5000	10000	400
Ti	100	500	500	200	600	80	240	500	500	600	100	300	450
Zr	30	30	40	10	45	30	100	40	30	100	20	30	300
V	350	20	20	450	—	—	250	—	10	40	450	5	5
Ni	80	10	80	200	750	20	60	10	30	200	700	1500	100
Co	10	—	—	450	30	30	3	—	—	3	1000	150	150
Cu	100	100	200	3000	500	30	40	80	100	300	3000	400	70
Pb	20	10	100	30	—	—	10	20	30	60	100	50	50
Zn	—	450	200	300	—	—	—	100	100	300	1200	—	—
Sn	5	20	100	5	60	—	5	10	60	70	—	60	—
Mo	3	1	2	1	1	1	10	2	1	3	3	150	150
W	—	—	60	—	—	—	—	—	60	—	—	—	—
Ag	0,4	0,2	4	0,6	0,4	0,5	0,2	0,1	2	2	0,6	0,3	0,8
Au	—	—	10	—	—	—	—	—	10	< 10	—	—	—

Таблица 30 (продолжение).

Эле- мент	Проба Р-56							Проба Р-102						
	Порода	ХБА			ДСББА	ДСББС	НО	Порода	ХБА			ДСББА	ДСББС	НО
		ПЭ	СП	СБ					ПЭ	СП	СБ			
Fe, %	0,94*	~ 0,9	~ 0,3	~ 4	> 5	> 5	> 5	1,3*	≥ 6	0,3	~ 0,3	> 6	> 6	0,6
Mn	500	4000	800	4000	> 10000	> 10000	300	300	4000	1000	3000	600	10000	—
Ti	80	600	100	600	10	300	300	1000	500	300	500	60	500	300
Zr	60	60	40	60	80	30	80	80	50	40	30	—	20	60
V	600	20	20	50	100	5	5	150	—	10	10	100	—	5
Ni	20	150	40	200	700	3000	50	30	100	30	60	200	450	40
Co	6	3	—	3	450	10	10	3	4	—	—	6	—	—
Cu	40	300	100	300	8000	400	60	40	200	100	200	10000	500	5
Pb	5	30	80	200	50	5	5	10	30	40	200	—	—	—
Zn	—	100	50	800	1000	—	—	—	300	2000	500	1000	—	—
Sn	—	40	80	50	—	40	10	5	60	60	40	5	30	—
Mo	2	1	2	3	—	2	2	5	3	2	2	—	—	—
W	—	—	100	60	—	—	—	—	60	—	60	—	—	—
Ag	—	0,2	2	1	10	0,3	0,3	0,2	0,4	5	5	5	0,1	—
Au	—	< 10	—	10	—	—	—	—	—	40	10	—	—	—

Таблица 30 (окончание).

Элемент	Проба Р-120							Проба Р-145						
	Порода	ХБА			ДСББА	ДСББС	НО	Порода	ХБА			ДСББА	ДСББС	НО
		ПЭ	СП	СБ					ПЭ	СП	СБ			
Fe, %	5,52*	~ 10	~ 0,5	~ 0,5	> 10	> 10	~ 1	1,85*	~ 1,5	~ 0,8	~ 0,4	~ 2	~ 2	~ 2
Mn	4600	10000	2000	500	10000	10000	–	500	2000	500	800	10000	10000	700
Ti	2940	600	300	500	30000	300	80	60	600	400	500	30000	300	450
Zr	200	30	40	40	40	10	10	100	60	40	40	30	30	300
V	400	15	10	–	30	–	–	80	20	30	10	400	20	20
Ni	200	5	50	40	400	200	5	100	60	100	80	600	1000	200
Co	–	5	–	–	75	–	–	–	2	3	–	500	30	300
Cu	80	200	100	100	30000	500	5	60	100	200	100	30000	500	100
Pb	20	20	30	50	–	–	–	60	20	60	100	200	40	40
Zn	100	300	200	400	–	–	–	100	100	300	700	1000	100	100
Sn	–	5	3	30	15	10	–	5	50	50	30	40	40	–
Mo	4	1	–	–	–	–	–	40	3	3	2	20	150	150
W	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	60	–	–	–
Ag	0,6	3	1–3	3	2	0,3	0,2	0,4	0,2	4	5	0,2	0,3	10
Au	–	–	–	–	–	–	–	–	< 10	10	–	–	–	–

Примечание: фракции хлороформенных битумоидов (ХБА): ПЭ – петролейно-эфирная, СП – спиртовая; СБ – спиртобензольная (1:1); ДСББА – дополнительно извлекаемые спиртобензольные (1:2) свободные битумоиды; ДСББС – дополнительно извлекаемые спиртобензольные (1:2) связанные битумоиды; НО – нерастворимый остаток РОВ; прочерк – содержание элемента менее нижнего предела обнаружения. Данные приближенно-количественного спектрального анализа (аналитики Т.В. Сверкунова, В.И. Сеченская, ДВГИ ДВО РАН); * – данные химического анализа.

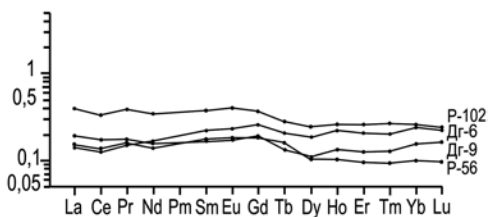
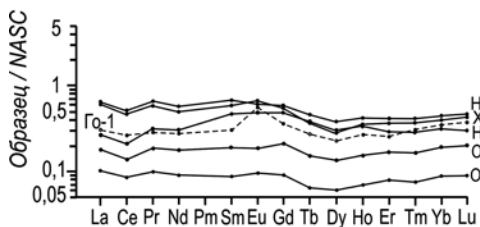
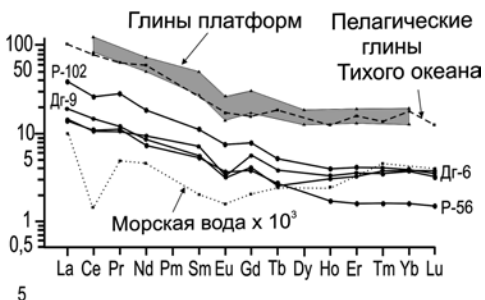
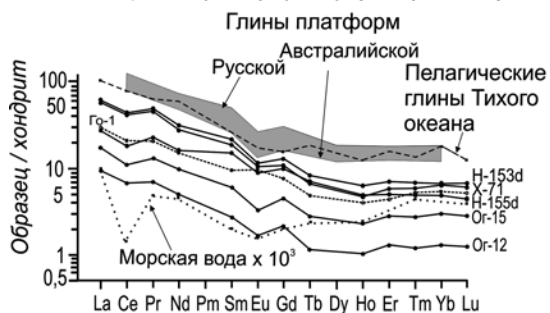
товой пачки», полученные методом ICP-MS (приложение 18), и картина распределения РЗЭ, нормированных к хондриту и североамериканским глинистым сланцам (рис. 60). Изучение аншлифов под микрозондом показало, что главным концентратором легких редкоземельных элементов (La, Ce и др.) в породах «фтанитовой пачки» является монацит, в меньшей степени, некоторые апатиты и редкоземельные окислы (церианит?), являющиеся продуктами окисления монацита. В большинстве, они имеют аллотигенное обломочное происхождение. Средние и тяжелые РЗЭ концентрируются преимущественно в иттриевом фосфате (ксенотиме) и, возможно, в редко встречающихся иттриево-титанистых цирконах, представляющих также тонкоалевритовую обломочную примесь. Общее содержание редкоземельных минералов в высококремневых фтанитах ниже, чем в глинистых фтанитах. По сравнению с глинами континентальных платформ и пелагической части Тихого океана, суммарное содержания РЗЭ в силицитах в несколько раз (до 10 раз) ниже. Это отражает эффект разбавления биогенным кремнеземом терригенной взвеси, которая содержала минералы-концентраторы РЗЭ. Сходство углеродистых силицитов с глинами платформ проявляется в хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалии на графиках РЗЭ нормированных к хондриту. Это связывается с низкими содержаниями в породах основного носителя европия – плагиоклазов и может свидетельствовать о сравнительно высокой степени зрелости размывавшихся кор выветривания в питающих провинциях на суше. В пелагических глинах Тихого океана европиевая аномалия почти не выражена. Для большинства углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня также характерна небольшая отрицательная цериевая аномалия, характерная для биогенных осадков, наследующих РЗЭ из морской воды, концентрирующихся в диагенетических фосфатах (Rare Earth..., 1984).

3.4.4. Благородные металлы в углеродистых силицитах

Распределение золота в углеродистых силицитах фтанитовой пачки в большинстве разрезов не отличается от такового в ниже-среднеюрских черных алевролитах из тех же районов (рис. 61). Модальные содержания Au в них находятся в пределах 0,02-0,03 г/т. В разрезе в устье р. Огородной, модальное содержание Au в углеродистых силицитах в 1,5 раза выше и составляет 0,035 г/т. Здесь золото установлено методом ИСП-МС в 50% углеродистых и 60% неуглеродистых слоев пачки. Среднее содержание Au выше моды и составляет во фтанитах 0,067 г/т, а в глинистых фтанитах – 0,045 г/т (табл. 27), что от 4-5 до 8 раз превышает кларк Au в «кремнистом литотипе черных сланцев» (Юдович, Кетрис, 1994) и представляет сильную (рудогенную) аномалию. В некоторых пробах углеродистых силицитов разреза р. Огородной содержание Au достигает 7,5 г/т, по данным пробирного анализа, и 18 г/т, по данным ИСП-МС. Максимальное содержание Pt в глинистых фтанитах этого разреза составляет 0,13 г/т (данные пробирно-атомно-абсорбционного анализа), и 3,3 г/т, по данным ИСП-МС. Максимальное содержание Pd в пробах фтанитов разреза р. Огородной составляет 8,3 г/т (ИСП-МС). В не содержащих $C_{орг}$ кремнях и глинистых кремнях фтанитовой пачки содержание Au достигает 0,68 г/т.

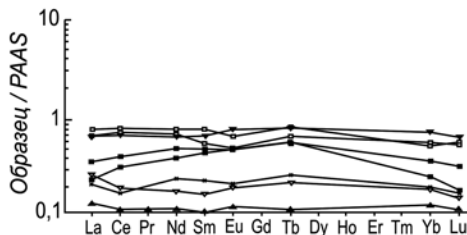
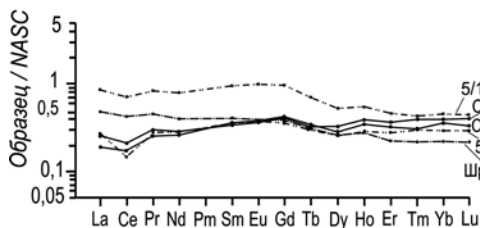
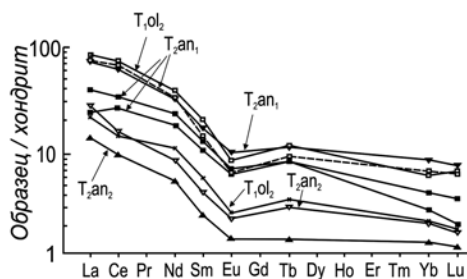
р. Огородная (H-153d, H-155d, Og-12, Og-15),
г. Хабаровск (X-71), (Го-1) -р. Горная, юра

г. Дальнегорск



Р. Корейская (С-149, С-154), руч. Широкая Падь
(Шр-12), р. Бол. Улитка (5/145, 5/117)

Кремни Дальнегорского разреза
(Тучкова и др., 2004)



Примечание: Обр. Го-1 – алевроаргиллит (J_{1-2}), остальные – фтаниты и глинистые фтаниты.
NASC – North America shale composition (Haskin et al., 1968; Rollinson, 1995).

Рис. 60. Содержание редкоземельных элементов в углеродистых породах фтанитовой пачки нормированное к хондриту и североамериканскому глинистому сланцу.

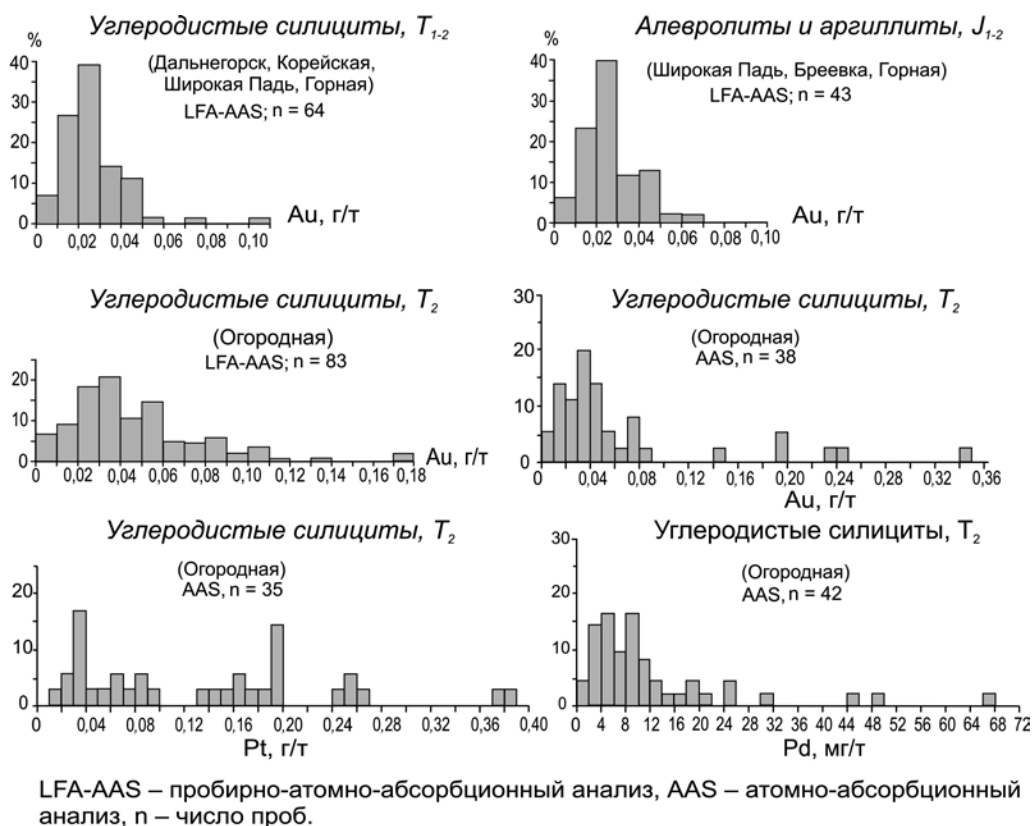


Рис. 61. Гистограммы распределения Au, Pt Pd в углеродистых силицитах и алевроаргиллитах.

В полной выборке проб кремневых пород фтанитовой пачки разреза р. Огородной значимая корреляция Au с $C_{\text{орг}}$ и S отсутствует. Однако в силицитах, содержащих $C_{\text{орг}}$ более 0,5%, намечается положительная корреляция между Au и $C_{\text{орг}}$ (рис. 62). Обогащение золотом некоторых низкоуглеродистых, часто более высококремнистых, слоев фтанитовой пачки может быть объяснено его миграцией вместе с подвижными битумоидными фракциями из смежных высокоуглеродистых слоев пачки.

По данным микрозондового изучения шлифов, самородные элементы, как правило, локализируются в порах и прожилках, заполненных углеродисто-кремнистым веществом и гидроокислами железа (фототабл. XXIII, XXIV; рис. 63, 64). Выделения золота установлены и в замещенном гидроокислами железа и ярозитом диагенетическом пирите (рис. 63). Интерметаллиды вида Cu_5Zn_3 также могут содержать благородные металлы в повышенных количествах (рис. 65, табл. 31). Размер кристаллов и кристаллических агрегатов золота в углеродистых силицитах варьирует от менее 0,3 мкм до 62 мкм.

В разрезе р. Огородной, в микробрекчированном фтаните Ог-43 зерна аурикуприда состава $\text{Cu}_{0,69}\text{Au}_{0,19}\text{Ag}_{0,08}\text{Pd}_{0,03}$ достигают величины 100 мкм, т.е. размера частиц, видимых невооруженным глазом (фототабл. XXIV-5). Раздельный

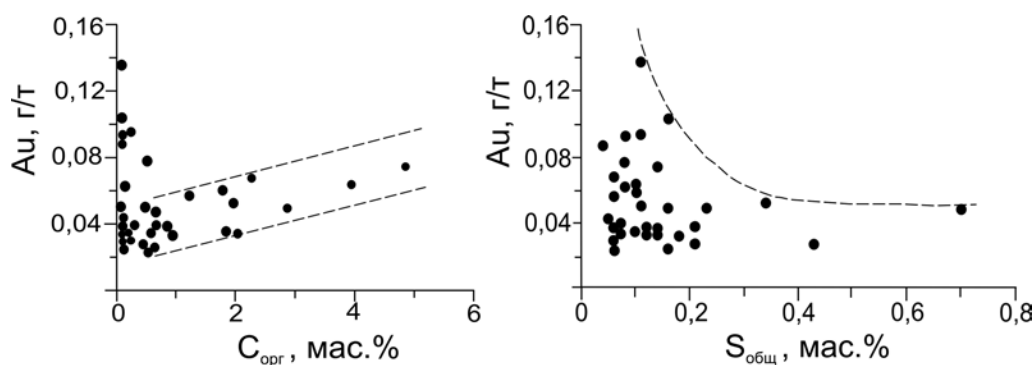


Рис. 62. Зависимость содержания Au от $C_{\text{орг}}$ и $S_{\text{общ}}$ в углеродистых силицитах разреза р. Огородной.

анализ основной минеральной части породы и РОВ показал, что самородная и другие минеральные формы Au, Pt и Pd составляют около половины или меньше общего количества этих металлов в породах (табл. 32). В среднем, около 70% Au, 60% Pt и 46% Pd от их общего количества в углеродистых силицитах связано с РОВ. Содержание Au в битумоидных фракциях пород «фтанитовой пачки» достигает 40 г/т, а в нерастворимом в низкокипящих органических жидкостях керогене – 10 г/т (табл. 29, 30).

Содержание Au обычно повышено в спиртовых и спиртобензольных экстрактах хлороформенных битумоидов (в асфальтогеновых кислотах и асфальтенах). РОВ пород, в котором благородные металлы могут находиться в металлоорганической, атомарной или коллоидной форме, могло служить источником металлов при кристаллизации как самородного золота и палладия, так и аутигенных сульфидов и интерметаллидов. Любопытно, что частицы самородного золота и палладия установлены не в слоях, где по аналитическим данным присутствуют их аномально повышенные концентрации, а в участках разрезов претерпевших микробрекчирование и заметную перекристаллизацию близ гипабиссального тела (силла) пироксенита. В разрезе по кл. Холодному, где в углеродистых силицитах установлены аномальные концентрации Au, несмотря на тщательный поиск его минералов-носителей под микрозондом, они не были обнаружены. Миграция золота вместе с легко подвижными битумоидными фракциями в катагенезе и метагенезе объясняет его аномально высокие содержания и в некоторых слоях низкоуглеродистых силицитов фтанитовой пачки. Кроме битумоидов, вторым источником золота мог являться аутигенный пирит, разложение которого в гипергенезе и замещение гидроокислами и сульфатами железа (ярозитом) также могло способствовать выделению коллоидного Au в крупные самородные частицы. Концентрация золота в породах «фтанитовой пачки» р. Огородной и р. Корейской достигает аномальных значений, приближающихся к промышленным концентрациям в россыпях. После тектонической переработки и метаморфизма подобные толщи могут служить источником золота жильных месторождений и россыпей благородных металлов. В нерастворимом, после обработки HF, остатке проб из разрезов р. Корейской, Анной и с. Бреевка под бинокулярном также установлены единичные тонкие (0,01-0,005 мм) пластинки золота.

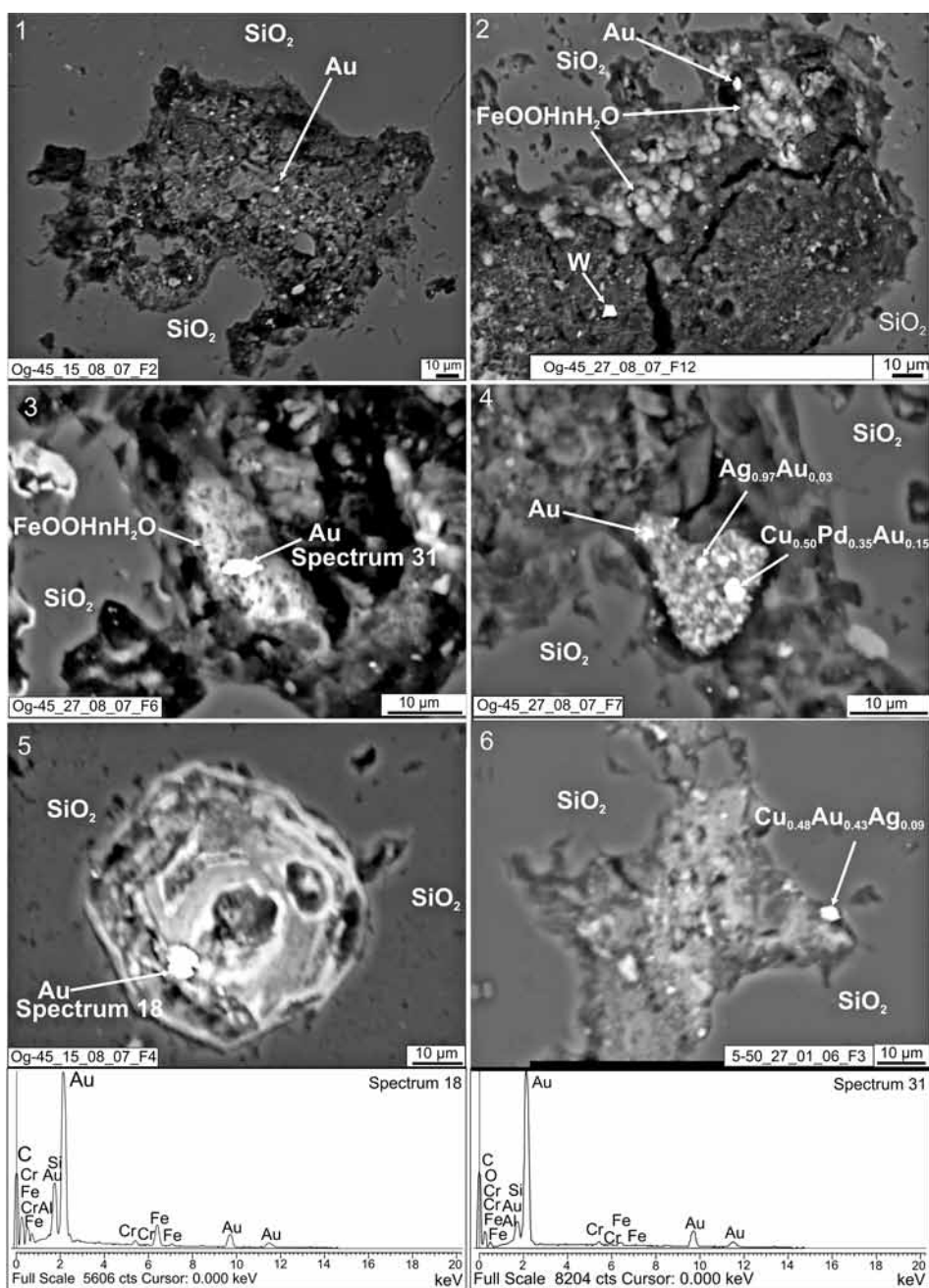
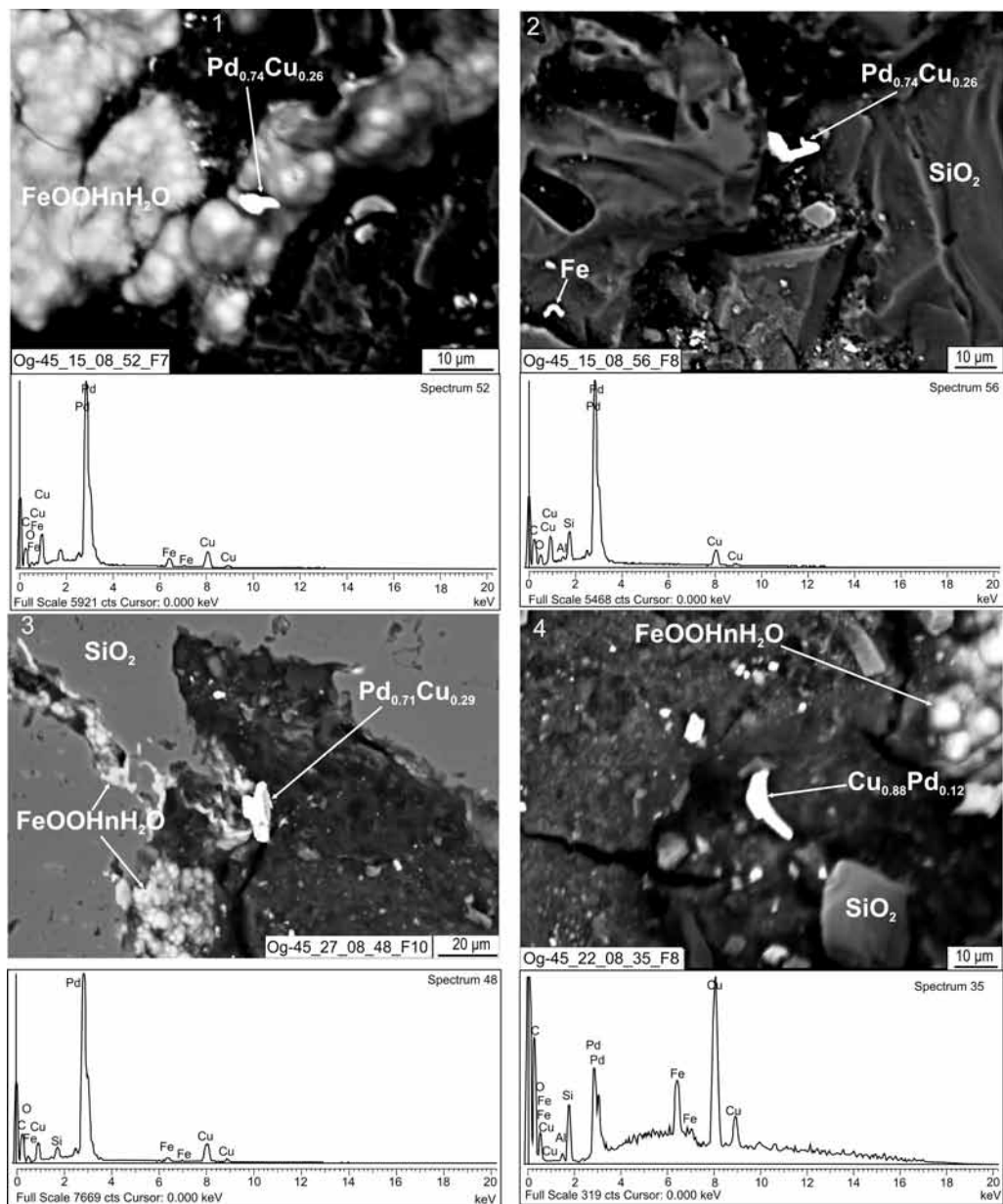


Рис. 63. Формы нахождения золота в углеродистых силицитах бассейна Уссури (фото 1-5, устье р. Огородной) и нижнего течения р. Бол. Улитка (фото 6).



1 – медистый палладий (Pd_3Cu) в глобулярном гидрогетите, выстилающем стенки поры; 2 – медистый палладий (Pd_3Cu) в углеродистом заполнении трещины; 3 – медистый палладий (Pd_3Cu) в углеродисто-кремнисто-гидрогетитовом выполнении поры; 4 – палладистая медь (Cu_3Pd) в углеродисто-глинисто-кварцевом выполнении поры

Рис. 64. Медистый палладий и палладиевая медь в углеродистых силицитах разреза правобережья р. Уссури (р. Огородная).

Аншлиф Or6_Сп19_11_07_3

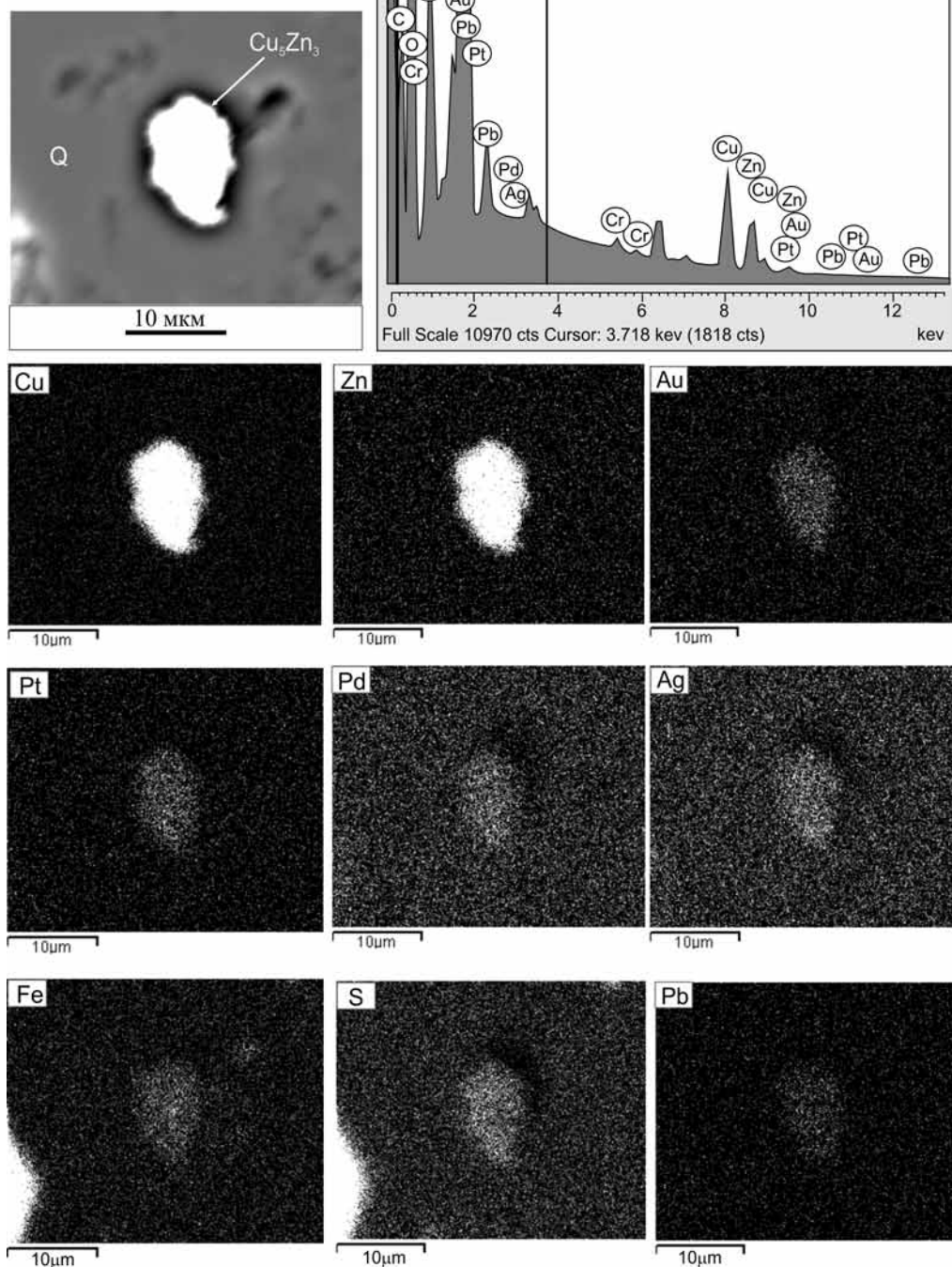


Рис. 65. Интерметаллическое соединение (Cu_5Zn_3) в глинистом фтаните из разреза в устье р. Огородная. Вид в отраженных электронах и в характеристическом излучении Cu, Zn, Au, Pt, Pd, Ag, Fe, S и Pb.

Таблица 31. Состав интерметаллида Cu_5Zn_3 (аншлиф Ог-6).

Элемент	вес. %	Квадратичн. отклонение	атом. %	Линия	Состав в атом. %
O	5,94	0,39	20,63	K_series	0
Si	1,25	0,1	2,47	K_series	0
Fe	0,68	0,1	0,68	K_series	0,884
Cu	52,3	0,54	45,76	K_series	59,488
Zn	33,97	0,53	28,89	K_series	37,557
Ag	0,12	0,17	0,06	L_series	0,078
Pt	1,77	0,83	0,5	L_series	0,65
Au	1,34	0,86	0,38	L_series	0,494
Pb	2,3	0,34	0,62	M_series	0,806
Total	99,66				

Примечание: Пересчитанный состав (при исключенном Si и O кварцевой матрицы породы и органического вещества): $\text{Cu}_{0,59}\text{Zn}_{0,38}\text{Fe}_{0,088}\text{Pb}_{0,081}\text{Pt}_{0,065}\text{Au}_{0,049}\text{Ag}_{0,008}$ или $(\text{Cu,Fe,Pb,Pt,Au,Ag})_5\text{Zn}_3$. Сумма благородных металлов ($\text{Pt} + \text{Au} + \text{Ag}$) = 3,23 вес. % или 1,22 атом. %. Содержание Pd ниже стандартного отклонения.

3.4.5. Условия накопления и металлогеническое значение углеродистых силицитов

Условия накопления. В современном Мировом океане наиболее благоприятными фациями для накопления ОВ являются терригенные, кремнистые и карбонатные осадки областей с высокой биопродуктивностью, прежде всего, окраинно-континентальных и внутриконтинентальных бассейнов, подводных окраин континентов и некоторых глубоководных желобов (Романкевич, 1977; Pelet, 1985). В окраинных и внутриконтинентальных морях отлагается около 20-30% всего органического углерода в современных осадках Мирового океана. Накоплению металлов в сапропелевых осадках способствует аноксия и сероводородное заражение вод, существующие в двух, принципиально различных палеогеографических обстановках (Schlanger, Jenkyns, 1976; Degens, Stoffers, 1976; Arthur, Schlanger, 1979; Graciansky et al., 1986; Dean et al., 1986; Pratt et al., 1986; Simoneit, 1983, 1986). Одному типу обстановок соответствуют изолированные (озера Танганьика, Богория и др.) и полуизолированные (Черное море) стагнирующие бассейны с резко выраженной плотностной стратификацией вод. Причиной аноксии в них считаются пыльное цветение планктона и интенсивное бактериальное разложение в осадках органического вещества, сопровождаемое сульфатредукцией, вынос H_2S из иловых вод и разнос его в водной толще путем медленной конвекции (Страхов, 1976; Холодов, 2002). Эти бассейны подразделяются на водоемы с устойчивым (Черное море, впадина Кариак в Карибском море) и неустойчивым сероводородным заражением (Готландская, Борнхольмская и Ландсортская впадины Балтийского моря, залив Саанич в Британской Колумбии, ряд эстуариев и фьордов), которые различаются толщиной и объемами водных толщ, зараженных сероводородом (Холодов, 2002).

Таблица 32. Содержание Au, Pt и Pd в углеродистых силицитах разреза в устье р. Огородная.

№ пробы	Общее содержание в породе, мг/т			Количество в РОВ на 1 т породы, мг			В РОВ от общего содержания в породе, %		
	Au	Pt	Pd	Au	Pt	Pd	Au	Pt	Pd
Ог-2	17,6	11,1	5,1	13,2	7,8	2,5	75,0	70,3	49,0
Ог-13	10,9	16,7	5,9	8,0	13,4	1,8	73,4	80,2	30,5
Ог-18	52,6	5,2	4,9	47,0	3,1	2,2	89,4	59,6	44,9
Ог-24	12,4	12,1	3,4	9,2	6,3	0,4	74,2	52,1	11,8
Ог-28	15,6	12,8	4,7	8,9	7,7	Сл.	57,1	60,2	–
Ог-32	11,7	13,3	6,8	7,4	9,8	0,2	63,2	73,7	3,0
Ог-42	76,6	164,3	11,9	62,0	75,9	5,50	80,9	46,2	46,2
Ог-43	23,5	14,3	11,3	6,7	9,4	5,2	28,5	65,7	46,0
Ог43а	33,0	185,6	4,7	22,0	40,0	3,30	66,7	21,6	51,6
Ог-44	15,6	90,5	6,4	4,0	43,9	3,00	25,7	48,5	46,9
Ог-45	27,6	39,3	1,6	17,0	22,1	1,60	61,6	56,2	100
Ог-50	44,0	65,1	3,2	33,0	50,9	2,80	75,0	78,2	87,5
Ог-51	38,2	168,2	3,1	23,0	144,6	1,50	60,0	86,0	48,4
Ог51а	11,6	8,4	6,6	5,9	4,9	0,2	50,9	58,3	3,0
Ог-52	25,0	191,0	4,9	10,0	175,2	4,90	40,0	91,7	100
Ог52а	14,4	8,5	6,5	8,9	5,4	0,8	61,8	63,5	12,3
Ог-53	13,8	65,9	4,9	2,0	32,1	4,90	14,5	48,7	100
Ог-54	49,8	87,5	4,5	33,0	64,3	3,10	66,3	73,5	68,9
Ог-55	198,8	38,5	9,9	170,0	22,7	5,90	85,5	59,0	59,6
Ог-56	75,4	35,3	2,6	64,0	22,5	2,60	84,9	63,7	100
Ог-57	30,6	47,1	290	17,0	36,1	95,4	55,6	76,7	32,9
Ог-58	61,6	73,5	9,7	47,0	43,7	4,10	76,3	59,5	42,3
Ог-59	12,0	149,4	5,2	-	84,8	1,80	0	56,8	34,6
Ог-60	49,8	38,9	49,9	38,0	26,9	49,9	76,3	69,2	100
Ог-61	36,0	389,6	19,3	25,0	348,6	11,9	69,5	89,5	61,7
Ог61а	10,5	9,1	7,1	9,0	5,7	1,5	85,7	62,6	21,1
Ог-62	34,0	81,7	8,9	15,0	52,3	4,90	44,1	64,0	55,1
Ог-63	41,4	22,3	3,4	26,0	10,5	2,40	62,8	47,1	70,6
Ог-64	37,3	375,7	17,3	21,4	69,5	15,1	57,4	18,5	87,3
Ог-65	91,4	59,9	4,2	69,0	36,3	2,80	75,5	60,6	66,7
Среднее	39,1	82,7	17,6	27,4	49,2	8,1	70,1	59,5	45,9

Примечание: Результаты атомно-абсорбционного анализа с экстракцией благородных металлов в алкиланилине. Аналитики Ж.А. Щека, В.Ф. Занина (ДВГИ).

Другая палеогеографическая обстановка характеризует высокопродуктивные зоны океанических апвеллингов, где аноксические условия создаются зоной кислородного минимума, охватывающей внешний шельф, континентальный склон или склоны подводных возвышенностей (Arthur, Schlanger, 1979; Schopf, 1984; Simoneit, 1983, 1986). При примерном равенстве площадей аноксических бассейнов (около $0,5 \times 10^6$ км²) и зон апвеллингов (около 0,14% площади Мирового океана) в илах зон апвеллингов накапливается в 20 раз больше ОВ, чем в илах аноксических бассейнов (Baturin, 1983).

Установлено, что в некоторые геологические эпохи, например на рубеже сеномана и турона, аноксические условия охватывали значительные площади океанов, что породило представления о всемирных аноксических событиях (Brumsack, 1986; Graciansky et al., 1986). Длительная (около 10 млн. лет) «супераноксия» океана, повлекшая вымирание большой группы морских организмов (50-57% семейств и 70% родов беспозвоночных), предполагается на рубеже перми и триаса (Isozaki, 1994, 1997; Hallam, 1994). С этим глобальным аноксическим событием Н.Ю. Брагин (2000) связывает образование характеризующихся в данной работе углеродистых отложений фтанитовой пачки.

Реконструкция палеогеографических условий формирования фтанитовой пачки позволила бы сузить прогноз распределения в ней органического вещества и ее продуктивности в отношении редких и благородных металлов. В небольших полуизолированных морских бассейнах и в озерах распределение ОВ центрпелальное, с возрастанием к депоцентрам бассейнов мощности углеродистых слоев и содержания органического вещества (Нус, 1988). Концентрации $C_{орг}$ и металлов в сапропеле аноксических бассейнов способствуют более низкие скорости седиментации, по сравнению с таковыми в областях апвеллингов (Mangini, Dominik, 1979; Brumsack, 1986). При прочих равных условиях, аноксические бассейны могут играть большее значение, как накопители ряда химических элементов, чем апвеллинговые зоны. Крупные бассейны с сероводородным заражением больших объемов воды (типа Черного моря) способны удерживать в растворенной форме огромные массы металлов, равноценные их запасам в крупнейших рудных месторождениях (Страхов, 1976; Холодов, 2002). В зараженных сероводородом водах концентрируются Si, Fe, Mn, P, Ni, Co, N и другие элементы, содержания которых могут значительно (от нескольких, до десятков тысяч раз) превышать их кларки в аэрируемой морской воде (Холодов, 2002).

В триасовой кремневой формации фтанитовая пачка распространена не повсеместно, а приурочена в основном к кремневой и пограничным с ней участкам карбонатно-кремневой фации. Это скорее соответствует апвеллинговой модели формирования углеродистой пачки. Возраст пачки существенно моложе, чем в разрезах Японии. Он определяется как верхнеолленекско-среднеанизийский, но чаще среднеанизийский. В японских разрезах преобладают нижнетриасовые углеродистые сланцы, а время аноксического события прослеживается от лонгтанского века поздней перми до анизийского века среднего триаса (Isozaki, 1994). Однако большая часть карбонатно-кремневой фации, отлагавшейся в батипелагической обстановке окраинного моря, по-видимому, скрыта под толщей юрско-

раннемеловых отложений (Волохин и др., 2003). Поскольку данных о строении глубоководных фаций триасовой формации явно недостаточно, нельзя исключить и возможность образования фтанитовой пачки в аноксическом бассейне. Пример довольно широкого площадного распространения дают среднемиоценовые и плиоценовые углеродистые силициты, пробуренные в Японском море (см. главу 7). Триасовый сихотэ-алинский бассейн состоял из нескольких клиновидных трогов, расширяющихся в северо-восточном направлении (Лихт, 1993). Ширина бассейна вряд ли превышала более, чем в 1,5-2 раза, современную ширину складчатой области, и в его южной части (от Арсеньевского разлома до Прибрежной зоны) могла составлять 300-360 км (Волохин и др., 2003). Наличие барьера в виде поднятия Прибрежной зоны, фиксируемого цепью позднепалеозойских и триасовых рифовых известняковых массивов, склоняет к принятию модели полуизолированного аноксического бассейна. Существует некоторое палеогеографическое сходство с палеозойскими морями, в которых аккумуляровались ванадиеносные сланцы. Например, кембрийские бассейны Каратау и Улутау представляли сравнительно узкие, но значительные по протяженности проливы, отделявшиеся от открытого моря зонами архипелагов или подводными барьерами (Холодов, 1972). По модели отложения в узких трогах, отгороженных барьерами от открытого моря, можно допустить и повсеместное распространение фтанитовой пачки под юрско-нижнемеловыми толщами Восточной зоны, с увеличением ее мощности и содержания в ней органического вещества.

Образование фтанитовой пачки приурочено к начальной фазе глобального повышения уровня моря (мегацикл «Upper Absaroka A», Haq et al., 1987) и началу трансгрессии. Приуроченность битуминозных фаций к началам трансгрессивных циклов отмечалась в меловых, юрских и триасовых отложениях некоторых эпиконтинентальных морей (Хэлэм, 1983; Найдин и др., 1986; Hallam, 1994). Трансгрессия способствует расцвету бентических водорослей и смещению ближе к берегу ареала планктона (Лисицын, 1980).

Средние содержания Ni, Co, Zn, Ba, Cr и Mo в триасовых углеродистых кремнях близки к таковым (Brumsack, 1986) в голоценовых сапропелевых илах Калифорнийского залива. Содержания Sr существенно ниже, а V, Cu и Ag выше, чем в сапропелевых илах этого залива в несколько раз. В черных сланцах Марокко (рубеж сеномана-турона) содержание Sr такое же, как в углеродистых силицитах северного Сихотэ-Алиня (г. Хабаровск), а V – как во фтанитах южного Сихотэ-Алиня (разрез р. Корейской). В сапропелевых илах аноксических бассейнов (голоцен Черного моря, сеноман-турон бассейна мыса Верде в Атлантическом океане), (Brumsack, 1986) содержание Zn обычно выше и достигает 0,1%, а Ag – близко к содержанию, наблюдаемому в углеродистых силицитах Сихотэ-Алиня. В докембрийских и палеозойских черных сланцах различных регионов концентрации Zn, V, U, Mo, Cu и Ag часто на порядок превышают таковые в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня (Холодов, 1973; Металлогения..., 1978; McKelvey et al., 1986; Юдович, Кетрис, 1994; Мартихаева, 2000).

На современном эрозионном срезе представлены, по-видимому, краевые выходы фтанитовой пачки, в которых породы характеризуются сравнительно

невысокими концентрациями углерода и металлов (Mn, U, Pb, Zn, Ni и Mo). Не исключено, что более глубоководные отложения пачки, скрытые под верхне-триасовыми и юрско-раннемеловыми отложениями в Восточно-Сихотэ-Алинской флишевой зоне, могли в большей мере служить генератором углеводородов и резервом металлов (Sn, Pb, Zn, Ag и Au) при образовании эндогенных руд, сформировавшихся в мел-палеогеновый тектоно-магматический этап развития региона.

ГЛАВА 4

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ КРЕМНЕВЫХ ФОРМАЦИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

4.1. Олистострома и тектонический меланж

В верхнепалеозойско-раннемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Сихотэ-Алинской области выделяют «стратифицированные разновозрастные и разнофациальные фрагменты осадочного чехла океанической плиты» и «хаотические» образования (Ханчук, 1993; Ханчук и др., 1989б; Кемкин, 2006). «Хаотические» образования подразделяются на две генетические группы: гравитационные отложения (олистоостромы) и тектонический меланж (Кемкин, 2006). Распознавание этих двух групп образований зачастую затруднительно, поскольку подводные обвально-оползневые комплексы (олистоостромы) несут и признаки более позднего тектонического воздействия: будинажа и развальцевания слоев и блоков пород. Пластичное течение еще не затвердевших глинистых слоев при сжатии и складчатости приводит к дроблению, растаскиванию и изменению ориентировки фрагментов уже литифицированных прослоев песчаников и кремней, что придает сходство таких «тектонизированных» пачек и толщ с микститами «эндоолистостром». Еще сложнее обстоит дело с тектонизированными образованиями, которые интерпретируются как «субдукционный меланж». Признаком субдукционного меланжа считается наличие среди тектонических брекчий уже «затвердевших обломков пород всячего (т.е. континентального, – Ю.В.) блока», обтекаемых и цементируемых (в силу большей обводненности) осадками «лежачего блока океанической плиты» (Кемкин, 2006, с. 173). Многими авторами (Брагин, 1991, 2000а, б; Маркевич и др., 2000; Зябров, 1994; Кемкин, Голозубов, 1996; Голозубов и др., 2006; Кемкин, 2006; Филиппов и др., 2000, 2001) типичными океаническими осадками считаются кремни, а глинистые кремни и кремнистые аргиллиты – гемипелагическими осадками, также залегающими на океанической плите. Поэтому надо предполагать, что субдукционный меланж должен быть представлен микститами, в которых блоки и обломки пород континентального или островодужного происхождения заключены в кремневом или глинисто-кремневом матриксе. Однако матрикс микситов в большинстве разрезов представлен серыми, темно-серыми и черными, обогащенными органическим веществом, алевроаргиллитами юрской и раннемеловой частей разрезов, т.е. приконтинентальными осадками, по мнению вышеупомянутых авторов. Блоки, глыбы, и более мелкие обломки песчаников, глинистых кремней, кремней и известняков в микститах происходят из этих же и более древних (триасовой, а местами верхнепалеозойской) частей разреза осадочного чехла (фототабл. V-5). В районе пос. Краснореченский, в раннемеловой олистостроме, кроме крупных глыб (до 1,5 м), присутствует и хорошо окатанная мелкая галька триасовых кремней. Это показывает, что в раннем мелу часть триасовых глубоководных отложений была поднята и размывалась в мелководной обстановке. В области распространения карбонатно-кремневой (более пелагической) фации триаса (р. Гур) обломки

и матрикс происходят из тех же карбонатных и кремневых пород, что и слагают разрез. В нем отсутствуют глыбы пород заведомо континентального происхождения (фототабл. I-3; II-2). Генетически, микститы пачек 20 и 22 разреза р. Гур представляют подводный коллювий. Элементы залегания слоев ниже и выше горизонтов микститов остаются одними и теми же. Вышележащие слои в этом разрезе не несут признаков складчатых или других тектонических деформаций, а имеющиеся фаунистические определения не показывают нарушения возрастной последовательности слоев. Поэтому надо считать, что два акта формирования горизонтов микститов (пачек 20 и 22) были эпизодами подводного оползания осадков, отлагавшихся на склонах подводного поднятия в пелагической части моря. Подводные оползни – распространенное явление в окраинных морях (см. раздел 5.7). В океанических областях, они также иногда фиксируются на профилях НСП на склонах подводных поднятий и у подножья подводных гор.

4.2. Палинспастические реконструкции и размеры бассейна

Распределение фаций триасовых отложений дает основание полагать, что размеры сихотэ-алинского триасового бассейна были сравнительно невелики. В пределах границ складчатой области, от континентальных массивов на западе до цепи вулканических поднятий с рифовыми массивами Прибрежной зоны на востоке, его ширина могла составлять несколько сотен километров. Вероятно, бассейн состоял из нескольких клиновидных трогов, расширявшихся к северо-востоку и сходящихся друг с другом. Для палинспастической реконструкции палеобассейна важно выяснение этапов, природы и характера деформаций осадочных толщ, поэтапного «снятия» деформаций. Современный характер деформаций в основном сложился вблизи рубежа раннего и позднего мела, когда и образовались крупные синформы и антиформы, с размахом крыльев 2-5 км (рис. 66). Формирование покровов и образование олистостромовых комплексов произошло раньше: в Восточной и Прибрежной зоне – в берриас-валанжинское время. Оно совпало со временем тектонической активизации и началом формирования терригенных флишевых толщ. Тектоническая активизация, сопровождаемая базальтовым магматизмом проявлялись и раньше, в бат-оксфордское время. Этот деструктивный этап широко известен в переходной зоне (в т.ч. в Сихотэ-Алинском регионе), где повлек растяжение земной коры, проседание грабенов, компенсированное накоплением вулканогенных толщ (Фролов, 2000). Продукты этого магматизма определили более фемический состав позднеюрских силицитов, по сравнению с триасовыми. Отдельные эпизоды вулканической деятельности проявлялись также в ранней и средней юре. Накопление же самих планктоногенных кремневых формаций происходило в тектонически относительно пассивные периоды времени.

В покровных комплексах, отдельные пластины слагаются триасовыми силицитами, юрскими и раннеберриасовыми силицитами и терригенными отложениями. Местами, все эти отложения смяты в складки в одном структурном стиле. Мелкая сложная приразрывная и подводно-оползневая складчатость, образовавшаяся при движении пластин, ограниченных неглубокими листричес-

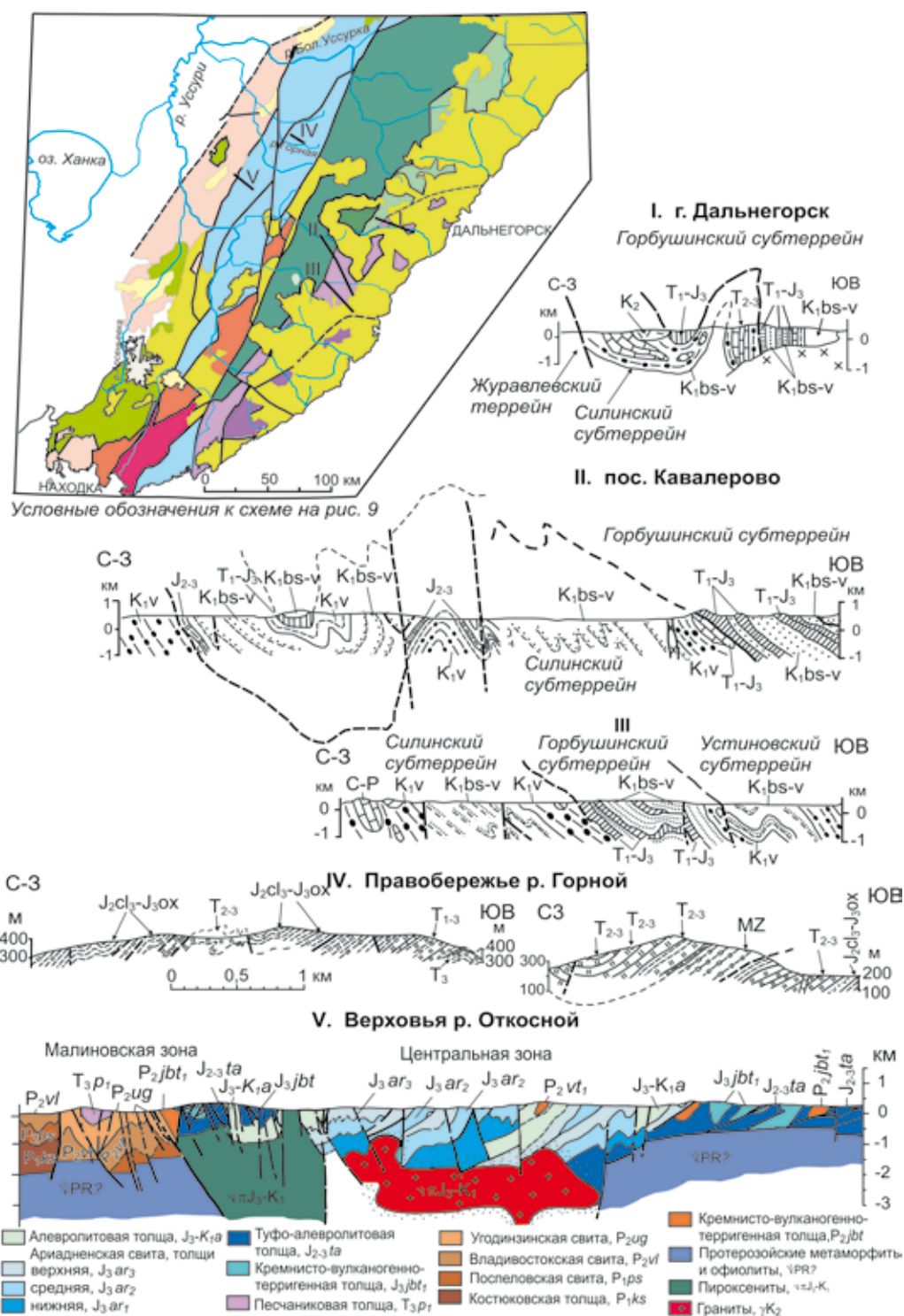


Рис. 66. Геологические разрезы в южной части Сихотэ-Алинской области (по: I-III – Голозубов, Ханчук, 1995, IV – Смирнова, 1990, V – Лосив, 1990).

кими разрывами, а также мелкие дисгармоничные складки, не существенны для реконструкции бассейна. Основное значение для реконструкции ширины бассейна имеют крупные синформы и антиформы, определяющие генеральную складчатую структуру, с большим размахом крыльев и глубиной проникновения, которые, по-видимому, образовались при сдвиговых перемещениях фундамента (Уткин, 1980). В Южном Сихотэ-Алине, характер деформаций иллюстрируют разрезы вкрест структуры складчатой области, составленные О.Л. Смирновой и В.М. Лосивым в западной ее части (от Арсеньевской зоны до Центрального разлома) и В.В. Голозубовым и А.И. Ханчуком в восточной половине, от Центрального разлома до Прибрежной зоны включительно (рис. 66). Распрямив эти складки, можно оценить ширину раннемелового бассейна, наследовавшего позднеюрский бассейн.

Ширина бассейна в его юго-восточной части (от Арсеньевского разлома до Прибрежной зоны включительно) в раннемеловое и позднеюрское время вряд ли превышала более чем в 1,5-2 раза современную ширину складчатой области, даже если складчатые деформации осадочного чехла связывать с тангенциальным сжатием при субдукции океанической плиты. Ширина позднеюрского бассейна могла составлять максимум 225-300 км на широте г. Дальнегорска, и 270-360 км, на широте с. Рошино. Если основные деформации осадочного чехла были обусловлены левосторонними сдвигами в фундаменте, то ширина бассейна практически не менялась и была меньше указанных пределов. По ректадукционной геодинамической модели В.П. Уткина (1996, 1997, 1999), сжатие осадочного чехла и складчатость также могут происходить без значительного сокращения ширины бассейна. Если допустить, что трехслойное покровное строение осадочного чехла (три «субтеррейна», выделяемые в Прибрежной зоне) (Голозубов, Ханчук, 1995), распространялось по всей ширине Сихотэ-Алинской складчатой области, то ширина бассейна должна быть утроенной. Тогда позднеюрский бассейн по ширине мог оказаться сравнимым с современным Японским морем. Покровные пластины, прослеживающиеся на большие расстояния вдоль простирания структур, вкрест простирания обычно не выдержаны и выклиниваются внутри осадочного чехла. Поэтому, суммированная ширина покровных пластин, несомненно, меньше утроенной ширины расправленных складок. Однако, любые палинспастические реконструкции, основанные на региональном геологическом материале, не позволяют считать ширину сихоте-алинского бассейна, хоть в какой-то мере, сопоставимой с размерами современных океанов.

Оба позднеюрских трога: Амурский и Восточно-Сихотэ-Алинский (Амурский и Приморский рифто-грабены, по В.П. Уткину, 1996) были, по-видимому, унаследованы с триасового времени. Об этом свидетельствует увеличение мощности и возрастание кремнистости юрских силицитов в северо-восточном направлении вдоль простирания структур, в целом, совпадающее с направлением увеличения мощности и фациальных изменений триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.

4.3. Абсолютные массы кремненакопления и марганценакопления

Скорости седиментации и кремненакопления являются важными характеристиками бассейна, в котором происходило образование кремневых формаций. Для вычисления абсолютных масс накопления SiO_2 св. использовались хорошо датированные интервалы разрезов, где расшифрована последовательность толщ и пачек и нет больших потерь или преувеличений их мощностей (табл. 33). Длительность веков принималась по шкале геологического времени GTS2004 (Gradstein et al., 2004). Абсолютные массы накопления кремнезема вычислялись исходя из средней плотности пород ($2,6 \text{ г/см}^3$) и среднего содержания SiO_2 св. в пачках или толщах. Для толщ кремней, по которым отсутствуют аналитические данные, принималось содержание SiO_2 св., равное его среднему содержанию в раннемезозойских кремневых толщах Сихотэ-Алиня (77,4%), а для глинисто-кремневых пачек и толщ – среднее содержание в глинистых кремнях Сихотэ-Алиня (54%) (Волохин, 1985). При расчете скоростей кремненакопления в карнийско-норийское время по разрезам р. Гур и р. Хор учитывались также подсчеты доли силицитов в толщах и пачках.

Абсолютные массы SiO_2 св., накопленного в триасовой кремневой формации варьируют от 0,23 до 3,1 г/см^2 за 1000 лет (табл. 33). Наибольшие величины абсолютных масс характерны для разрезов карбонатно-кремневой фации. В центральной части бассейна, которую представляют отложения разреза р. Гур, темпы кремненакопления были одинаково высоки для ладинского, карнийского веков и норийско-рэтского времени. В разрезе р. Хор, темпы кремненакопления были высоки в анизийский и ладинский века, когда накапливались нижние толщи глинистых кремней и плитчатых кремней, но резко снизились в карнийский (в 8-9 раз) и норийский (в 5 раз) века, когда накапливались преимущественно карбонатные отложения. Из распределения фаций следует, что ареал распространения карбонатного планктона тяготеет к центральной части сихотэ-алинского бассейна, а ареал кремневого планктона был расположен ближе к суше. Поскольку накопление карбонатных отложений р. Хор совпадает с подъемом уровня моря в позднекарнийско-норийское время, то снижение скоростей кремненакопления в этот период вызвано, по-видимому, смещением границы ареалов карбонатного и кремневого планктона в сторону суши (Волохин и др., 1999).

На площади отложения кремневой фации триаса накопление аутигенного кремнезема происходило, в среднем, с меньшими скоростями, чем на площадях карбонатно-кремневой. Более высококремнистые пачки часто накапливались с меньшими скоростями седиментации и абсолютными массами SiO_2 св., чем более глинистые. При установленном объемном соотношении кремневых и глинисто-кремневых элементов циклитов в пачках и их химическом составе, можно получить сравнительные данные о скоростях аутигенного кремненакопления в различные века. В разрезе по р. Рудной (в г. Дальнегорске) среднее содержание SiO_2 св. в верхнеоленинских пачках составляет 52,1%, а в анизийских – в пределах 73,6-73,9%. Однако, абсолютные массы SiO_2 св. в оленекский век, когда отлагались более глинистые илы, были почти в 2 раза выше, чем в анизийский

Таблица 33. Абсолютные массы накопления SiO₂ св. в триасовом и юрском сихотэ-алинском бассейне.

№№ п/п	Район, разрез	Век, эпоха	Интервал времени, (млн. лет)	Абсолютные массы SiO ₂ св. (г/см ² /1000л)
1	р. Гур, скалы Какдюму	Ладинский Карнийский Норийский и рэтский	9 11,5 16,9	1,3-1,7 (1,9-2,6) 1,61 (2,32) 1,4-1,5 (1,91-2,08)
2	р. Хор, ниже устья р. Коломи	Средне- позднеанизийский Ладинский Карнийский Норийский	5,3 9 11,5 12,9	2,6-2,8 (2,8-3,0) 1,8-2,1 (2,7-3,1) 0,23 (0,33) 0,38-0,39 (0,62-0,63)
3	р. Анюй Разрез кл. Неудачного	Средне- позднеанизийский Ладинский	5,3 9	1,03-0,96 (1,09-1,02) 0,39-0,43 (0,58-0,64)
	Разрез кл. Солонцового	Ладинский	9	1,1-1,2 (1,65-1,82)
4	Бассейн р. Уссури	Средне- позднеанизийский Ладинско- ранненекарнийская Позднекарнийско- поздненорийская	5,3 14,7 18,6	0,51 (0,54) 0,41-0,44 (0,61-0,65) 0,28-0,30 (0,43-0,46)
5	с. Бреевка	Ладинский Карнийский Норийский и рэтский	9 11,5 16,9	0,28 (0,42) 0,52 (0,75) 0,33-0,44 (0,47-0,62)
6	г. Дальнегорск	Позднеоленекский Анизийский	2,4 8,0	0,65-0,79 (0,61-0,74) 0,36-0,42 (0,41-0,48)
7	руч. Холодный	Позднеанизийский	2,7	1,9-2,6 (2,1-2,8)
8	руч. Сашин ключ	Келловей-титон	19,2	> 0,5
9	р. Приточная	Поздний титон	1,8	3,8-4,6
10	р. Корейская	Подний киммеридж-титон	6,9	0,95

Примечание: Длительность веков по GTS2004 (Gradstein et al., 2004). Цифры в скобках – ранее опубликованные значения абсолютных масс кремненакопления (Волохин и др., 1987, 1990, 1999, 2000, 2003), рассчитанные по шкале геологического времени К. Росса и др. (Ross et al., 1994).

век, когда накапливались более кремнистые пачки (табл. 33). Абсолютные массы накопления кремнезема в триасовом сихотэ-алинском бассейне по величине сравнимы со скоростями кремненакопления в голоцене в дальневосточных окраинных морях, но значительно выше, чем в пелагической экваториальной части Тихого океана (см. табл. 3) или центральных участках Филиппинского моря (см. раздел 6.5).

Абсолютные массы кремненакопления и марганценакопления в позднеюрском сихотэ-алинском бассейне. Граница юры и мела остается одной из самых проблематичных границ систем и периодов (Geological..., 1999; Explanatory note..., 2000; Gradstein et al., 2004). Существенны расхождения в оценке абсолютного возраста этой границы и в оценке длительности ярусов верхней юры. Эта и другие неопределенности позволяют произвести только приближенную оценку скоростей седиментации и кремненакопления. В изученных разрезах юрских силицитов глинистые элементы циклитов представлены тонкими (1-5 мм) слойками и составляют незначительный объем в ритмично-слоистых пакетах и пачках. Поэтому ими можно пренебречь при расчете среднего химического состава толщ и абсолютных масс кремненакопления. В разрезе р. Приточная верхняя, яшмовая толща содержит больше SiO_2 св. (55,9%), чем нижняя (44%) (см. табл. 19). Количество SiO_2 св. в терригенных (алевроаргиллитовых) толщах составляет 20-24% и отражает преимущественно содержание обломочного кварца в породах. Кимеридж-титонская кремневая толща разреза р. Корейская в среднем содержит 65,6% SiO_2 св. Скорости седиментации кремнистых толщ, подсчитанные по разрезам, составляют (в мм/1000 лет): р. Приточная – 29,9-36,2, р. Корейская – 6,5, руч. Сашин Ключ (принимая келловей-титонский возраст отложений) – 3,3 мм/1000 лет. Абсолютные массы накопления SiO_2 св. этих толщ составят (г/см² за 1000 лет): р. Корейская – 0,95; р. Приточная – 3,8-4,6; руч. Сашин Ключ – 0,5 или более, что представляет заниженную оценку, учитывая неполноту этого разреза.

Таким образом, абсолютные массы накопления кремнезема в сихотэ-алинском позднеюрском и триасовом бассейнах представляют величины одного порядка. Как будет показано в последующих главах, темпы кремненакопления в мезозойском сихотэ-алинском бассейне близки к темпам биогенного кремненакопления в современных дальневосточных морях. Например, абсолютные массы накопления SiO_2 св. в Охотском море, зависящие от местоположения и топографии участков бассейна, в голоценовый век варьировали от 0,53 до 11,6 г/см² за 1000 лет. Минимальные значения отмечены на подводных поднятиях, а максимальные характерны для подножий склонов (см. гл. 5).

Скорости накопления Mn в позднеюрском сихотэ-алинском бассейне были высокими, что связано, по-видимому, с поступлением гидротермального марганца. Для разреза р. Приточная, при допущении равных скоростей отложения толщ (21-26 мм за 1000 лет), абсолютные массы накопления Mn составляют (в мг/см² за 1000 лет): 16,5-20,4 для нижней, глинисто-кремневой толщи, и 24,1-29,8, для верхней, глинисто-яшмовой толщи. В разрезе р. Корейская абсолютные массы накопления Mn на порядок ниже (1,7-1,9 мг/см² за 1000 лет). Абсолютные массы

накопления Mn по разрезу р. Приточной, близки по величине к таковым во впадине Дерюгина Охотского моря, где присутствуют признаки гидротермальной деятельности: марганценовые осадки и баритовые холмы (Астахова, 2000; Астахов и др., 2000).

4.4. Климатические условия и ландшафты сопредельной суши

На палеобиогеографических картах триасового периода, использующих результаты видового анализа фауны и флоры (Yin Hongfu, 1997), Сихотэ-Алинский бассейн входит в состав Центрального Лавразийского пояса и относится к региону окраинных морей. Характерные черты этого региона – умеренно теплый климат и смешанные комплексы биоты, включающие умеренно бореальную и тропическую (тетическую) фауну. Биогеографическая зональность, существовавшая в раннем и среднем триасе на востоке Азии, изменилась на рубеже среднего и позднего триаса, когда произошла перестройка и образовался меридиональный (Циркумтихоокеанский) пояс. Инь Хонгфу (Yin Hongfu, 1997) связывает эти изменения с раннеиндонезийской фазой горообразования. Само изменение состава биоты могло быть следствием глобальных изменений уровня моря, повлекших также изменения ландшафтов и границ биогеографических зон.

Проведенная в последнее время реконструкция климата в окраинных бассейнах востока Азии пермско-раннемелового времени (Триас и юра..., 2008; Zakharov et al., 2009) основана на совместном изучении комплексов фауны и флоры относительно мелководных морских отложений и стабильных изотопов углерода и кислорода карбонатов хорошо сохранившихся скелетов моллюсков. Конец пермского периода (чансинский век) был наиболее теплым периодом для Уссури-Малохинганского бассейна, располагавшегося на восточно-азиатской континентальной окраине (Триас и юра..., 2008). Комплексы аммоноидей и брахиопод в индских и оленекских слоях Южного Приморья, представленных тетическими и космополитными видами, а также теплолюбивая мангровая растительность, свидетельствуют о теплом субтропическом климате в раннетриасовое время. Теплый климат сохранялся в анизийский и ладинский века. В конце ладинского века температура, возможно, снизилась, что фиксируется находками брахиопод бореального типа (*Pennospiriferina*) (Триас и юра..., 2008, с. 236). В карнийское и норийское время Уссури-Малохинганский бассейн располагался в умеренно теплой гумидной зоне бореальной области, характеризующейся значительными колебаниями климата свойственными внетропическим районам. Однако рифовые известняки (особенно, карнийские) Дальнегорского района содержат мегалодонтиды, что считается свидетельством тропического климата (Триас и юра..., 2008, с. 238). Кроме того, биоты известняков также содержат германотипные кораллы и брахиоподы тетического типа. Значительное похолодание предполагается в конце нория.

На восточной континентальной окраине Азии, климат близкий к субтропическому существовал в геттанг-синемюрское, тоарское время и в середине титонского века (Триас и юра..., 2008; Zakharov et al., 2009). В южном Приморье субтропический климат существовал в келловейское и бериасское время (Zakharov et al., 2009). В средней юре климат был умеренно-теплым, с относительным по-

охлаждением в ааленский век и в начале титона, с последующим среднетитонским климатическим оптимумом (Триас и юра..., 2008; Zakharov et al., 2009).

Повышение уровня моря в поздней юре сопровождалось общим потеплением климата на Земле (Синицын, 1980; Полтараус, Кислов, 1986). В эту эпоху, граница бореальной и тетической фаун в северном полушарии сместилась на север на 6-7° в оксфорде-киммеридже, по сравнению с лейасом. Некоторые представители теплолюбивых фаун достигали Арктического бассейна (Северного Урала, Таймыра). По сравнению со среднеюрской эпохой, контрастность бореальной и тетической фаун в поздней юре уменьшилась (Синицын, 1980, с. 116). Все геоботанические зоны на суше также были сдвинуты к северу относительно их положения в ранней и средней юре. У меридиана 90° в.д. это смещение составило до 12-15° по широте (Синицын, 1980, с. 83).

Ландшафты в триасовый период существенно отличались от ландшафтов современной (геократической) эпохи. Отсутствовали альпийские горные сооружения Евразии, эрозия которых дает около 3/4 всего стока терригенного материала в моря и океаны, а площади окружающей суши были значительно меньше современных. Такие крупные реки, как Амур, Хуанхе, Янцзы, дающие сейчас основную массу терригенного стока в окраинные моря, вряд ли существовали. Бассейн окружала пенеппенизированная суша, на которой в условиях теплого гумидного климата формировались каолиновые коры выветривания (Петров, 1967). В настоящее время, эти коры сохранились лишь в угленосных депрессиях (Павловской и других). Большая же их часть размыта и переотложена в отложениях кайнозойского чехла Ханкайского массива. Материал размытых кор выветривания составляет аллювиально-озерные толщи белоцветов палеогеновых угольных месторождений Ханкайского массива (мощностью до 30-50 м, в Павловской депрессии).

В триасовый период размыв кор выветривания был слабым, а поступление терригенного материала в окраинно-континентальные бассейны было незначительным. Основная масса привносимого реками материала отлагалась в шельфовых прогибах (Арсеньевском, Куканском и др.) на окраинах кристаллических массивов. Эти прогибы были отгорожены барьером верхнепалеозойских вулканических и рифовых известняковых построек, препятствовавшим прохождению крупного обломочного материала в глубоководные участки сихотэ-алинского моря, что способствовало накоплению относительно чистых биогенных карбонатных и кремнистых илов в котловинах моря. Размыв кор выветривания усилился в конце норийского и в рэтском веке, что доказывает состав глинистой примеси в силицитах этого возраста в разрезах кремневой фации. Каолиновые коры продолжали размываться в некоторые века юрского периода, и в раннемеловой период, о чем свидетельствует присутствие каолинита в нижнемеловых флишевых отложениях (Чудаев, 1976).

Высокую вероятность сценария отложения высококремневых илов в окраинных морских бассейнах, при определенных условиях, дает моделирование ситуации кремненакопления в современном Охотском море (см. раздел 5.8).

4.5. Связь накопления кремневых формаций с глобальными колебаниями уровня моря

Глобальные эвстатические изменения уровня моря были фактором, повлиявшим на состав и циклитовое строение триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Триасовая формация сформировалась в макроцикл повышения уровня моря (суперцикл «UAA», по Naq et al., 1987). В периоды повышения уровня моря граница ареала карбонатного планктона в триасовом сихотэ-алинском море смещалась ближе к берегу. В более удаленных от палеосуши участках бассейна, в поздний карний – средний норий, при максимальном уровне моря накапливались карбонатные толщи. В краевых участках бассейна в это время отлагались кремневые толщи с высоким содержанием кремнезема и формировались толщи светлых грубоплитчатых кремней. При снижении уровня моря, вследствие усиления течений, на некоторых участках происходил размыв радиоляриевого ила, а в разрезах фации появлялись скрытые внутриформационные перерывы. Прослои вулканитовых и кремнекластитовых турбидитов вероятно также связаны с эпизодами понижения уровня моря.

В терригенных шельфовых фациях триаса на окраине Ханкайского массива изменения уровня моря отразились в строении и составе отложений. Регрессии моря здесь отмечены на рубеже оленекского и анизийского времени, в конце анизийского века, в конце ладинского – начале карнийского веков (Buriĭ, 1997). Норийский век начинается с трансгрессии бореального моря с севера на Ханкайский массив. Ранненорийская фауна имеет сходство с фауной северо-восточной Сибири (Buriĭ, 1997). В среднем нории море отступило, а в позднем нории на окраине Ханкайского массива произошла обширная трансгрессия. Ее сменило значительное обмеление моря в конце триасовой эпохи (Buriĭ, 1997). Можно предположить синхронность образования толщи кремней V в разрезе р. Гур со средненорийской регрессией моря, зафиксированной в шельфовых морских отложениях Ханкайского массива. Однако, подтвердить это предположение можно лишь при более детальных исследованиях на разрезах. Понижение уровня моря в позднем нории и в рэтский век усиливало размыв каолиновых кор выветривания. Это подтверждается повышенным содержанием каолинита в силицитах этого возраста в разрезе в устье р. Огородной. На фоне мезоциклических изменений уровня моря происходили и кратковременные (тысячелетние) его изменения, имевшие, по-видимому, климатическую природу и приведшие к формированию элементарных циклитов.

Накопление позднеюрской кремневой формации в окраинно-континентальном бассейне, в целом, также совпадало с мегациклом глобального повышения уровня моря (Naq et al., 1987), которое привело к уменьшению поставки конкурирующего терригенного материала в бассейн. На фоне глобального повышения уровня моря, с келловей по титонский век происходили более мелкие и кратковременные изменения уровня моря. Мезоциклитовое строение познетитонских отложений в бассейне р. Колумбе можно связать с двумя циклами резкого эвстатического подъема и падения уровня моря в конце титонского века,

происшедших за промежутки 2,6-2,7 млн. лет (Наq et al., 1987). На глобальной эвстатической кривой юрского периода максимальное повышение уровня моря отмечено для киммериджского и титонского веков. Оно превысило подъемы уровня моря в плинсбахский, тоарский и байос-батский периоды, а также в поздне-триасовую эпоху. Однако, толщи позднеюрских силицитов более глинистые и содержат больше крупного кластического материала, чем триасовые. Поскольку абсолютные массы кремнезема в эти века, были даже несколько выше, чем в триасе, это можно связать с последствиями тектоно-магматической активизации в регионе в предшествовавшее бат-оксфордское время, изменившей топографию дна моря и приведшей к увеличению поставки вулканического и терригенного материала в бассейн.

В периоды глобального повышения уровня моря в позднем триасе и поздней юре уменьшались площади континентальной суши. В открытых пелагических областях океана, в периоды глобального повышения уровня моря, из-за уменьшения широтного и глубинного температурного градиентов могло произойти ослабление циркуляции океанических вод, поставки биогенных веществ в поверхностную водную толщу и уменьшение скоростей кремненакопления. Основная масса планктоногенных кремневых илов тогда могла накапливаться вблизи берегов.

ГЛАВА 5

ГОЛОЦЕНОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ИЛЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

Для реконструкции обстановок кремненакопления в древних (в т.ч. в мезозойском сихотэ-алинском) бассейнах важно подробное сравнение его с современным и четвертичным кремненакоплением в дальневосточных окраинных морях. Одним из таких бассейнов является Охотское море, где в настоящее время происходит накопление осадков с высоким содержанием биогенного кремнезема. Строение голоценовых отложений, минералогия и геохимия донных осадков и распределение биогенного кремнезема в Охотском море в разное время изучались многими исследователями (Безруков, 1960, 1970; Безруков и др., 1970; Жузе, 1962; Петелин, 1957; Невесский, 1957; Захарова и др., 1977; Кругликова, 1969; Лисицын, 1966, 1970; Курносов, Мурдмаа, 1978; Горбаренко, 1991; Горбаренко и др., 1988а, б, 2000; Воронова, Ильев, 1997; Воронова, 1997; Грецкая, 1997; Черепанова, 1999; Деркачев и др., 2000; Пушкарь, Черепанова, 2001; Астахов, 2001; Астахов и др., 2000, 2008; Левитан и др., 2007; Aoki, Oinuma, 1988; Cruise..., 1999, 2000; и др.). Однако опубликованные данные были не достаточны для проведения сравнения с кремнистыми отложениями древних мезозойских формаций. Большинство карт распределения аморфного кремнезема (SiO_2 ам.) в морских отложениях базировалось на данных химического анализа его содержания в двукратных содовых вытяжках из проб на водяной бане. Этот метод дает неточную и чаще заниженную оценку истинного содержания биогенного кремнезема в четвертичных осадках (Безруков и др., 1970; De Master, 1981; Volokhin, Ророва, 1995). В древних кварцевых силицитах, где аморфный SiO_2 практически отсутствует, количество аутигенного SiO_2 в кремневых породах оценивается по рассчитанному содержанию «избыточного» или «свободного» кремнезема (Хворова, 1968). Кроме того, в большинстве публикаций по Охотскому морю, химические составы голоценовых кремнистых илов представляют анализы проб, из которых соли поровой морской воды не были удалены. При высокой влажности кремнистых илов (до 92-96%, Cruise..., 1999) содержание солей в высушенных пробах может оказаться соизмеримым с весом твердой фазы осадка (до 30% от суммарного веса). Поэтому, анализ проб, не отмытых от солей поровых вод, дает искаженное представление о реальном химическом составе твердой фазы осадков (Волохин и др., 2004). Удаление солей из осадков не решает всех проблем сравнения химического состава кремнистых илов и пород. При таких сравнениях требуется учет диагенетических и катагенетических изменений, приводящих к трансформации глинистых минералов и минеральных форм кремнезема, сопровождаемых удалением летучих компонентов, о чем будет сказано ниже. Предпринятое изучение физических свойств, минерального и химического состава твердой фазы кремнистых илов голоцена Охотского моря имело целью получение сравнительных данных по составу отложений и абсолютным массам кремненакопления, в форме, пригодной для сравнения с параметрами мезозойского кремненакопления в сихотэ-алинском бассейне (Волохин и др., 2004). Здесь рассматриваются общие закономерности распределения голоценовых кремнистых илов

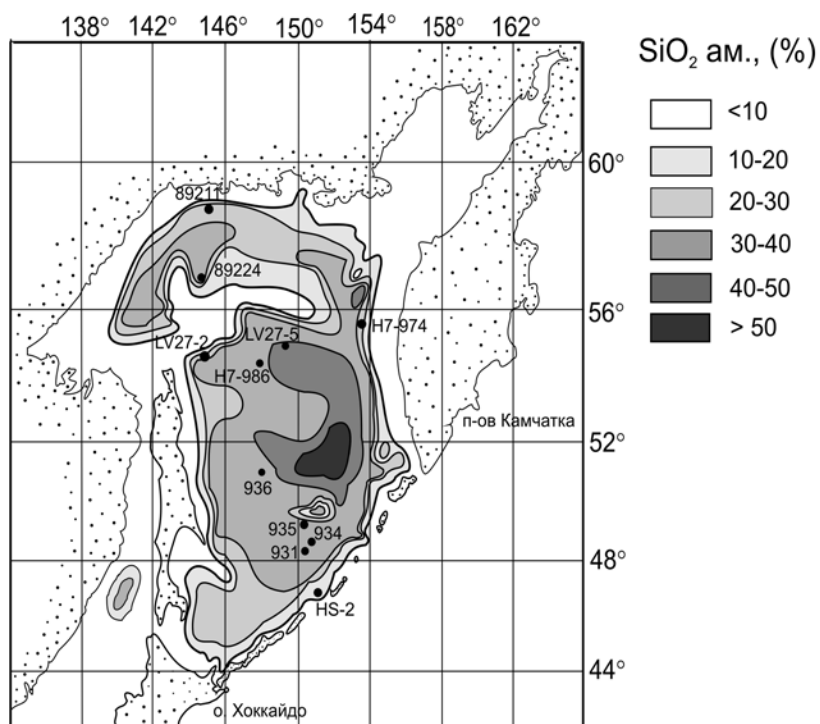
и их свойства, с подробной характеристикой их изменений на трансохотском профиле от магаданского шельфа к Курильским островам. Исследовались образцы, полученные прямоточными и гидростатическими трубками в рейсах НИС «Морской геофизик» (1989 г.), «Академик А. Несмеянов» (1993 г.), «Академик А. Виноградов» (1992 г.) и «Академик М. Лаврентьев» (1996 г.) на профиле, от Магаданского шельфа через акваторию моря к Курильским островам (рис. 67, табл. 34). Также приводится информация о подводных оползнях в Охотском море, важных для понимания природы покровов и тектоно-стратиграфических комплексов в мезозойских отложениях Сихотэ-Алиня.

5.1. Строение голоценового горизонта

Четвертичные отложения в пелагической части Охотского моря имеют отчетливо выраженное цикличное строение, обусловленное гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря, вызванными климатическими изменениями. Кремнистые, существенно пелитовые диатомовые осадки отлагались в периоды климатических оптимумов и трансгрессий, а терригенные пелит-алевритовые илы, с повышенным количеством материала ледового разноса, – во время оледенений и регрессий (Безруков, 1960; Бараш и др., 2001). Нижняя граница голоцена (1-й изотопно-кислородной стадии), определенная с поправкой на возраст (1000 лет) поверхностных вод Охотского моря, составляет 12,5 тыс. лет (Gorbarenko et al., 2002).

Кремнистые осадки голоцена образуют покров, толщиной от 0,3 до 2-5 м, местами до 8-10 м, протягивающийся на сотни километров, относительно выдержанный по петрографическому, химическому составу и физическим свойствам. Этот слой диатомовых илов (1-й горизонт, по П.Л. Безрукову (1960) и А.П. Жузе (1962)), накопился за последние 6-8 тыс. лет голоценовой эпохи (Горбаренко и др., 1988а, б; Астахов и др., 1988; Gorbarenko et al., 2002). Ниже, до границы голоцена и плейстоцена, содержание аморфного кремнезема (SiO_2 ам.) в осадках снижается, и переходные слои представлены глинисто-алевритовыми осадками с примесью диатомовых створок, с тонкими прослоями кремнисто-глинистых илов (Воронова, Ильев, 1997; Грецкая, 1997; Gorbarenko et al., 2002; Cruise..., 1999, 2000). На шельфе и на подводных поднятиях кремнистые илы фациально замещаются кремнисто-глинистыми, глинисто-алевритовыми и песчаными осадками (Воронова, Ильев, 1997). На крутых склонах и вершинах подводных поднятий осадки 1-го кремнистого горизонта иногда отсутствуют, а на поверхность выходят древние, местами даже палеогеновые, вулкано-терригенные отложения (Цой, Шастина, 2000).

В диатомовых илах 1-го горизонта А.П. Жузе (1962) выделила 4 зоны (фактически, фации), отличающиеся составом комплексов диатомовой флоры. Обширную центральную часть морского дна покрывают илы, содержащие океанический комплекс микрофлоры. Полоса осадков вдоль побережий содержит неритический комплекс. Между ними, тяготея к материковому склону, располагается зона смешанной океаническо-неритовой флоры. В сублиторальной зоне, локально (на некоторых участках восточного побережья Сахалина, магаданского



Станции проботбора в рейсах нис «Морской геофизик» (1989 г.), «Академик А. Несмеянов» (1993 г.), «Академик А. Виноградов» (1992 г.) и «Академик М. Лаврентьев» (1996 г.).

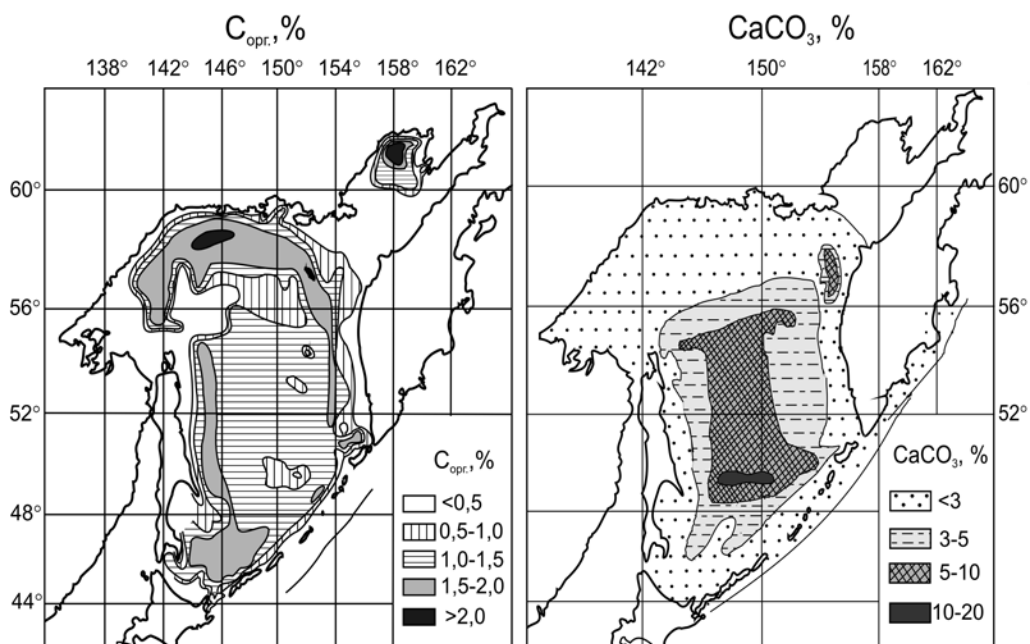


Рис. 67. Распределение SiO_2 ам., $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 в поверхностном слое осадков Охотского моря (по: Безруков, 1960; Воронова, Ильев, 1997).

Таблица 34. Местоположение станций трансхотского профиля, скорости седиментации и абсолютные массы кремнезема.

№ станции	Глубина воды, (м)	Широта, долгота	Интервал колонки, (см)	Изотопно-кислородная стадия*	Скорости осадко-накопления, (см/тыс. лет)**	Абсолютные массы (г/см ² /1000 лет)		
						осадка	SiO ₂ аморф.	SiO ₂ св.
89211	140	58° 35,00'	0-185	I	17,5	12,3	1,61	4,89
		145° 28,20'	185-195	II				
89224	235	57° 10,00'	0-40	I	3,2	2,8	0,67	1,34
		144° 43,90'	40-47	II				
LV27-2	1305	54° 30,15'	0-410	I	32,8	12,5	3,84	6,82
		144° 45,15'	410-738	II	> 28,5	> 18,5	> 1,42	> 4,83
LV27-5	482	54° 44,09'	0-55	I	4,4	2,1	0,65	1,11
		149° 29,91'	55-180	II	10,9	11,1		
936	1310	51° 00,90'	0-160	I	12,8	4,2	1,56	2,44
		148° 18,80'	160-300	II	12,2	4,6		
935	1110	49° 17,80'	0-30	I	2,4	1,8	0,05	0,53
		150° 19,30'	30-290	II	22,6	15,1		
934	2190	48° 32,50'	0-400	I	32,0	11,2	4,61	6,47
		150° 40,90'	400-510	II				
931	3255	48° 15,10'	0-530	I	42,5	23,0	5,7	11,6
		150° 25,20'	530-570	II				
HS-2	3300	46° 58,40' 150° 58,20'	0-60	I	> 4,8	> 7,5	> 1,12	> 3,08
H7-974	710	55° 34,00' 153° 37,40'	0-300	I	> 24	> 15,1	> 2,78	> 6,8
H7-986	950	54° 15,80'	0-70	I	5,6	3,0	0,66	1,32
		147° 42,20'	70-120	II	4,3	2,4		

Примечание: *Изотопно-кислородные стадии (Gorbarenko et al., 2002): I – 0-12,5 тыс. лет (голоцен), II – 12,5-24 тыс. лет (поздний плейстоцен). ** – по данным (Астахов и др., 2000).

побережья, западного побережья Камчатки, в устье Пенжинской губы) илы обогащены бентосными и даже пресноводными видами диатомей. Близкое распределение имеют и флористические комплексы в осадках межледниковых эпох плейстоцена. В осадках, отлагавшихся в ледниковые эпохи, количество теплолюбивых океанических видов снижается, вплоть до полного их отсутствия; преобладают неритические (арктические и бореальные) виды, а сублиторальные и пресноводные могут быть встречены даже в глубоководных котловинах моря (Жузе, 1962; Черепанова, 1999).

5.2. Физические свойства кремнистых илов

В таблице 35 представлены результаты измерения физических свойств осадков колонок, расположенных на профиле через акваторию Охотского моря от магаданского шельфа до Курильских островов (рис. 68). Плотность сухого осадка рассчитана за вычетом содержания солей, при принятой солености иловых вод 35‰ (табл. 35).

В осадках станций на профиле (рис. 67) объемная влажность варьирует от 27 до 91,6%. Максимальная влажность свойственна биогенным кремнистым илам, что иллюстрирует зависимость содержания аморфного кремнезема от объемной влажности (рис. 68). Плотность осадков во влажном состоянии изменяется от 1,17 до 1,81 г/см³, а плотность минерального скелета – от 0,23 (в высококремнистых) до 1,53 г/см³ – в глинисто-алевритовых и алеврито-песчаных илах. Плотность как влажного так и сухого ила находится в обратной зависимости от содержания аморфного (SiO_2 ам.) и «свободного» (SiO_2 св.) кремнезема (рис. 68).

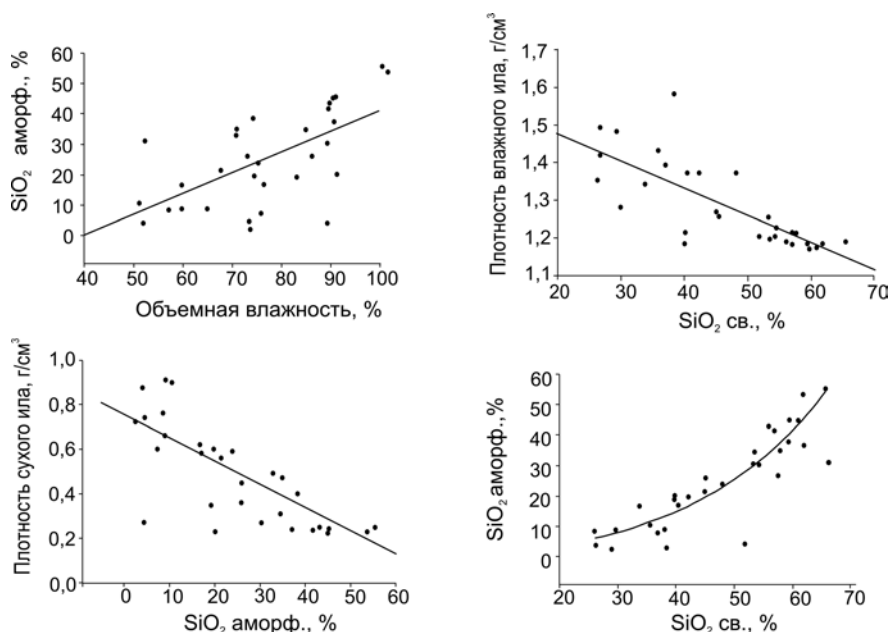


Рис. 68. Зависимость физических свойств голоценовых илов Охотского моря от содержания аутигенного кремнезема (Волохин и др., 2004).

Таблица 35. Физические свойства голоценовых и верхнеплейстоценовых илов Охотского моря.

№ станции	Глубина отбора пробы, см	Объемная влажность, %	Плотность осадка, г/см ³	Содержание минеральной фазы, г/см ³
89211	20	74,66	1,37	0,60
	60	76,55	1,37	0,58
	100	76,00	1,39	0,60
	140	65,17	1,58	0,91
	175	64,54	1,66	0,99
89224	10	75,57	1,37	0,59
	40	60,10	1,67	1,05
LV27-5	5	52,48	1,25	0,71
	34	57,86	1,34	0,74
	66	38,27	1,65	1,25
	95	43,94	1,55	1,10
	146	38,44	1,61	1,21
	176	31,57	1,76	1,43
	207	30,16	1,75	1,44
	236	33,26	1,71	1,37
	330	41,35	1,57	1,14
	430	27,20	1,81	1,53
LV27-2	518	42,74	1,52	1,08
	20	74,37	1,17	0,40
	48	72,98	1,19	0,43
	81	73,05	1,21	0,45
	106	71,07	1,21	0,47
	175	70,93	1,22	0,49
	238	67,83	1,26	0,56
	303	59,94	1,34	0,62
	377	59,94	1,28	0,66
	447	56,12	1,35	0,77
	504	57,42	1,35	0,76
	572	54,06	1,40	0,84
	621	52,27	1,42	0,88
	674	51,36	1,45	0,92
	733	51,34	1,43	0,90
936	5	90,70	1,17	0,23
	40	89,90	1,18	0,25
	82	91,40	1,18	0,23
	135	88,40	1,22	0,31
	150	84,50	1,34	0,47
	187	78,04	1,40	0,59
	240	73,10	1,38	0,62
	293	79,56	1,41	0,59
	335	82,94	1,23	0,37
	380	84,00	1,34	0,47
	430	81,60	1,29	0,45
	465	75,70	1,39	0,61
	482	75,82	1,44	0,66
	517	76,46	1,43	0,64
	555	77,36	1,41	0,61
	597	85,76	1,30	0,41
	650	84,86	1,33	0,45
	700	83,98	1,29	0,42

Таблица 35 (окончание).

935	25	73,66	1,48	0,72
	52	79,96	1,37	0,54
	97	73,60	1,43	0,67
	142	74,80	1,45	0,68
	182	70,60	1,50	0,77
	202	77,86	1,41	0,60
	262	77,56	1,41	0,61
	295	73,66	1,48	0,72
	327	79,94	1,42	0,59
	365	74,90	1,44	0,66
	412	76,50	1,45	0,66
	450	69,86	1,57	0,85
	480	73,84	1,49	0,73
	520	74,60	1,47	0,70
	560	72,84	1,49	0,74
	600	74,06	1,48	0,71
934	15	90,68	1,19	0,25
	45	91,60	1,18	0,23
	70	86,30	1,12	0,23
	118	91,14	1,18	0,24
	140	90,88	1,18	0,24
	170	90,44	1,17	0,23
	202	89,52	1,20	0,27
	229	86,28	1,23	0,34
	236	86,28	1,25	0,36
	270	82,76	1,27	0,41
	310	82,24	1,31	0,46
	350	82,76	1,32	0,46
	376	86,08	1,29	0,40
	400	80,74	1,31	0,47
	440	80,16	1,33	0,50
	460	79,94	1,36	0,53
	475	81,76	1,36	0,51
	505	80,52	1,36	0,53
931	20	89,74	1,17	0,24
	50	89,38	1,20	0,27
	80	83,22	1,21	0,35
	109	88,00	1,18	0,27
	137	85,10	1,19	0,31
	172	73,54	1,49	0,74
	200	79,62	1,32	0,50
	220	85,20	1,28	0,40
	244	78,44	1,35	0,54
	280	78,26	1,41	0,60
	310	43,88	1,65	1,20
	342	74,76	1,40	0,63
	355	83,14	1,36	0,50
	370	75,50	1,39	0,61

Примечание: Данные А.С. Астахова (1991) с корректировкой содержания минеральной фазы в работе (Волохин и др., 2004).

5.3. Компонентный и минеральный состав голоценовых илов

Фациальные изменения голоценового кремнистого горизонта прослеживаются в составе осадков станций профиля от северного шельфа до Курильских островов.

Отложения северного шельфа представлены слабо кремнистыми алеврито-глинистыми илами станции 89211 (глубина моря 140 м). В илах поверхностного слоя преобладает (местами до 30-40%) мелкий алеврит (0,01-0,05 мм). Крупноалевритовая (0,05-0,1мм) и мелкопсаммитовая (0,1-0,25 мм) фракции составляют 5-7%. Обломочный материал представлен преимущественно кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазами и хлоритом. Остатки створок диатомей (центрических и пиннатных) составляют 5-10%, а спикулы монаксоновых губок – 2-3%. Ниже по колонке количество обломочного материала варьирует от 5-7% до 30-40% и осадки представлены переслаиванием глинистых диатомовых алевритов и диатомовых алевритистых глин. Крупные обломочные зерна – плохо окатанные или не окатанные, сортировка зерен плохая. На отдельных интервалах колонки содержание диатомей достигает 10-15%; присутствуют силикофлагелляты и редкие скелеты радиолярий. На глубине 150 см от поверхности дна встречаются зерна бурого ожелезненного вулканического стекла и аутигенного фрамбоидального пирита. Близкий состав имеют и отложения колонки 89224, отличающиеся только более высоким содержанием кремнистых биогенных остатков.

В пелагической части моря, в колонке 936 (глубина моря 1310 м) верхние 96 см сложены диатомовым илом (0-6 тыс. лет), ниже которого залегает переходный слой переслаивающихся кремнистых и терригенных осадков (78-120 см, 6-8 тыс. лет), а еще ниже – слабо известковистых (с фораминиферами) алевритистых глин (120-160 см, 8-12,5 тыс. лет). В терригенных отложениях верхнего плейстоцена на интервале колонки 295-300 см отмечен прослой тефры K2, с установленным возрастом 26 тыс. лет (Gorbarenko et al., 2002). Радиоуглеродные определения по планктонным фораминиферам *N. pachyderma* дали возраст осадков колонки 936 на глубинах: 125 см – 9570 ± 50 , 155 см – 12140 ± 60 и, 320 см – 26120 ± 290 лет (Gorbarenko et al., 2002).

На станции 931 (глубина моря 3255 м) поверхностные осадки представлены оливково-зелеными алеврито-глинистыми диатомовыми илами. Преобладают целые створки центрических диатомей, размером от 0,03 до 0,2 мм. Они составляют 50-60% площади препаратов, причем от 10 до 20% приходится на долю крупных (0,10-0,22 мм) створок. Спикулы монаксоновых и редких триаксоновых губок, а также радиолярии редки (1-3%). Мелкоалевритовые (3-5%) и редкие песчаные зерна представлены полевыми шпатами, кварцем и ожелезненным вулканическим стеклом. Соотношение биогенных кремнистых остатков и обломочной примеси в осадках колонки 931 варьирует. На глубине 97, 167, 211, 225 см от поверхности дна в глинисто-диатомовых илах присутствуют тонкие прослои терригенных алевритовых илов с редкими остатками диатомей. Ниже, осадки интервала 250-440 см представлены переслаиванием диатомовых алевритистоглинистых и глинисто-диатомовых илов. Еще ниже, в 450 см от поверхности дна,

голоценовые илы представлены глинисто-алевритовыми турбидитами. Они содержат подчиненное количество (3-5%, редко до 15-20%) панцирей диатомей, спикул губок и, реже, мелких радиолярий. На глубине 454 см от поверхности дна установлен песчаный прослой (2 см), состоящий из неокатанных зерен полевых шпатов и дацитового вулканического стекла, с редкой примесью диатомей. Среди минералов тяжелой фракции в нем преобладает магнетит, присутствуют клинопироксены и ортопироксены. Этот песчаный прослой идентифицирован как слой тефры TR извергавшегося 8 тыс. лет назад на о-ве Онекотан вулкана Тао-Русыр (Gorbarenko et al., 2002). Терригенные илы верхнеплейстоценовой части колонки содержат рассеянные карбонатные зерна (0,01-0,05 мм) и остатки фораминифер (< 1%). Обломочная фракция этих илов содержит зерна плагиоклазов, кварца, пироксенов, роговой обманки, хлорита, частиц андезитового или базальтового вулканического стекла, а также ортоклаза и пертита (до 0,18 мм).

В колонке 935, в верхней части склона подводного поднятия Академии Наук (глубина моря – 1110 м), голоценовые осадки представлены песчанистыми алевритами с незначительной примесью диатомовых створок. Верхи голоцена (кремнистые илы) здесь, по-видимому, смыты или не отлагались, а на поверхности дна выходят подстилающие терригенные осадки.

Вблизи Курильской островной дуги (станция HS-2) голоценовые осадки становятся грубее, чем в пелагиали моря, несмотря на значительные глубины их отложения. В поверхностном слое (2 см от поверхности дна) содержится до 30-40% обломочных зерен алевритовой размерности, 5-10% створок диатомей и их детрита, а также редкие спикулы губок. Значительную часть составляет глинистое вещество, слагающее бесформенные комочки и эллиптические пеллеты. Присутствуют рассеянные бесформенные выделения ($\leq 0,1$ мм) оксидов марганца (~ 10% от площади препаратов). Ниже, голоценовую часть колонки слагают алеврито-глинистые диатомовые илы, с прослоями крупного алеврита и среднесортированного песка (в 10, 26 и 32 см ниже поверхности дна). Песок состоит из неокатанных зерен кварца, плагиоклаза, калиевых полевых шпатов, клинопироксена, хлорита, биотита, мусковита, амфиболов, вулканического стекла и содержит комочки глины. Остатки диатомей и их детрит варьируют в количестве от 5 до 30%. Встречаются спикулы монаксонных губок (0-5%, местами, до 15%) и гексактинелид, редкие мелкие радиолярии. В 40 см от поверхности дна и ниже, в осадке встречаются микростяжения и хлопьевидные выделения оксидов марганца и гематит, покрывающий обломки вулканических стекол. В верхнеплейстоценовой части колонки, на глубине 73 см, в глинисто-диатомовом алеврите присутствуют оплавленные (или окатанные) зерна магнетита, размером $\leq 0,1$ мм, аутигенный пирит, а также гетит и (или) гематит, замещающие частицы основного или среднего вулканического стекла.

5.4. Минеральный состав глинистой фракции в голоценовых осадках

Исследования минерального состава глин (фракций < 1 мкм и 1-10 мкм) поверхностного слоя осадков ранее проводились с использованием метода окра-

шивания (Невесский, 1957; Захарова и др., 1977), дифференциального термического анализа (Захарова и др., 1977) и рентгеновским дифрактометрическим методом (Курносов, Мурдмаа, 1978; Aoki, Oinuma, 1988). Установлено преобладание иллита и смектитов (монтмориллонита и бейделлита) в осадках центральной части моря, высокие содержания монтмориллонита на площадях, прилегающих к юго-западной Камчатке, и повышенные содержания каолинита (10-14%) вблизи южного Сахалина и в южной части Южно-Охотской котловины (Курносов, Мурдмаа, 1978; Aoki, Oinuma, 1988). В последнем случае предполагалось поступление каолинитов гидротермального происхождения с о. Кунашир и близлежащих Курильских островов (Aoki, Oinuma, 1988). Заметная примесь каолинита установлена в илах центральной части моря, в районе возвышенности Академии Наук (Захарова и др., 1977). Смешанослойный иллит-смектит, составлявший существенную часть глинистых минералов в илах, ранее не был диагностирован и, по-видимому, причислялся к смектитам.

Глинистая фракция изучена в осадках расположенных на профиле через акваторию Охотского моря (Волохин и др., 2004). На большинстве станций, в илах преобладают иллит и смешанослойный иллит-смектит, составляющие в сумме от 60 до 80% (табл. 36). Смектит преобладает (до 65%) на отдельных интервалах колонки LV27-2; в меньших количествах он содержится и в колонках 934 и HS-2. Смешанослойный хлорит-смектит (корренсит?) встречается в осадках колонок 89211, 89224, LV-5 и, максимально, в колонке LV27-2. В илах колонок 934 и 931 распространен смешанослойный иллит-вермикулит, который диагностируется по смещению отражения (001) от 11,5 Å в воздушно-сухом и насыщенном этиленгликолем препаратах, до 10 Å, в прокаленном препарате. Каолинит установлен на отдельных интервалах колонок в осадках почти всех станций, в смеси с хлоритом, но отсутствует в кремнистых илах центральной части бассейна (станции 936 и 934) (табл. 36). Наиболее богаты им осадки периферической части бассейна. Илы центральных участков моря обогащены смектитом и смешанослойным иллит-смектитом. Глины тонкой фракции (< 2 мкм) обогащены смектитом, а более грубой (2-5 мкм) – иллитом (табл. 36, ст. 931 и 934).

Минеральный состав глин отражает разнообразие источников питания и дифференциацию терригенного вещества по размеру частиц, приведшую к обогащению прибрежных осадков Охотского моря каолинитом, а тонкозернистых пелагических илов – смешанослойным иллит-смектитом. Подавляющее большинство иллита, иллит-смектита, каолинита и хлорита – аллотигенные минералы, принесенные реками и разнесенные течениями (Курносов, Мурдмаа, 1978). В морских палеогеновых и мезозойских отложениях Сахалина содержатся каолинит, диоктаэдрические гидрослюда (иллит), смектиты, железистый хлорит и смешанослойный иллит-смектит (Курносов, 1971). В палеоценовых угленосных отложениях Западно-Сахалинского прогиба каолинит присутствует в значительных количествах, но меньше встречается в перекрывающих их морских отложениях (Курносов, 1971).

Часть глинистых частиц поступала при подводном размыве древних осадков или пород. Такое происхождение, предположительно, могли иметь смекти-

Таблица 36. Минеральный состав глинистой фракции илов Охотского моря.

№ станции	Интервал, см	Смектит	Иллит-смектит	Хлорит-смектит	Иллит-вермикулит	Иллит	Хлорит	Каолинит
<i>Фракция < 2 мкм</i>								
89211	5		32	Сл.		43	17	8
	25		22	Сл.		44	34	Сл.
	42		20	21		38	16	5
	62		19	Сл.		57	17	8
	82		38			41	21	Сл.
	112		40	Сл.		41	15	4
	142		20	20		41	13	6
	162		40	20		21	9	10
89224	0		?	22		41	37	Сл.
LV27-5	0-5	Сл.		55		18	23	
LV27-2	0-10	45	?	Сл.		35	20	
	60-70	?	?	64		18	17	
	110-120	?	?	60		27	13	
	170-180	?		46		28	26	?
	230-240	Сл.	68	?		20	8	4
	300-310	65		Сл.		18	7	10
	380-390	Сл.	45	Сл.		33	22	+
	470-480	18				59	16	7
	600-610	Сл.	35			45	20	
	720-730	Сл.	53	Сл.		27	16	4
H7-974	16	?	58	Сл.		21	21	
H7-986	20		74	Сл.		10	12	4
936	8-10		68	Сл.		20	9	3
	18-20		44	Сл.		35	21	
	38-40	Сл.	19	Сл.		48	33	
	58-60		56	Сл.		25	19	
	78-80		49	Сл.		28	23	
	98-100		76	Сл.		14	10	
	118-120		60	Сл.		25	15	
	7-9		9		76	10	5	
	52-54	Сл.	13	Сл.	60	17	10	
	97-99	38			37	15	10	
934	142-144	20			58	12	10	
	205-207		26	Сл.	47	17	10	
	234-238		14		69	10	7	
	8-10	Сл.	59			30	11	
	48-50	Сл.	41			21	18	20
	88-90		55	Сл.		18	18	9
	128-130	Сл.	39		27	21	9	4
	168-170	Сл.	50	Сл.	9	14	27	?
	15-20	45		Сл.		33	16	5
	60-65	Сл.	58	Сл.		21	14	7
<i>Фракция 2-5 мкм</i>								
934	7-9		24	Сл.		56	19	
	52-54		7	Сл.	61	15	17	
	97-99		53		14	19	14	
	205-207		42	Сл.	15	20	22	+
	234-238		21	Сл.	63	3	16	
931	48-50	Сл.	39			43	17	
	88-90		62			16	22	+
	128-130		38			46	15	
	168-170		70			14	15	+

Примечание: + – каолинит предполагается по разрешению на дифрактограммах дублета отражений хлорита (004) и каолинита (002), Сл. – следы минерала.

ты и хлорит-сметиты илов станции LV27-2. Первичным источником хлорит-сметита мог служить меловой офиолитовый комплекс Шмидтовского подводного поднятия, отделяющего впадину Дерюгина от Северного Сахалина (Волохин и др., 2004). Смешанослойный иллит-вермикулит в диатомовых илах станций 934 и 931 мог быть продуктом подводного размыва древних (гидротермально измененных?) щелочных базальтоидов. Проявления плиоценового субщелочного базальтового, андезито-базальтового и андезитового вулканизма на возвышенности Академии Наук отмечены вблизи этих станций (Съедин и др., 2002). В самой Южно-Охотской котловине известен вулкан, извергавший андезито-базальтовые лавы в раннеплейстоценовое время (Тарарин и др., 2000). На возвышенности Академии Наук также драгированы алевриты, аркозовые песчаники, калиево-магнезиальные биотит-хлоритовые сланцы и метаморфизованные интенсивно биотитизированные эффузивы (Леликов, 1992). Иллит-вермикулит мог также являться продуктом гальмиролиза или гидротермального изменения биотитов этих пород.

Практически все установленные в илах кремнистого горизонта голоцена Охотского моря глинистые минералы (исключая смешанослойный иллит-сметит) присутствуют и в мезозойских кремневых толщах Сихотэ-Алиня.

5.5. Химический состав голоценовых илов

В поверхностных илах Охотского моря поле наибольшего содержания SiO_2 ам. смещено к востоку (рис. 67). Высокие содержания SiO_2 ам. (более 30%) и SiO_2 св. (> 50%) характерны для верхней половины разреза голоценовых отложений станций LV27-2 (северо-западное окончание котловины Дерюгина), LV27-5 (бровка Охотского свода), Н7-986 (восточный), 936 (южный край котловины Дерюгина), 934 и 931 (нижняя часть южного склона поднятия Академии Наук и дно Южно-Охотской котловины). Максимальные содержания SiO_2 ам. (55,4%) и SiO_2 св. (65,3%) установлены в илах станции 934 (табл. 37). В шельфовых осадках станции 89211 содержание SiO_2 ам. $\leq 20\%$, а SiO_2 св. достигает 44%. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ слабо возрастает в илах колонок, более удаленных от суши (LV27-2 и 936), и уменьшается по приближению к полуострову Камчатка (Н7-974) и к Курильским островам (станция HS-2). Это связывается с уменьшением в пелагических осадках центральной части моря алевритовой фракции, содержащей значительное количество натровых полевых шпатов, и относительным увеличением глинистой фракции, в которых преобладают иллит и смешанослойный иллит-сметит.

Осадки станции 936 обогащены окисью марганца в 3-10 раз, по сравнению с осадками других станций, что объясняется их близостью к предполагаемой зоне разгрузки гидротермальных растворов (Астахов и др., 1987; Астахов и др., 2000). Модуль $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ в этих осадках повышен (до 21,4). Максимальные для Охотского моря содержания Mn в окисленных (до 3,07%) и в восстановленных (до 1,68%) диатомовых илах известны во впадине Дерюгина (Остроумов, 1954; Астахов и др., 2000). Абсолютные массы накопления Mn во впадине Дерюгина в голоцене достигали 62,6 мг/см² в 1000 лет (Астахов и др., 2000), и близки

Таблица 37. Химический состав голоценовых и позднеплейстоценовых илов Охотского моря, % (Волохин и др., 2004).

Глубина, интервал (см)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	SiO ₂ аморф.	K ₂ O/Na ₂ O	(Fe+Mn)/Ti
Станция 89211 (h = 140 м, L = 48 км от северного берега)																	
5	68,79	0,46	10,39	1,90	1,88	0,06	1,39	1,55	1,79	1,57	0,28	9,50	99,56	43,8	12,23	0,88	10,3
25	68,30	0,46	10,92	1,80	1,90	0,05	1,54	1,48	1,73	1,53	0,25	8,64	99,60	42,1	19,72	0,88	10,1
42	69,90	0,26	10,95	2,84	1,57	0,03	1,40	1,95	1,86	1,79	0,20	7,19	99,95	43,6		0,96	20,7
62	68,78	0,50	11,81	2,57	1,71	0,04	1,05	1,32	1,90	1,72	0,25	8,00	99,64	40,4	16,99	0,91	10,5
82	66,98	0,21	12,25	2,62	1,69	0,06	1,67	1,51	1,99	1,75	0,23	8,50	99,45	37,5	10,64	0,88	25,4
112	66,64	0,52	12,41	2,86	1,72	0,05	2,11	1,54	2,29	1,96	0,25	7,01	99,36	36,9	7,36	0,86	10,8
142	67,86	0,48	12,39	2,59	1,50	0,09	1,47	1,77	2,30	2,04	0,20	6,79	99,48	38,1	9,10	0,89	10,6
162	68,30	0,50	13,59	2,80	1,41	0,04	1,96	2,23	2,48	2,17	0,18	4,04	99,70	35,7	15,66	0,88	10,5
Станция 89224 (h = 235 м, L = 285 км от северного берега)																	
0	71,84	0,40	9,97	1,86	1,30	0,06	1,51	1,54	1,96	1,56	0,22	7,23	99,45	47,9	23,86	0,80	9,8
Станция LV27-2 (h = 1305 м, L = 130 км от о. Сахалина)																	
0-10	74,56	0,30	6,44	1,94	1,06	0,06	1,33	1,71	1,19	1,16	0,14	9,55	99,44	59,1	38,2	0,97	12,4
60-70	74,67	0,15	7,28	1,55	1,37	0,06	1,44	2,01	1,29	1,19	0,19	8,58	99,78	57,2	25,95	0,92	24,4
110-120	74,06	0,25	6,84	1,85	1,09	0,08	1,53	1,99	1,23	1,23	0,23	9,93	100,31	57,6	34,92	1,00	14,7
170-180	72,36	0,34	7,55	2,12	1,34	0,07	1,70	2,83	1,40	1,32	0,13	8,25	99,41	54,2	32,89	0,94	12,7
230-240	68,66	0,38	9,91	2,95	1,48	0,07	1,74	2,70	1,56	1,63	0,17	8,27	99,48	44,9	21,45	1,04	14,3
300-310	63,81	0,51	12,50	3,20	1,75	0,09	1,94	1,85	1,95	2,10	0,28	9,33	99,31	33,8	16,67	1,08	12,0
380-390	60,51	0,90	12,80	4,30	1,80	0,05	1,86	3,86	1,67	1,99	0,18	9,68	99,60	29,8	8,92	1,19	8,2
470-480	61,94	0,62	14,92	4,71	1,80	0,05	2,15	1,71	2,05	2,33	0,20	6,86	99,34	26,1	8,5	1,14	12,7
600-610	61,64	0,59	14,65	3,53	2,24	0,07	1,67	1,64	1,94	2,61	0,14	8,16	99,38	26,5	4,04	1,35	12,1
720-730	62,57	0,99	15,38	4,03	1,97	0,05	2,03	1,69	2,17	2,72	0,20	5,67	99,47	25,7	10,47	1,25	7,4
Станция LV27-5 (h = 482 м, L = 428 км от п-ова Камчатка)																	
0-5	74,59	0,33	8,98	2,32	1,25	0,03	1,13	1,72	1,74	1,30	0,16	5,81	99,36	53,0	30,93	0,75	13,2
Станция Н7-974 (h = 710 м, L = 158 км от п-ва Камчатка)																	
16	70,90	0,40	10,89	2,55	1,31	0,04	1,32	2,40	2,24	1,65	0,16	5,70	99,56	44,8	18,42	0,74	11,8
Станция Н7-986 (h = 950 м, L = 382 км от северного Сахалина)																	
20	66,91	0,33	9,60	2,49	1,15	0,07	1,62	5,51	1,82	1,34	0,16	8,68	99,68	43,9	21,94	0,74	13,6
Станция 936 (h = 1310 м, L = 326 км от о. Сахалин)																	
0-5	74,40	0,39	5,75	1,93	1,08	0,40	2,33	1,13	1,28	1,18	0,11	9,68	99,66	60,6	44,96	0,92	10,7
18-20	73,85	0,20	6,32	1,97	1,04	0,31	2,02	1,69	1,10	1,18	0,22	9,95	99,58	58,7	43,01	1,07	20,2
38-40	73,66	0,20	6,65	2,35	0,88	0,30	2,05	2,56	1,24	1,22	0,12	8,23	99,46	57,7	43,16	0,98	21,4
58-60	72,10	0,24	6,92	2,61	1,10	0,37	2,27	2,43	1,24	1,33	0,14	8,69	99,44	55,5	17,2	1,07	20,6

Таблица 37 (окончание).

Глубина, интервал (см)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	SiO ₂ аморф.	K ₂ O/ Na ₂ O	(Fe+Mn)/ Ti
Станция 936 (h = 1310 м, L = 326 км от о. Сахалин)																	
78-80	64,45	0,36	10,27	4,06	1,12	0,46	3,04	3,45	1,57	1,67	0,20	8,88	99,53	39,8	20,08	1,06	18,8
98-100	62,35	0,45	12,77	4,60	1,41	0,56	3,38	2,71	1,98	2,11	0,19	7,33	99,84	31,7	6,36	1,07	17,6
118-120	54,85	0,52	13,23	5,44	1,18	0,49	3,10	5,99	1,70	2,07	0,21	10,91	99,69	23,1	5,82	1,22	16,4
Станция 935 (h = 1110 м, L = 507 км от о. Сахалин)																	
8-10	62,47	0,50	13,85	3,44	1,70	0,06	2,02	4,36	2,26	2,36	0,19	6,41	99,62	29,2	2,53	1,04	12,6
Станция 934 (h = 2190 м, L = 183 км от Курильских островов)																	
7-9	76,66	0,17	4,72	1,64	0,96	0,10	1,23	1,66	1,04	0,83	0,19	10,35	99,55	65,3	55,42	0,80	19,3
52-54	76,69	0,23	6,34	1,54	1,35	0,07	1,21	1,91	1,12	0,89	0,22	8,50	100,07	61,5	53,67	0,79	15,8
97-99	74,43	0,24	6,37	2,05	1,21	0,08	1,74	1,85	1,32	1,07	0,17	9,23	99,76	59,1	45,14	0,81	17,1
142-144	76,85	0,36	6,37	1,91	1,12	0,10	1,23	1,22	1,07	0,90	0,21	8,60	99,94	61,6	37,03	0,84	10,6
205-207	73,50	0,26	7,98	2,57	1,24	0,07	1,70	3,21	1,27	1,10	0,15	6,42	99,47	54,0	30,3	0,87	18,1
234-235	67,43	0,33	9,29	2,87	1,64	0,11	2,09	3,54	1,36	1,22	0,19	9,45	99,52	45,1	25,87	0,90	17,0
Станция 931 (h = 3255 м, L = 170 км от Курильских островов)																	
8-10	75,28	0,24	7,74	1,84	1,48	0,11	1,55	2,16	1,23	1,01	0,18	6,61	99,43	56,7	41,59	0,82	17,5
48-50	72,61	0,26	8,74	2,11	1,39	0,08	1,82	3,10	1,49	1,06	0,13	6,65	99,44	51,6	4,31	0,71	16,4
88-90	67,59	0,43	11,56	3,30	1,88	0,09	2,05	3,99	2,09	1,37	0,22	4,93	99,50	39,8	19,18	0,66	14,9
128-130	72,42	0,28	7,97	2,17	1,44	0,11	2,20	2,42	1,06	1,12	0,22	8,25	99,66	53,3	34,55	1,06	20,9
168-170	61,72	0,58	14,58	3,91	2,37	0,13	2,80	4,40	2,27	1,57	0,20	5,14	99,67	26,7	4,58	0,69	13,5
Станция HS-2 (h = 3300 м, L = 91 км от Курильских островов)																	
5-20	70,90	0,38	9,85	2,23	1,84	0,09	1,94	2,96	1,77	1,24	0,15	6,25	99,60	47,3	22,07	0,70	13,4
60-65	70,89	0,44	12,82	3,82	2,01	0,24	2,51	3,49	2,03	1,37	0,24	5,37	99,80	34,7	7,93	0,67	16,8

Примечание: Пробы интервалов 470-480, 600-610 и 720-730 см станции LV27-2 представляют верхнеплиоценовый интервал колонки. Остальные анализы характеризуют голоценовый горизонт; h – глубина воды, L – расстояние от ближайшей суши.

к таковым на Восточно-Тихоокеанском поднятии, где его поступление связывается с эксгальтативно-гидротермальной деятельностью (Boström et al., 1969, 1973; Страхов, 1976; Металлоносные ..., 1979; Lalou, 1983; Гурвич, 1998). По геофизическим данным впадина Дерюгина расположена над мантийным диапиром и характеризуется высоким тепловым потоком (Родников и др., 2002).

На графике зависимости SiO_2 от $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ составы шельфовых осадков станций 89211 и 89224 (поле «А») и пелагических осадков станций 934 и 936 (поле «С») практически разделяются (рис. 69). Поле «Б» осадков подножья континентального склона (ст. LV27-2) частично перекрывает поля шельфовых и пелагических осадков Охотского моря. Илы центральных участков моря (ст. 931, 934 и 936) близки по значениям модуля $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ к диатомовым илам котловины Парасе-Вела в Филиппинском море. Однако океанические илы пелагических областей океана, в среднем, богаче Mn и Fe, чем илы центральных областей Охотского моря, и имеют самые низкие значения $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (см. рис. 69).

Сравнение химического состава голоценовых кремнистых илов и древних пород. В илах Охотского моря содержание свободного кремнезема рассчитывалось по формуле $\text{SiO}_2 \text{ св.} = \text{SiO}_2 \text{ вал.} - 2,4\text{Al}_2\text{O}_3$, использованной и при

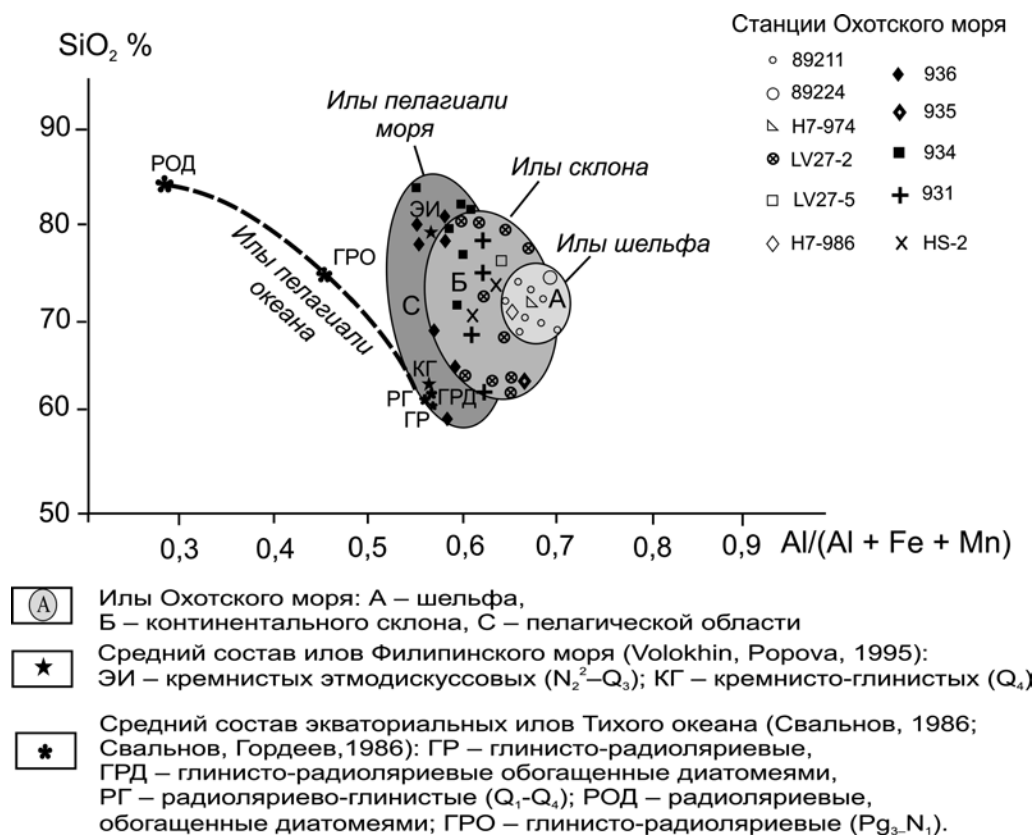


Рис. 69. Зависимость модуля $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ и содержания SiO_2 в голоценовых илах Охотского моря.

его оценке в илах Филиппинского моря, и в кремневых породах Сихотэ-Алиня и Монголо-Охотской области (Волохин, Михайлов, 1979; Волохин, 1985; Volokhin, Porova, 1995). Содержания SiO_2 св. и SiO_2 ам. связаны не пропорциональной зависимостью (рис. 68). В поверхностных осадках Охотского моря отношение SiO_2 св./ SiO_2 ам. варьирует от 1,2 до 1,3 – в пелагических илах, до 3,0 – в осадках шельфа. Вычисленные содержания SiO_2 св. превышают содержания SiO_2 ам. из-за обломочной примеси кварца, калиевого полевого шпата, кислых плагиоклазов и вулканических стекол, содержание которой выше в шельфовых илах.

При сопоставлении химических составов илов и древних пород необходим учет стадийных изменений химического состава отложений в диагенезе, катагенезе (или метагенезе), сопровождаемых потерей летучих, прежде всего воды. Значительное количество воды, содержащейся в биогенном опале-А диатомей, спикул губок или других организмов, при трансформации опаловых пород в кварцевые будет утеряно. Кроме того, осадки потеряют значительную часть органического углерода, содержание которого в кремнистых илах Охотского моря достигает 1,5-2% (Безруков, 1960; Астахов, 2001), водорода, кислорода и других элементов органического вещества. Из-за потери летучих, после диа-катагенетических преобразований, химический состав образовавшихся пород может значительно отличаться от состава твердой фазы исходных илов. С некоторыми допущениями химический состав пород может быть смоделирован по данным полных силикатных анализов кремнистых илов. Отношение потерь при прокаливании к Al_2O_3 в триасовых глинистых силицитах Сихотэ-Алиня, в среднем, составляет 0,37, а в юрских – 0,38 (Волохин и др., 2003). Эти коэффициенты могут быть использованы при пересчете содержаний породообразующих окислов и расчете модельного химического состава пород.

В таблице 18 приведен средний химический состав твердой фазы кремнистых илов поверхностного слоя осадков Охотского моря и моделируемый на его основании состав пород (цифры в скобках), достигших стадии катагенетических изменений мезозойских силицитов Сихотэ-Алиня. Содержание SiO_2 в модельном составе пород существенно выше, чем в исходных илах. В абсолютных процентах увеличение SiO_2 минимально для кремнисто-терригенных отложений шельфа (на 2,8-4,3%, осадки ст. 89224 и 89211) и максимально (6,2-7,2%) для кремнистых илов глубоководных станций 936 и 934 (табл. 18). Содержание SiO_2 в моделируемых от илов Охотского моря породах оказывается близким к его содержанию в нижних, глинисто-кремневых пачках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (см. табл. 18). Поверхностные илы шельфа (пробы 89211/5 и 89224/0) могут преобразоваться в кремневые аргиллиты, содержащие 72,9-74,4% SiO_2 или 46,4-49,6% SiO_2 св., т.е. близкие по кремнесодержанию к нижней пачке триасовой кремневой формации в разрезе на правобережье р. Уссури (устье р. Огородной). Сравнение химического состава илов Охотского моря с составом позднеюрских силицитов южного Сихотэ-Алиня (см. табл. 19) показывает, что из голоценовых кремнистых илов шельфа (ст. 89211) после стадийных преобразований могут сформироваться породы, по содержанию SiO_2 близкие к силицитам нижней кремневой толще колумбинской свиты (бас. р. Колумбе), а из илов стан-

ций LV27-2 и 931 – породы, близкие по SiO_2 к верхней кремневой толще этого же разреза. Илы станций 936 и 934 по содержанию свободного кремнезема близки к позднеюрской глинисто-кремневой толще разреза р. Корейской (табл. 19).

По сравнению с глинистыми силицитами Сихотэ-Алиня, илы Охотского моря содержат меньше калия, отличаются более низким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и большим отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (см. табл. 18, 19). Недостаток калия в голоценовых илах Охотского моря связывается с преобладанием в глинистой фракции илов деградированных слюд, в частности, смешанослойного иллит-сметита. Повышенное содержание Na_2O отражает не только натровый состав обломочной силикатной фазы, но и возможно неполное удаление морских солей из диатомовых илов при их двукратной промывке в дистиллированной воде (Волохин и др., 2004).

5.6. Скорости седиментации и абсолютные массы кремненакопления

Скорости седиментации на шельфе и у подножья материкового склона варьируют (см. табл. 34). Неравномерность скоростей отложения осадков в голоцене отражают абсолютные массы накопления аморфного и свободного кремнезема, подсчитанные с использованием данных таблицы 37. В центральной части моря отложение осадков происходило более равномерно, за исключением участков подводных поднятий и крутых склонов (рис. 70). На профиле через Охотское море максимальные скорости накопления SiO_2 ам. и SiO_2 св. отмечаются на шельфе (ст. 89211), у подножья континентального склона (ст. LV27-2), в нижней части склона поднятия Академии Наук (ст. 934). На прилегающей к этому поднятию части Южно-Охотской котловины (ст. 931) установлены максимальные абсолютные массы накопления SiO_2 ам. и SiO_2 св. (соответственно 5,7 и 11,6 г/см² за 1000 лет). Высокими темпами кремненакопления отличается котловина ТИН-РО (ст. Н7-974), расположенная вблизи подножья континентального склона Камчатки. Минимальные абсолютные массы SiO_2 ам. (0,05) и SiO_2 св. (0,53 г/см² за 1000 лет) установлены на станции 935, вблизи верхней бровки поднятия Академии Наук.

Интересные данные о строении разреза и скоростях седиментации за последние 1,1 млн. лет дает самая глубокая (46 м) колонка (координаты – 53°57'N, 149°57'E, глубина моря – 822 м) в центральной части Охотского моря (Левитан и др., 2007). Подсчитанные по ней абсолютные массы накопления биогенного SiO_2 в голоцене составили 3 г/см² за 1000 лет, а для трех межледниковых периодов в среднем и позднем плейстоцене, варьируют от 1,5 до 2,5 г/см² за 1000 лет.

Зависимость абсолютных масс кремнезема от рельефа дна отмечена и в других современных бассейнах. В Беринговом море максимальные абсолютные массы SiO_2 ам. выявлены в периферической части глубоководной котловины (3-3,8 г/см²/1000 лет) и бухте Провидения (5 г/см²/1000 лет) и понижены (1,3-1,6 г/см²/1000 лет) на подводном поднятии Ширшова. Они минимальны (0,2-1 г/см²/1000 лет) на внешнем шельфе (Лисицын, 1966б, в). Влияние подводного рельефа на скорости кремненакопления, распределение кремнистых биогенных осадков, содержание в них аморфного кремнезема отмечено

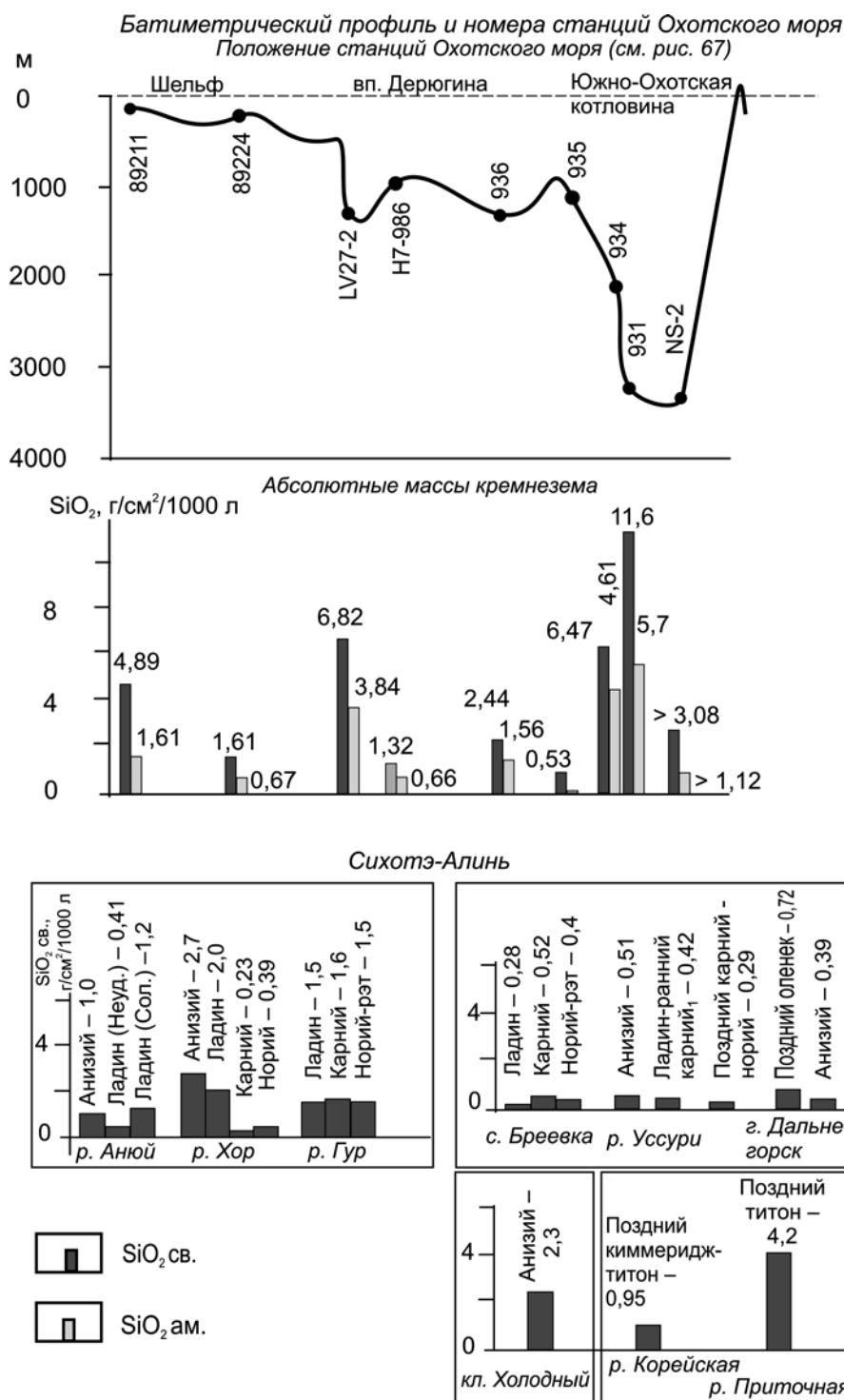


Рис. 70. Сравнение абсолютных масс накопления кремнезема в современном Охотском море, в триасовом и позднеюрском сихотэ-алинском бассейнах.

также в Калифорнийском заливе (Calvert, 1966) и в Филиппинском море (см. гл. 6). Накопление кремнистых биогенных остатков во впадинах дна бассейнов обычно связывается с глубинной гидродинамикой, «плавучестью» диатомовых створок, облегчающей их занос в тиховодные участки, и низкой вязкостью кремнистых илов, облегчающей их стекание со склонов поднятий.

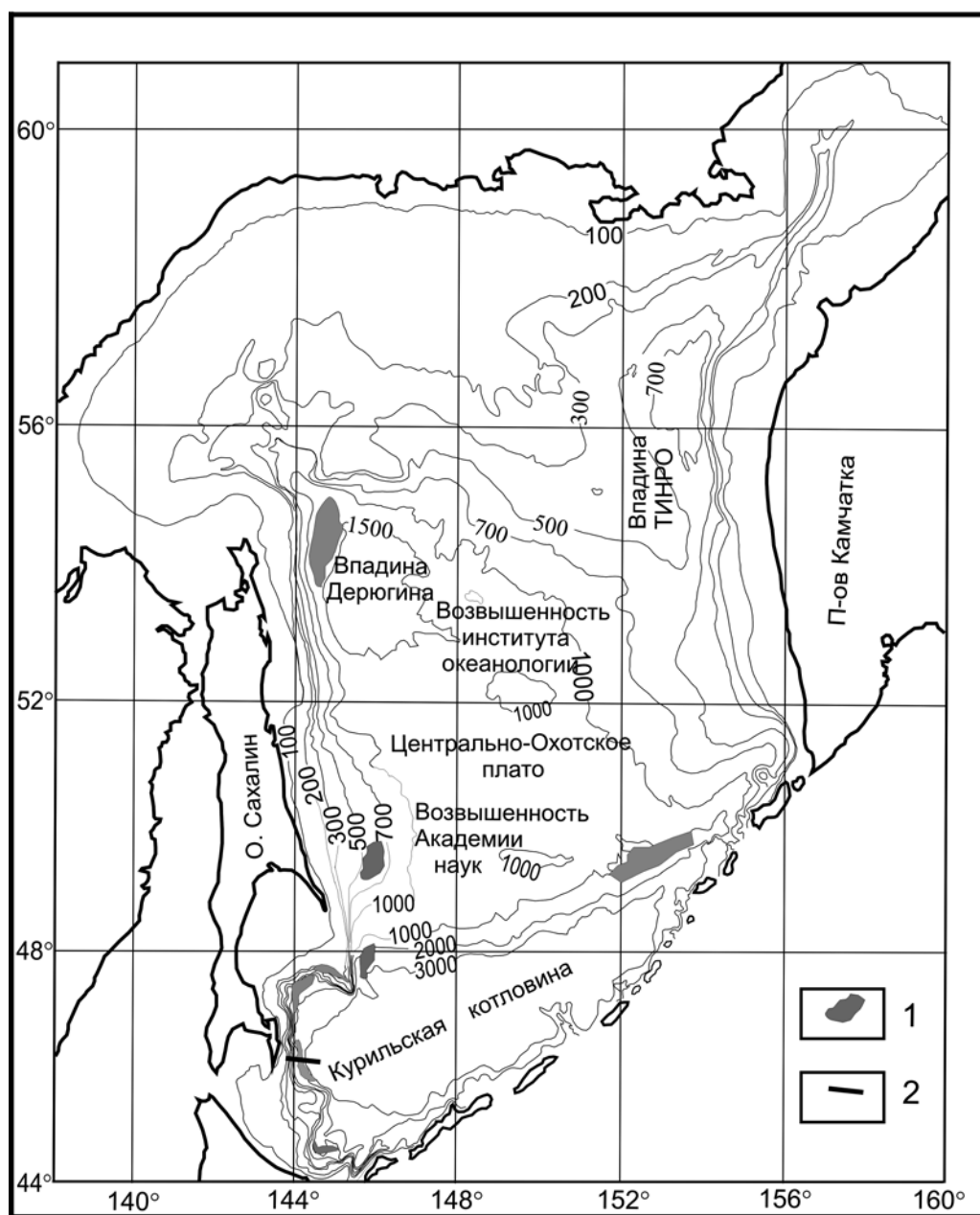
5.7. Подводные оползни

Олистостромы и покровы, связанные с обрушением пород на крутых склонах и подводными оползнями – это явление весьма распространенное в современных окраинных морях.

Подводные оползни в Охотском море. На батиметрической схеме показаны известные площади развития подводных оползней в Охотском море на крутых участках склонов о. Сахалин и Южно-Охотской котловины и их подножьях (рис. 71). Огромный оползень, оставивший циркуобразную депрессию с крутыми стенками отрыва, установлен на континентальном склоне северо-восточного Сахалина (Сваричевский, Белоус, 2001). Многочисленные тела оползней обнаружены у подножья склона юго-восточного Сахалина. Хребет Терпения имеет пологий западный склон ($3-7^\circ$) и крутой восточный, изрезанный глубокими долинами и заваленный продуктами оползания (Безруков, 1960). Следы аккумуляции многочисленных оползней отмечены у подножья крутого склона (с уклоном до 10°) южнее залива Терпения (Сваричевский, Белоус, 2001).

Подводная континентальная окраина Тонино-Анивского п-ва (о. Сахалин) узка и представляет континентальный уступ. Она изрезана многочисленными подводными долинами, которые расчлениают крутой ($\geq 10^\circ$) денудационный склон, у подножья которого отмечены многочисленные оползни. Один из таких оползней зарегистрирован по данным НСП на уступе континентального склона (рис. 72). Оползень располагается на глубине 1,3 км и имеет поперечный размер оползневого тела около 10 км и толщину около 330 м. Тело оползня переместилось вниз по склону от бровки шельфа на 10-12 км.

Подводные оползни в других окраинно-континентальных бассейнах. Подводные оползни также встречаются на склонах островных дуг. Ряд оползневых тел зафиксирован по сейсмограммам непрерывного профилирования в крупных и глубоких (3,5-4 км) заливах полуострова Камчатка (в Авачинском, Камчатском и Кроноцком), где они перегораживают подводные эрозионные долины. Оползень длиной 9,8 км и толщиной 250-270 м установлен на подводной террасе в правом борту Камчатского каньона на глубине 910-1350 м (Ломтев, 1982). Пример олистостромового комплекса (оползня потока или обломочного потока, по терминологии В.Л. Ломтева) показан на профиле, пересекающем южную часть глубоководной впадины Камчатского залива (Ломтев, Ежов, 1982). Это аккумулятивное тело, толщиной до 600-800 м, имеет бугристую поверхность сильно расчлененную эрозионными долинами. На сейсмограммах тела наблюдается хаотическая картина дифрагированных волн, характерная для осадков с нарушенной слоистой структурой осадочной толщи.



1 – оползни, 2 – положение сейсмоакустического профиля (см. рис. 72).
Составлено по данным: Безруков, 1960; Сваричевский и Белоус, 2001.

Рис. 71. Местоположение оползней в Охотском море.

В Камчатском заливе отмечено еще незавершившееся перемещение пластины, представленной 500-метровой толщей миоцен-плиоценовых диатомитов, опок и кремнистых глин (Селиверстов, 1987). Осадочная толща покрывающая западную часть хребта Камчатского мыса наклонена на запад под углом 14° ,

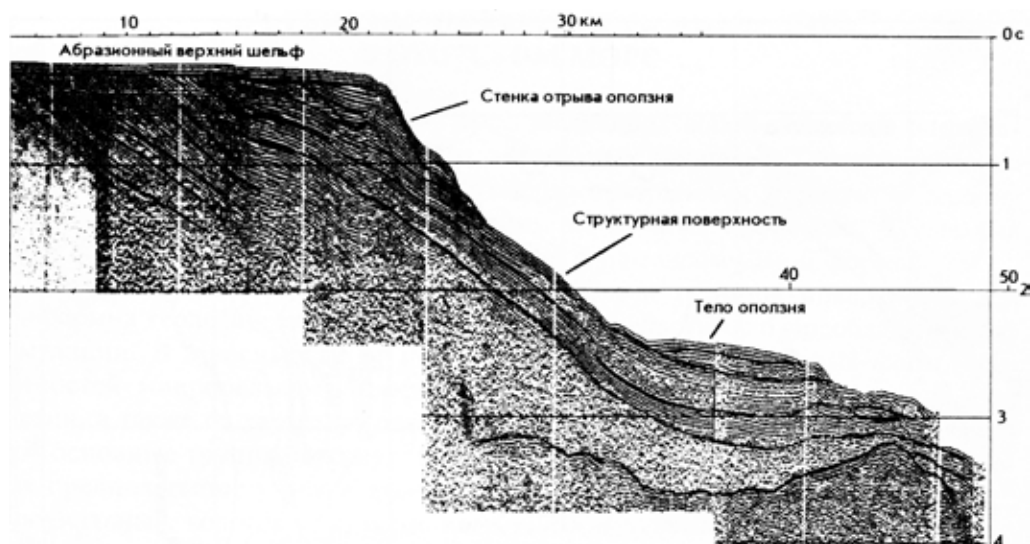


Рис. 72. Подводный оползень на уступе склона южного Сахалина (Сваричевский, Белосус, 2001).

что вызвано недавними тектоническими движениями. Она эродирована подводным каньоном на всю толщину. Признаки крупномасштабных обвальноползневых процессов, сопровождаемых перегораживанием каньона, здесь еще отсутствуют. Однако, в верхней части Камчатского каньона, где угол наклона западного склона составляет $17-18^\circ$, на сейсмоакустическом разрезе обнаруживаются признаки перегораживания Камчатского каньона обвальноползневыми телами. Здесь выявлена погребенная долина, перегороженная «бесструктурным» оползневым телом, объемом около 7 км^3 (Селиверстов, 1987).

В морфологическом выражении заливы Восточной Камчатки представляют террасы или депрессии, расположенные в средней части континентального склона, отгороженные от его нижней части вулканическими хребтами-барьерами (п-вов Кроноцкого, Камчатского мыса). Поэтому движение оползневых тел в Кроноцком и Камчатском заливах направлено не в сторону Курило-Камчатского желоба (глубина которого вблизи Камчатки достигает 8-9 км), а параллельно ему или даже в сторону самих заливов (т.е. в сторону континента).

По данным Е.Г. Лупкиной (ИВ ДВО РАН) и И.Б. Цой (ТОИ ДВО РАН), в диатомитах оползневых толщ Кроноцкого и Камчатском заливов содержатся относительно мелководные виды диатомей, датирующие отложения от позднего эоцена-раннего олигоцена, до верхов миоцена. В целом, кремнистая седиментация на континентальном склоне Камчатки происходила с эоцена до плиоцено-раннего плейстоцена, периодически прерываясь накоплением терригенных осадков (Селиверстов, 1998, с. 52). В начале плейстоцена кремненакопление сменилось терригенной флишевой седиментацией. Некоторые оползни перекрыли четвертичные турбидитные отложения и сами могут быть также перекрыты терригенными или вулкано-терригенными турбидитами.

Несколько крупных пластовых оползней покрывающих почти все дно котловины Уллындо произошли в среднем-позднем плейстоцене в Японском море (Ломтев, 2008).

Исследование с применением глубоководных обитаемых аппаратов показали, что оползание и обрушение пород склонов подводных каньонов – явление весьма распространенное в окраинных бассейнах (Шепард, 1976). При этом, ему подвержены не только осадки и осадочные породы, но и кристаллические породы фундамента, эродированные каньонами или их протоками. Для того чтобы привести в движение отдельные блоки горных пород, слагающих борта каньонов, иногда оказывается достаточно легкого прикосновения. Очевидно, что крутые участки склонов, покрытые полулитифицированными осадками, во время сильных землетрясений обычно служат источником и местом многочисленных обвалов и оползней.

5.8. Выводы

В кайнозойской истории Охотского моря накопление кремнистых илов происходило неоднократно и было приурочено к эпохам потепления и высокого уровня моря. На обширной акватории Охотского моря за последние 6-8 тыс. лет голоценового века отложился сравнительно выдержанный по химическому составу и физическим свойствам горизонт диатомовых илов. Потенциально горизонт голоценовых кремнистых илов может сформировать пласт глинистых кремней (местами, кремневых алевроаргиллитов) толщиной от первых сантиметров до 0,5 м (не более 1 м). По толщине и времени накопления этот пласт сравним с кремневым элементом одного элементарного циклита плитчатых кремней триаса или поздней юры Сихотэ-Алиня. Химический состав потенциальных пород, моделируемый от состава кремнистых илов Охотского моря, близок к составу позднеюрских или оленекско-среднеазиатских силицитов Сихотэ-Алиня.

При сравнении голоценовых кремнистых илов Охотского моря и раннемезозойских силицитов Сихотэ-Алиня обнаруживаются черты сходства: близость минерального состава осадков и скоростей кремненакопления. Хотя мезозойские силициты – это первичный продукт накопления скелетных остатков зоопланктонных организмов, а илы Охотского моря – преимущественно фитопланктона, абсолютные массы накопления кремнезема первых и вторых имеют близкий порядок величин. Это свидетельствует о том, что темпы кремненакопления определялись, в первую очередь, количеством поступающих в биопродуктивную водную толщу питательных веществ, а в меньшей степени зависели от типа организмов, извлекающих кремнезем. Накопление биогенных кремнистых илов в Охотском море происходило при умеренно высоких скоростях, свойственных окраинно-континентальным бассейнам расположенным в зоне муссонного климата. На распределение и сохранение биокремнистых илов, а также абсолютные массы кремненакопления, влияла не только биопродуктивность вод, но и топография дна бассейна. В среднем, абсолютные массы накопления биогенного кремнезема в голоцене в Охотском море были на порядок выше таковых пелагических областей Тихого океана в северном и экваториальных поясах кремненакопления.

В пелагиали современного Охотского моря, при условии снижения потока алевроито-глинистого материала в 2,1 раза и сохранении тех же скоростей биогенного кремненакопления, что и в настоящее время, возможно накопление высококремневых илов близких по содержанию SiO_2 св. к ладинско-позднетриасовым толщам триаса Сихотэ-Алиня. Уменьшение поступления в бассейн терригенного материала от 3,7 до 5 раз позволило бы накопление пород с таким содержанием SiO_2 св. даже на шельфе, на станциях 89224 и 89211, соответственно.

Такую ситуацию нетрудно смоделировать, если учесть, что основным поставщиком терригенной взвеси в Охотское море является р. Амур. Из общего поступления терригенного материала в Охотское море (65,5 млн. т. в год) речной сток дает около 55 млн. т. (или 84%). Основная часть влекомых частиц оседает у берегов. Главным поставщиком взвешенных частиц, основного разбавителя биогенного кремнезема, является р. Амур, которая дает 57% от общего речного стока взвешенных частиц (Астахов, 2001, 1986). Вполне допустима ситуация, когда, из-за возникновения тектонического барьера или запруживания собственными осадками выхода в Сахалинский залив, р. Амур может изменить направление и выносить терригенный материал не в Охотское море, а через пролив Невельского в Японское море. Это уменьшило бы поступление алевроитовых и глинистых частиц в Охотское море в 2,3 раза, что было бы достаточно для отложения в пелагической части моря высококремневых илов, способных дать породы, аналогичные верхнетриасовым силицитам Сихотэ-Алиня.

За геологически короткий промежуток времени (последние 415 тыс. лет) в Охотском море четыре раза происходила кардинальная смена фаунистических и флористических комплексов, обусловленная климатическими изменениями. Скорость этих изменений превышает разрешение мезозойской шкалы геологического времени. Это заставляет с осторожностью относиться к использованию биологических индикаторов при палеогеодинамических реконструкциях мезозойских и более древних бассейнов.

Охотское море и другие окраинно-континентальные бассейны дают примеры образования олистостромовых комплексов и оползневых покровов, которые возникают на террасах и у подножий склонов. Параметры оползневых тел (протяженность, толщина, стратиграфический диапазон отложений, заключенных в покровных пластинах) вполне сопоставимы с таковыми мезозойских покровов и микститов олистостром Сихотэ-Алиня. Например, толщина оползневых пластин горбушинской серии ($T_1-K_1 bs$) в Дальнегорском районе составляет от 200 до 600 м, что вполне сравнимо с толщиной оползневых тел, установленных на континентальных склонах Сахалина и Камчатки.

ГЛАВА 6

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ИЛЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Филиппинское море – наиболее крупное по площади (5726 тыс. км²) среди восточно-азиатских окраинных морей. Средняя глубина моря (4018 м) также больше, чем у других окраинных морей (Сваричевский, 2001в), а обстановки седиментации в его центральных областях наиболее близки к океаническим. Море огорожено островными дугами и глубоководными желобами по всей периферии и непосредственно не граничит с азиатским материком. Подводными поднятиями и хребтами Филиппинское море разделено на несколько бассейнов (рис. 73, 74), среди которых наиболее крупными являются котловины: Западно-Филиппинская, Сикоку, Паресе-Вела и Марианский трог, имеющие различный возраст пород фундамента («океанической коры») (Богданов, Хаин, 1980). Наиболее древний, домезозойский фундамент предполагается в северной части моря у подводных поднятий Дайто, Оки-Дайто и более мелких, расположенных в этом же районе. Возраст фундамента котловин омолаживается с запада на восток: доверхнемеловой в Западно-Филиппинской, доверхнемиоценовый – в котловинах Паресе-Велла и Сикоку, и дочетвертичный – в Марианском трог. В центральных участках котловин располагаются протяженные срединные возвышенности с осевыми (рифтовыми) грабенами (Svarichevsky, 1995; Сваричевский, 1989, 2001). В осевой

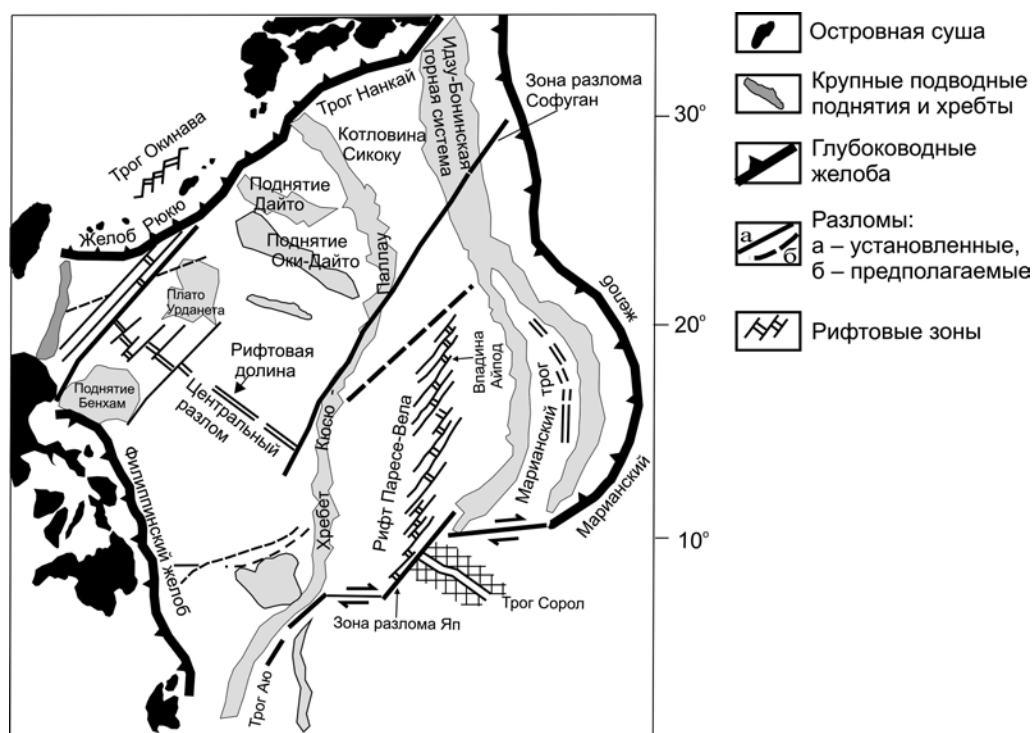


Рис. 73. Морфоструктурная схема Филиппинского моря (Svarichevsky, 1995; Сваричевский, 2001).

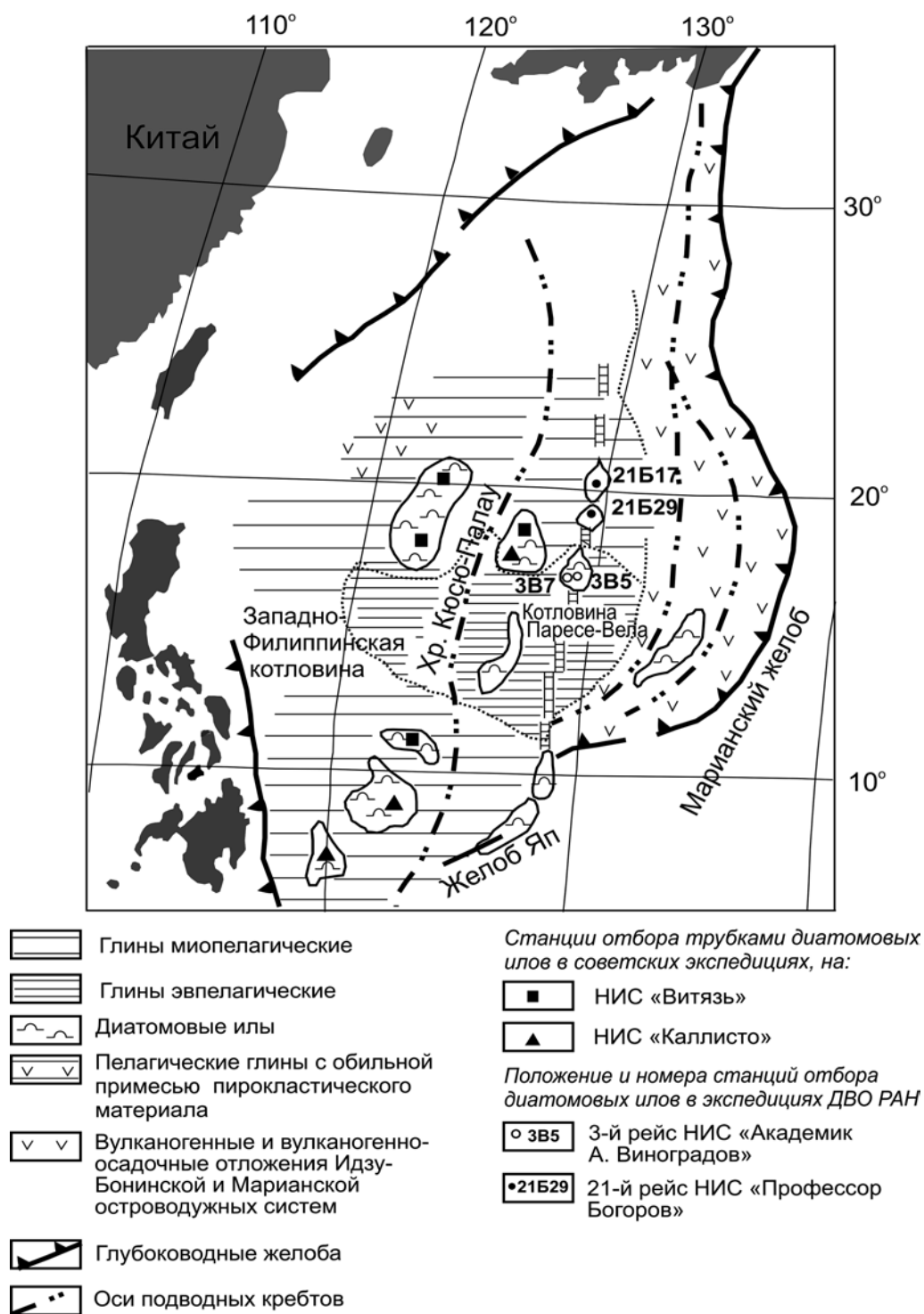


Рис. 74. Распространение кремнистых илов в четвертичном чехле осадков Филиппинского моря.

части котловины Паресе-Вела рифтогенная структура проявляется в виде цепи кулисно расположенных глубоких (до 7200 м) ромбовидных депрессий, от желоба Яп до 21° с.ш. (рис. 74). Размер впадин достигает первых десятков км. Другая трактовка происхождения ромбовидных впадин рассматривает их как дуплексные структуры растяжения в зоне правостороннего сдвига (Ханчук и др., 1989в).

6.1. Распространение и условия залегания кремнистых илов

Кремнистые илы отлагались под зоной северного пассатного и экваториального обратного течения, между 5° и 21° С.Ш. Они слагают тонкие (3-15 см) прослои в пелагических глинах в пологих понижениях рельефа. На дне глубоких локальных впадин они образуют довольно мощные (толщиной до нескольких метров) линзовидные тела, протяженностью от нескольких до 20-25 км. На бортах одной из этих рифтогенных депрессий (вп. Айпод), в 3-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» драгирован полный набор пород офиолитового комплекса, включая верхнеолигоценно-нижнемиоценовые толеитовые базальты, габбро, троктолиты, гипербазиты и субвулканические магнодолериты (Щека и др., 1989; Shcheka et al., 1995).

Так как многие из этих впадин являются также местом накопления высококремниевых четвертичных илов, то они интересны, как представляющие формирование офиолит-кремнистой ассоциации на еще незавершенной стадии. Глубина рифтогенных впадин в котловине Паресе-Вела достигает 6,5-7 км (7200 м во впадине Айпод), а крутизна склонов – нескольких десятков градусов (до 45°, на западном склоне впадины Айпод) (рис. 75). Превышение бровки склона над днищем впадин достигает 2,5-2,7 км (во впадине Айпод). Таким образом, над четвертичными диатомовыми илами, залегающими на дне впадин, гипсометрически возвышаются более древние глины и эдафогенные брекчии (миоцен) и толеитовые базальты, габбро и гипербазиты (верхний олигоцен-нижний миоцен), слагающие борта впадин (Щека и др., 1989; Shcheka et al., 1995). Как следует из геофизических представлений, эти магматические породы принадлежат второму и, по-видимому, третьему слоям океанической коры (Ханчук и др., 1989в). Такое положение четвертичных осадков создает предпосылки их перекрытия более древними отложениями осадочного чехла (миоцен) и магматическими породами фундамента, что может произойти при возникновении подвижек по надвигам или вследствие спровоцированных землетрясениями оползней. Другая особенность обстановки седиментации – это возможность засорения биокремнистых осадков местным обломочным и глинистым материалом, поступающим с бортов впадин, что отразилось в минеральном и химическом составе кремнистых илов, накопившихся в локальных депрессиях.

На полигоне 19° с.ш. трубка 29 прошла покров кремнистых илов выполняющих небольшую глубокую депрессию и достигла подстилающих их глин на глубине 3,25 м ниже поверхности дна. В других сходных депрессиях (котловина Айпод и полигон 20° с.ш.) подошва горизонта кремнистых илов не была достигнута.

Диатомовые илы и ассоциирующиеся с ними красные глины изучались под биноклем и в сферических под петрографическим микроскопом. Остатки диато-

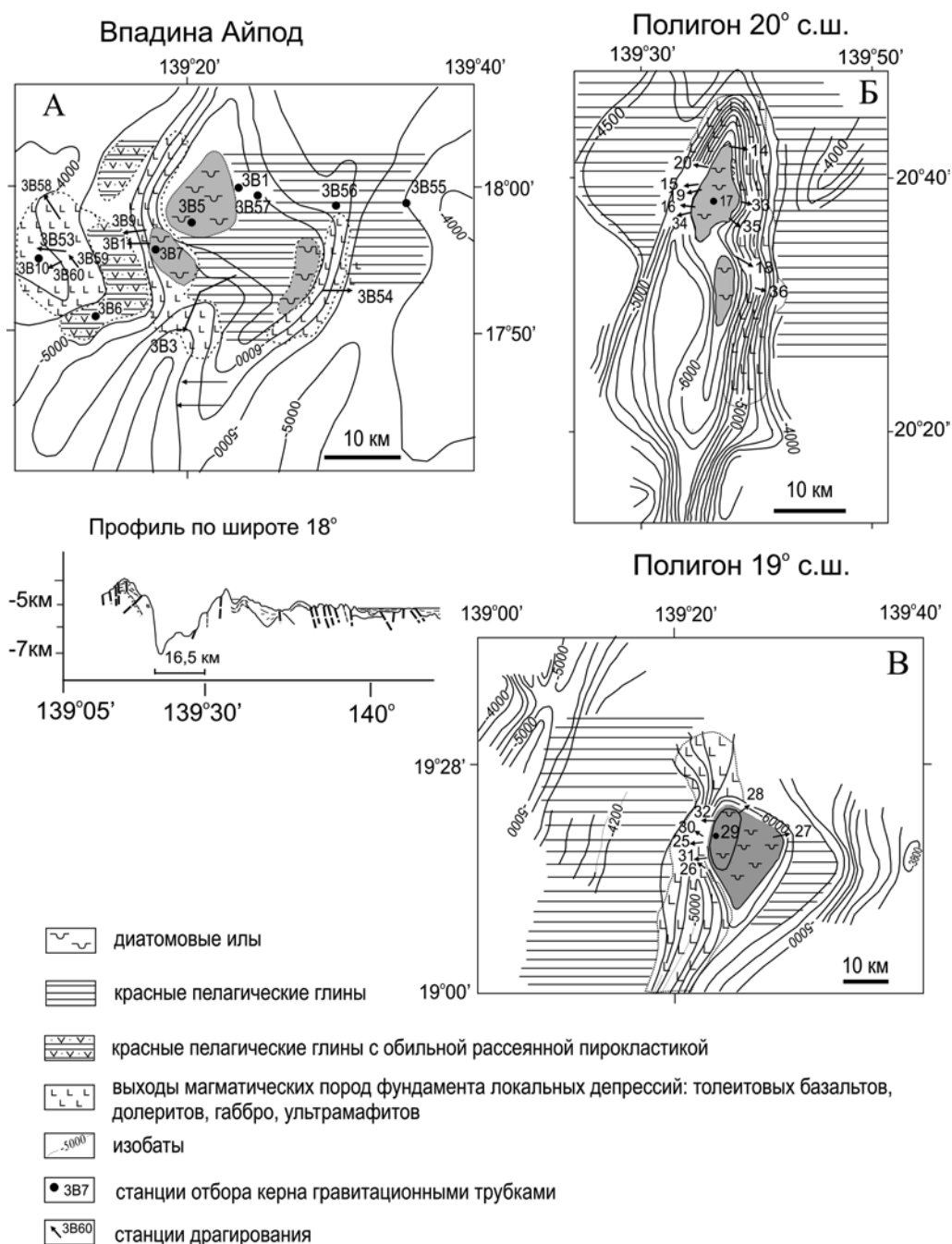


Рис. 75. Положение станций драгирования и трубок в рифтовых депрессиях котловины Паресе-Вела (3-й рейс НИС «Академик А. Виноградов» и 21-й рейс НИС «Профессор Богоров»).

мей определены Т.А. Гребенниковой (ТИГ ДВО РАН, Владивосток) на борту судна, а радиолярии изучены И.М. Поповой (ДВГИ ДВО РАН) (Volkhin, Popova, 1995).

6.2. Литолого-петрографическое описание колонок и возраст илов

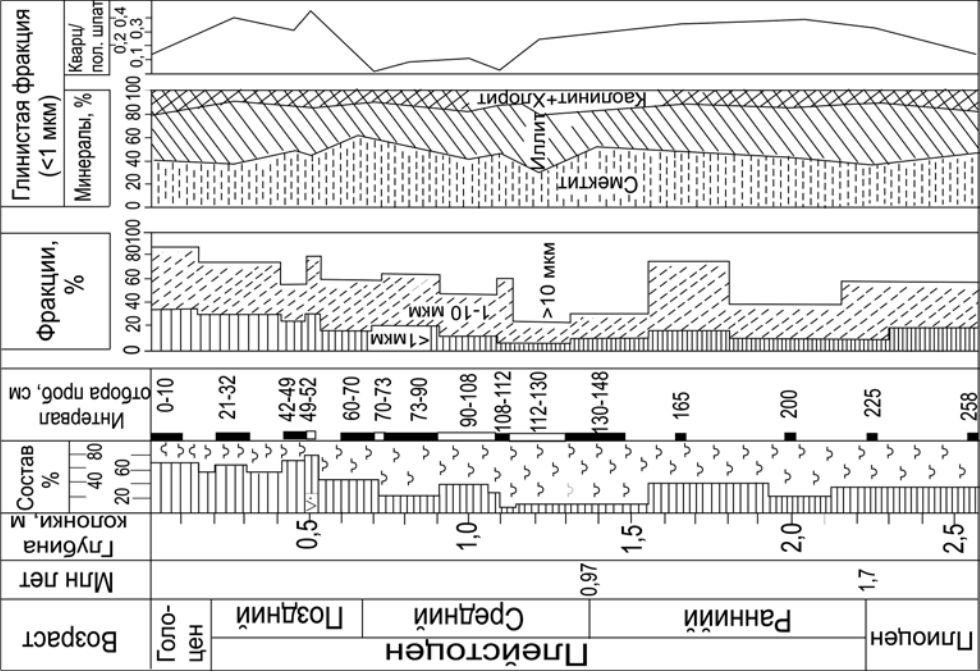
Диатомовые илы в большинстве оливково-серые, зеленовато-серые, серые и темно-серые во влажном состоянии и белые – в высушенном. В окисленной верхней части колонок (0-32 см, иногда до 50 см), кремнистые илы имеют красновато-коричневый цвет. Диатомовые илы имеют киселеподобную консистенцию. Плотность кремнистых илов в депрессиях бассейна Паресе-Вела в естественном состоянии составляет 1,14-1,17 г/см³. В диатомовых илах слабо проявлена слоистая текстура, выраженная в чередовании светло-серых (большинство толстых слоев) и оливково-зеленых илов, с единичными тонкими прослоями черного цвета. Черные слойки (ламини) обогащены железомарганцевыми микроконкрециями. Эта слоистая текстура илов отлична от той, что наблюдаются в пачках переслаивания кремней и аргиллитов в кремнистых формациях российского Дальнего Востока.

Строение и состав отложений верхней части осадочного чехла впадин показаны на колонках (рис. 76). Главным компонентом кремнистых илов являются панцири диатомей. Среди них превалирует крупные створки (до 2 мм) вида *Ethmodiscus rex*. Также присутствуют виды *Nitzschia marina*, *Planctoniella sol.*, *Coscinodiscus nodilifer*, *Thalassionema nitzschioides* и некоторые другие (табл. 38). Радиолярии и силикофлагелляты имеют подчиненное значение и составляют не более 7-10% от содержания всех биогенных остатков. Радиолярии превалируют среди остатков кремнистых организмов в красных кремнистых глинах только в отдельных прослоях, в верхних 20 см колонки 3В5 (голоцен). Наиболее обильная ассоциация радиолярий присутствует в колонке 3В5 впадины Айпод (табл. 39).

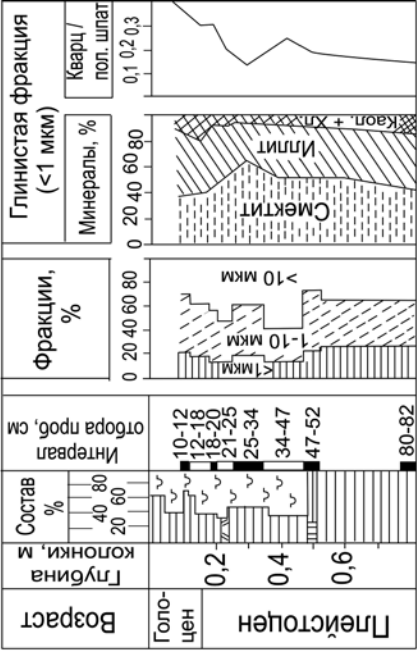
Кремнистые илы колонки 3В5 (депрессия Айпод, глубина воды 7200 м) наиболее изучены (рис. 76А). В этой колонке верхняя часть (0-42 см) представлена диатомовыми глинами, а нижние 42-260 см колонки – диатомовыми илами (рис. 76). В верхней части колонки (интервал 0-32 см) глины красные, окисленные. Нижний глинистый интервал (32-42 см) представлен темно-серыми илами, обогащенные хлопьями железомарганцевыми гидроокислов. Осадки интервала колонки 42-260 см представлены зеленовато-серыми этмодискусовыми илами. Диатомовые представлены 17 видами (табл. 38), распространенными в возрастном диапазоне от миоцена до голоцена, исключая *Pseudoeunotia doliolus* (зональный индекс-вид голоцена-плейстоцена тропической части Тихого океана), который установлен в интервале 0-190 см.

Комплексы радиоляриевой фауны в колонке 3В5 позволили И.М. Поповой (Volokhin, Popova, 1995) установить в ней присутствие верхне- средне- и нижне-плейстоценовых, а также верхнеплиоценовых отложений (табл. 39). Верхнеплиоценовый индекс-вид *Pterocanium prismaitum* встречен на интервале 260-230 см. В самом верху этого интервала *Pterocorys hertwigi* Riedel, *Anthocyrtidium angulare* Nigrini и *Theocorythium trachelium trachelium* Ehrenberg ассоциируются с единичными *Pterocanium prismatum* и *Theocorythium trachelium vetulum* Ehr., что указывает на границу плиоцена и плейстоцена. Интервал 230-130 см соответствует подзоне *Anthocyrtidium angulare* Nigrini, вида исчезнувшего 0,94 млн. лет тому

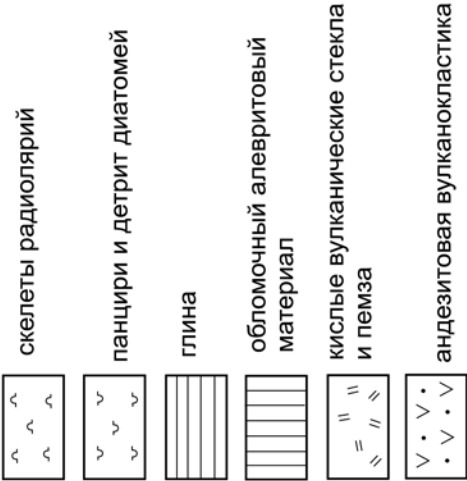
Котловина Айпод, колонка ЗВ5



Котловина Айпод, колонка ЗВ7

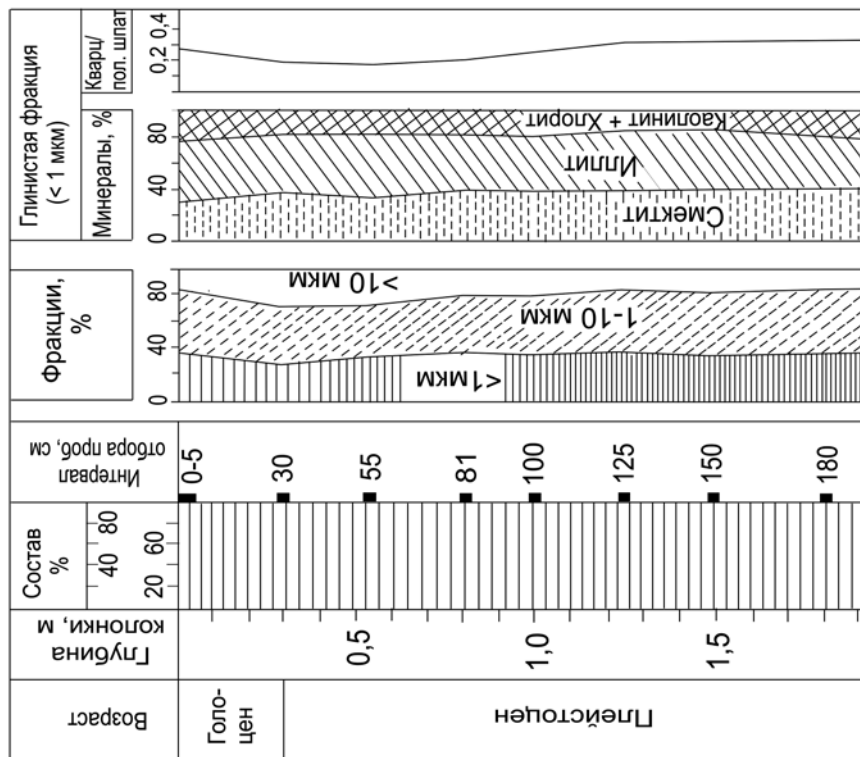


Компоненты материала колонок



Западно-Филиппинская котловина
(центральная часть)

Ст. 33



Глинистая фракция (< 1 мкм) и формы железа в кремнистых илах ст. 1407 (депрессия восточнее внутренней гряды Марианской дуги, глубина 4400 м)
(по Мурдмаа и др., 1980)

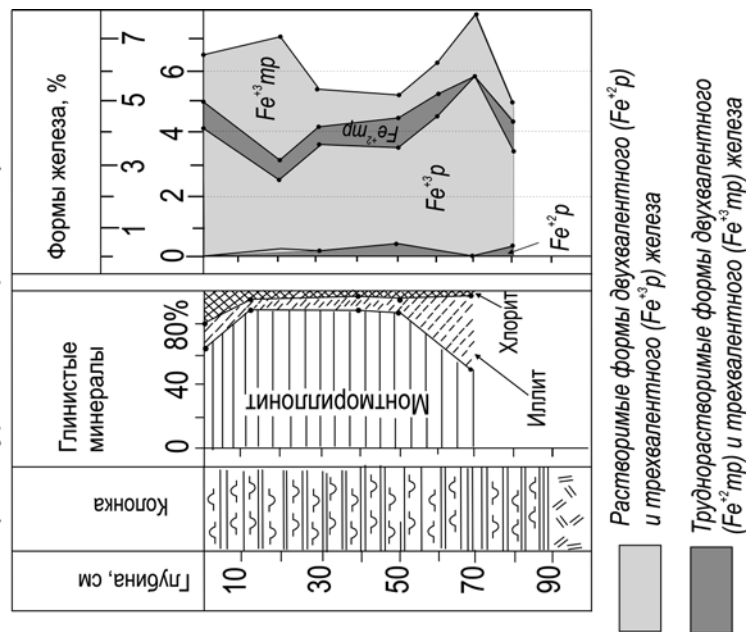


Рис. 76. Состав осадков колонок Филиппинского моря (Volokhin, Porova, 1995).

Таблица 38. Распространенность диатомовой флоры в осадках впадины Айпод, по колонке 3B5.

Видовой состав	Интервал колонки ниже поверхности дна (см)																							
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	100-110	110-120	120-130	130-140	140-150	150-160	160-170	170-200	200-210	210-220	220-230	230-240	240-250	250-260
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	100-110	110-120	120-130	130-140	140-150	150-160	160-170	170-200	200-210	210-220	220-230	230-240	240-250	250-260
<i>Asterolampra marylandica</i>							P	P			P													
<i>Coscinodiscus africanus</i>				P		P			M	M			P			P								
<i>C. crenulatus</i>									P							P								
<i>C. nodulifer</i>				M			M	M	M	M	M	M	M					M					M	M
<i>C. lineatus</i>											P	P				P							P	
<i>C. radiatus</i>							P	P																
<i>Cyclotella striata</i>										P														
<i>Ethmodiscus rex</i>	П	С	С	С	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П
<i>Hemidiscus cuneiformis</i>					P		P	P	M	M	P	P							P				P	
<i>Nitzschia marina</i>							P	P		M		P	P		P	P	P	P		P	P	P	P	M
<i>Planctoniella sol</i>			P				P	P	M	P	P					P					P	P	P	P
<i>Pseudoeunotia doliolus</i>														P										
<i>Rhizosolenia bergonii</i>								P			P			P			P						P	
<i>Rh. styloformis</i>										H														
<i>Roperia tessellata</i>							P							P			P							
<i>Thalassionema nitzschioides</i>				P			P	P	M	M	M	M	P	M	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>Thalassiosira oestrupii</i>					P		P																	
Возраст	Плейстоцен												Плиоцен (?)											

Распространенность вида: Р – редко встречаемый, М – содержится в подчиненном количестве, С – среднее распространенный, П – преобладает в составе комплекса. Определения Т.А. Гребенниковой (ТИГ ДВО РАН).

Таблица 39. Видовой состав и распространение радиолярий в илах колонки 3В5.

Эпоха	Гол.	Плейстоцен												Плиоцен
Зона		<i>Theocorythium trachelium</i> typ.												<i>Pt. prismatium</i>
Подзона		<i>C. tuberosa</i>			<i>Am. ypsilon</i>				<i>An. angulare</i>					
Глубина, см	10	30	50	70	90	110	130	150	170	190	210	230	250	
<i>Acanthodesmia veniculata</i> Muller														
<i>Acrosphaera spinosa</i> Haeckel														
<i>Ac. mirrayana</i> Haeckel														
<i>Amphirhopallum ypsilon</i> Haeckel														
<i>Anthocyrtidium angulare</i> Nigrini														
<i>An. ophirence</i> Ehrenberg														
<i>Axoprunum staurahonium</i> Haeckel														
<i>Caprocanium diadema</i> Haeckel														
<i>Caprocanium obliqua</i> Haeckel														
<i>Collosphaera hixley</i> Muller														
<i>C. tuberosa</i> Haeckel														
<i>Druppattractus aquilonius</i> Hays														
<i>Eucecryphalis bicornis</i> Haeckel														
<i>E. craspedota</i> Haeckel														
<i>Euchitonia elegans</i> Ehrenberg														
<i>Euchitonia furcata</i> Haeckel														
<i>Eucurtidium accuminatum</i> accuminatum														
<i>Heliodiscus asteriscus</i> Haeckel														
<i>Hymeniastrum profundum</i> Ehr.														
<i>H. eucludis</i> Haeckel														
<i>Larcospira quadriloba</i> Haeckel														
<i>L. oliva</i> Haeckel														
<i>Lamprocyclas maritalis maritalis</i>														
<i>Lipmanella bombus</i> Haeckel														
<i>Lithomitra lineata nodosaria</i> Haeckel														
<i>Lit. lineata arachnea</i> Ehrenberg														
<i>Lithopera bacca</i> Ehrenberg														
<i>Lophophaena cylindrica</i> Cleve														
<i>Loph. nadezdae</i> Petrushewskaya														
<i>Lophospyris quadriforis</i> Haeckel														
<i>Ommatartus hughesi</i> Campb., Clark														
<i>Polysolenia spinosa</i> Haeckel														
<i>Pterocanium prismatium</i> Riedel														
<i>Pt. praetextum</i> Ehrenberg														
<i>Pterocorys hirundo</i> Haeckel et Ried.														
<i>Pterocorys cranoides</i> Haeckel														
<i>Rizosphaera trigonacantha</i> Haeckel														
<i>R. arcadophorum</i> Haeckel														
<i>Rhopalastrum profunda</i> Ehrenberg														
<i>Siphonosphaera tenera</i> Brandt														
<i>Siphonosphaera macropora</i> Str.Res.														
<i>Solenosphaera chierchia</i> Brandt														
<i>S. polysolenia</i> Str. R.														
<i>S. zanguebarica</i> Ehrenberg														
<i>Spongaster tetras tetras</i> Ehrenberg														
<i>Spongocore puella</i> Haeckel														
<i>Spongodiscus resurgens</i> Ehrenberg														

назад, а интервал 130-60 см – подзоне вида *Amphirhopallum ypsilon*, исчезнувшего 0,37 млн. лет назад. Интервал 60-20 см относится к подзоне *Collosphaera tuberosa*, с возрастом 0,37-0,21 мил. лет. В интервале 0-20 см не установлены индекс-виды последней, самой верхней радиоляриевой подзоны плейстоцена и голоцена. Этот интервал соответствует либо продолжению подзоны *Collosphaera tuberosa*, либо зоне *Buccinosphaera invaginata* (Volokhin, Popova, 1995). Таким образом, в колонке 3В5 интервал 260-225 см принадлежит плиоцену, а интервал 230-20 см – плейстоцену (рис. 76).

Колонка 3В6 (глубина воды 4560 м), получена на абиссальной равнины вблизи депрессии Айпод (рис. 75А). Она вскрыла красные пелагические глины до глубины 32 см ниже дна. Радиолярии *Amphirhopallum ypsilon* Haeckel, *Styptosphaera stypacea* Hck., *Dyplocyclas cornuta* Bailey, *Rizosphaera arcadophorum* Hck., *Eucecryphalis craspedota* Jorgensen, *Hymeniastrum profundum* Ehrenberg, *Stylosphaera universa* Ehr. и другие плейстоценовые виды определены в интервале 0-10 см этой колонки (Volokhin, Popova, 1995). Вид *Amphirhopallum ypsilon* указывает на возраст этих осадков в диапазоне 0,94-0,37 млн. лет, что соответствует возрасту верхней части слоя диатомовых илов колонки 3В5. Ниже по колонке радиолярии не найдены.

В колонке 3В7, поднятой на террасе на западном склоне депрессии Айпод (глубина воды 6000 м, длина керна 82 см), верхние 52 см состоят из диатомовых илов с прослоями диатомовых глин, а нижние 30 см представлены пелагическими красными глинами (рис. 76). В интервале 21-25 см и 47-52 см осадки обогащены обломочным материалом алевритовой размерности. Радиоляриевый комплекс этой колонки близок по видовому составу к таковому колонки 3В6, но индекс-вид подзоны *Amphirhopallum ypsilon* здесь отсутствует. Присутствие индекс-вида *Theocorythium trachelium trachelium* свидетельствует, что осадки этой колонки, по-видимому, преимущественно плейстоценовые. Позднекайнозойские диатомеи (*Ethmodiscus rex*, *Nitzschia marina*, *Planctoniella col.*, и *Coscinodiscus nodulifer*) характерные для тропической части Тихого океана установлены по всей этой колонке.

Диатомовые илы также подняты в кернах трубок в небольших впадинах расположенных севернее депрессии Айпод (рис. 75Б, В). Колонка 17 (глубина воды 6500 м, длина керна 332 см) представлена диатомовым илом на интервале 10-332 см, а в верхней части (0-10 см) – диатомовыми глинами. Колонка 29 (глубина воды 6200 м и длина керна 390 см) вскрыла диатомовые илы на интервале 0-325 см и диатомовые глины на интервале 325-390 см. Радиолярии и диатомовые комплексы этих осадков сходны с таковыми, найденными в колонке 3В5 и указывают на плейстоценовый возраст.

6.3. Минеральный состав глинистой фракции

Соотношение биогенных остатков и глинистых минералов определяет гранулометрический состав колонок 3В5 и 3В7 (рис. 76). Глинистые минералы преобладают во фракции < 1 мкм, тогда как биогенный опал во фракции > 10 мкм. Фракция 1-10 мкм состоит как из глинистых минералов, так и биогенного ске-

летнего материала. В глинистой фракции $< 1\text{ мкм}$ преобладают диоктаэдрические ферросмектит и иллит ($b = 9,04\text{--}9,05\text{ \AA}$) (табл. 40). Хлорит присутствует в подчиненном количестве, а содержание каолинита редко превышает 3-5%. На электронограммах образцов с высоким содержанием диоктаэдрического смектита присутствуют и отражения $[060]$ с параметром $b = 9,25\text{ \AA}$, свидетельствующим о заметном присутствии триоктаэдрического смектита сапонитовой группы. В самых верхних интервалах колонки 3В5 (0-10 и 21-32 см) присутствует незначительная примесь смешанослойного иллит-монтмориллонита. Корренсит (или хлорит-вермикулит?), по-видимому, присутствует в незначительном количестве в колонке 3В7 (интервалы 0-18, 34-47 и 80-82 см).

Кремнистые диатомовые илы обычно богаче смектитом и беднее иллитом по сравнению с кремнистыми глинами. Это проявляется в колонке 3В7 и менее выражено в колонке 3В5. Ранее, большая обогащенность смектитом глинистой фракции в кремнистых илах отмечалось в депрессиях Марианского трога (рис. 76). Кроме того, смектит и иллит из диатомовых илов богаче железом ($b = 9,05\text{ \AA}$), чем эти минералы из диатомовых глин ($b = 9,02\text{ \AA}$). В диатомовых илах установлены темно-зеленые глобулы (до 0,6 мм в диаметре) глауконита, идентифицированного по рентгенограммам и электронограммам как железистый иллит полиптипа 1М ($b = 9,11\text{ \AA}$).

Глинистый матрикс слабо литифицированных брекчий склонов депрессии Айпод (обр. 3В3 и 3В11) аномально обогащен диоктаэдрическим ферримонтмориллонитом, со значительной примесью сапонита (табл. 40).

В целом, состав глинистой фракции диатомовых илов промежуточный, между составом пелагических глин и обогащенных смектитом гидротермальных и подводно-элювиальных осадков (табл. 41). Это внушает мысль, что глинистые минералы диатомовых илов частично происходят из местных источников – измененных пород офиолитового фундамента.

Обломочная примесь серпентина, актинолита, пренита, эпидота и других метаморфических минералов, найденная в этих илах (Нечаев и др., 1989), поддерживает данное заключение. Серпентин иногда встречается в виде крупных (до 5 мм) обломков, что свидетельствует о его поступлении из пород фундамента, обнажающихся на бортах впадин. Аутигенные минералы представлены глауконитом и филлипситом.

6.4. Геохимия плейстоценовых илов

В таблице 42 приведены химические составы проб естественных илов и илов, дважды отмытых от солей поровых вод, из одних и тех же интервалов колонок 3В5 и 3В7, поднятых со дна впадины Айпод. Из сравнения видно, что присутствие в анализируемых пробах солей иловых вод систематически занижает содержание SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , общего железа и марганца, а также SiO_2 св., и завышает содержание K_2O и, особенно, Na_2O (от 250 до 600% относительных) в твердой фазе осадка. Расхождения в содержании главного компонента кремнистых илов – кремнезема – может достигать до 20% абсолютных или до 28% относительных, как, например, в пробе 3В7/25-34 (табл. 42). Меньший вклад в «соле-

Таблица 40. Состав глинистой фракции в осадках котловины Паресе-Вела.

№ стан- ции	№ пробы (драга), интер- вал, см (трубка)	Тип осадка	Состав глинистой фракции, %					Q/F	
			См	И	Х	К	К+Х		
Фракция < 1 мкм									
3В3 (драга)	3/1	Красновато-коричневый ил	50	35	10	5	12	0,32	
	3/2	Красновато-коричневый ил	56	34	10	0		0,06	
	3/3	Красновато-коричневый ил	57	31				0,09	
3В5 (трубка)	0-10	Красная диатомовая глина	40	42	14	4		0,09	
	21-32	Красная диатомовая глина	38	50	10	2		0,35	
	42-49	Оливково-серая диатомовая глина	47	40	11	2		0,31	
	49-52	Зеленовато-серая диатомовая глина с примесью вулканокластики	47	39	13	1		0,35	
	60-70	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	58	32	7	3		0,19	
	70-73	Зеленовато-серый диатомовый ил	52	36	10	2		0,09	
	73-90	Зеленовато-серый диатомовый ил	50	37	11	2		0,14	
	90-108	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	41	41	15	3		0,16	
	108-112	Серый диатомовый ил	43	40			17	0,12	
	112-130	Серый диатомовый ил	29	51	14	6		0,23	
	130-148	Зеленовато-серый диатомовый ил	44	40	14	2		0,25	
	165	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	44	43	9	4		0,31	
	200	Зеленовато-серый диатомовый ил	45	39	8	8		0,32	
	225	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	40	48			12	0,30	
	258	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	50	36	12	2		0,20	
	3В6 (трубка)	0-5	Красная пелагическая глина с примесью вулканокластики	33	50			17	0,20
		5-32	Красная пелагическая глина с примесью вулканокластики	49	34	15	2		0,16
3В7	10-12	Коричнево-красная диатомовая глина	38	47	13	2		0,38	

Таблица 40 (продолжение).

(трубка)	12-18	Коричнево-красная диатомовая глина	39	49	10	2		0,30
	18-20	Коричнево-красный глинисто-диатомовый ил	46	44	8	2		0,30
	21-25	Коричнево-красный глинисто-диатомовый ил, с примесью кислого пепла	52	38	9	1		0,20
	25-34	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	62	31	6	1		0,12
	34-47	Зеленовато-серый диатомовый ил	51	39	8	2		0,23
	47-52	Красно-коричневая алевритовая глина	51	37	11	1		0,19
	80-82	Красная пелагическая глина	42	42	15	1		0,15
3В11 (драга)	11	Красновато-коричневая алевритовая глина	78	18	4	0		0,10

Фракция 1-10 мкм

3В3 (драга)	3/1	Красновато-коричневый ил	44	32			24	0,21
	3/2	Красновато-коричневый ил	67	25			8	0,18
	3/3	Красновато-коричневый ил	34	41			25	0,40
3В5 (трубка)	0-10	Красная диатомовая глина	21	50			29	0,36
	21-32	Красная диатомовая глина	24	53			23	0,33
	60-70	Зеленовато-серый глинисто- диатомовый ил	53	31			16	0,45
3В6	90-108	Зеленовато-серый глинисто- диатомовый ил	50	33			17	Н.о.
	0-5	Красная пелагическая глина с примесью вулканокластики	30	50			20	0,29
	5-32	Красная пелагическая глина с примесью вулканокластики	30	50			20	0,41
3В7	10-12	Коричнево-красная диатомовая глина	29	52			19	0,28
(трубка)	12-18	Коричнево-красная диатомовая глина	47	39			14	0,32
	18-20	Коричнево-красная диатомовая глина	23	59			18	0,18
	21-25	Коричнево-красный глинисто-диатомовый ил, с примесью кислой пирокластики	47	37			16	0,34
	25-34	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	18	53			29	0,29
	34-47	Зеленовато-серый диатомовый ил	47	40			13	0,53
	80-82	Красная пелагическая глина	17	54			29	0,40

Таблица 40 (окончание).

Фракция > 10 мкм								
3В3	3/1	Красновато-коричневый ил	56	33			11	Н.о.
	3/2	Красновато-коричневый ил	71	22			7	0,06
	3/3	Красновато-коричневый ил	49	39			12	0,41
3В5	0-10	Красная диатомовая глина	40	40			20	0,18
	21-32	Красная диатомовая глина	20	53			27	Н.о.
	60-70	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	100	0			0	0,00
3В6	90-108	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	100	0			0	0,00
	0-5	Красная пелагическая глина с примесью вулканокластики	52	33			15	0,19
	5-32	Красная пелагическая глина с примесью вулканокластики	40	30			30	0,62
3В7	10-12	Коричнево-красная диатомовая глина	29	45			26	0,29
	12-18	Коричнево-красная диатомовая глина	16	65			19	Н.о.
	18-20	Коричнево-красная диатомовая глина	0	0			0	0,35
	25-34	Зеленовато-серый глинисто-диатомовый ил	0	0			0	0,31
	47-52	Красно-коричневая алевроитовая глина	51	36			13	0,19
	80-82	Красная пелагическая глина	29	47			24	0,14

Примечание: См – смектит, И – иллит, Х – хлорит, К – каолинит, Q/F – кварц-полевошпатовое отношение. Н.о. – не определено.

Таблица 41. Средний минеральный состав глинистых фракций (%) основных типов абиссальных отложений Филиппинского моря (Волохин и др., 1989а).

Тип осадка	Фракция < 1 мкм			Фракция 1-10 мкм			Фракция > 1 мкм		
	Смектит	Иллит	Хлорит и каолинит	Смектит	Иллит	Хлорит и каолинит	Смектит	Иллит	Хлорит и каолинит
Диатомовые глины	43	43	14	23	51	26	30	46	24
Диатомовые илы	47	40	13	40	42	18	83	12	5
Карбонатные (нанофораминиферовые) илы	51	33	16	49	27	24	40	31	29
Пелагические глины	36	45	19	32	47	21	37	43	21
Прослой андезитовых пеплов в пелагических глинах	44	40	16	30	50	20	46	31	23
Прослой кислых пеплов в пелагических глинах	29	46	25	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Гидротермальные и подводно-элювиальные глины	68	23	9	61	25	14	59	31	10

Таблица 42. Химический состав естественных осадков и осадков отмытых от солей.

Оксиды (%)	№ колонки /интервал, см									
	3B5/ 15-21		3B5/ 42-49		3B5/ 240-258		3B7/ 5-10		3B7/ 25-34	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO ₂	52,10	67,10	51,70	69,07	65,25	79,96	45,95	56,08	51,60	71,98
TiO ₂	0,42	0,63	0,41	0,54	0,25	0,34	0,47	1,00	0,39	0,60
Al ₂ O ₃	9,94	11,24	9,61	11,04	4,70	7,21	11,46	15,64	7,62	10,85
Fe ₂ O ₃	5,99	6,54	5,13	4,44	1,70	2,28	6,55	9,79	3,83	4,87
FeO	0,54	0,59	0,22	1,27	1,17	0,99	1,33	1,52	0,95	0,83
MnO	0,62	0,64	0,15	0,19	0,10	0,13	0,16	0,12	0,17	0,18
MgO	1,66	2,95	2,45	2,43	1,54	1,94	3,30	3,77	2,66	2,07
CaO	1,27	1,14	2,24	2,25	0,79	1,00	1,80	2,59	1,31	1,14
Na ₂ O	5,28	0,97	6,87	1,30	3,06	0,88	5,89	1,56	7,20	0,96
K ₂ O	1,87	1,47	1,76	1,32	1,29	0,93	2,08	2,08	1,70	1,16
P ₂ O ₅	Н.о.	0,18	–	0,16	–	0,18	–	0,28	–	0,17
H ₂ O ⁻	7,14		7,12		10,43		7,56		8,00	
П.п.п.	12,85	6,00	13,08	5,74	9,93	4,32	14,02	5,09	14,33	4,71
Сумма	99,68	99,45	100,74	99,75	100,21	100,16	100,57	99,52	99,76	99,52
SiO ₂ св.	28,2	40,1	28,6	45,6	54,0	62,7	18,4	18,5	33,3	45,9

Примечание: I – состав илов в естественном состоянии (Нечаев и др., 1989); II – химический состав илов после двукратной отмытки от солей поровых вод. В колонке II гигроскопическая вода (H₂O⁻), удаляемая при 105° С, вычтена, а содержания окислов исправлены с приведением к реальным аналитическим суммам (Volkhin, Popova, 1995). Н.о. – Элемент не определялся, прочерк – элемент не обнаружен. Химические анализы выполнены в ДВГИ В.Г. Каминской и Л.А. Авдеевниной.

вое искажение» химического состава твердой фазы вносят MgO и CaO поровых вод. Поэтому, все пробы предварительно были дважды отмыты в дистиллированной воде и отцентрифугированы для удаления солей иловых вод.

Количество аморфного кремнезема определялось колориметрическим методом с использованием двойной содовой вытяжки на водяной бане. Количество свободного кремнезема в кремнистых илах вычислялось по формуле SiO₂ св. = SiO₂ общ. – 2,4Al₂O₃. Коэффициент 2,4 близок к среднему отношению SiO₂/Al₂O₃ во фракции < 1 мкм в пелагических глинах Филиппинского моря (табл. 43) содержащих минимальное количество аморфной фазы (вулканического стекла и опала), кварца и полевых шпатов. Содержание «аморфного кремнезема» определенное химическим методом в 1,8-2,4 (в среднем в 2,3) раза меньше, чем вычисленное процентное количество «свободного кремнезема» (рис. 77А). Значительное расхождение содержаний аморфного и свободного кремнезема свидетельствует о том, что не весь биогенный опал-А растворяется и переходит в содовые вытяжки и оценки содержания аутигенного кремнезема этим методом не надежны. Так как содержание обломочной алевритовой примеси кварца в кремнистых илах незначительно, а опал-КТ на их дифрактограммах отсутствует, то вычисленное количество SiO₂ св., по-видимому, точнее отражает содержание биогенного кремнезема в кремнистых илах Филиппинского моря.

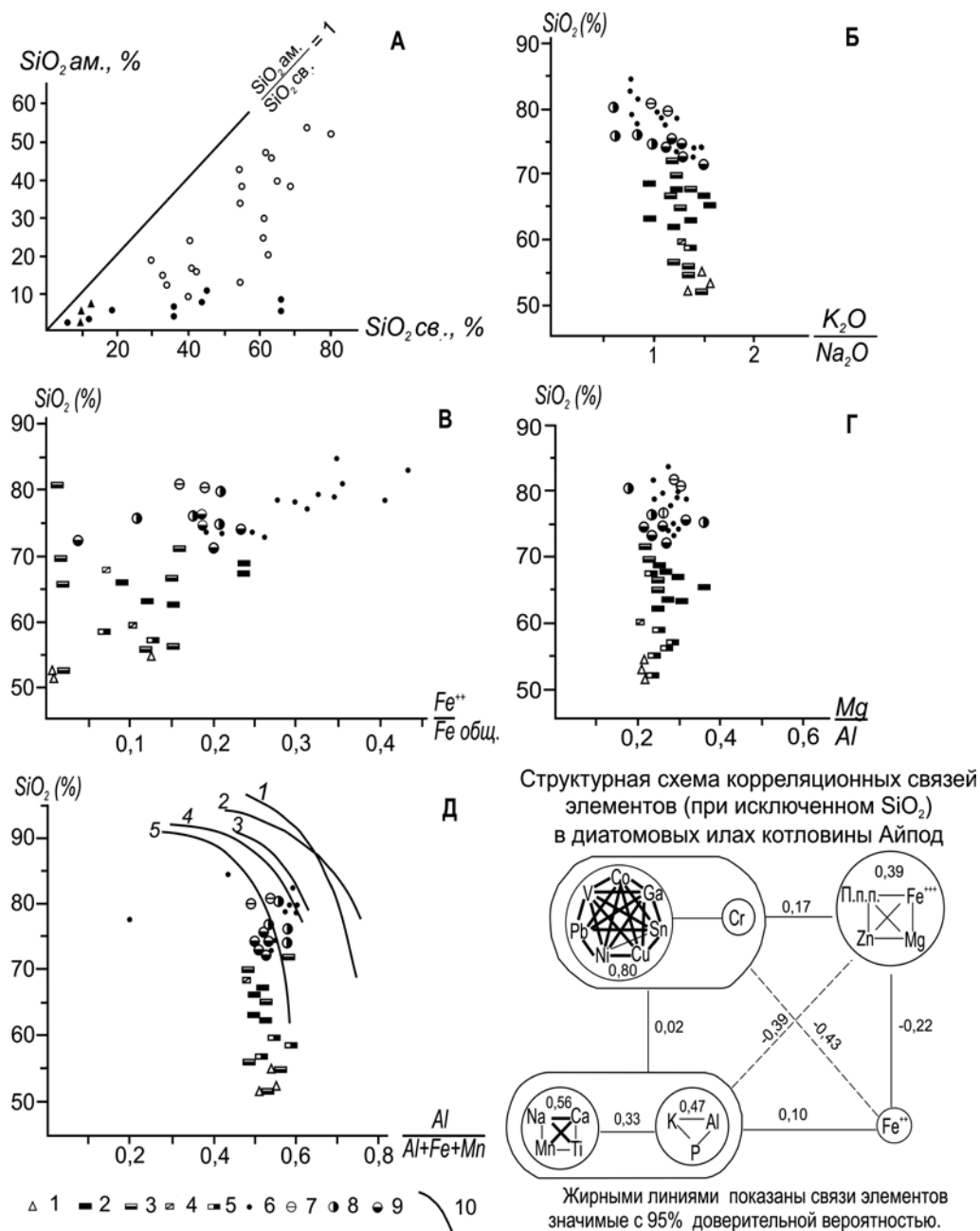
Отмытые от солей пробы были проанализированы методами «мокрой химии», а результаты анализов пересчитаны, с исключением гигроскопической воды

Таблица 43. Содержание и химический состав глинистых фракций кремнистых илов и пелагических глин Филиппинского моря.

Окислы (%)	Кремнистый ил		Пелагическая глина				
	Фракция < 1 мкм		Фракция < 1 мкм			Фракция 1-10 мкм	
	3B7/34-47	3B7/47-52	3B33/0-5	3B33/29-31	3B33/80-82	3B33/0-5	3B33/29-31
SiO ₂	53,32	50,59	40,65	48,61	49,12	57,12	55,38
TiO ₂	0,99	1,10	1,10	1,08	1,00	1,06	1,09
Al ₂ O ₃	18,20	18,61	20,50	19,67	22,38	22,30	19,79
Fe ₂ O ₃	9,03	10,62	10,07	10,40	10,04	3,11	8,10
FeO	1,35	1,35	0,45	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,18	0,23	0,80	0,86	0,83	1,04	1,10
MgO	4,64	4,88	4,13	5,03	4,29	3,65	2,82
CaO	0,86	1,16	0,86	0,57	0,86	1,68	1,40
Na ₂ O	1,18	1,13	1,23	0,82	0,84	1,65	1,35
K ₂ O	2,46	2,24	2,56	2,75	2,62	2,30	1,88
P ₂ O ₅	0,39	0,34	0,36	0,30	0,34	0,31	0,26
П.п.п.	7,16	7,15	8,63	9,43	7,24	5,22	6,45
Сумма	99,76	99,76	99,34	99,52	99,56	99,44	99,62
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,92	2,71	2,37	2,47	2,19	2,56	2,19
<i>Состав глинистой фракции, %</i>							
Смектит	51	51	31	38	40	41	29
Иллит	39	37	46	44	42	39	49
Хлорит и Каолинит	10	12	23	18	18	20	22

H₂O, содержание которой в высушенных образцах может быть значительным (до 10,5 % и даже более). Максимальное содержание валового (85,04%) и свободного кремнезема (78,8%) установлено в колонке 3B5 на интервале 108-112 см (табл. 44). За исключением потерь при прокаливании, содержания остальных окислов в илах этого интервала близки к таковым в собственно силицитах. После трансформации опала в кварц, и удаления излишков воды, эти илы могут сформировать собственно кремни. В других образцах диатомовые илы содержат больше глинистых минералов (и глинозема) и, после их литификации, могут дать только глинистые кремни.

Осадки самой верхней части (0-25, до 40 см) всех изученных колонок окислены и характеризуются более высоким содержанием Mn и низким отношением Fe²⁺/ΣFe. В четвертичных диатомовых илах около половина или более содержащегося в них железа может находиться в легко растворимой, преимущественно окисной форме (рис. 76). Относительное содержание закисного железа в илах котловины Паресе-Вела коррелируется с содержанием кремнезема и увеличивается в более кремнистых илах (рис. 77B). Это свидетельствует о том, что реакционно-способное органическое вещество присутствовало в диатомовых илах и создава-



1 – алевроитовые глины колонки 3В6; 2-5 – диатомовые глины колонок станций: 2 – 3В5, 3 – 3В7, 4 – 21Б17, 5 – 21Б29; 6-9 – диатомовые илы колонок станций: 6 – 3В5, 7 – 3В7, 8 – 21Б29, 9 – 21Б17; 10 – тренды средних составов аргиллит-кремневой ассоциации мезозойских силицитовых толщ Сихотэ-Алиня: 1 – воронежской свиты у г. Хабаровска (T_1 – T_3), 2 – правобережье р. Уссури между с. Уборка и с. Кошаровка, 3 – г. Дальнегорск, 4, 5 – юрские кремневые толщи района с. Киселево (Нижнее Приамурье): 4 – кремни и глинистые кремни, 5 – яшмы, глинистые яшмы и гематитсодержащие аргиллиты.

Рис. 77. Геохимические зависимости и структура корреляционных связей в четвертичных илах Филиппинского моря.

Таблица 44. Химический состав верхнеплиocen-четвертичных осадков впадин котловины Паресе-Вела, %.

Интер-вал, см	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.
<i>Впадина Айпод, колонка 3B5</i>														
0-10	63,34	0,69	12,50	6,48	0,81	1,40	3,36	1,98	1,15	1,53	0,06	6,01	99,31	33,3
10-15	62,80	0,69	13,62	6,81	1,07	0,92	3,15	2,12	1,19	1,49	0,20	6,06	100,12	30,1
15-21	67,10	0,63	11,24	6,54	0,59	0,64	2,95	1,14	0,97	1,47	0,18	6,00	99,45	40,1
21-32	66,02	0,57	11,07	6,42	0,00	1,50	3,57	1,98	0,92	1,42	0,15	6,19	99,81	39,4
32-42	67,96	0,58	11,68	4,83	1,35	0,25	2,64	1,97	1,08	1,38	0,16	6,07	99,95	39,9
42-49	69,07	0,54	11,04	4,44	1,27	0,19	2,43	2,25	1,30	1,32	0,16	5,74	99,75	42,6
49-52	63,50	0,68	12,90	4,89	2,04	0,16	3,13	2,53	1,50	1,68	0,01	6,47	99,48	32,5
52-60	73,64	0,42	8,37	4,02	1,27	0,16	2,15	1,43	0,79	1,11	0,07	6,04	99,47	53,6
60-70	74,45	0,45	8,10	4,24	1,00	0,10	2,04	0,56	0,69	1,02	0,07	6,68	99,40	55,0
70-73	74,32	0,42	8,43	3,72	1,10	0,16	2,04	1,28	0,80	1,14	0,01	6,10	99,51	54,1
73-90	74,22	0,44	8,65	4,04	0,86	0,10	2,26	1,28	0,96	1,21	0,15	5,44	99,61	53,4
90-108	77,96	0,38	6,88	2,17	0,92	0,18	1,73	1,84	1,10	0,95	0,15	5,35	99,61	61,4
108-112	85,04	0,14	2,61	1,57	0,77	0,05	2,46	0,57	0,69	0,56	0,04	5,39	99,89	78,8
112-130	83,41	0,22	5,45	1,33	0,92	0,06	1,33	0,56	0,75	0,61	0,01	5,52	100,16	70,3
130-148	81,97	0,30	6,11	1,87	0,93	0,16	1,33	1,71	0,83	0,74	0,07	4,09	100,11	67,3
154-180	78,95	0,30	7,53	2,49	0,97	0,12	1,64	1,15	0,77	0,97	0,16	5,07	100,12	60,9
180-200	79,24	0,30	7,18	1,92	1,21	0,13	1,94	1,14	0,86	0,95	0,18	4,53	99,58	62,0
200-220	78,92	0,32	6,99	2,61	0,91	0,16	2,04	1,14	0,89	0,99	0,13	4,43	99,53	62,1
220-240	79,69	0,36	6,82	2,18	1,08	0,13	1,64	1,14	0,99	0,82	0,25	4,58	99,68	63,3
240-258	79,96	0,34	7,21	2,28	0,99	0,13	1,94	1,00	0,88	0,93	0,18	4,32	100,16	62,7

Таблица 44 (окончание).

Впадина Айтод, колонка 3В7

5-10	56,08	1,00	15,64	9,79	1,52	0,12	3,77	2,59	1,56	2,08	0,28	5,09	99,52	18,5
10-12	65,52	0,72	12,12	6,80	0,01	1,43	2,70	1,86	1,22	1,57	0,26	5,70	99,90	36,4
12-20	67,02	0,72	12,82	5,52	0,88	0,51	2,81	1,86	1,27	1,56	0,19	4,55	99,71	36,3
20-21	69,99	0,51	10,56	5,33	0,01	2,60	2,13	1,44	1,07	1,31	0,15	4,99	100,08	44,6
21-25	80,59	0,21	6,19	3,89	0,01	0,68	1,70	0,72	0,79	0,92	0,18	3,70	99,57	65,7
25-34	71,98	0,60	10,85	4,87	0,83	0,18	2,07	1,14	0,96	1,16	0,17	4,71	99,52	45,9
34-47	81,05	0,42	6,58	3,21	0,66	0,11	1,40	0,58	0,84	0,86	0,17	4,11	99,99	65,3
47-52	55,05	1,05	17,87	9,11	1,07	0,75	3,68	2,28	1,49	2,01	0,36	5,10	99,82	12,2
52-84	52,21	1,09	18,34	11,33	0,01	1,06	3,53	2,01	1,46	2,18	0,36	5,87	99,44	8,2

Впадина Айтод, колонка 3В6

0-5	51,67	1,16	17,56	10,56	0,01	1,73	3,32	3,27	1,64	2,18	0,42	5,81	99,32	9,5
5-20	52,28	1,13	17,90	10,65	0,01	0,91	3,49	2,76	1,40	2,15	0,43	6,63	99,72	9,3
20-32	54,86	1,13	17,26	9,17	1,21	0,48	3,44	2,72	1,63	2,39	0,44	5,12	99,85	13,4

Впадина 20° С.Ш., Колонка 17*

0-1	59,93	0,70	14,90	7,12	0,74	0,83	2,76	2,75	1,77	2,31	0,28	6,10	100,19	24,2
10-43	68,08	0,40	9,39	5,31	0,38	1,40	1,88	3,42	1,14	1,54	0,12	6,61	99,67	45,5
43-73	73,11	0,36	7,57	4,75	0,20	0,29	1,57	1,16	1,13	1,46	0,06	7,85	99,51	54,9
73-123	74,42	0,38	7,56	3,85	0,79	0,09	1,78	1,16	1,09	1,38	0,09	6,94	99,53	56,3
123-173	74,43	0,37	7,51	4,12	1,16	0,12	1,46	1,45	1,08	1,26	0,08	6,48	99,52	56,4
223-273	75,32	0,34	6,66	3,46	0,74	0,02	1,94	1,96	1,13	1,39	0,21	6,63	99,80	59,3
273-332	71,80	0,38	8,32	4,29	0,99	0,11	1,99	1,16	1,03	1,62	0,09	7,73	99,51	51,8

Впадина 19° С.Ш., колонка 29*

0-80	74,60	0,36	7,14	3,13	0,74	0,03	2,31	1,89	1,29	1,31	0,17	6,86	99,83	57,5
80-160	80,57	0,23	5,62	2,49	0,59	0,05	0,89	1,23	1,19	0,77	0,07	6,42	100,12	67,1
160-240	76,00	0,38	7,19	3,45	0,38	0,04	1,71	1,81	1,40	1,21	0,21	5,90	99,69	58,7
325-350	59,13	0,78	15,49	7,54	0,52	0,08	3,42	2,88	1,83	2,41	0,23	6,02	100,33	22,0
350-390	56,74	0,71	14,55	9,04	1,17	0,12	3,56	3,01	1,82	2,23	0,23	6,42	99,60	21,8

Примечание: Все анализы пересчитаны с исключением H_2O . * – Данные В.П. Симаненко и В.П. Нечаева (1988).

ло восстановительные условия среды диагенеза даже при значительных глубинах (6,5-7 км) рифтовых депрессий котловины Паресе-Вела.

Отношение K_2O/Na_2O слабо уменьшается с возрастанием содержания SiO_2 (рис. 77Б) что согласуется с большим содержанием К-дефицитного смектита и меньшим содержанием иллита в осадках более богатых биогенным кремнеземом. Не установлено никакой зависимости между отношением Mg/Al и SiO_2 , а также как между $Al/(Al + Fe + Mn)$ и SiO_2 (рис. 77Г и Д). Химический состав изученных диатомовых илов может моделироваться простым смешением варьирующих количеств биогенного опала и относительно постоянного по составу силикатного материала.

В кремнистых осадках, содержащих более 50% SiO_2 св., распределение микроэлементов (табл. 45) аппроксимируется нормальным законом. Отрицательная корреляция кремнезема с остальными главными и малыми элементами отражает «разбавляющую» роль биогенного опала. Для исключения ложных связей выделение истинных ассоциаций элементов производилось методом выделения компактных групп (Смирнов, 1981) по матрицам частных коэффициентов парных корреляций (при исключенном SiO_2). Структура корреляционных связей элементов показана с использованием метода Ю.А. Ткачева и Я.Э. Юдовича (1975). Выделены 3 группы элементов: 1) $Na-Ca-Mn-Ti-K-Al-P$, 2) $Fe^{3+}-Mg-Zn$, 3) $Sn-Cu-Ni-Pb-V-Co-Ga-Cr$ и отдельно Fe^{2+} , не имеющее предпочтительных связей ни с одной группой (рис. 77).

Группа (1) может быть подразделена на 2 подгруппы. Первая подгруппа элементов (Na, Ca, Mn , и Ti) принадлежит кластической ассоциации, представленной в изученных илах плагиоклазами (около 50%), минералами метаморфизованных основных и ультраосновных пород (серпентин, хлорит, пренит, тальк и актинолит – всего около 20%) и вулканическим базальтовым стеклом (16%) (Нечаев и др., 1989). Пироксен, составляющий 4-5% алевритовой фракции кремнистых осадков, является только второстепенным концентратором этих элементов. Элементы второй подгруппы (K, Al и P) концентрируются, по-видимому, в иллите.

Вторая группа элементов (Fe^{+3}, Mg , и Zn), а также потери при прокаливании – антагонистична первой группе, что соответствует установленной отрицательной корреляцией между иллитом, каолинитом, хлоритом и смектитом (Волохин и др., 1989а). Элементы этой группы в основном концентрируются в смектитовой фазе, составляющей около половины силикатной примеси в диатомовых илах. Следует отметить, что из проанализированных малых элементов только цинк связан со смектитовой фазой.

Большинство редких элементов, объединяются в изолированную 3-ю группу ($Cr-Cu-Ni-Pb-V-Co-Ga-Sn$). Она объединяет большинство рудных элементов, возможно связанных с органическим веществом или аутигенными сульфидами. Двухвалентное железо не имеет преимущественных связей ни с одной группой.

В таблице 46 представлены средние содержания породообразующих окислов и микроэлементов в диатомовых илах Филиппинского моря и близких по содержанию аутигенного кремнезема глинистых силицитах и аргиллитах россий-

Таблица 45. Содержание малых элементов в осадках впадины Айпод.

Интервал, см	Элемент, 10 ⁻⁴ %											
	Sn	Pb	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	V	B	Ag	Mo	Ga
<i>Колонка 3В5</i>												
0-10	2	26	76	120	67	27	33	130	22	–	8	11
10-15	3	32	150	120	66	30	35	140	21	–	8	13
15-21	3	20	150	120	66	30	35	140	21	–	11	13
21-32	3	24	110	120	71	34	23	100	15	0,05	19	9
32-42	2	13	55	55	34	12	17	65	13	0,11	–	7
42-49	2	19	83	91	49	18	23	91	11	–	–	11
49-52	3	32	170	120	55	17	29	120	30	0,08	–	13
52-60	2	10	170	33	24	8	–	40	7	–	–	5
60-70	2	9	63	38	24	9	17	65	8	–	–	6
70-73	2	9	63	62	33	11	21	56	7	–	–	6
73-90	2	16	95	78	40	14	21	76	21	0,13	–	10
90-108	2	13	83	74	35	12	–	62	17	–	–	9
108-112	2	5	95	32	25	10	–	41	15	–	–	6
112-130	2	–	48	19	15	4	–	36	2	0,05	–	5
130-148	2	6	48	40	34	13	17	48	7	–	–	7
154-180	–	–	22	22	11	–	–	11	3	–	–	–
180-200	–	5	40	30	23	8	–	34	7	–	–	5
200-220	–	–	18	25	17	6	–	24	8	–	–	5
220-240	–	3	22	32	17	7	–	28	5	–	–	5
240-258	2	7	55	44	30	11	–	42	–	–	–	7
<i>Колонка 3В7</i>												
5-10	4	41	140	160	76	22	60	230	22	–	–	14
10-12	3	25	100	150	70	36	29	120	60	–	34	11
12-20	2	18	69	78	50	14	21	85	30	–	4	9
20-21	3	24	83	170	76	48	21	92	13	0,13	66	9
25-34	2	14	56	91	37	13	21	90	13	–	–	9
47-52	4	33	100	160	66	42	63	200	38	–	4	14
52-84	3	44	130	160	86	42	63	230	41	–	57	14
<i>Колонка 3В6</i>												
0-5	3	41	140	190	140	44	29	200	60	–	48	14
5-20	3	33	100	140	74	36	60	190	60	–	17	14
20-32	3	48	120	170	71	27	46	250	33	–	5	15

ского Дальнего Востока. Диатомовые илы отличаются от древних силицитов, кроме высоких потерь при прокаливании (что естественно для опаловых пород), более низкими содержаниями К, Na и, особенно, В. Низкие содержания щелочных металлов и бора в диатомовых илах коррелируются с составом глинистой фракции, в которой преобладают смектиты, тогда как К и В больше концентрируются в иллите, являющемся преобладающим глинистым минералом в силицитах, претерпевших катагенез и метагенез. По содержаниям большинства окислов и отношениям порообразующих элементов наиболее близкими к диатомовым илам

Таблица 46. Сравнение химического состава кремнистых илов Филиппинского моря и глинистых кремней (кремневых аргиллитов) российского Дальнего Востока.

Оксиды, (%), микро- элементы, г/т	Котловина Паресе-Вела		Сихотэ-Алинь			Монголо-Охотская область		Коряк- ское нагорье
	Верхний плиоцен– Плейстоцен		Нижний– средний триас	Киселевская свита (средняя– верхняя юра)		Кембрий	Силур– нижний девон	Средний ордовик
	ДИ (24/ 13)	ДГ (17/ 13)	ГК (53/ 72)	ГК (8/10)	А (5/5)	ГК (2/5)	ГК (14/ 21)	ГК (5/5)
SiO ₂	77,50	64,08	79,16	79,69	61,89	75,57	82,25	79,49
TiO ₂	0,34	0,65	0,43	0,58	1,43	0,05	0,16	0,32
Al ₂ O ₃	6,96	12,84	9,46	7,24	13,11	9,36	7,18	7,24
Fe ₂ O ₃	3,09	6,52	1,19	2,98	5,88	4,35	0,86	1,03
FeO	0,82	0,84	2,01	1,30	1,20	0,80	2,73	2,00
MnO	0,14	0,77	0,07	0,14	0,44	0,18	0,09	0,10
MgO	1,78	2,94	1,20	1,22	3,04	2,44	1,59	1,78
CaO	1,22	2,19	0,61	1,37	2,10	0,52	0,85	1,71
Na ₂ O	1,00	1,31	0,84	1,39	2,37	1,05	1,10	3,19
K ₂ O	1,06	1,68	1,97	1,54	3,02	2,80	1,53	0,61
P ₂ O ₅	0,12	0,19	0,17	0,13	0,17	0,26	0,24	0,07
П.п.п.	5,76	5,76	2,51	2,39	5,28	2,13	1,63	1,95
SiO ₂ св.	60,1	33,3	56,5	62,3	30,4	53,1	65,0	62,1
Sn	1,4	2,8	3,0	3,5	3,2	4	5	2,4
Pb	6	25	15	15	13	21	29	6
Zn	63	99	95	130	126	97	77	45
Cu	41	119	68	82	74	88	211	48
Ni	25	58	42	61	69	100	61	35
Co	9	26	11	15	17	28	21	13
Cr	6	31	42	44	100	45	97	36
V	43	120	89	77	146	73	102	67
B	8	23	82	41	70	147	178	Н.о.
Ag	0,00	0,03	0,07	0,04	0,05	0,03	0,07	0,01
Mo	0,0	12	2,4	1,5	1,8	Н.о.	4,3	0,7
Ga	6	11	8	7	11	11	21	7
Al/(Al+Fe+Mn)	0,56	0,54	0,67	0,54	0,56	0,57	0,58	0,62
K ₂ O/Na ₂ O	1,1	1,3	2,4	1,1	1,3	2,7	1,4	0,19
Fe ²⁺ /Fe	0,23	0,13	0,65	0,33	0,18	0,17	0,78	0,68
Mn/Fe	0,04	0,11	0,02	0,03	0,07	0,04	0,03	0,04
(Fe + Mn)/Ti	14,2	14,9	9,5	9,2	6,3	127,0	29,1	12,3

Примечание: Число проб указано в шапке таблицы (в числителе – анализы на породообразующие окислы, в знаменателе – малые элементы). ДИ – диатомовые илы, ДГ – диатомовые глины, ГК – глинистые кремни, А – аргиллиты.

и глинам Филиппинского моря оказываются, соответственно, глинистые кремни и аргиллиты киселевской свиты (табл. 46). Более низкие концентрации Sn, Zn, Cr, и Ag в диатомовых илах, по-видимому, отражают различия в составе пород питающих провинций. На графике зависимости SiO_2 от $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ юрские глинистые кремни и аргиллиты нижнего Приамурья (киселевская свита) также близки к диатомовым илам и глинам котловины Паресе-Вела (рис. 77Д). Глинистые кремни и аргиллиты триасовых толщ Сихотэ-Алиня имеют, в среднем, большие значения модуля $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ и, по-видимому, в большей мере контаминированы континентальным силикатным материалом.

6.5. Условия и механизм накопления кремнистых илов, скорости отложения

Верхнеплиоцен-плейстоценовые диатомовые илы Филиппинского моря отлагались под зоной экваториальной дивергенции ($5-21^\circ$ с.ш.) в глубоких седиментационных ловушках на морском дне, гораздо глубже критической глубины карбоната накопления, которая составляет в Филиппинском море 3,5-4 км. Их скопление в депрессиях на дне Западно-Филиппинской котловины и в котловине Паресе-Вела может быть объяснено либо механизмом стекания маловязких илов со склонов (Жузе и др., 1959), либо заносом легких панцирей диатомовых водорослей круговыми (вихревыми?) глубинными течениями (Свальнов, 1983). Оба эти механизма могут обеспечить сбор биогенного кремнезема с гораздо большей площади водоема, чем площади их захоронения.

Рассчитанная по колонке 3В5 скорость отложения диатомовых илов составляет 1,3 мм/1000 лет (Volkhin, Porova, 1995). При плотности влажных илов 1,14-1,17 г/см³, абсолютные массы накопления осадков составят около 0,15 г/см³ за 1000 лет. В депрессии Айпод (в колонке 3В5) количество биогенного опала, в среднем, вдвое превышает количество силикатного материала. Поэтому вклад биогенного опала составляет только около 0,10 г/см² за 1000 лет, а поступление силикатного материала – 0,05 г/см² за 1000 лет. Для одновозрастных пелагических глин котловины Паресе-Вела, скорости седиментации составляют 3,4 мм/1000 лет (Kroenke et al., 1981), что при плотности глин 1,46-1,47 г/см³, составит в абсолютных массах около 0,5 г/см² за 1000 лет. Таким образом, глинистый материал поступает во впадину Айпод со скоростями в 10 раз меньшими, чем на соседствующую абиссальную равнину. Отчасти, это может быть связано с тем, что рифтовые депрессии отгорожены приподнятыми участками дна, препятствующими заносу глинистого материала глубинными течениями.

Состав глинистых фракций кремнистых илов Филиппинского моря сформировался в результате дальнего приноса терригенных минералов (иллит, хлорит, каолинит, частично смектит) и локальной поставки богатых феррисмектитом глин (Курносов, Нарнов, 1975; Мурдмаа и др., 1977, 1980; Цеховский и др., 1980). Последние происходили как из пород фундамента (измененные базальты, туфы и другие изверженные породы) так и более древних миоценовых осадков обогащенных феррисмектитом (Chamley, 1980a, b). Островодужная пемза и другой пирокластический материал, рассеянный в осадках также мог быть источни-

ком смектита в кремнистых осадках, вследствие гальмиролиза стекла (Balshow, 1981, 1982). Тот факт, что кремнистые илы богаче смектитом, чем пелагические красные глины, может объясняться более низкими скоростями поступления терригенного материала в глубокие депрессии, где шло отложение диатомовых илов.

Несмотря на значительный возраст (2 млн. лет) нижних слоев кремнистых илов, вскрытых трубками в котловине Паресе-Вела, никаких признаков уплотнения и диагенетического окремнения диатомового ила не наблюдалось. Диагенетические процессы проявились лишь в образовании аутигенных филлипсита и глауконита и железомарганцевых микроконкреций, обогащающих отдельный слойки.

6.6. Выводы

Абсолютные массы (0,10 г/см²/1000 лет) накопления биогенного кремнезема в котловине Паресе-Вела Филиппинского моря на порядок меньше абсолютных масс биогенного кремненакопления в Охотском море, а также меньше, чем в триасовом и позднеюрском сихотэ-алинском бассейнах. Обстановки осадконакопления и кремненакопления в Филиппинском море ближе к пелагическим океаническим, тогда как триасовых силицитов Сихотэ-Алиня – к современным гемипелагическим, более близконтинентальным. Эти отличия хорошо проявляются в ассоциациях пород. Кремнистые осадки Филиппинского моря ассоциируются с красными пелагическими цеолитовыми глинами, тогда как триасовые плитчатые кремни – с зелеными, серыми и черными аргиллитами, мадстоунами и алевролитами, обогащенными органическим веществом и не содержащими цеолитов.

Ассоциация глинистых минералов в Филиппинском море сформировалась смешением терригенного глинистого материала (иллита, каолинита, хлорита и части смектита) и глин (преимущественно феррисмектита), поступавших при размыве древних миоценовых осадков и измененных пород фундамента. Более фемический состав силикатной примеси в диатомовых илах связан с низкими скоростями поступления терригенного глинистого вещества и большей ролью в ее формировании материала офиолитового фундамента и эдафогенных глин.

Диатомовые илы Филиппинского моря после диагенетических преобразований и литификации могут образовать кремневые породы, близкие по содержанию кремнезема глинистым кремням российского Дальнего Востока. В единичных прослоях, содержание аутигенного кремнезема достигает 78,8%, что близко к содержанию SiO₂ св. в типичных кремнях. Из сравниваемых глинисто-кремневых пород российского Дальнего Востока, только ордовикские глинистые кремни Корякии и юрские глинистые кремни киселевской свиты Нижнего Приамурья приближаются по химическим характеристикам к кремнистым илам Филиппинского моря, что возможно свидетельствует и о некотором сходстве обстановок осадконакопления.

ГЛАВА 7

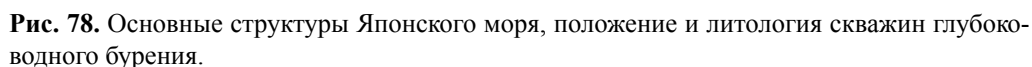
НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Для выяснения условий седиментации мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня большой интерес вызывают установленные закономерности современного и неогенового кремненакопления в Японском море. Неоген-четвертичные осадки Японского моря хорошо изучены благодаря многочисленным российским и японским экспедициям, а также в результате 3-х рейсов глубоководного бурения (31-й рейс «Glomar Challenger», 127-й и 128-й рейсы «JOIDES Resolution»). Особый интерес представляют материалы бурения, которые дают возможность сравнения не только пород, но и объектов формационного ранга.

7.1. Морфоструктуры, строение земной коры и происхождение Японского моря

Морфоструктуры и строение земной коры. Большую часть территории Японского моря занимают батинальные котловины с корой океанического и субокеанического типа: Центральная (Японский бассейн), Хонсю (бассейн Ямато) и Цусимская (бассейн Уллындо). Котловины разделены поднятиями, представляющими блоки с корой континентального типа и молодые базальтовые вулканические постройки (рис. 78). Японский бассейн наиболее глубокий и самый обширный. Его дно находится на глубине 3,0-3,7 км, а акустический фундамент – на глубине 4,2-5 км ниже уровня моря. По сейсмическим и гравиметрическим данным, акустический фундамент Японского бассейна составляет океаническая кора, толщиной около 11-12 км, подстилаемая тонкой литосферой (35 км). Подошва осадочного чехла датируется по временной палеомагнитной шкале возрастом 26 млн. лет (Tamaki et al., 1990). Бассейн Ямато меньше, чем Японский, и более мелкий (2-2,5 км). Его плоский акустический фундамент находится на глубине 3,3-3,9 км ниже уровня моря. Земная кора бассейна Ямато толще (17-19 км), латерально более изменчива, чем Японского бассейна, и не является типично океанической (Tamaki et al., 1990). В этом бассейне не установлено никаких отчетливых линейных магнитных аномалий, свидетельствующих о спрединге. Акустический фундамент бассейна Ямато состоит из переслаивания базальтов и осадков. Скважина 797 прошла 350 м переслаивания базальтов и осадочных пород и вскрыла 21 тело базальтовых потоков и силлов. В скважине 794, в 100 м ниже долеритовых силлов и базальтов, бурением вскрыты туфогенные аргиллиты и полутораметровый слой туфов. В скважине 795, в верхних 76 метрах акустического фундамента, пробурены базальтовые брекчии и андезитовые лавы (Tamaki et al., 1990).

Высоко поднятые блоки, рассеянные по Японскому морю, включают раздробленные рифтогенезом и погруженные континентальные фрагменты (рис. 78). Разломы, ограничивающие континентальные блоки являются нормальными сбросами, с амплитудой вертикального перемещения 1500 м. Эти разломы были активными ранее 10 млн. лет тому назад (Tamaki et al., 1990). Поднятие Ямато, наиболее выдающееся из этих возвышенностей, состоит из 2-х плосковершин-



ных, разбитых разломами банок, разделенных трогом Кита-Ямато. Земная кора под поднятием Ямато имеет толщину около 20 км. На северо-западной банке Ямато были драгированы граниты с возрастом 200 млн. лет, а на юго-восточном Ямато – верхнеолигоцен-миоценовые вулканические породы (Tamaki et al., 1990). Мелководный бордерленд и поднятия в южной и юго-западной части моря структурно схожи с возвышенностью Ямато и представляют остатки древнего континентального фундамента, раздробленного во время рифтообразования (рис. 78). На этих возвышенностях преобладают мезозойские граниты (60-142 млн. лет), но на Корейском плато установлены и докембрийские гнейсы (1980-2730 млн. лет) (Tamaki, 1990).

Состав магматических продуктов вскрытых бурением в Японском море весьма разнообразен. Они состоят из толеитовых, оливиновых, известково-щелочных, умеренно-щелочных, глиноземистых и повышенно магнезиальных базальтов, андезитобазальтов и андезитов, что свидетельствует в пользу гетерогенного фундамента с участием островодужного материала (Tamaki et al., 1990; Thy, 1992). Верхние вулканы акустического фундамента представлены высокоглиноземистыми базальтами, а нижние, интрузивные – умеренно щелочными базальтами и толеитами, обогащенными некогерентными элементами. По химическому составу, магматические породы являются промежуточными между обычными островодужными толеитами, известково-щелочными базальтами, базальтами MORB, внутриплитными базальтами, и проявляют различные особенности составов этих конечных членов (Allan, 1992). Высокое содержание Al_2O_3 , Sr, отсутствие трендов обогащения железом, отличает их от базальтов срединно-океанических хребтов, а низкие содержания ниобия указывают, что базальты и андезитобазальты скважины 795 и верхние базальты скважины 797 родственны островодужным базальтам и андезитам. Источником магм этих базальтов предполагается мантийный источник подобный MORB, но магмы были контаминированы пелагическими осадками. Модель смешения этих двух субстанций предполагает участие ассимилированного магмой осадочного материала в количестве от 0,5% до 2,5% (Cousens, Allan, 1992). Низкие содержания элементов-литофилов свидетельствуют в пользу магматического источника в океанической литосфере и против значительного участия вещества континентальной коры и субконтинентальной мантии в генезисе магм (Allan, Gorton, 1992).

Происхождение Японского моря. По одной из гипотез, образование глубоководных впадин Японского моря связывается с внедрением мантийных диапиров (Берсенов и др., 1987). Мантийные диапиры, достигнув астеносферы, вызвали подъем ее кровли и растяжение литосферы и земной коры, чем способствовали развитию магматической деятельности в позднем мелу и палеогене. Охлаждение внедрившихся в литосферу астенолитов привело к общему погружению дна моря в неогене. По другой гипотезе, образование Японского моря произошло под воздействием инерционных сил, периодически возникающих в земной коре и мантии при изменении скорости вращения Земли (Филатьев, 2001). В эти моменты происходит проскальзывание земных оболочек и, вследствие межслоевого трения, выделяется тепло. Последнее приводит к плавлению мантийного вещества,

потоки которого отторгают краевые участки континентальной коры и перемещают их в сторону океанической плиты. По третьей гипотезе, котловины Японского моря рассматриваются как раздвиговые (pull apart) бассейны, образовавшиеся вследствие подвижек блоков литосферы по крупным левосторонним (Уткин, 1978, 1985) или правосторонним (Jolivet, Tamaki, 1992) сдвигам.

Образование Японского моря началось с мультисевого спрединга и рифтообразования на континентальной вулканической дуге вследствие сложного взаимодействия Тихоокеанской, Евразийской, Североамериканской и Филиппинской плит (Tamaki, 1992). Раскрытие моря сопровождалось излияниями континентальных толеитов 22-17 млн. лет назад, известково-щелочным магматизмом 24-20 млн лет назад, и излияниями толеитовых базальтов близких к MORB в формирующемся тыловодужном бассейне (Pouclet, Bellon, 1992). На континентальных блоках шло образование горстов и грабенов, которое сопровождалось вулканизмом от базальтового до кислого. В последующие 17-10 млн. лет, на подводных горах извергались вулканы, давшие умеренно-щелочные базальтоиды. На расколотых рифтами континентальных блоках северной Японии и банки Ямато в это время проявился кислый вулканизм (Pouclet, Scott, 1992). В плиоцене, на суше и островодужной стороне Японии, а также в центральной и северной Корее имел место щелочной магматизм. На островах он эволюционировал от трахитового и фонолитового до кислого (Pouclet, Bellon, 1992).

Тектонический режим растяжения и проседания дна бассейнов доминировали в период от 32 до 10 млн. лет. После этого он сменился режимом сжатия и подъемом региона, продолжающимся до настоящего времени (Jolivet, Tamaki, 1992). Считается, что раскрытие Японского моря началось с утонения земной коры в протояпонской дуге. Затем последовали раскол и подвижки литосферы по сдвиговым зонам, которые запустили механизм спрединга морского дна. Растяжение земной коры сопровождалось сильным базальтовым вулканизмом в период от 28 до 18 млн. лет назад. Спрединг земной коры и рифтообразование продвигались с северо-востока на юго-запад и привели к образованию котловин моря 17-16 млн. лет тому назад, что сопровождалось морскими трансгрессиями в Корее и Японии. Утоненная кора и реликты протояпонской дуги остались в южной части Японского моря, выраженные, соответственно, как глубоководные бассейны, поднятия и хребты (Tamaki et al., 1992). Имеющиеся геологические и геофизические данные по соседним континентальным и островным площадям, а также данные глубоководного бурения в море свидетельствуют, что в настоящее время регион находится на ранней стадии компрессивной деструкции (Ingle, 1992, с. 1197).

История погружения дна моря по седиментологическим данным (по: Ingle, 1992). Начальный рифтинг, растяжение и погружение земной коры в Японском море началось в позднем олигоцене (32-25 млн. лет) и шло со скоростью < 150 м/млн. лет. Оно сопровождалось накоплением не морских осадков и вулканических толщ. Ускоренное прогибание (100-500 м/млн. лет) дна бассейнов началось 24-23 млн. лет назад и достигло кульминации к 20-18 млн. лет тому назад в опускании бассейнов: Японского, Цусимского и Ямато, до почти совре-

менных глубин (2-3 км). Погружение медленно, но устойчиво, продолжалось с 18 до 16-15 млн. лет назад, когда случился второй эпизод быстрого проседания, вследствие захвата рифтогенезом островной дуги, ее флангов и площадей с ослабленной континентальной корой по периметру моря. Этот период ознаменовался вторым импульсом магматической деятельности, который создал многочисленные мелкие бассейны по периферии моря. Максимальные скорости тектонического погружения при образовании мелких бассейнов в среднем миоцене превысили 900 м/млн. лет. Это сопровождалось уменьшением питания бассейнов терригенным материалом и их заполнением пелагическими диатомовыми и гемипелагическими диатомово-алевро-глинистыми илами. Средне-позднемиоценовая стадия (от 12,5 до 10 млн. лет) характеризуется тектонически спокойными обстановками и низкими скоростями погружения литосферы (< 200 м/млн. лет). Региональный подъем территории, со скоростями 10-100 м/млн. лет, начался с южной части моря 11-10 млн. лет назад. Он проявился в компрессионной деструкции малых миоценовых бассейнов на территории и флангах Японской островной дуги, на островах Хонсю, Хоккайдо и Сахалине 5 млн. лет назад. Скорости подъема возросли до 500-1500 м/млн. л. в позднем плиоцене-плейстоцене (2,0-0,7 млн. лет), как результат происшедших складчатых деформаций доверхнеплейстоценовых осадочных серий.

7.2. Строение осадочного чехла глубоководных котловин

Строение неоген-четвертичного осадочного чехла. Акустический фундамент Японского моря перекрыт чехлом миоценовых и плиоценовых гемипелагических осадочных пород и осадков, которые согласно, а местами несогласно, перекрываются гемипелагическими и терригенными верхнеплиоценовыми и четвертичными осадками (Tamaki et al., 1990). В бассейнах толщина осадочного чехла достигает 2000-3000 м. Его разрез состоит из двух частей. Верхняя, умеренно и хорошо стратифицированная часть представлена переслаиванием глин, алевритов и песков позднеплиоценового и четвертичного возраста. Нижняя часть состоит из миоцен-нижнеплиоценовых гемипелагических диатомовых алевритов, глин и кремнистых аргиллитов (Karig et al., 1975; Tamaki et al., 1990). Обе эти серии пород утолщаются к центру бассейнов. Но на краях бассейнов и возвышенностях верхняя серия трансгрессивно перекрывает нижнюю.

Осадки, залегающие на акустическом фундаменте поднятия Ямато и других поднятых блоках, более изменчивы по литологическим характеристикам. На самых высоких вершинах банок осадочный чехол маломощный или отсутствует. Там же где он есть, обычные эрозионные каналы и оползни. Среднемиоценово-четвертичные отложения здесь представлены терригенными песками и гравием, гемипелагическими алевритовыми глинами, диатомовыми глинами и фосфатными алевроаргиллитами (Karig et al., 1975; Koizumi, 1979; Boggs, 1984; Barash, 1986). Грабены, расположенные на этих возвышенностях, заполнены хорошо стратифицированными и быстро отлагавшимися терригенными и гемипелагическими осадками значительной мощности (> 1000 м). Мощность неоген-четвертичных терригенных и гемипелагических осадков малых бассейнов на восточной окра-

ине Японского моря достигает 3000-5000. Эти бассейны являются резервуарами многих нефтяных и газовых скоплений, присутствующих вдоль побережья Хонсю (Suzuki, 1979) и на суше, на северном Хонсю и о. Хоккайдо.

В осадочном чехле Центральной котловины и котловины Хонсю выделены (Tamaki et al., 1990) следующие фации (фактически, толщи – Ю.В.): **(А) плиоцен-четвертичная** – чередование темноокрашенных ламинарно-слоистых алевритистых глин с неслоистыми (биотурбированными) светлоокрашенными алевритовыми глинами; **(Б) верхнемиоцен-плиоценовая** – диатомовые илы, обычно повсеместно биотурбированные; **(С) средне-верхнемиоценовая** – биотурбированные диатомовые глины и слабо тонкослоистые (ламинарно-слоистыми) кремневые аргиллиты и алевроаргиллиты, с тонкими слоями кремней и незначительными известковистыми прослоями и желваками; **(Д) средне-верхнемиоценовая(?)** – известковые и кремнистые аргиллиты, с прослоями туфов, содержащие незначительное количество фосфатов. Фации А, Б и С встречаются на всех участках бурения. Фация «Д», однозначно распознаваемая в кернах скважин 794, 796 и 797, является нижнемиоценовой в скважине 797 и среднемиоценовой в других местах и считается диахронной. Самая нижняя фация **(Е)** пробурена только скважинами 794 и 797 в бассейне Ямато. Она представлена нижнемиоценовыми градационно-слоистыми отложениями гравитационных потоков, горизонтально-слоистыми и перекрестно-слоистыми биотурбированными вулканокластическими песчаниками и алевролитами, с обильным детритом растительности наземного происхождения. Эти отложения переслаиваются с основными лавами и неглубоко залегающими силлами, содержат небольшое количество брекчий. Они представляют отложения внешней дельты, накопившиеся на узком шельфе и внешней части склона ниже базиса действия волн. Время накопления этой фации совпадает со временем подводного вулканизма фазы рифтообразования в этой части моря (Tamaki et al., 1990; Ingle, 1992). Верхняя часть нижнемиоценовой серии, состоящая из ламинарно-слоистых аргиллитов, содержащих фосфатно-карбонатные прослои, накапливалась уже в условиях изоляции от приноса крупнозернистого терригенного материала, вследствие происшедших углубления и расширения бассейна. Находки бентосных фораминифер указывают на среднебатиальные глубины отложения этой серии (Tamaki et al., 1990). Две дополнительные литофации, выделенные в скважине 796, включают верхнемиоценовые галечные аргиллиты, с небольшим количеством плохо сортированной гальки вулканических обломков и пемзы, и плиоцен-верхнемиоценовые тонко-среднезернистые песчаники с градационной текстурой и параллельной слоистостью.

Цикличность плиоцен-четвертичных отложений. Характерной чертой строения отложений осадочного чехла является разноранговая цикличность. Верхнеплиоценовые и голоценовые осадки, вскрытые в скважине 798 (хр. Оки), проявляют ритмичные вариации содержания биогенного опала-А, с интервалом ~ 5 м, и периодами, эквивалентными 41-тысячелетним циклам изменения угла наклона земной оси (Dunbar et al., 1992). Более подробно цикличное строение отложений этого возраста рассмотрено на примере углеродсодержащих пачек, накопившихся за последние 1,26 млн. лет. Визуальные наблюдения выявили

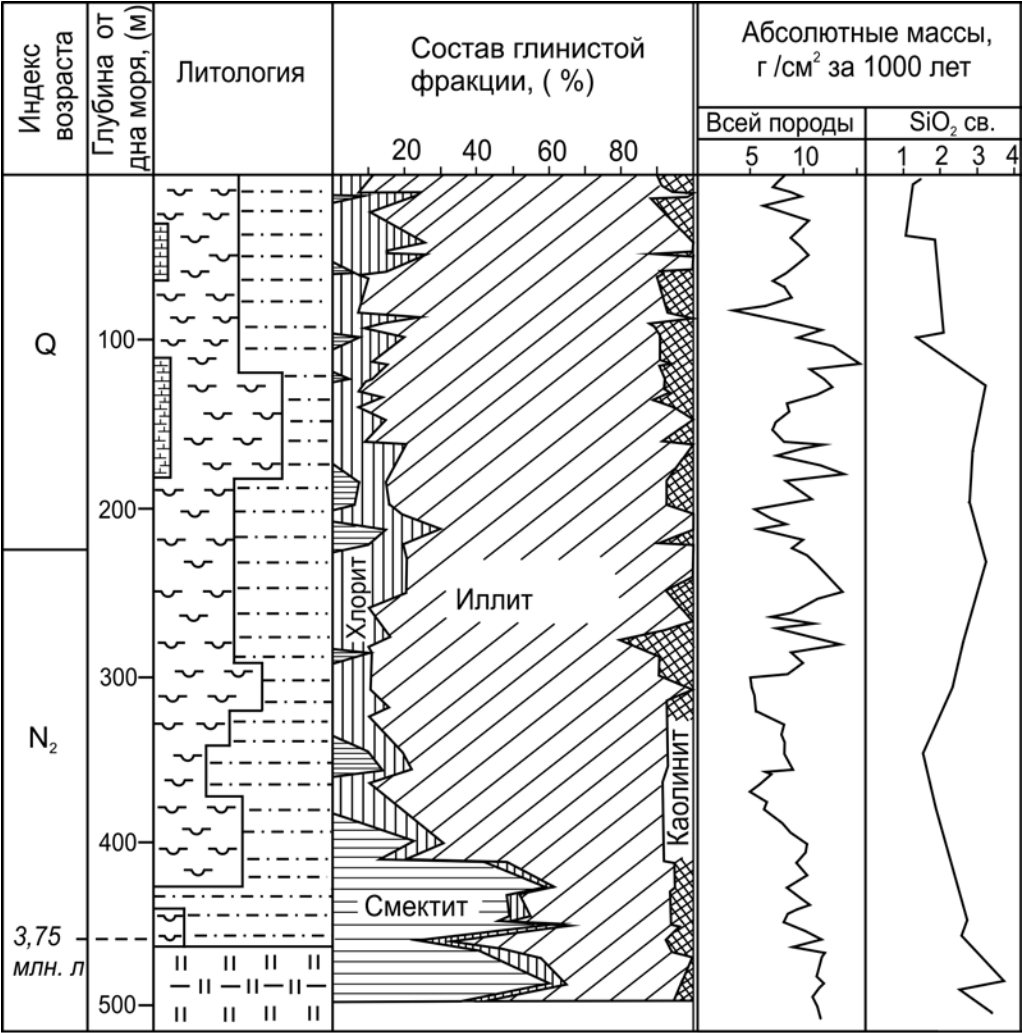
3 соподчиненных ранга циклитов: циклиты 3-го порядка, толщиной 0,2-1,5 см, 2-го порядка (10-160 см) и первого порядка (300-500 см) (Föllmi et al., 1992). Происхождение темных (углеродистых) и светлых (неуглеродистых) пачек первого и второго порядка увязываются с климатическими изменениями Миланковича. Детальный компьютерный анализ цветовых характеристик («индекса серости») видеоизображений кернов скважин, увязанный с возрастными реперами магнитостратиграфической шкалы, выявил, что содержание углерода в породах, коррелируется с периодами 103 800, 41 500, 27 100, 18 900, 16 400, 12 700 и, особенно, 10 500 лет. Циклитам первого порядка соответствуют первые два временных периода. Они соответствуют периодам изменения эксцентриситета и наклона земной оси. Циклиты второго порядка, с преобладающей частотой 10500 лет, рассматриваются, как представляющие половину цикла прецессии, с которой связываются изменения летней активности муссонов. Образование темных углеродистых слоев вызвано высокой первичной продукцией планктона и ухудшением вентиляции придонных вод в бассейнах в периоды потеплений. Отложение светлых слоев предполагается в периоды похолодания и усиления приноса олового терригенного материала (Föllmi et al., 1992). Циклиты третьего порядка (годовые или надгодовые) связываются с сезонной или летней муссонной активностью (Föllmi et al., 1992). Сравнение толщины микроциклитов (10-250 мкм) в углеродистых слоях скважины 798 со средней скоростью седиментации (~ 12 см/1000 лет), а также изучение под микроскопом состава слоев, привели к заключению, что ламины представляют годовую или сезонную летопись гемипелагической седиментации и эпизодов поступления терригенного материала (Grimm, 1992).

7.3. Неоген-четвертичные кремнистые осадки

Характеристика кремнистых осадков. Кремнистые породы и осадки распространены по разрезу от нижнего миоцена до квартала (рис. 78). Суммарная мощность вскрытых глубоководным бурением миоцен-плейстоценовых кремнистых толщ варьирует от 150 м (скважина 796) на хребте Окусири в Японском бассейне, до 930 м в тропе Кита-Ямато, где значительные мощности отложений могут быть связаны с отмеченными здесь (Tamaki et al., 1990) процессами оползания осадков. Плотность и пористость осадков варьируют по разрезу в зависимости от их состава и степени диагенетических изменений. Высокая пористость (85-90%), свойственная диатомовым илам, сохраняется выше зоны перехода опала-А в опал-КТ, до глубин 300 м или более от поверхности дна. Она резко снижается до 50% и даже 30% ниже этой границы (Nobes et al., 1992b). Осадки малоизвестковистые ($\text{CaCO}_3 < 1\%$). Редкие интервалы с высокими (до 74%) содержаниями CaCO_3 эпизодически встречаются в скважинах 794 и 797 в бассейне Ямато.

Состав глинистой фракции. Фазовый рентгено-дифрактометрический анализ миоценовых осадков скважин 795 и 797 показали повсеместное присутствие (кроме распространенного опала) плагиоклаза, кварца, пирита, иллита, смектита, каолинита и галлуазита, а также хлорита (Nobes et al., 1992a; Tada, Iijima, 1992). Состав глинистой фракции в плиоцен-четвертичных отложениях скважины 798 хотя и проявляет циклические изменения, но, в целом, характеризует-

ся относительно равномерным распределением по колонке каолинита и хлорита. Нижняя часть разреза значительно обогащена смектитом (рис. 79). Минералогическая трансформация смектитов в иллит и хлорит еще не затронула эти породы и снижение содержания смектита, по-видимому, обусловлено изоляцией площади седиментации от источников смектита, каковыми являлись измененные основные вулканы. Минеральный состав глинистой фракции (< 2 мкм) в породах скважины 798 весьма близок к составу глинистой фракции триасовых пород разрезов с. Бреевка и р. Огородной в Сихотэ-Алине. Однако содержания хлорита и смекти-



Примечание: Состав глинистой фракции и абсолютные массы осадконакопления по: (Dersch and Stein, 1992). Абсолютные массы SiO₂ св. подсчитаны с использованием данных анализов из табл. 48. Условные обозначения пород см. рис. 78.

Рис. 79. Глинистая фракция (< 2 мкм) и абсолютные массы кремненакопления плиоцен-плейстоценовых отложений на хребте Оки (скв. 798А, В).

та в триасовых породах значительно ниже (см. рис. 51).

Среди диагенетических минералов в миоцен-четвертичных осадках Японского моря заметную роль играют цеолиты: филлипсит, клиноптилолит и анальцим, а также ломонтит, эрионит и морденит (Nobes et al., 1992a; Tada, Iijima, 1992). В миоценовых осадках обычно присутствует барит (Breymann et al., 1992).

Химический состав неоген-четвертичных отложений. Осадки скважин 794А и 794В в северной части бассейна Ямато характеризуются высокими потерями при прокаливании до глубины 340 м, что связано с высокой водонасыщенностью глинистых и диатомовых илов (табл. 47). На большей глубине содержание летучих резко падает до 6-8%, в связи с начавшейся литификацией илов, сопровождаемой диагенетической трансформацией биогенного опала-А в опал-КТ, образованием опок и превращением диатомовых глин в кремнистые аргиллиты. Высокие значения п.п.п на большей глубине, на интервале 485-521 м (скв. 794В) коррелируются с аномально высокими содержаниями CaO и MnO , и обусловлены появлением в осадочном чехле карбонатов марганца. Вариации содержания SiO_2 и Al_2O_3 в керне скважин отражают циклическое строение осадочного разреза (табл. 47). Наибольшие содержания SiO_2 и самые низкие Al_2O_3 характерны для верхнемиоценовых диатомовых илов интервала 130-270 м. Выше и ниже этой толщи (интервалы 105-130 и 270-340 м) преобладают глинистые или алевролитисто-глинистые осадки, а содержание кремнезема резко снижается. Вторая высококремнистая толща вскрыта на интервале 370-460 м скважиной 794В. Эта верхне-среднемиоценовая часть разреза осадочного чехла сложена преимущественно, кремнистыми и кремневыми аргиллитами и глинистыми кремнями (табл. 47). Плиоцен-четвертичные илы, вскрытые в южной части бассейна Ямато (скв. 798) также высоко водонасыщенные, но более глинистые (табл. 48). Для сравнения с кремневыми толщами Сихотэ-Алиня был рассчитан модельный химический состав пород вскрытых на площади бурения 794 (табл. 49). Пересчет производился с использованием коэффициента 0,38 – равному среднему отношению п.п.п. к Al_2O_3 в юрских глинистых силицитах Сихотэ-Алиня. Содержания SiO_2 и SiO_2 св. в породах моделируемых от состава диатомовых илов интервала 130-270 м, сравнимы с таковыми позднеюрских кремневых толщ р. Приточной. Толщи пород интервалов разреза 340-350 м и 340-460 м по содержанию кремнезема оказываются близкими к позднекиммеридж-титонским силицитам разреза р. Корейской (см. табл. 19).

По керну скважины 798 выполнено 913 определений содержания аморфного кремнезема на интервале колонки 0-398,2 м (Dunbar et al., 1992). Самые низкие содержания SiO_2 ам. (3 до 21%, при среднем – 7,9%) установлены в верхних 120 м колонки, в отложениях возрастного интервала 0-750 тыс. лет. Глубже, в осадках с возрастом 750-1300 тыс. лет, среднее содержание SiO_2 ам. составляет 10,7%, а еще глубже – 20,1%, при максимальном содержании 43% вес. (Dunbar et al., 1992). Содержание бария в осадках скважин 794, 796, 798 и 799 варьирует от 270 г/т до 1,3%, но в большинстве проб находится в диапазоне от 300-400 до 5000 г/т.

Скорости седиментации и абсолютные массы кремненакопления. Скорости седиментации измеренные по скважине 794 составили в позднем ми-

Таблица 47. Химический состав миоцен-плиоценовых осадков Японского моря в кернах скважин участка 794 (Tada, Iijima, 1992).

№ п.п.	Глубина от дна, м	По-рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	C _{орг}	C _{карб.}
Участок бурения 794, скважина 794А																
1	105,6	ДАГ	56,95	0,56	13,44	5,92	0,39	2,75	0,60	1,68	2,74	0,08	14,24	99,36	0,51	0,03
2	112,9	ДАГ	63,23	0,39	8,68	4,40	0,12	1,64	0,46	1,42	1,81	0,05	18,71	100,90	0,59	0,00
3	122,5	АГ	54,4	0,62	13,60	5,35	0,11	2,47	0,83	1,67	2,53	0,09	19,24	10,89	0,53	0,00
4	128,5	ДАГ	58,33	0,56	12,70	5,16	2,08	2,34	1,16	1,91	2,53	0,11	12,21	99,08	0,68	0,46
Среднее (4)			58,23	0,53	12,11	5,21	0,68	2,30	0,76	1,67	2,40	0,08	16,10	100,07	0,58	0,12
5	133,5	ДИ	69,51	0,27	6,58	3,36	0,12	1,44	0,30	1,26	1,34	0,05	16,66	100,89	0,51	0,00
6	138,0	ДИ	58,04	0,27	5,86	3,02	0,08	1,20	0,39	1,42	1,23	0,05	31,19	102,74	0,32	0,00
7	143,0	ДИ	68,57	0,40	9,86	3,92	0,31	2,11	0,70	1,81	1,91	0,07	10,49	100,16	0,40	0,08
8	152,7	ДИ	68,67	0,36	9,10	4,55	0,09	1,94	0,42	1,37	1,84	0,06	11,36	99,77	0,50	0,01
9	158,7	ДГ	65,60	0,40	9,93	6,20	0,12	2,24	0,44	1,55	2,05	0,05	12,11	100,70	0,33	0,02
10	168,7	ДИ	75,09	0,30	6,94	3,52	0,12	1,67	0,34	1,20	1,41	0,05	11,94	102,58	0,45	0,02
11	178,4	ДИ	69,30	0,38	9,01	4,70	0,16	2,14	0,39	1,22	1,86	0,05	12,04	101,26	0,33	0,00
12	188,1	ДИ	72,07	0,30	7,73	3,71	0,13	1,79	0,36	1,25	1,42	0,05	12,59	101,39	0,54	0,00
13	197,7	ДГ	63,26	0,47	11,12	5,41	0,26	2,86	0,53	1,40	2,25	0,06	12,81	100,43	0,56	0,01
14	207,4	ДИ	67,02	0,37	9,48	4,52	0,23	2,61	0,47	1,49	1,79	0,05	12,30	100,33	0,61	0,00
15	214,9	ДИ	73,40	0,28	6,69	3,54	0,19	1,98	0,33	1,06	1,30	0,04	12,44	101,24	0,57	0,01
16	228,2	ДГ	62,85	0,43	12,35	4,32	0,35	2,71	0,63	2,09	2,62	0,07	11,37	99,79	0,43	0,00
17	237,9	ДГ	66,36	0,36	9,11	4,44	0,39	3,48	0,44	1,74	1,74	0,06	12,93	101,05	0,53	0,00
18	247,7	ДИ	72,50	0,27	7,08	3,32	0,18	2,29	0,36	1,28	1,29	0,05	13,08	101,69	0,73	0,00
19	252,2	ДИ	58,01	0,34	9,40	10,12	0,31	2,70	0,59	1,92	1,90	0,05	16,66	101,99	1,03	0,06
20	257,4	ДГ	61,63	0,47	11,38	5,94	0,39	4,10	0,56	1,73	2,25	0,07	13,05	101,57	0,98	0,00
21	267,1	ДГ	63,88	0,36	9,66	5,10	0,56	3,45	0,55	1,52	1,76	0,06	11,38	98,28	0,81	0,03
Среднее (17)			66,81	0,35	8,90	4,69	0,23	2,39	0,46	1,49	1,76	0,05	13,79	100,92	0,57	0,01
22	271,6	ДГ	57,43	0,52	13,30	6,31	0,71	4,08	0,73	2,12	2,56	0,07	10,79	98,61	0,46	0,07
23	276,8	ДГ	58,49	0,48	11,97	6,01	0,41	3,95	0,54	1,51	2,36	0,08	12,75	98,54	0,81	0,00
24	281,3	ДГ	58,63	0,50	12,40	5,82	0,35	4,21	0,56	1,33	2,37	0,07	12,46	98,70	0,84	0,00

Таблица 47 (продолжение).

№ п.п.	Глубина от дна, м	По- рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.л.	Сумма	С _{орг}	С _{карб.}
25	286,3	ДГ	57,38	0,37	9,50	4,75	4,27	3,50	1,90	1,19	1,84	0,11	14,09	98,90	0,66	0,96
26	290,8	ТДГ	59,29	0,52	12,30	5,78	0,50	3,94	0,70	1,14	2,43	0,08	12,60	99,29	1,43	0,01
27	292,3	ДГ	57,44	0,54	13,10	6,45	0,32	4,21	0,64	1,54	2,60	0,07	12,31	99,21	0,66	0,00
28	293,7	СвА	60,38	0,46	11,35	5,75	0,28	3,66	0,51	1,27	2,22	0,07	13,34	99,29	0,85	0,00
29	295,2	ТА	55,10	0,53	12,08	6,02	1,41	3,98	1,10	1,11	2,66	0,09	15,03	99,11	2,08	0,26
30	296,7	СвА	55,75	0,56	13,63	6,58	0,49	4,37	0,69	1,31	2,89	0,07	12,58	98,93	0,98	0,01
31	303,5	ТКА	68,78	0,40	9,49	4,53	0,18	2,63	0,37	0,98	2,07	0,05	10,49	99,95	1,18	0,01
32	306,5	ТфАл	53,02	0,50	13,06	9,61	0,44	3,06	0,63	1,17	2,89	0,07	12,56	97,02	0,31	0,00
33	309,5	СвА	57,92	0,58	14,24	6,00	0,20	3,64	0,56	1,41	3,21	0,11	10,71	98,58	0,54	0,00
Среднее (12)			58,30	0,50	12,20	6,13	0,80	3,77	0,74	1,34	2,51	0,08	12,48	98,85	0,90	0,11
34	312,5	ИА	19,36	0,14	3,68	3,60	19,98	4,17	14,59	0,71	0,93	0,62	33,64	101,43	1,43	6,78
35	313,4	СвА	57,01	0,59	15,06	5,99	0,23	3,56	0,53	1,25	3,35	0,08	11,54	99,20	0,79	0,00
36	323,0	ТА	55,57	0,57	14,94	6,01	0,14	3,26	0,47	1,43	3,53	0,08	13,64	99,64	1,75	0,00
37	326,4	ТА	51,93	0,50	13,05	6,15	1,76	3,43	1,28	1,24	3,11	0,10	16,97	99,53	2,81	0,42
38	326,6	ЧА	53,44	0,48	12,47	6,20	0,23	2,92	0,61	1,37	3,22	0,10	19,87	100,90	6,17	0,00
39	329,7	ТА	57,39	0,48	11,83	6,66	0,30	3,39	0,63	1,35	2,84	0,10	14,58	99,55	2,42	0,00
40	330,0	СвА	58,94	0,49	13,18	6,23	0,18	3,16	0,45	1,35	3,31	0,06	11,76	99,09	0,87	0,00
41	332,5	ТА	55,45	0,47	12,49	6,57	0,24	5,14	0,50	1,53	2,85	0,08	13,19	98,51	1,79	0,00
42	332,9	СвА	54,06	0,44	11,13	6,69	0,67	4,99	1,03	1,23	2,41	0,11	17,76	100,51	4,07	0,01
Среднее (8)			55,47	0,50	13,02	6,31	0,47	3,73	0,69	1,34	3,08	0,09	14,91	99,61	2,58	0,05
43	344,7	ТК	83,87	0,18	4,70	1,71	0,16	1,37	0,39	0,66	0,99	0,04	6,20	100,27	0,54	0,08
44	345,4	СвА	69,00	0,42	10,51	4,81	0,67	3,79	0,59	1,13	2,33	0,06	8,19	101,50	0,48	0,10
Среднее (2)			76,44	0,30	7,61	3,26	0,42	2,58	0,49	0,90	1,66	0,05	7,20	100,91	0,51	0,09

Таблица 47 (продолжение).

№ п.п.	Глубина от дна, м	По- рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	С _{орг.}	С _{карб.}
Участок бурения 794, скважина 794В																
1	164,4	ДГ	64,03	0,40	9,86	5,80	0,18	2,30	0,46	2,31	2,09	0,06	13,57	101,05	0,22	0,00
2	376,5	СвО	75,67	0,26	6,93	2,90	0,15	2,05	1,23	0,98	1,47	0,06	7,66	99,35	0,69	0,20
3	376,5	ТО	75,60	0,26	6,98	2,95	0,15	2,02	1,23	0,95	1,47	0,06	7,54	99,19	0,63	0,12
4	386,2	СвКА	71,00	0,31	8,37	3,52	0,16	2,21	2,11	1,25	1,75	0,08	8,14	98,90	0,54	0,31
5	395,8	СерО	77,15	0,33	7,74	2,96	0,04	1,54	0,23	1,07	1,51	0,05	6,51	99,12	0,62	0,00
6	406,6	СвКА	77,36	0,29	8,10	2,74	0,05	1,82	0,83	1,12	1,39	0,06	7,23	100,99	0,73	0,08
7	406,6	ТКА	75,35	0,31	7,77	3,26	0,05	1,59	0,47	1,18	1,48	0,05	8,10	99,61	1,04	0,00
8	416,4	СвКА	78,29	0,35	8,07	2,70	0,06	1,60	0,36	0,80	1,47	0,07	6,18	99,93	0,59	0,00
9	426,4	СвКА	80,22	0,30	6,66	2,64	0,04	1,38	0,39	1,33	1,38	0,05	6,17	100,56	0,76	0,00
10	435,7	СвКА	79,67	0,32	7,55	2,71	0,03	1,70	0,25	0,86	1,46	0,06	7,10	101,69	0,75	0,01
11	443,4	ТКА	71,02	0,32	8,32	3,46	0,07	2,36	0,28	0,87	2,00	0,08	10,45	99,24	2,13	0,01
12	446,4	СвА	69,85	0,37	8,82	3,85	0,08	2,97	0,29	1,20	2,09	0,07	8,92	98,51	1,17	0,02
13	453,3	ТО	79,83	0,26	6,51	2,46	0,03	1,36	0,17	1,02	1,58	0,06	7,12	100,40	1,20	0,02
Среднее (12)			75,92	0,31	7,65	3,01	0,08	1,88	0,65	1,05	1,59	0,06	7,59	99,79	0,90	0,06
14	462,9	СерКА	68,99	0,38	9,85	4,14	0,07	2,71	0,27	1,23	2,60	0,07	10,24	100,54	1,08	0,01
15	472,6	СвКА	69,35	0,37	9,89	4,33	0,34	3,47	0,79	1,04	2,77	0,08	7,68	100,13	1,36	0,17
16	474,6	СвГЛА	64,38	0,38	9,08	10,51	0,09	3,70	0,43	0,79	2,84	0,08	8,05	100,34	0,55	0,01
17	482,9	СвКА	67,32	0,27	7,09	4,06	0,93	3,52	2,33	0,72	2,10	0,10	9,88	98,33	1,36	0,77
18	483,2	ТА	56,86	0,34	11,45	6,25	0,24	6,86	0,76	1,22	2,31	0,10	11,33	97,73	1,58	0,06
Среднее (5)			65,38	0,35	9,47	5,91	0,33	4,05	0,92	1,00	2,52	0,09	9,44	99,46	1,19	0,20

Таблица 47 (окончание).

№ п.п.	Глубина от дна, м	По- рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	C _{орг} :	C _{карб.}
19	485,4	СвИА	31,67	0,14	3,57	3,20	6,78	6,95	18,99	0,39	1,29	0,09	29,42	102,48	0,49	6,95
20	521,1	ИА	43,98	0,31	8,03	4,54	10,58	3,85	5,40	0,70	3,34	0,31	19,18	100,23	1,78	3,19
21	528,1	ТА	52,66	0,35	13,22	7,02	0,30	7,78	1,09	2,32	1,91	0,08	11,76	98,50	0,52	0,09
Среднее (3)			42,77	0,27	8,27	4,92	5,89	6,19	8,49	1,14	2,18	0,16	20,12	100,40	0,93	3,41

Примечание: Данные рентено-флюоресцентного анализа. Значения Fe₂O₃ представляют суммарное железо, выраженного в форме трехвалентного окисла. Породы: ДАГ – диатомовая алевролитистая глина, АГ – алевролитистая глина, ДИ – диатомовый ил, ТДГ – темная диатомовая глина, СвА – светлый аргиллит, ТА – темный аргиллит, ТКА – темный кремнистый аргиллит, ТФАл – туфогенный алевролит, ИА – известковый аргиллит, ЧА – черный аргиллит, ТК – темный кремнь, СвО – светлая опока, ТО – темная опока, СвКА – светлый кремнистый аргиллит, СерА – серый аргиллит, СерО – серая опока, СвИА – светлый известковистый аргиллит, СвГЛА – светлый глауконитовый аргиллит. Отметим, что к известковым аргиллитам (*calcareous claystone*) Р. Тада и А. Ииджима (Tada, Iijima, 1992) отнесли также марганцовистые породы с глубины 312,5 и 521,1 м, где в образцах керн присутствуют родохрозит или другие марганцевые минералы, не отмеченные этими авторами в минералогических таблицах.

Таблица 48. Химический состав плиоцен-четвертичных осадков Японского моря в кернах скважин 798А, В (по Minai et al., 1992) и абсолютные массы SiO₂ св.

№ п.п.	Глубина от дна, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	SiO ₂ св., г/см²/1000л
Площадь 798, скважина 798А															
1	5,36	52,96	0,62	14,28	5,33	0,053	2,30	3,49	1,42	2,53	0,142	16,89	100,015	18,7	1,5
2	6,94	48,54	0,53	13,00	4,97	0,052	2,33	10,63	1,11	2,33	0,137	16,38	100,009	17,3	1,3
3	39,06	38,86	0,42	11,48	4,41	0,038	1,81	18,69	1,05	1,58	0,136	21,54	100,014	11,3	1,1
4	40,55	56,17	0,58	14,42	4,77	0,046	1,76	2,17	1,53	2,52	0,119	15,92	100,005	21,6	1,9
5	96,57	56,64	0,59	14,25	4,83	0,036	1,70	0,97	1,13	2,34	0,116	17,38	99,982	22,4	2,1
6	98,00	47,16	0,52	13,63	5,39	0,057	1,96	11,97	0,98	2,30	0,149	15,88	99,996	14,5	1,4
Площадь 798, скважина 798В															
7	127,51	54,42	0,51	12,20	4,72	0,038	1,70	8,22	1,18	2,11	0,143	14,76	100,001	25,1	3,2
8	164,3	59,76	0,56	13,10	4,72	0,041	1,85	4,95	1,11	2,31	0,119	11,48	100,000	28,3	2,9
9	195,79	64,27	0,64	13,90	4,97	0,040	1,70	0,99	1,13	2,66	0,101	9,62	100,021	30,9	2,8
10	230,65	64,84	0,49	13,18	4,83	0,042	1,61	0,65	1,29	2,65	0,101	10,22	99,903	33,2	3,2
11	281,10	56,83	0,65	15,40	6,85	0,044	2,13	0,98	1,04	3,02	0,115	12,93	99,989	19,9	2,7
12	308,10	67,87	0,43	10,71	3,82	0,026	1,12	0,28	0,95	2,02	0,070	12,71	100,006	42,2	2,3
13	347,3	58,67	0,68	16,36	6,43	0,036	1,97	0,58	0,84	2,96	0,089	11,38	99,995	19,4	1,6
14	378,93	62,28	0,57	14,07	5,12	0,026	1,63	0,38	0,89	2,36	0,088	12,59	100,004	28,5	1,9
15	447,43	63,57	0,55	13,28	5,11	0,021	1,46	0,42	1,04	2,25	0,072	12,23	100,003	31,6	2,7
16	468,48	61,19	0,70	15,97	5,93	0,043	2,07	0,62	1,12	2,96	0,083	9,31	99,996	22,9	2,6
17	486,30	64,70	0,60	13,51	4,97	0,036	1,82	0,67	0,90	2,39	0,091	10,32	100,007	32,3	3,7
18	491,38	60,24	0,73	15,65	5,89	0,041	2,04	0,76	1,18	2,84	0,082	10,55	100,003	22,7	2,6
19	505,12	60,67	0,58	12,79	4,93	0,025	1,76	0,56	0,93	2,40	0,113	15,24	99,998	30,0	3,4

Примечание: Абсолютные массы SiO₂ св. для участка бурения 798 определены как вклад весовой доли SiO₂ св. в среднее значение абсолютных масс всего осадка (по Dersch, Stein, 1992) для интервала опробования.

Таблица 49. Средний химический состав миоцен-плиоценовых отложений Японского моря (бассейн Ямато) и их моделируемый состав на стадии катагенеза юрских пород Сихотэ-Алиня.

Окислы, %	Интервалы по скважине 794 (в метрах ниже поверхности дна)							
	Плиоцен	Верхний миоцен					Средний миоцен	
	105-130 (4)	130-270 (17)	270-310 (12)	313-340 (8)	340-350 (2)	370-460 (12)	460-484 (5)	485-530 (3)
SiO ₂	58,23 (65,79)	66,81 (74,41)	58,30 (65,06)	55,47 (61,63)	76,44 (79,84)	75,92 (79,67)	65,38 (69,45)	42,77
TiO ₂	0,53 (0,60)	0,35 (0,39)	0,50 (0,56)	0,50 (0,56)	0,30 (0,31)	0,31 (0,33)	0,35 (0,37)	0,27
Al ₂ O ₃	12,11 (13,68)	8,90 (9,91)	12,20 (13,61)	13,02 (14,47)	7,61 (7,95)	7,65 (8,03)	9,47 (10,06)	8,27
Fe ₂ O ₃	5,21 (5,89)	4,69 (5,22)	6,13 (6,84)	6,31 (7,01)	3,26 (3,41)	3,01 (3,16)	5,91 (6,28)	4,92
MnO	0,68 (0,77)	0,23 (0,26)	0,80 (0,89)	0,47 (0,52)	0,42 (0,44)	0,08 (0,08)	0,33 (0,35)	5,89
MgO	2,30 (2,60)	2,39 (2,66)	3,77 (4,21)	3,73 (4,14)	2,58 (2,69)	1,88 (1,97)	4,05 (4,30)	6,19
CaO	0,76 (0,86)	0,46 (0,51)	0,74 (0,83)	0,69 (0,77)	0,49 (0,51)	0,65 (0,68)	0,92 (0,98)	8,49
Na ₂ O	1,67 (1,89)	1,49 (1,66)	1,34 (1,50)	1,34 (1,49)	0,90 (0,94)	1,05 (1,10)	1,00 (1,06)	1,14
K ₂ O	2,40 (2,71)	1,76 (1,96)	2,51 (2,80)	3,08 (3,42)	1,66 (1,73)	1,59 (1,67)	2,52 (2,68)	2,18
P ₂ O ₅	0,08 (0,09)	0,05 (0,06)	0,08 (0,09)	0,09 (0,10)	0,05 (0,05)	0,06 (0,06)	0,09 (0,10)	0,16
П.п.п.	16,10 (5,19)	13,79 (3,77)	12,48 (5,17)	14,91 (5,50)	7,20 (3,02)	7,59 (3,05)	9,44 (3,82)	20,12
Сумма	100,07	100,92	98,85	99,61	100,91	99,46	99,46	100,40
C _{орг}	0,58	0,57	0,90	2,58	0,51	1,19	1,19	0,93
C _{карб}	0,12	0,01	0,11	0,05	0,09	0,20	0,20	3,41
SiO ₂ св.	29,2 (33,0)	45,5 (50,6)	29,0 (32,4)	24,2 (26,9)	58,2 (60,8)	57,6 (60,4)	42,7 (45,3)	22,9
K ₂ O/Na ₂ O	1,44	1,18	1,87	2,30	1,84	1,51	2,52	1,91
(Fe + Mn)/Ti	13,1	16,5	16,4	15,9	14,5	11,7	20,9	49,5
Al/ (Al+Fe+Mn)	0,61	0,58	0,57	0,59	0,61	0,65	0,53	0,35
Mn/Fe	0,14	0,05	0,14	0,08	0,14	0,03	0,06	1,33

Примечание: Рассчитано с использованием данных табл. 47. Число анализов указано в скобках в шапке таблицы. Модельные химические составы толщ (цифры в скобках) рассчитывались по отношению П.п.п/Al₂O₃ = 0,38, равному среднему значению этого отношения в юрских глинистых силицитах Сихотэ-Алиня.

оцене 49 м/млн. л.; в плиоцене, по скважине 795 – 77 м/млн. л.; в четвертичном периоде, по скважине 796 – 74 м/млн. л., а в позднем миоцене, по скважине 797 – 56 м/млн. л. Глубже зоны трансформации опала-А в опал-КТ измеренные скорости седиментации всегда ниже и составляют 10-25 м/млн. лет. Контраст скоростей седиментации ниже и выше зоны диагенетической трансформации минеральных форм кремнезема, несомненно, отражает резкое скачкообразное уплотнение осадка ниже этой границы. Исключительно низкие скорости седиментации установлены в основании четвертичной части колонки скважины 796 (9 м/млн. л.) и в верхнемиоцен-среднемиоценовой части колонки скважины 797 (5 м/млн. л.) Здесь причиной низких скоростей является стратиграфическое несогласие (Tamaki et al., 1990).

Абсолютные массы накопления SiO_2 ам. подсчитаны по скв. 798 и составили для позднего плиоцена-раннего плейстоцена, в среднем, 1,8 г/см²/1000 лет (табл. 50).

Позднее, около 1,3 млн. лет назад они снизились до 0,6-0,8 г/см²/1000 лет. В голоцене, скорости накопления опала опять возросли, а терригенный поток несколько уменьшился по сравнению с последним ледниковым периодом.

Пересчет, с использованием данных химических анализов (табл. 48), на абсолютные массы свободного кремнезема дает для этой площади величины SiO_2 св. от 1 до 3,7 г/см² за 1000 лет (рис. 79). Эти значения практически соответствуют абсолютным массам SiO_2 св. в сихотэ-алинском бассейне в триасовое и позднеюрское время (см. табл. 33).

В голоцене, в Японском море накапливались преимущественно терригенные осадки. Кремнистые диатомовые илы известны в северной части моря (Лисицын, 1974). В голоцене, абсолютные массы осадконакопления в котловинах Японского моря составляли 1,5-2,5 г/см² за 1000 лет (Лихт и др., 1983, с. 32). Повышенные значения (3-6 г/см²/1000 лет) отмечены на сравнительно ограниченной площади в западной и юго-западной частях моря, у подножий материкового и островного склонов, и в нижних частях склонов, а также на прилегающих участках котловин (Цусимской, Оки, частично, Хонсю). Наибольшие значения абсо-

Таблица 50. Скорости седиментации и абсолютные массы накопления биогенного кремнезема на площади бурения 798 (Dunbar et al., 1992).

Интервал, м	Возраст, тыс. лет	Скорости седимен- тации, см/ тыс. л	Плот- ность сухого осадка г/см ³	SiO_2 ам. % вес.	$\text{C}_{\text{орг}}$ % вес.	Абсолютные массы, г/см ² за 1000 л		
						Весь осадок	SiO_2 ам.	Терри- генный материал
0-2,5	0-15	16,7	0,48	15,9	2,2	8,0	1,3	6,1
3-9,5	18-65	13,8	0,67	7,4	2,9	9,3	0,7	7,4
0-38	0-276	13,8	0,72	7,8	3,0	9,9	0,8	8,2
38-100	276-980	8,8	0,79	8,8	3,9	6,9	0,6	5,1
140-294	1320-2470	13,4	0,69	19,4	3,1	9,3	1,8	6,8

лютных масс осадконакопления ($7,3-8,3 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$) установлены на шельфе Корейского пролива (Лихт и др., 1983). Эти величины сравнимы с величинами абсолютных масс верхнеюрских отложений разрезов р. Приточной и р. Корейской в южном Сихотэ-Алине (от $1,5$ до $6,7 \text{ г/см}^2$ за 1000 лет) и рассчитанных масс накопления вулканогенного материала этих толщ ($0,5-3,4 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$). Содержание SiO_2 ам. в северной части Японского моря достигает 23% (Лисицын, 1974), а рассчитанное содержание SiO_2 св. – $41,5\%$. (Волохин и др., 2003). Расчеты показывают, что в северной части Японского моря абсолютные массы накопления SiO_2 ам. могли достигать в голоцене $0,62-1,4$, а SiO_2 св. – $1,35-2,7 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$.

7.4. Углеродистые слои

Темно-серые и черные углеродистые прослои, толщиной от долей мм до первых десятков см (обычно от $2-5$ до 20 см) присутствуют в плейстоценовых илах и миоценовых породах. Эти слои образуют пачки переслаивания со светло-серыми глинистыми и кремнисто-аргиллитовыми слоями. Толщина углеродистых пачек («ритмов» 1 ранга, по K. Föllmi et al., 1992) составляет $3-5 \text{ м}$, что сравнимо с мощностью «фтанитовой пачки» в ряде разрезов триаса Сихотэ-Алиня. Содержания органического углерода в миоцен-четвертичных осадках Японского моря и в триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня весьма близки.

В бассейне Ямато, миоцен-четвертичные осадки керна скважины 798 (хр. Оки) и 799 (трог Кита-Ямато) содержат до $6\% \text{ C}_{\text{орг}}$. Большинство значений находится в ряду между 1% и 5% , а максимальные значения ($3-5\%$) встречены в интервале глубин от 80 до 120 м и ниже 500 м от поверхности дна (Stein, Stax, 1992). Среди средне-верхнемиоценовых осадков скважины 799 (трог Кита-Ямато) доминируют ламинарно-слоистые богатые органическим веществом кремнистые аргиллиты с примесью аутигенного доломита. Значения органического углерода здесь варьируют от $0,5\%$ до 6% . Максимальные значения ($3-6\%$) $\text{C}_{\text{орг}}$ установлены в верхней части среднего- низов верхнего миоцена. Большая часть пород миоценового разреза бассейна Ямато характеризуется относительно низкими содержаниями органического углерода. Плиоцен-плейстоценовые отложения обычно содержат от $0,5\%$ до $1,8\% \text{ C}_{\text{орг}}$. В Японском бассейне, миоценовые осадки скв. 795 и 796 имеют низкие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, тогда как в одновозрастных им осадках бассейна Ямато (скв. 794 и 797) содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ составляет от $0,33\%$ до $8,5\%$. Концентрация органического углерода в осадках моря наиболее изменчива в четвертичных отложениях (от $0,02\%$ до $7,4\%$, при среднем содержании $1,3\%$). В плиоценовых осадках содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ редко превышают $1,0\%$ вес.

Абсолютные массы накопления $\text{C}_{\text{орг}}$ (по отложениям скважины 798) составляют от $0,05$ до $0,5 \text{ г/см}^2$ за 1000 лет . Эти величины близки к темпам накопления органического углерода в высокопродуктивной области апвеллинга Северо-Западной Африки. Состав органического вещества и результаты пиролиза свидетельствуют, что в породах преобладает ($50-80\%$) органическое вещество морского происхождения, еще не прошедшее стадии созревания и нефтеобразования (Stein, Stax, 1992). Факторами, контролирующими обогащение осадков органическим веществом, считаются высокая продуктивность поверхностных

вод и аноксический режим глубинных вод, способствующий высокой степени сохранности органического вещества. Углородистые пачки коррелируются по кернам скважин и рассматриваются как результат синхронных событий, проявившихся на обширной площади бассейна (Tada et al., 1992).

7.5. Диагенетические процессы

История диагенеза осадков в основном отражена в смене фаз кремнезема (Tamaki et al., 1990). Диагенетическая граница между осадками содержащими кремнезем в форме опала-А и осадками, содержащими опал-кристобалит-тридимит (опал-КТ), – это отчетливый седиментологический и сейсмический маркер на всех пробуренных участках (рис. 78). Первичная кремнистая фаза – биогенный опал-А – трансформируется в диагенетический опал-КТ на глубине захоронения 215-325 м, в осадках с возрастом от 5 до 8 млн. лет. Трансформация опала-КТ в кварц происходит на этих участках на глубине захоронения около 325-471 м, в осадках с возрастом 8-14 млн. лет. Количество кремнистых микрофоссилий резко убывает ниже глубины самого раннего появления опала-КТ. Диатомеи исчезают в пределах 10-20 м ниже этой границы, хотя их створки могут сохраняться в некоторых карбонатных конкрециях ниже зоны перехода опала-А в опал-КТ. Радиоларии, которые нередко покрыты глобулями опала-КТ, часто устойчивы ниже этой диагенетической границы и сохраняются, хотя и в меньшем количестве.

Важнейшим фактором, обуславливающим относительно быстрое время трансформации форм кремнезема, является повышенный тепловой поток в этом окраинном море. Измерения по скважинам 794 и 797 в бассейне Ямато определили тепловой поток, равный 103 и 101 mW/m^2 , соответственно. Эти значения превосходятно согласуются с измерениями на соседних участках дна и лишь немного выше средних значений для бассейна Ямато (Tamaki, 1986). Измерения теплового потока в скважине 795, в северо-восточном углу Японского бассейна (Центральной котловины), дают величину 113 mW/m^2 , что выше, чем значения теплового потока, измеренного на соседствующих участках морского дна, и значительно выше, чем средний тепловой поток в бассейне Ямато. Тепловой поток в скважине 796 (хр. Окусири) составляет 156 mW/m^2 , что является одним из самых высоких значений измеренных в Японском море. Избыток теплового потока в 40 mW/m^2 и высокий температурный градиент (178° С/км) характеризует эту, в настоящее время тектонически активную, зону. Глубина зоны перехода опала-А в опал-КТ здесь составляет только 215 м ниже дна, а температура перехода – 38° С. Данные по этим четырем скважинам дали точные оценки температур *in situ* на всех интервалах глубин. Температура на границе зоны перехода опала-А в опал-КТ находится в диапазоне 36-43° С, а перехода опала-КТ в кварц в интервале 49-62° С. Граница трансформации опала-А в опал-КТ – это отчетливый рефлектор на сейсмических разрезах Японского моря и там, где он присутствует, может быть использован как достаточно точный указатель изменений температурного градиента и теплового потока.

Еще одно следствие диа- и катагенетических процессов, установленное бурением в Японском море, это то, что диагенетические процессы влияют на маг-

нитные свойства этих осадков больше, чем процессы седиментации (Tamaki et al., 1990, с. 22). В базальтах бассейна Ямато остаточная намагниченность не превосходит индуцированную (наведенную) намагниченность (Vigliotti, 1992). В осадках, переслаивающиеся с базальтами, в акустическом фундаменте бассейна Ямато, широко проявлены явления перемагниченности, связанные с внедрением даек, происходившие при температурах от 200 до 250° С (Vigliotti, 1992). Ухудшение первичных магнитных характеристик осадков происходит вследствие растворения в диагенезе тонких зерен магнетита и производства новых магнитных минералов в нижних частях разреза осадочного чехла (Torii et al., 1992). На магнитные свойства также влияют уменьшение размеров зерен и замещение первичного магнетита сульфидами железа в субокислительных и восстановительных условиях, создаваемых распадающимся органическим веществом. Широкое распространение пирита в осадках удостоверяет, что восстановительные условия были преобладающим фактором диагенеза миоцен-четвертичных осадков в Японском море. Диагенез повлиял на плохую магнитостратиграфическую запись, наблюдаемую в осадках ниже определенной глубины. Также играли роль и другие факторы, как влияние количества вулканического пепла и различная степень биотурбированности осадков (Tamaki et al., 1990).

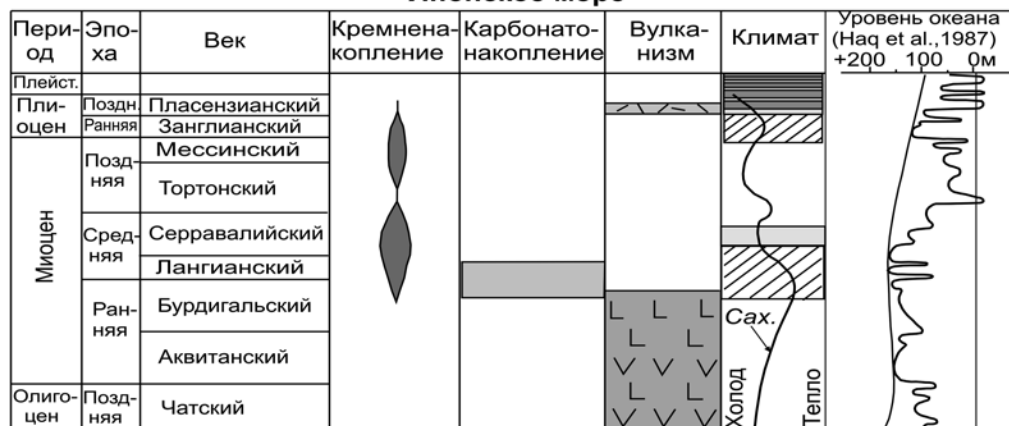
7.6. Климатическое влияние на седиментацию и диагенез осадков

Влияние климата на ландшафты суши и биопродуктивность вод.

Современные ландшафты суши окружающей Японское море и проливы, связывающие его с Тихим океаном, появились сравнительно недавно, в конце четвертичного периода. Глубины проливов составляют: Невельского – 5-27 м, Лаперуза – 25-70 м, Сангарского – 130 м. Корейский пролив, разделен островами на два прохода: Восточный (он же Цусимский), с глубиной 115 м, и западный (проход Броутона), глубина которого достигает 204 м (Лихт и др., 1983). Колебания уровня моря в плиоцене и в четвертичный период, обусловленные оледенениями (рис. 80), вызывали неоднократную изоляцию Японского моря от океана, превращавшую его в солоновато-водное или пресноводное озеро. Это подтверждается пресноводным составом рыбной фауны и картами распределения ихтиофауны в периоды оледенений и межледниковий (Линдберг, 1972). В конце плиоцена Японское море представляло пресноводное озеро. Сообщение с океаном через проливы Лаперуза и Татарский то устанавливалось, то прерывалось вследствие небольших колебаний уровня океана. Во вторую фазу четвертого оледенения связь с океаном через эти проливы прерывается, но появляется связь через Корейский пролив (Линдберг, 1972, с. 113).

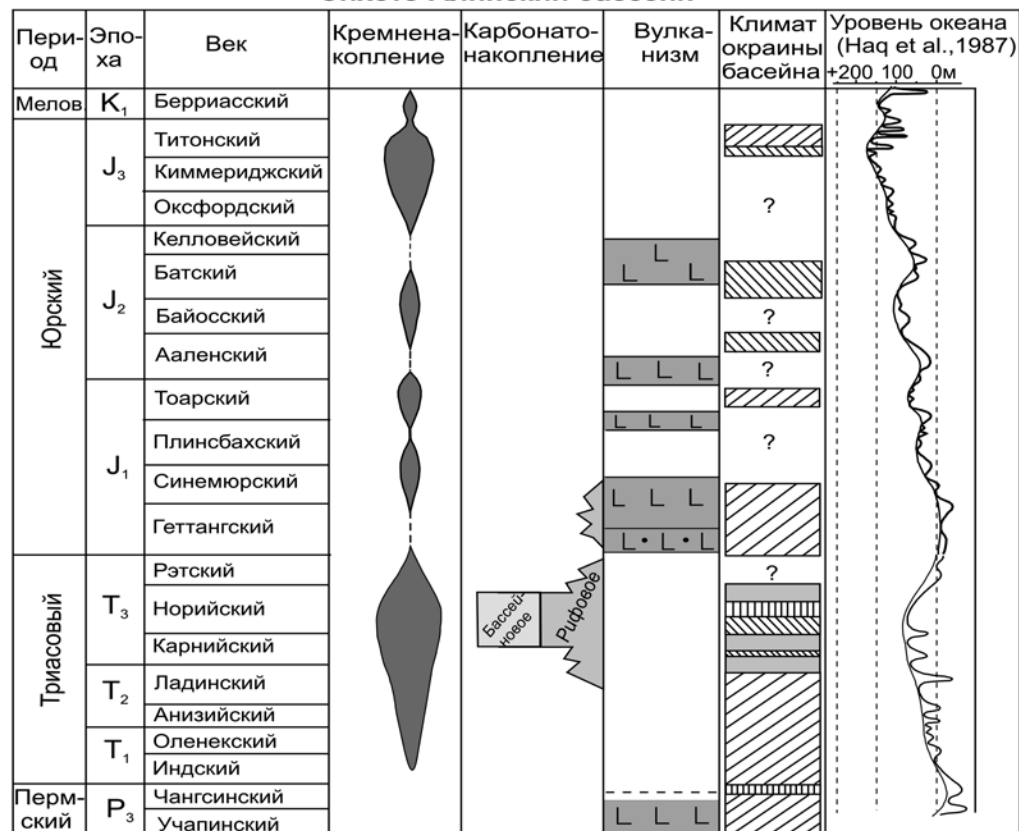
Причина относительно низкой биопродуктивности современного Японского моря, по сравнению с Охотским морем, усматривается в небольших глубинах проливов, через которые происходит обмен вод с Тихим океаном, основным резервуаром питательных веществ. Из-за небольшой глубины проливов, в современное Японское море поступают в основном поверхностные воды, истощенные биогенами (Алекин, Ляхин, 1984). В периоды высокого стояния моря в раннем и среднем миоцене и в раннем плейстоцене, когда значительные участ-

Японское море



Сах. - палеотемпературная кривая кайнозоя Сахалина (Гладенков, 2001)

Сихотэ-Алинский бассейн



Изменения климата в триасе и юре (Захаров и др., 2008), и миоцене (Цой, Шастина, 1999)



Рис. 80. Циклы эвстазии и кремненакопление в Японском и Сихотэ-Алинском бассейнах.

ки суши на Японских островах были затоплены, в Японское море могли поступать обогащенные элементами-биогенами более глубокие тихоокеанские воды. Небольшая глубина проливов является фактором, способствующим резким изменениям характера седиментации при даже небольших колебаниях уровня моря, которое могло быть вызвано тектоническими и климатическими причинами. Видовой анализ планктонных фораминифер и известковых нанофоссилий привел к заключению, что воды Японского моря охладились до температур субполярной биогеографической провинции в середине миоцена (Tamaki et al., 1990). В конце миоцена и раннем плиоцене, в период от 8 до 2 млн. лет в Японском море, как и в других окраинных бассейнах Тихоокеанского кольца, существовала высокая биопродуктивность, что обусловило накопление диатомовых илов, диатомовых глин и диатомовых алевролитистых глин. По распространению ледовых видов диатомей также сделано заключение, что в северной части Японского моря морские льды эпизодически появлялись в периоды около 4,5-4,4 млн. л. (по скважине 795) и около 4 млн. л. (скв. 796) еще до начала тотального оледенения в северном полушарии 2,5 млн. лет назад. Повторное появление морских льдов отмечено между 2,7 и 2,4 млн. л. (скв. 795) и 2,3 млн. лет назад (скв. 796), а также между 0,9 и 0,7 млн. л. (скв. 796) (Tamaki et al., 1990).

Влияние климатических изменений на состав и диагенез осадков.

Детальные корреляции минерального состава, содержаний серы, органического и карбонатного углерода в четвертичных осадках скважин 794, 795 и 797 с временной шкалой выявили связь изменений минерального состава отложений и обстановок седиментации с циклами оледенений (Tada, Koizumi et al., 1992). Обломочные минералы, такие как кварц, полевые шпаты, иллит, каолинит и хлорит обладают большим размером частиц и обогащают слои отлагавшиеся во время гляциальных стадий. Они интерпретируются как эоловые по происхождению, однако, не исключена возможность их поступления с водами реки Хуанхэ (Tada, Koizumi et al., 1992). Биогенный кремнезем и смектит обогащают слои, отлагавшиеся в межледниковые периоды. Размер алевроитовых обломочных частиц, в среднем, также уменьшается в осадках межледниковых периодов.

Общая сера обогащает толстые темные слои, отложившиеся в гляциальные периоды, а C_{org} стремится концентрироваться в тонких темных слоях, отложившихся в интергляциальные периоды во время умеренного повышения уровня моря (Tada, Koizumi et al., 1992). По насыщенности кислородом придонные воды приближались к эвксинным при низком стоянии уровня моря в ледниковые эпохи. Эвксинные условия в придонных водах вызывались сильной плотностной стратификации вод в бассейне, связанной с понижением солености поверхностных вод из-за притока пресной воды и возникшей изоляции бассейнов от океана в периоды оледенений и падения уровня моря. При промежуточном уровне моря, когда отлагались темные тонкие, но богатые C_{org} слои, водный режим не был эвксинным (Tada, Koizumi et al., 1992).

7.7. Выводы

При сравнении миоцен-плиоценовой глинисто-кремнистой формации Японского моря и триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня обнаруживаются черты сходства, обусловленные отложением их в окраинно-континентальных бассейнах. Сопоставимы мощности формаций, измеряемые сотнями метров, длительность их накопления (десятки миллионов лет), толщины углеродистых слоев и пачек и содержание в них органического углерода. Глинистая фракция миоценовых силицитов Японского моря, как и триасовых кремневых толщ Сихотэ-Алиня содержит в повышенном количестве каолинит и галлузит – минералы континентальных кор выветривания, вовсе не типичные для океанических пелагических осадков.

Абсолютные массы накопления аутигенного кремнезема в миоцен-четвертичном Японском море и в триасово-юрском сихотэ-алинском бассейне были величинами одного порядка. При одинаковых абсолютных массах накопления биогенного кремнезема, триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня отличается от миоцен-четвертичных отложений Японского моря более высококремнистым составом. Среднее содержание SiO_2 св. в триасовых толщах Сихотэ-Алиня составляет около 78% (Волохин, 1985), а содержание SiO_2 св. средневзвешенное на мощность среднемиоцен-плиоценовых отложений бассейна Ямато (интервал 484-105 м, в скв. 794) составит лишь 47,9% (моделируемое значение). При темпах биогенного кремнезема в Японском море, как в среднем миоцене или раннем плиоцене, образование высококремнистых толщ с содержанием SiO_2 св. таким, как в ладинско-позднетриасовых толщах Сихотэ-Алиня, требует снижения поступления терригенного материала в бассейн в 3,6-3,7 раз. Такое снижение достижимо при определенных условиях.

Масса терригенного материала, поступающего в современное Японском море, весьма значительна. Ежегодный вынос взвешенных, влекомых и растворенных веществ реками составляет, соответственно, 38,0; 7,1 и 8,0 млн. т. Основными поставщиками терригенной взвеси являются Японские острова (28 млн. т) и п-ов Корея (6,2 млн. т). Остров Сахалин поставляет 1,97 млн. т., а хребет Сихотэ-Алинь и юг Приморья дают только 1,85 млн. т взвешенных частиц (Лихт и др., 1983). Отношение массы выносимых реками взвешенных частиц к растворенным веществам составляет 4,75, т.е. примерно такое, как в речном стоке среднегорных областей умеренно теплой, субтропической и тропической зон. В равнинных областях, масса переносимого реками взвешенного материала, в среднем, от 5 до 12 раз меньше, а отношение количества твердой взвеси к растворенным веществам варьирует от 0,20 до 0,8 (табл. 51). Это значит, что выравнивание горных территорий, соседствующих с бассейнами кремнезема, быстрее протекающее в условиях растяжения земной коры, способно значительно (более чем в 10 раз) уменьшить поступление в бассейн терригенной взвеси. Дополнительные факторы снижения потока терригенного материала – это уменьшение площадей водосборов в периоды повышения уровня моря и затопления шельфовых территорий, а также замедленный речной сток.

Таблица 51. Механическая и химическая денудация современными речными системами.

Реки	Современная ежегодная денудация, т/км ²		
	Механическая	Химическая	Отношение механической денудации к химической
Горные реки умеренного и холодного климата	32,0	11,6	2,8
Равнинные реки умеренного и холодного климата	6,9	19,7	0,35
Реки гор и возвышенностей умеренного, субтропического и тропического климата	84,3	18,2	4,6
Равнинные реки умеренно-теплого субтропического и тропического климата	17,1	23,3	0,73
Горные реки умеренно-теплого субтропического и тропического климата	1047	155,5	6,7

Примечание: Средние величины, рассчитанные по данным табл. 3 из работы Н.М. Страхова (1962).

Биогенные кремнистые илы способны долго сохранять высокую пористость, влажность и низкую плотность. Диагенетическая граница трансформации биогенного опала-А в опал-КТ в Японском море проходит в верхнемиоценовых слоях, с возрастом от 5 до 8 млн. лет. Переход опала-КТ в кварц осуществляется на глубинах захоронения 325-471 м, в осадках с возрастом 8-14 млн. лет. Резкие скачки уменьшения пористости, увеличения плотности осадков, вызванные диагенетической трансформацией опала-А в опал-КТ и опала-КТ в кварц, в кремнистых отложениях формации Монтерей (Калифорния) происходили на больших глубинах от поверхности дна (580 и 1500 м, соответственно). Температура перехода опала-А в опал КТ в формации Монтерей оценена в $46 \pm 2^\circ \text{C}$, а перехода опала-КТ в кварц – $77 \pm 5^\circ \text{C}$ (Isaacs et al., 1983; Hein, Obradović, 1989). Значительный промежуток времени (17 млн. лет) между отложением кремнистых илов и их литификацией определен в позднеюрских (145 млн. лет) радиоляриевых кремневых аргиллитах формации Мазегава в Японии (Mizutani, Shibata, 1983).

При излияниях базальтовых лав, обладающих значительно большей плотностью, чем кремнистые илы, они обычно образуют силлы (нередко обладающие внешними признаками лав), которые неизбежно будут залегать в более древних слоях силицитов, на уже литифицированных нижних горизонтах кремневых толщ. Разрыв во времени может достигать многих млн. лет. Из этого следует необходимость независимого определения возраста вулканитов, залегающих в силицитах, учет этого обстоятельства при историко-геологических построениях и корреляции геологических событий.

В Японском море (в котловине Уллындо, троге Кито-Ямато) отмечены подводные оползни (Ломтев, 2008; Tamaki et al., 1990). Как и оползни Охотского моря, они дают пример относительно недавнего образования олистостромовых комплексов и гравитационных покровов, развитых и в мезозойском осадочном чехле Сихотэ-Алинской области. В отличие от покровов в сложно дислоцированных осадочных комплексах Сихотэ-Алиня, происхождение которых трактуется неоднозначно, гравитационные покровы окраинных морей могут объемно изучаться сейсмическими методами и быть наглядно представлены на сейсмопрофилях. Выше приведенными примерами, по-видимому, не исчерпывается роль и масштабы гравитационных процессов в Японском море, внимание к которым у исследователей пока недостаточно.

ГЛАВА 8

КРЕМНИСТАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ДРУГИХ ТИХООКЕАНСКИХ БАССЕЙНАХ

8.1. Миоцен-четвертичное кремненакопление в Беринговом море

Современное кремненакопление. В Беринговом море поле кремнистых диатомовых илов голоцена (SiO_2 ам. $>30\%$) занимает центральную часть бассейна (рис. 81). По приближению к полуостровам Аляска и Камчатка они фациально замещаются кремнисто-глинистыми и терригенными илами. В центральной южной части моря содержание биогенного опала в осадках периодов оледенений низкое, но достигает высоких значений (до 50% вес.) в голоценовых осадках I-й изотопно-кислородной стадии (Okazaki et al., 2005). В нижней части голоценового разреза (на интервале 8-12 тыс. л.) отмечены два пика содержания кальцита ($10-17\%$ вес.), обязанные накоплению скелетных остатков фораминифер и кокколитофорид (Okazaki et al., 2005). Содержание $C_{\text{орг}}$ варьирует в пределах $0,9-5,0\%$ вес.

Оледенения приводили к смещению границ северного и южного поясов кремненакопления в Тихом океане в сторону экватора, до $1000-1200$ км (Лисицын, 1966б), что обусловило цикличное строение разреза четвертичных отложений в Беринговом море. В периоды повышения уровня моря усиливалось поступление теплых и более соленых океанических вод Аляскинского течения, что приводило к перемешиванию водной толщи и увеличению первичной продукции диатомовых водорослей (Okazaki et al., 2005). Высокой биопродукции в Беринговом море способствует интенсивный водообмен с океаном. Как указывает А.П. Лисицын (1966а), кремневый планктон за сутки усваивает столько растворенного SiO_2 , сколько реками этого моря вносится за год.

Абсолютные массы накопления аморфного кремнезема варьируют от $0,2$ до 1 на шельфе и бровках склонов, до $3,8$ г/см² за 1000 лет в периферических частях глубоководных котловин. На подводном поднятии Ширшова они снижаются до $1,3-1,6$, а в депрессиях на шельфе и в некоторых заливах (в бухте Провидения) достигают 5 г/см²/1000 лет (Лисицын, 1966б). В центральной южной части моря, на западном склоне хребта Бауэра (колонка BOW-9A) линейные скорости накопления диатомовых илов в голоцене составляют около 17 см/1000 лет, а на плато Юмнак (колонка УМК-3A), около 27 см/1000 л. (Okazaki et al., 2005). Так как в голоценовых осадках возрастного интервала $0-5$ тыс. лет, в среднем, $30-35\%$ приходится на биогенный опал, то при допустимой плотности диатомовых илов во влажном состоянии $1,17-1,20$ г/см³ абсолютные массы накопления SiO_2 ам. в этой части моря могут составлять $6-11$ г/см²/1000 л.

Миоцен-плейстоценовое кремненакопление. В южной части Берингова моря, шестью скважинами (рис. 81), пробуренными в 19-м рейсе судна «Glomar Challenger» (1971 г.), был пройден разрез неоген-четвертичных осадков и осадочных пород (Scholl et al., 1973). Две из них достигли акустического фундамента, который представлен (site 191) среднеолигоценовыми базальтами и сильно деформированными позднемиоценовыми или более древними осадочными порода-

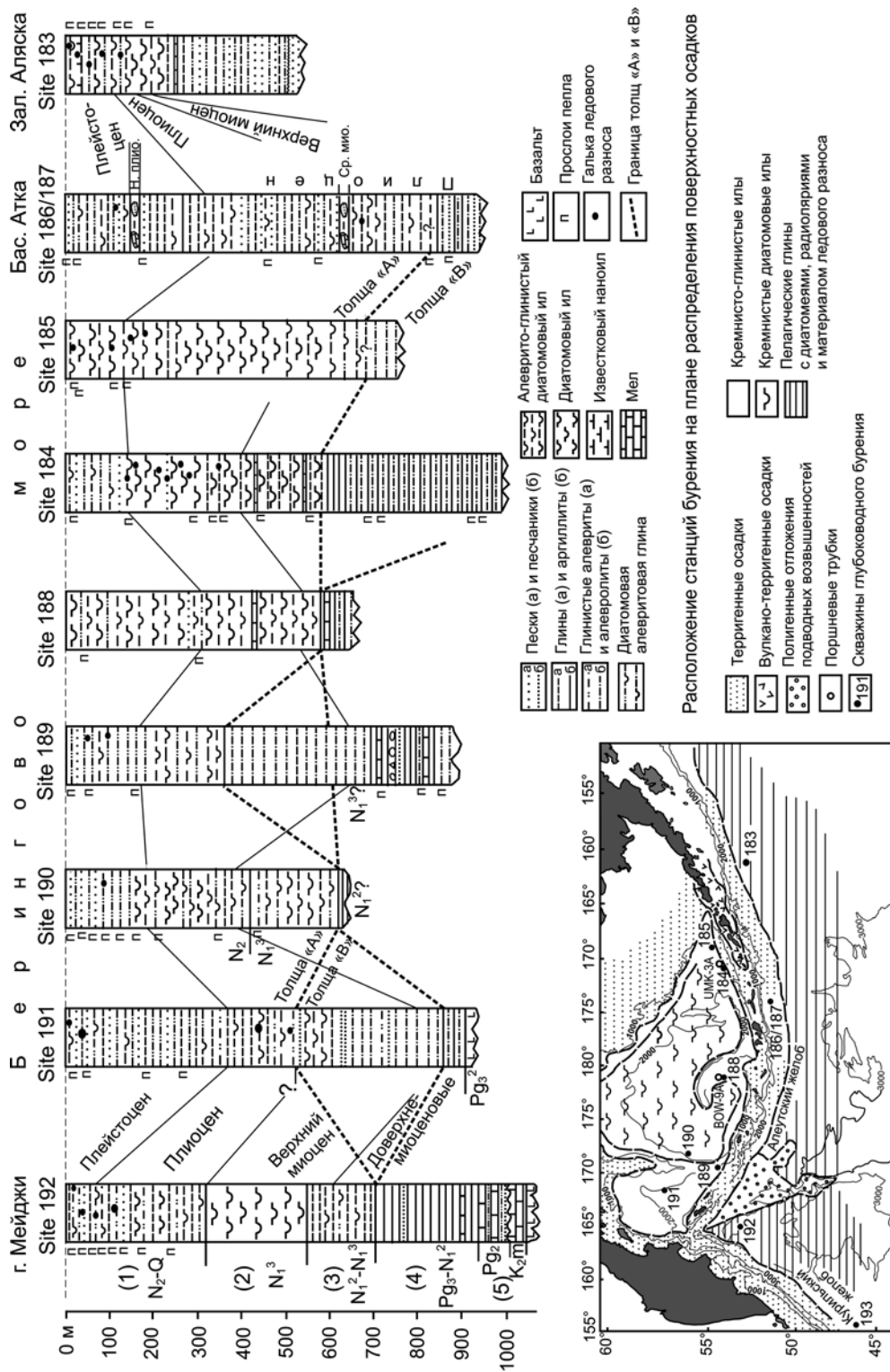


Рис. 81. Корреляция разрезов Берингова моря и северной части Тихого океана (Fullam et al., 1973).

ми (site 189). Бурение проходило с неполным отбором керна (5-20%), но вместе с геофизическими данными оно позволило охарактеризовать разрез миоцен-четвертичных отложений (Scholl et al., 1973; Fullam et al., 1973).

В юго-западной части подводного плато Юмнак (**site 184**, глубина моря 1910 м) пробурено 3 скважины, вскрывшие осадочный чехол до глубины 973 м. Плато Юмнак считается опущенным континентальным блоком, связывавшим Алеутский хребет и восточную континентальную окраину Берингова моря. Оно покрыто чехлом (1500-3000 м) эоценовых и более молодых гемипелагических диатомовых, турбидитных терригенных и вулканогенно-обломочных отложений, поступающих с Алеутского хребта (Scholl et al., 1973). На участке 184 скважины прошли две толщи. Верхняя толща «А» (0-603 м) представлена верхнемиоцен-плейстоценовыми оливково-серыми глинисто-диатомовыми илами, содержащими обломки пемзы, с прослоями песка и алеврита (силта), и вулканического пепла (1-10 см). Средняя плотность осадков толщи 1,5 г/см³. Нижняя часть толщи более глинистая и слабо литифицированная. Осадки, в среднем, содержат около 80% остатков диатомей, 10% глинистых минералов, представленных хлоритом, иллитом и смектитом, 10% кварца и полевых шпатов алевритовой размерности. Содержания диатомей возрастает от голоценовых к плиоценовым слоям, от 60% вверху разреза (0-4 м), до 75-90% в середине толщи «А», и снижается до 55% к низам толщи, к верхнемиоценовым слоям, оставаясь, в целом, высоким до глубины 599 м, где происходит переход к алевроаргиллитовой толще «В». Диатомовая микрофлора является типично неритовой. Отсутствие в разрезе шельфовых литофаций и распространенность глубоководных фораминифер позволили предположить, что неритовая диатомовая микрофлора является аллохтонной (Scholl et al., 1973).

Толща «В» (603-973 м) сложена верхнемиоценовыми и возможно более древними глинистыми алевролитами или алевроаргиллитами, содержащими местами редкие диатомеи и кокколиты, с трудно диагностируемым возрастом, и фораминиферы. В ней присутствуют тонкие прослои темно-коричневых и черных вулканических песчаников и алевролитов с градиационной слоистостью, кальцитовым и кремнистым цементом, а также литифицированные прослои вулканического стекла. Средняя плотность осадков толщи на глубине 800-925 м составляет 2,0 г/см³. Песчаники и алевролиты толщи содержат до 20% распознаваемого стекла, 30% полевых шпатов, 10% кварца, 10% глинистых минералов, около 5% пироксена, хлорита и амфибола. Остальные обломки (25%) составляют девитрифицированные вулканические стекла, лититовые фрагменты и измененные полевые шпаты.

В расположенной восточнее **скважине 185** (728 м), на широком выступе между Беринговым и Бристольским каньонами (глубина моря 2110 м), вскрыты голоценовые, плиоценовые и верхнемиоценовые оливково-серые и темно-оливковые глинисто-диатомовые илы, диатомовые алевритовые глины и глинистые алевролиты. Присутствуют прослои терригенного песка и алеврита, вулканического пепла и несколько тонких прослоев известняка. Верхняя часть разреза (0-587 м) схожа с толщей «А», выделенной в скважине 184, и также содер-

жит на интервале 0-250 м материал ледового разноса. Количество остатков диатомей составляет, в среднем, по толще около 65% и варьирует от 40% в диатомовых алевритовых глинах и диатомовых глинистых алевритах, до 90% в диатомовых илах. Отношение алеврита к глине в терригенном компоненте пород 1:2.

Нижняя часть разреза (644-728 м) сложена алевритоглинистыми породами и, по-видимому, является стратиграфическим эквивалентом толщи «В». Глубже 600 м содержание диатомей в породах скважины постепенно уменьшается, частично из-за растворения створок диатомовых, а ниже 667 м породы содержат лишь незначительный процент фрагментов диатомей. В отличие от скважин участка 184, в керне скважины 185 встречается лишь незначительное количество неритических диатомей, распространенных по всему разрезу. Плотность осадков толщи «А» (измеренная на интервале 0-230 м) составляет, в среднем, 1,6 г/см³, а толщи «В» (на интервале 650-730 м) – 1,7-1,8 г/см³. Терригенный компонент осадков разреза содержит обильные зерна плагиоклаза, обломки пемзы и вулканического стекла (до 20%). Питающая провинция имела активные вулканы и была сложена более древними вулканическими породами. Предполагается, что частью питающей области была суша Аляски (Scholl et al., 1973).

Скважина 188 (639 м) расположена на внешнем краю террасы в середине западного склона хребта Бауэра в Беринговом море (глубина моря 2649 м) и не достигла акустического фундамента, который находится на глубине около 2 км. Верхняя часть осадочного чехла (толща «А», 0-580 м) состоит из неконсолидированных (0-315 м) и полуконсолидированных (315-582 м) осадков верхов верхнего миоцена-плейстоцена. Она представлена переслаиванием оливково-серых диатомовых илов, алеврито-глинисто-диатомовых осадков и содержащих диатомей глинистых алевритов. Содержание диатомей в слоях варьирует от 40 до 90%. Высококремнистые слои отмечены в плейстоцене и верхнем плиоцене. В толще встречаются тонкие прослои (5-10 см) вулканического пепла, черного песка, алеврита и редкие прослои (до 20 см) известняка. Постепенный переход от обогащенной диатомеями толщи «А» (с плотностью 1,3-1,4 г/см³) к высоко плотным терригенным алевроаргиллитам толщи «В» происходит в горизонте толщиной 15 м.

Нижняя, часть разреза (толща «В», 580-638 м) сложена верхнемиоценовыми (?) оливково-черными алевроаргиллитами. Породы толщи «В» ламинарно-слоистые и линзовидно-слоистые, со слойками и линзами толщиной 1 мм-3 см. В них присутствует примесь спикул губок, радиолярий и фораминифер. Ассоциации фораминифер типичны для современных глубин моря (Scholl et al., 1973). В алевроаргиллитах установлен полевой шпат, мусковит, пирит, незначительное количество хлорита, циркона и пироксена. За исключение тонких прослоев песка, никаких следов турбидитного отложения не было встречено.

Скважина 189 (871 м) расположена на глубоко погруженном (3437 м ниже уровня моря) небольшом поднятии на северном фланге Алеутского хребта и вскрыла преимущественно терригенные породы. Разрез представлен плиоцен-плейстоценовыми (0-260 м) диатомовыми алевритистыми глинами и глинисто-диатомовыми илами, верхнеплиоценовыми (260-370 м) карбонат-содержащими

диатомово-алевритовыми глинами, и верхний миоцен–верхнеплиоценовыми (а возможно и более древними) алевроаргиллитами и осадочными брекчиями (370-871 м). Количество диатомей в большей части осадков обычно не превышает 5-15%, достигая в верхнеплиоценовой части разреза 72% (Scholl et al., 1973; Fullam et al., 1973). Акустический фундамент достигнут на глубине 730 м и представлен деформированной серией осадочных пород, включающей осадочные брекчии и сцементированные кальцитом песчаники позднемиоценового (?) возраста. Значительно меньшее содержание диатомей в осадках площади 189 может отражать большее разбавление вулканогенным материалом, поступавшим с Алеутского хребта и менее благоприятные океанографические условия для продуктивности планктона (Scholl et al., 1973).

Скважина 190 (627 м) расположена в юго-западной части Алеутского бассейна (глубина моря 3875 м) восточнее хребта Ширшова. Разрез осадочного чехла включает толщу (0-615 м) алевритовых диатомовых глин и диатомовых илов (верхний миоцен – голоцен), с прослоями крупнозернистого песка и вулканического пепла в верхних 175 м разреза (плейстоцен). Эта толща литологически сходна с толщей «А», выделенной на других участках бурения. Ниже 375 м диатомовые алевритовые глины и алевроит-диатомовые илы полужатвердевшие и сильно изрыты червями. Интервал 615-627 м представлен средне?- верхнемиоценовыми алевроаргиллитами с тонкими прослоями известняков и вулканогенных алевролитов, представляющих, по-видимому, дистальные турбидиты, и является аналогом толщи «В» (Scholl et al., 1973).

Скважина 191 (919 м), расположенная в восточной части Камчатского бассейна (Командорская котловина, глубина моря 3860 м), на глубине 900 м достигла среднеолигоценовых низкокальциевых (0,24% K_2O) базальтовых лав фундамента. Толща «А» (0-520 м, верхний плиоцен-верхний плейстоцен) представлена переслаиванием диатомово-алевритовых глин с диатомовыми илами, алевритовыми песками и песчаными алевроитами. Верхние 300 м песчано-алевритовых осадков (весь плейстоцен, исключая низы нижнего плейстоцена) представляют классическую турбидитную серию. В песчаных слоях установлены мелководные фораминиферы, переотложенные вымершие миоценовые виды диатомей и силикоофлагеллят, сублиторальные и пресноводные диатомеи. На интервале 300-520 м (поздний плиоцен-ранний плейстоцен) градиационная слоистость в осадках отсутствует, но в алевритовых глинах распространены мелководные и пресноводные диатомеи. Отложения этого интервала рассматриваются как дистальные турбидиты (Scholl et al., 1973). В плейстоценовой части толщи встречается галька ледового разноса, отмечены прослой витрических и кристаллокластических туфов, линзы темных зеленовато-серых карбонат-содержащих глин и прослой известняков. Турбидитные пески состоят из зерен полевого шпата (45%), лититовых фрагментов (35%), пироксена (10%) и кварца (5%), с меньшим количеством эпидота, амфибола, биотита, хлорита, граната и циркона. Толща «В» (520-900 м) представлена затвердевшими алевритовыми глинами с примесью диатомей и галькой ледового разноса, с прослоями лититовых песчаников и известняков (на 520-529 м). Осадки скважины 191 содержат меньше остатков диатомей, чем отложения сосед-

него, более обширного Алеутского бассейна. Слои турбидитов в них более крупнозернистые. Это объясняется меньшим размером Камчатского бассейна и его близостью к высоко градиентным дренажным системам Камчатки и Корякского нагорья (Scholl et al., 1973).

Материалы бурения в южной части Берингова моря позволяют считать, что с позднего миоцена до конца четвертичного периода на гетерогенном фундаменте моря непрерывно (Fullam et al., 1973) отлагалась циклически построенная глинисто-кремнистая (туфо-глинисто-диатомитовая) формация. Высококремнистые отложения сердцевин формации принадлежат верхам миоцена – нижнему (до среднего) плиоцену. Вниз и вверх по разрезу они сменяются существенно вулканогенно-терригенными отложениями, среди которых значительную роль играют турбидиты. Фациальные изменения состава формации заключены в замещении кремнистых отложений центральной части моря (sites 184, 188, 190), более терригенными осадками, по мере приближения к континентальным областям Аляски (site 185), Камчатки (site 191) и к Алеутской островной дуге (site 189). Переход от толщи «В» к толще «А» постепенный и фиксирует относительно медленные, но заметные изменения среды седиментации на большой площади в средне- позднemiоценовое время (Fullam et al., 1973).

Миоцен-четвертичные отложения Берингова моря находятся на незавершенной стадии литификации и диагенетических изменений. Измерения физических свойств позволили выделить две зоны (Scholl et al., 1973). Первая, однородная, с низкими плотностями осадков ($1,3-1,5 \text{ г/см}^3$) и низкой акустической скоростью, распространяется на глубину от 0 до (максимально) 600 м от поверхности дна. Вторая (600-900 м), имеет более высокую плотность (достигающую $2,0 \text{ г/см}^3$) и постоянно возрастающую скорость прохождения акустических волн. Граница зон частично совпадает с литологической сменой кремнистых отложений толщи «А» терригенными породами толщи «В», но также является диагенетической (Fullam et al., 1973; Scholl et al., 1973).

После диа-катагенетических изменений кремнистых осадков толщи «А» в Беринговом море и достижения ими средней плотности триасовых и юрских силицитов Сихотэ-Алиня ($2,6 \text{ г/см}^3$) мощность позднemiоцен-четвертичной формации может сократиться почти в два раза и составить в центральной части моря около 300-350 м.

8.2. Миоцен-четвертичное кремненакопление в северной части Тихого океана

В северной части Тихого океана осадочный чехол включает отложения от верхов позднего мела и палеоцена до голоцена.

Строение осадочного чехла. На вершине **гайота Мейджи** (глубина моря 3000 м) скважины 192 (942 м) и 192А (1057 м) прошли серию осадков и осадочных пород (0-1044 м) и вошли в базальтовый фундамент позднемелового возраста (рис. 81). Возраст самых древних осадков – маастрихт. Серия осадочных пород включает следующие толщи: (1) плиоцен-голоценовые диатомовые алевроитовые глины и диатомовые илы, с обильными прослоями вулканических пеплов

и материалом ледового разноса в верхних 110 м разреза (0-320 м); (2) верхнемиоценовые диатомовые илы (320-550 м); (3) глины, обогащенные остатками диатомей (верхи среднего миоцена – низы верхнего миоцена, 550-705 м), (4) олигоцен-среднемиоценовые аргиллиты, с редкими известковыми и песчаными прослоями (705-940 м); (5) мел и известковые аргиллиты, с прослоями градационно-слоистых песчаников и алеволитов между 950 и 1000 м (нижний-средний маастрихт – средний эоцен, 940-1044 м).

Среднеэоценовые и меловые (среднемаастрихтские) слои разделены несогласием. На глубине 1044 м вся осадочная серия перекрывает лавы щелочных базальтов и трахибазальтов. Обильный материал ледового разноса и прослои вулканического пепла распространены в толще (1) до среднеплиоценовых отложений, означая, что интенсивный вулканизм и образования ледника в Курило-Камчатском регионе начались около 3 млн. л. назад (Scholl et al., 1973). Однако несколько слоев пепла отмечены также в нижнеплиоценовых слоях, Источником терригенного глинистого и обломочного материала на гайоте Мейджи считаются Камчатка (на западе) и Алеутский хребет (на севере), которые были тектонически и вулканически активными в среднетретичное время (Scholl et al., 1973).

Накопление диатомовой толщи (2) в позднем миоцене происходило со средней скоростью около 30 м/млн. лет, или, с поправкой на уплотнение осадков, – 50 м/млн. лет (Scholl et al., 1973). Эти скорости в два раза выше, чем пелагических осадков плейстоцена северо-западной Пацифики (около 22 м/млн. л) и свидетельствуют о высокой продуктивности поверхностных вод в позднем миоцене. Накопление нижнемиоценовых и олигоценых отложений происходило с более низкими скоростями (7 м/млн. л) (Scholl et al., 1973). В эоцене, вершина гайота Мейджи была вблизи уровня моря. Эоценовая микрофауна свидетельствует о более теплом климате в эту эпоху. Субарктическая флора и фауна постоянно присутствуют в разрезе осадочной шапки гайота, лишь начиная с олигоцена (Scholl et al., 1973).

Гора Детройт – это одно из самых древних вулканических поднятий на северном окончании Гавайско-Императорской цепи, сформировавшееся около 76 млн. лет назад (Duncan, Keller, 2004; Seismic ..., 2005). Активная вулканическая деятельность здесь проявилась в позднемеловое время и в большую часть эоценовой эпохи. За исключением отдельных вулканических конусов, большая часть горы Детройт покрыта толстым (до 840 м) чехлом осадков (рис. 82). Самые древние слои, залегающие на базальтовом фундаменте, вскрыты в скважине 1204А и являются позднекампанскими (Tremolada et al., 2005). Характеристика разреза осадочного чехла приводится по данным бурения в 145-м рейсе бурового судна «Glomar Explores», проведенного с полным отбором керна, на участках 882, 883 и 884 (Rea et al., 1993).

Участок 882 расположен в седловине между двумя возвышенностями в южной части горы Детройт. Здесь вскрыты 398 м осадков, подразделяемых на толщу «IA» (0-105 м, 0-2,6 млн. л.) темных зеленовато-серых диатомовых и глинисто-диатомовых илов, с галькой ледового разноса, и толщу «IB» (> 294 м; 2,6-7,2 млн. л.), сложенную преимущественно красновато-коричневыми

Site 881

(глубина моря 5531 м)

Воз- раст	Лито- логия	(м)
Q	IA	165
N ₂		
N ₁	IB	199
N ₁		

364 м

Site 882

(глубина моря 3244 м)

Воз- раст	Лито- логия	(м)
Q	IA	105
N ₂		
N ₁	IB	293
N ₁		

398 м

Site 883

(глубина моря 2385 м)

Воз- раст	Лито- логия	(м)
Q	I	87
N ₂		
N ₁	II	371
N ₁		
N ₁	III	139
N ₁	III	55
Pg ₁	IV	85
Pg ₂	IV	74
Pg ₃	IV	16
Pg ₄	IV	35

849 м

Site 884

(глубина моря 3825 м)

Воз- раст	Лито- логия	(м)
Q	IA	128
N ₂		
N ₁	IB	312
N ₁		
N ₁	IC	106
N ₁	ID	59
Pg ₁	IIA	90
Pg ₂	IIB	76
Pg ₃	IIC	83
Pg ₄	III	87

941 м

Site 887

(глубина моря 3634-3636 м)

Воз- раст	Лито- логия	(м)
Q	IA	45
N ₂	IB	45
N ₁	IIA	84
N ₁	IIB	61
N ₁	IIC	35
N ₁	III	19
Pg ₃	IV	84

373 м

Центральная часть
Тихого океана

Site 885/886

(глубина моря
5708-5714 м)

Воз- раст	Лито- логия	(м)
Q	IA	17
N ₂	IB	33
N ₁	IIA	22
N ₁	IIB	22
N ₁	IIC	6

78 м

глины (а) и
аргиллиты (б)известковый
нанофоссилийный
ил

диатомиты

диамитовые
конглобрекциидиамитовые
конглобрекциидиамитовые
конглобрекциидиамитовые
конглобрекциидиамитовые
конглобрекциидиамитовые
конглобрекции

диатомовые илы

диатомовые илы

диатомовые илы

диатомовые илы

диатомовые илы

диатомовые илы

диатомовые илы

диатомовые илы

диатомовые илы

Рис. 82. Строение разреза осадочного чехла в северной части Тихого океана (Rea et al., 1993).

и зеленовато-серыми диатомовыми илами. В толще «IA» присутствуют прослои (1 см – несколько дециметров) светло-серых, красновато-серых или черных вулканических пеплов. Слои пепла толщиной более 5 см имеют резкие базальные контакты и нормальную градиационную слоистость. В верхних 47 м толщи «IA» встречаются спикеры губок. Материал ледового разноса представлен рассеянными в илах крупными песчинками, гравием и галькой базальтов, реже, метаморфизованных и рассланцованных основных плутонических пород, с прожилками кварца и сульфидов. Илы обычно биотурбированы. Содержание диатомей варьирует от 50% до 100%. Толща «IB» содержит значительно меньше глины и витрических пепловых прослоев, чем толща «IA». Ее отложения подверглись слабой биотурбации и выглядят внешне гомогенными. В ней присутствуют прослои известково-диатомовых илов или диатомовых илов с кальцитом, содержание которого достигает 40%.

Несмотря на значительные возраст и толщину, нижние горизонты биогенной толщи «IB», на участке 882 не претерпели существенной литификации. Ее отложения представляют грязеподобную субстанцию с низкой плотностью. В зависимости от состава, плотность влажного осадка варьирует от 1,12 до 1,50 г/см³ (Rea et al., 1993). Наиболее низкая плотность у чисто диатомовых илов, а максимальная – характерна для прослоев, обогащенных вулканическим пеплом. Плотность сухого осадка варьирует от 0,26 г/см³ до 0,96 г/см³, но чаще, в пределах 0,4-0,7 г/см³. Пористость сухого осадка составляет 62-89%, чаще 70-80%.

На участке 883 пробурено 6 скважин, дающие представление о строении осадочного чехла на вершине (глубина моря 2384-2396 м) поднятия Детройт (рис. 82). Осадочный чехол (830 м) представлен последовательностью толщ: (I) глины, с остатками диатомей, обломочными кварцем и плагиоклазами, содержащими материал ледового разноса и прослои вулканических пеплов (верхний плиоцен-голоцен); (II) почти чистые, слабо известковистые диатомовые илы (верхний миоцен – нижний плиоцен); (IIIА) известково-диатомовые илы (средний – верхний миоцен). Толща «IIВ» (597-652,2 м, нижний миоцен) сложена нанофоссилиевым мелом с диатомеями, а толща «IVА» (655-740 м, верхний эоцен-верхний олигоцен) – нанофоссилиевым мелом. Толщу «IVВ» (740-814 м, палеоцен-эоцен) составляет глинистый нанофоссилиевый мел, содержащий вулканический пепел. В известковых олигоцен-эоценовых отложениях скважины 883 встречаются желваки кремней.

На участке 883 в эоценовых и палеоценовых отложениях установлены скрытые перерывы. Значительное несогласие, выраженное отсутствием большей части верхнеолигоценных отложений, установлено на рубеже олигоцена и миоцена (Rea et al., 1993). В нижней части толщи «IVВ» присутствуют дебриты и маломощные прослои турбидитов, отмечены структуры деформации мягких осадков, промоины, борозды и рябь, свидетельствующие о подводных течениях и перемещении осадков по склону. Толща «V» (814-830 м) состоит из желто-зеленых, желто-коричневых и красновато-коричневых вулканических пеплов, частично или полностью превращенных в глинистые минералы (сметит, хлорит и небольшое количество иллита). В незначительном количестве присутствуют кварц и плагиоклазы. В осадках непосредственно перекрывающих базальты фундамента

нанофоссилии дают кампанский возраст (Rea et al., 1993). В скважине 1204А, находящейся в непосредственной близости от скважины 883В, установлено несогласие между верхнекампанскими и нижнетанетскими отложениями, и между верхнетанетскими и верхнеипрскими слоями (Tremolada et al., 2005).

На участке 884, у северо-восточного подножья подводной горы Детройт пройдено 5 скважин, которые характеризуют стратиграфический разрез до глубины 930 м от поверхности дна (Rea et al., 1993). Здесь вскрыты кайнозойские осадочные образования (854 м) и 87 м базальтов фундамента (рис. 82). Осадочная колонна представлена толщами: (IA) – верхнеплиоцен-четвертичных глин с диатомеями, с материалом ледового разноса и прослоями (толщиной до 1 м) стекловатых пеплов (0-128 м); (IB) – верхнемиоцен-верхнеплиоценовых глинисто-диатомовых илов, с редкими доломитовыми конкрециями и кусочками древесины (до 6 см) в раннеплиоценовой части разреза (128-440 м), (IC) – средне-верхнемиоценовых аргиллитов, с примесью диатомей и прослоями нанофоссилиевого мела (440-546 м), (ID) – ниже-среднемиоценовых диатомитов с глиной (546,1-604,8 м). Нижняя часть осадочного чехла содержит признаки склонового перемещения осадков и представлена последовательностью: (IIA) – нижнеолигоцен-нижнемиоценовых аргиллитов с небольшим количеством мела (604,8-694,7 м), (IIB) – верхнеэоценовых аргиллитовых конглобрекций, с прослоями вулканического пепла в основании толщи (694,7-771 м) и, (IIC) – верхний палеоцен(?)–среднеэоценовых аргиллитов, обогащенных вулканическим пеплом (771-854 м). Осадочный чехол залегает на оливин-плагиоклазовых базальтах толщи III (854-941 м). В кернах нижней части скважины 884В присутствуют пластинки и прожилки самородной меди. На поднятии Детройт, слои вулканических пеплов характерны для осадков с возрастом моложе 2,6 млн. лет и эоценовой части разреза.

Основным породообразующим компонентом кайнозойских биокремнистых илов г. Детройт являются створки диатомовых водорослей. В меньшем количестве встречаются остатки радиолярий и спикеры губок, обогащающие отдельные слои. Содержание биогенного опала в позднемиоценовых и раннеплиоценовых слоях достигает 80-90%. Карбонатный материал представлен остатками известковых организмов, преимущественно нанофоссилий. Также присутствуют бентосные и планктонные фораминиферы, среди которых доминируют холоднолюбивые и умеренно-теплолюбивые глобигерины и неоглобигерины. Но на нижнеплиоценовом интервале колонки встречаются теплолюбивые и субтропические виды, свидетельствующие об относительно теплых поверхностных водах в это время (Rea et al., 1993). Содержание карбоната, биогенного опала и C_{org} возрастает в осадках межледниковых эпохи плейстоцена. Содержание C_{org} в осадках варьирует от 0,1 до 0,5% вес. Содержание $CaCO_3$ местами достигает 55%. Глинистая примесь представлена смесью иллита, хлорита и смектита (Arnold, 1995). Каолинит встречается в единичных пробах. Во фракциях < 2 и 2-20 мкм обычна значительная примесь кварца и плагиоклаза.

На подводном плато Паттон-Мюррей (Аляскинский залив) четырьмя скважинами (участок 887) вскрыто около 289 м нижнемиоцен-плейстоценовых отложений осадочного чехла и 84 м олигоцен-базальтов фундамента (рис. 82).

Осадочный разрез представлен, сверху вниз: (I) кремнистыми алевроитовыми глинами, содержащими пепловые прослои и материал ледового разноса (90 м, верхний плиоцен-плейстоцен), (II) кремнистыми илами, содержащими карбонаты в средней части разреза (180 м, нижний-средний миоцен – верхний плиоцен), и (III) темно-коричневыми глинами, в основании обогащенными вулканическим пеплом, гравием базальтов и гидроокислами железа (19 м, нижний миоцен).

В северо-западной части Тихого океана скважина 881 вскрыла часть осадочного разреза: миоцен-нижнеплиоценовые кремнистые (толща IV, > 199 м) и верхнеплиоцен-плейстоценовыми глинисто-кремнистые диатомовые илы (толща IA, 165 м).

В центральной глубоководной части Тихого океана на участке 885/886 мощность кайнозойского осадочного чехла на порядок меньше (52-72,4 м), чем на поднятии Детройт (рис. 82). Накопление кайнозойских осадков здесь происходило ниже глубин карбонатной компенсации и под сильным воздействием поступления эолового материала с Азии. Осадочный разрез складывается толщами: (I) глин, с остатками диатомей и спикул губок (0-17,3 м, 0-3,55 млн. л.); (II) диатомовых и глинисто-диатомовых илов (17,3-50,3 м, 3,55-11 млн. л.); (IIIА) темно-шоколадных глин (50,3-71,9 м); (IIIВ) гидротермальных железомарганцевых осадков (62-71,6 м). Толща «IIIВ» залегает на базальтовом фундаменте с возрастом 80 млн. лет (Dickens et al., 1995). В разрезе скважин установлены скрытые перерывы в седиментации, между 11 и 21 млн. л. (граница толщ «II» и «IIIА», 55 м ниже поверхности дна), и между 34 и 62 млн. л. (Snoechx et al., 1995). Содержание остатков диатомей составляет, в среднем, 8,1% в толще «I», и 81,4% – в позднемиоцен-раннеплейстоценовой толще «II» (Rea et al., 1993). Содержание C_{org} в породах толщ «I» и «II» составляет 0,07 и 0,08%, соответственно. Карбонатный углерод практически отсутствует. Осадки самой нижней толщи «IIIВ» содержат умеренно окристаллизованный гетит, гематит, апатит, нонтронит, барит (Dickens, Owen, 1995). Содержание в них железа достигает 25-39%.

Глубоководное бурение в северной части Тихого океана вскрыло, местами на полную мощность, неоген-четвертичную кремнистую (глинисто-кремнистую) формацию, занимающую положение под современной биопродуктивной областью. Она представляет циклотему, сердцевина которой сложена верхнемиоценовыми и нижнеплиоценовыми высококремнистыми диатомовыми илами. Вверх по разрезу высококремнистые илы сменяются глинисто-кремнистыми и алевроитоглинистыми илами, с обильным пепловым материалом и материалом ледового разноса. Вниз по разрезу происходит постепенная смена кремнистых отложений формации глинистыми (на глубинах ниже глубины карбонатной компенсации, sites 884, 885/886, 887) или карбонатными отложениями (на поднятиях, скважина 883) (рис. 82).

По приближению к Алеутской островной дуге состав отложений формации фациально меняется. В них увеличивается содержание терригенного и вулканогенного материала (sites 884 и 186/187). На участке 186/187, расположенном на погруженной (4522 м) террасе у южного окончания бассейна Атка, нижнеплиоценовые илы не кремнистые, а глинистые и кремнисто-глинистые. В плиоце-

новой и плейстоценовой части этого разреза присутствуют два горизонта (олистостромы?) с глыбами более древних, чем вмещающие осадки, среднемиоценовых и нижнеплиоценовых известняков и вулканомиктовых песчаников (рис. 81). В южном направлении происходит выклинивание миоцен-четвертичной кремнистой формации. Ее мощность на участке 885/886 уменьшается почти на порядок, а толщина верхнемиоцен-нижнеплиоценовой диатомовой толщи (толщи II) сокращается до 33 м.

Скорости седиментации и абсолютные массы кремненакопления.

Линейная скорость седиментации на площади бурения 882 составляет 46 м/млн. л., между 0 и 4,2 млн. л., и 32 м/млн. л. в самой верхней части миоцена (Rea et al., 1993). В раннем плиоцене (между 4,2-4,7 млн. лет) здесь отмечены крайне высокие скорости седиментации, от 135 до 300 м/млн. л. Абсолютные массы накопления опала в толще I, в период 0-2,6 млн. л., варьировали от 0,05 до 1,30 г/см²/1000 л. Они выросли до 3-5 г/см²/1000 л. в осадках древнее 2,7 млн. л. (Haug et al., 1995). Другие биогенные компоненты в этот отрезок времени накапливались с абсолютными массами: CaCO₃ – 0,35 г/см²/1000 л., C_{орг} ~ 0,01 г/см²/1000 л. Максимальные абсолютные массы CaCO₃ характерны для плейстоценовых интергляциалов и теплых стадий плиоцена (до 4 г/см²/1000 л., в период от 5,15 до 4,9 млн. л.) (Haug et al., 1995).

На участке 883 линейные скорости седиментации составляли: 32 м/млн. л., между 0 и 2,6 млн. л., 91 м/млн. л. – между 2,6-6,8 млн. л., 23 м/млн. л. – между 6,8-10,8 млн. л., и около 10 м/млн. л. – в палеогене. Абсолютные массы поступления биогенного кремнезема на участке 883 (~ 3 г/см²/1000 л.) были максимально высокими в конце позднего миоцена и раннем плиоцене, в период между 2,6 и 6,8 млн. л., что связывается с кратковременным потеплением в высоких широтах (Rea et al., 1990). В раннем и среднем миоцене поступление кремнезема было ниже и составляло 0,2 и 0,6 г/см²/1000 л., соответственно. Важные изменения в седиментации в северном полушарии произошли 2,6 млн. лет тому назад с началом оледенения, когда более чем в три раза увеличился поток терригенного материала (до 1,0) и упало поступление опала (до 0,6 г/см²/1000 л.). Абсолютные массы CaCO₃ в палеогене (0,5-1,0 г/см²/1000 л.) соответствуют значениям наблюдаемым в субтропических олиготрофных водах современного океана (Rea et al., 1990).

На плато Патон-Мюррей накопление опала диатомей было максимальным в раннем-среднем плиоцене (более 1,0 г/см²/1000 л., во временном интервале 2,6-5,7 млн. л.).

На площади 885/886, вблизи южной границы северного пояса кремненакопления абсолютные массы накопления опала были значительно ниже. В среднем, они составили 0,021 (толща I) и 0,19 г/см²/1000 л. (толща II) (Rea et al., 1993). Поступление эолового материала в позднем миоцене и раннем плиоцене было ослабленным из-за увлажнения климата, но увеличилось в олигоцене, когда доминировал аридный климат, и в позднем плиоцене (3,5 млн. л. назад), с началом оледенения (Snoechx et al., 1995).

Таким образом, в северной части Тихого океана, на поднятии Детройт и прилегающих площадях, в неогеновой истории седиментации доминирова-

ло накопление биогенного (диатомового) кремнезема, пик которого пришелся на период потепления и увлажнения климата в конце миоцена – раннем плиоцене. Абсолютные массы биогенного кремненакопления в это время были значительными и сравнимыми с таковыми в современных Охотском и Беринговом морях, а также в триасовом и юрском сихотэ-алинском бассейнах. В северной части Тихого океана, ареал распространения неогеновых биокремнистых осадков близко совпадает с положением современной биопродуктивной области, но продукция кремнистого планктона сильно варьировала во времени. Уменьшение содержания диатомей в позднеплиоценовых и плейстоценовых осадках связано как с уменьшением биопродуктивности вод, так и увеличением поставки разбавляющего терригенного материала.

8.3. Голоценовое кремненакопление в экваториальной части Тихого океана

Экваториальный пояс кремненакопления в Тихом океане расположен между 20° С.Ш. и 20° Ю.Ш. Центральная и восточная часть этого пояса – это зона распространения радиоляриевых илов. Содержания SiO_2 ам. в этой части пояса составляет 5-10%, местами 10-30%, и лишь в отдельных случаях достигают 30-50% вес. Экваториальный пояс состоит из отдельных пятен кремнистых осадков, которые в восточной части зоны сливаются в широкую область, с концентрацией SiO_2 ам. 5-10% (Лисицын, 1970). В западной части экваториального пояса кремненакопления в Тихом океане, содержания кремнезема достигают более высоких значений, но илы здесь не радиоляриевые, а диатомовые, преимущественно этмодискусовые (аналогичные таковым в Филиппинском море). Радиоляриевые илы приурочены к большим глубинам, более 4700 м. Строго говоря, радиоляриевые илы экваториальной пелагической части Тихого океана не могут считаться современными осадками, что предполагал еще А.П. Лисицын (Лисицын, 1966б, 1970). Они перекрыты слоем (0,6-1,5 м), практически, не содержащих радиолярий красных глубоководных глин, которые и представляют голоценовые отложения послеледниковой эпохи. Периоды оледенений характеризовались «усилением кремненакопления и расширением зоны кремнистых осадков вдоль экватора, образованием их в таких местах, где сейчас они не накапливаются» (Лисицын, 1966б, с. 352). Наиболее значительные смещения радиоляриевого пояса к северу происходили в периоды оледенений. Большой объем полных химических анализов радиоляриевых, диатомово-радиоляриевых, известковых радиоляриевых илов и глубоководных глин, на участке между 7° и 15° С.Ш., и 147° и 176° З.Д., приводят В.Н. Свальнов и В.В. Гордеев (1986). Содержание SiO_2 св. в осадках экваториальной зоны кремненакопления варьирует от 10 до 15% в плейстоцен-голоценовых илах, от 7 до 15% в плиоцен-плейстоценовых, от 14 до 20% в миоценовых. Оно максимально в олигоцен-миоценовых осадках. В последних, содержание SiO_2 св. варьирует от 28 до 60%. Содержание Al_2O_3 в плейстоцен-голоценовых илах от 9 до 13%, т.е. такое же, как в кремневых и кремнистых аргиллитах, или сильно глинистых кремнях. Илы отличаются повышенным содержанием железа, что отражается в низких значениях модуля $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ (рис. 69).

В экваториальном поясе кремненакопления абсолютные массы биогенного кремнезема в голоцене составляют 0,01– в Тихом, и 0,035 г/см²/1000 л. – в Индийском океанах (De Master. 1981).

8.4. Голоценовое кремненакопление в Калифорнийском заливе

Калифорнийский залив представляет трог, шириной от 60 до 220 км (в среднем, 150 км), протягивающийся с северо-запада на юго-восток на 1500 км (рис. 83, А). Залив разделен на две части подводным поднятием и группой островов. В северной его части, занимающей по площади треть залива, оседает основная часть терригенного материала, приносимого самой крупной рекой бассейна Рио-Колорадо. Южная его часть больше по площади и глубже. На дне залива насчитывается 9 впадин ромбовидной формы, в большинстве приуроченных к осевой части залива. Глубина впадин варьирует от 840-1000 м, в бассейнах Дельфин и Сан-Педро Мартир, расположенных в северной части залива, до 3600 м ниже уровня моря (бассейн Пескадеро, в его южной части).

Баланс растворенного кремнезема в водах залива дают следующие цифры. Ежегодный принос кремнезема реками – $5,5 \cdot 10^{11}$ г. Приток растворенного SiO₂ с морскими водами из океана – $15 \cdot 10^{13}$ г/год, а вынос в океан – $5 \cdot 10^{13}$ г/год. Таким образом, в Калифорнийском заливе в различной форме ежегодно осаждается 10^{14} г кремнезема (Calvert, 1966), что в 180 раз превышает ежегодное его поступление с реками.

Накапливающиеся в Калифорнийском заливе кремнистые осадки представлены диатомовыми, радиоляриево-диатомовыми и радиоляриевыми илами. Диатомовые и смешанные радиоляриево-диатомовые илы распространены, преимущественно в центральной части залива, а поле илов, обогащенных радиоляриями, смещено к югу и занимает южную часть залива и прилегающую часть океанического дна (рис. 83, Б и В). В южной части залива и в прилегающей открытой части Тихого океана кремнистые илы сменяются терригенными осадками, содержащими от 6 до 12% кварца и более 70% вес. глинистого вещества. Количество радиолярий в смешанных радиоляриево-диатомовых илах во фракции 0,062-0,25 мм достигает 30% от объема фракции (Calvert, 1966). Наиболее чистые кремнистые илы с высоким содержанием SiO₂ аморф. отлагались во впадине Гуайямос в центральной части залива. Содержания биогенного опала здесь достигают и местами превышают 50% вес. На площадях кремненакопления (30000 км²) скорость седиментации составляет, в среднем, 2 мм/год, а среднее содержание опала в осадках – 20% вес. Абсолютные массы накопления кремнезема в голоцене, определенные по 9 станциям, варьируют от 0,6 до 174, составляя, в среднем, около 50 г/см² за 1000 лет (Calvert, 1966). Максимальные значения абсолютных масс установлены во впадине Гуайямос. Здесь отношение абсолютных масс биогенного опала к массе поступавшего терригенного материала выше, чем где-либо еще в заливе.

Максимальное содержания карбоната в осадках ($\geq 20\%$) установлено в юго-западной части залива, где распространены биогенные калькарениты (Calvert, 1966). Терригенный материал приносится в южную часть залива многочисленными небольшими речками с территории Мексики. Его поставка с территории

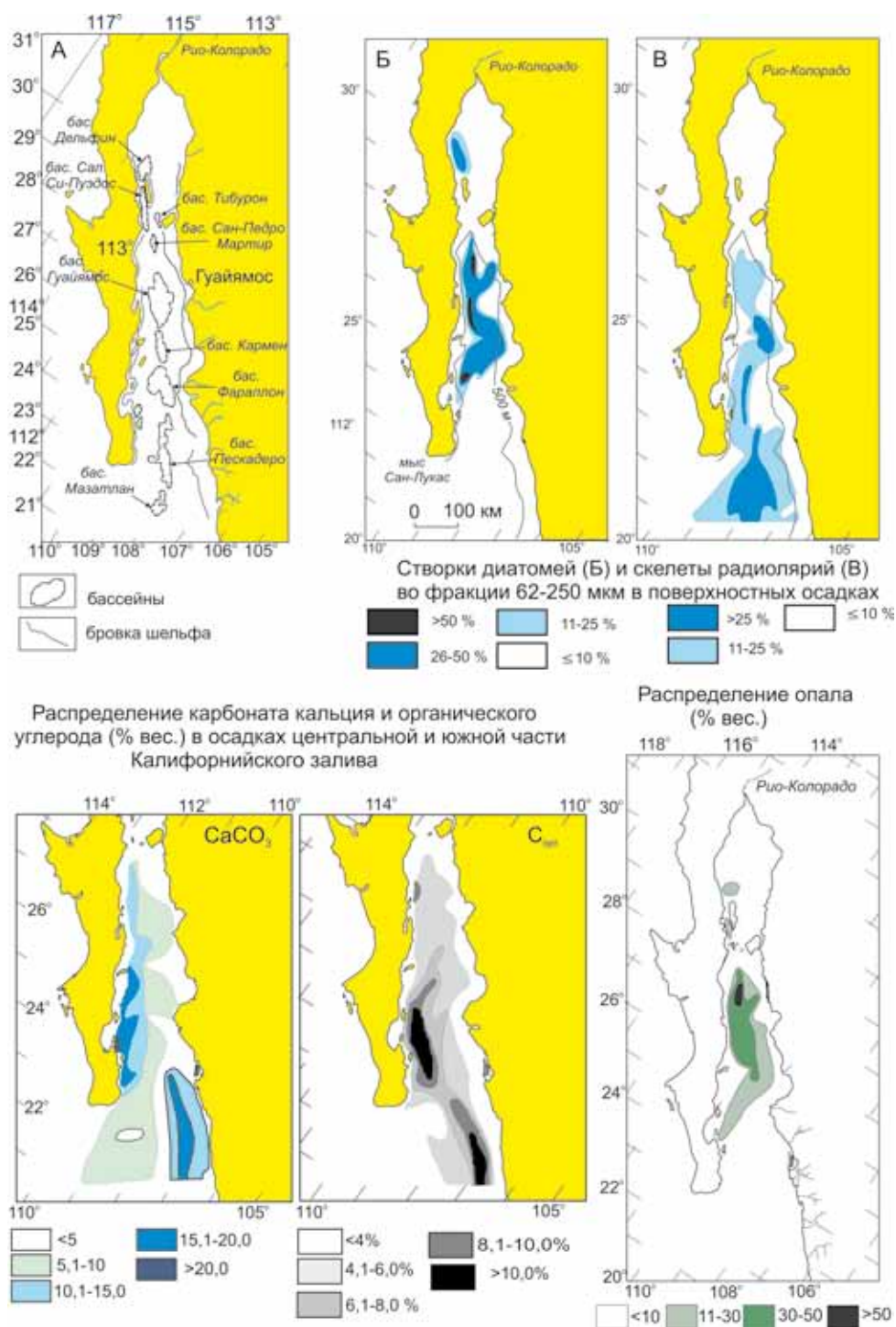


Рис. 83. Основные черты морфологии (А) и распределение биогенных компонентов в поверхностных осадках Калифорнийского залива (Calvert, 1966).

Калифорнийского полуострова незначительна. Высокие содержания $C_{\text{орг}}$ установлены в осадках, накапливающихся на склоне в южной части залива (рис. 83). Этому способствует лучшая сохранность органического вещества на участках дна, находящихся в зоне кислородного минимума. Концентрация $C_{\text{орг}}$ в осадках иногда превышает 10% вес.

Величина площади Калифорнийского залива сопоставима с размерами Приморского или Амурского рифто-грабен в Сихотэ-Алинской складчатой области. Накопление высококремнистых осадков в заливе происходит в приосевой части, в рифтовых впадинах находящихся в зоне правостороннего сдвига, как и в случае ромбовидных впадин рифта Паресе-Вела в Филиппинском море. Несмотря на значительно более высокие абсолютные массы кремненакопления, содержание SiO_2 в осадках Калифорнийского залива сравнимо с таковым в центральной части Охотского моря. После диагенетических трансформаций и катагенеза диатомово-радиоляриевые илы Калифорнийского залива могут дать линзовидные тела глинистых кремней и кремневых аргиллитов, сравнимые по содержанию кремнезема с позднелурскими кремнями южного Сихотэ-Алиня или нижними пачками триасовой кремневой формации.

8.5. Мезозойское кремненакопление в котловине Пигафетта

Глубоководным бурением в бассейне Пигафетта в Западной части Тихого океана (рейс 129, ODP, скв. 800А и 801С) вскрыты наиболее древние силициты, сформировавшиеся в океанической обстановке (рис. 84). Первая из скважин (800А) не дошла до океанического фундамента. Бурение было остановлено в силле меловых (апт?) базальтов, залегающем в толще радиоляритов берриасского возраста. Бурением скважины 801С, был достигнут 2-й слой океанической коры, с возрастом 171,5 +/- 1,1 млн. лет (байос), представленный афировыми и порфиоровыми плагиоклазовыми и оливин-плагиоклазовыми базальтами и долеритами (Lancelot et al., 1992). Однако, проведенное позже дополнительное бурение (185 рейс ODP, 1999 г.) прошло еще 341,4 м пород базальтового слоя океанической коры. В 136 м ниже последних, пробуренных в скважине 801С осадочных пород (бат), бурение вскрыло переслаивающиеся с пиллоу-базальтами темно-красные яшмы, темно-зеленые кремни и перекристаллизованные радиоляриевые известняки аален? – ранне-среднебайосского возраста (Bartolini et al., 2000).

Строение разреза осадочного чехла. Границы литологических толщ представляют уровни важных океанографических изменений (Molini, Ogg, 1992). При бурении в кремневых породах выход керна обычно составлял около 20 см на каждый 4,5 метровый пробуренный интервал. Поднимался в основном плотный материал керна (кремни и окремнелые известняки), а потерянный при промывке скважин мягкий материал представлял более мягкие глины или мел (Karproff, 1992). В скважине 800 отложения осадочного чехла представлены пятью толщами (рис. 85):

I (0-38 м) – пелагические коричневые цеолитовые глины (верхи кампана – плейстоцен),

II (38,0-78,2 м) – коричневые кремни (яшмы, – Ю.В.) и порцеланиты (турон – верхний кампан),

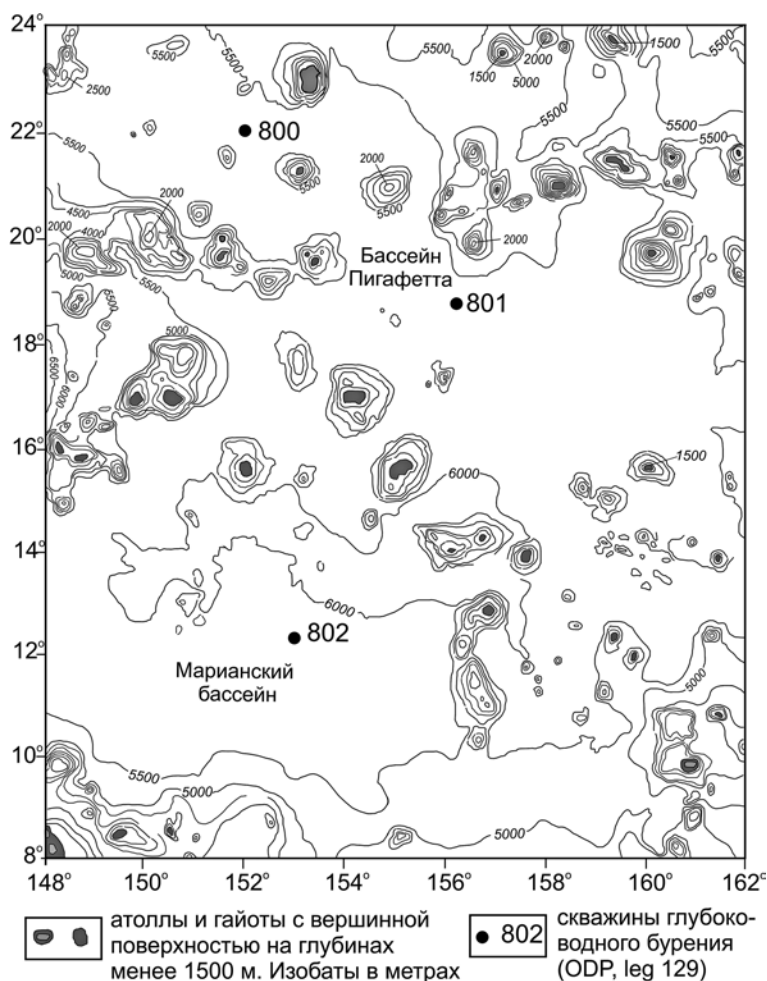


Рис. 84. Батиметрическая карта Марианского бассейна и бассейна Пигафетта.

III (78,2-228,6 м) – серые кремни и окремненные известняки, постепенно переходящие в нанофоссилий мел в основании серии (нижний альб – сеноман),

IV (228,6-449,6 м) – переотложенные вулканокластические осадки, с выразительными признаками турбидитов и дебризных отложений (апт),

V (449,6-498,1) – ламинарно-слоистые красные аргиллиты, с твердыми кремнями в подошве (берриас – готерив),

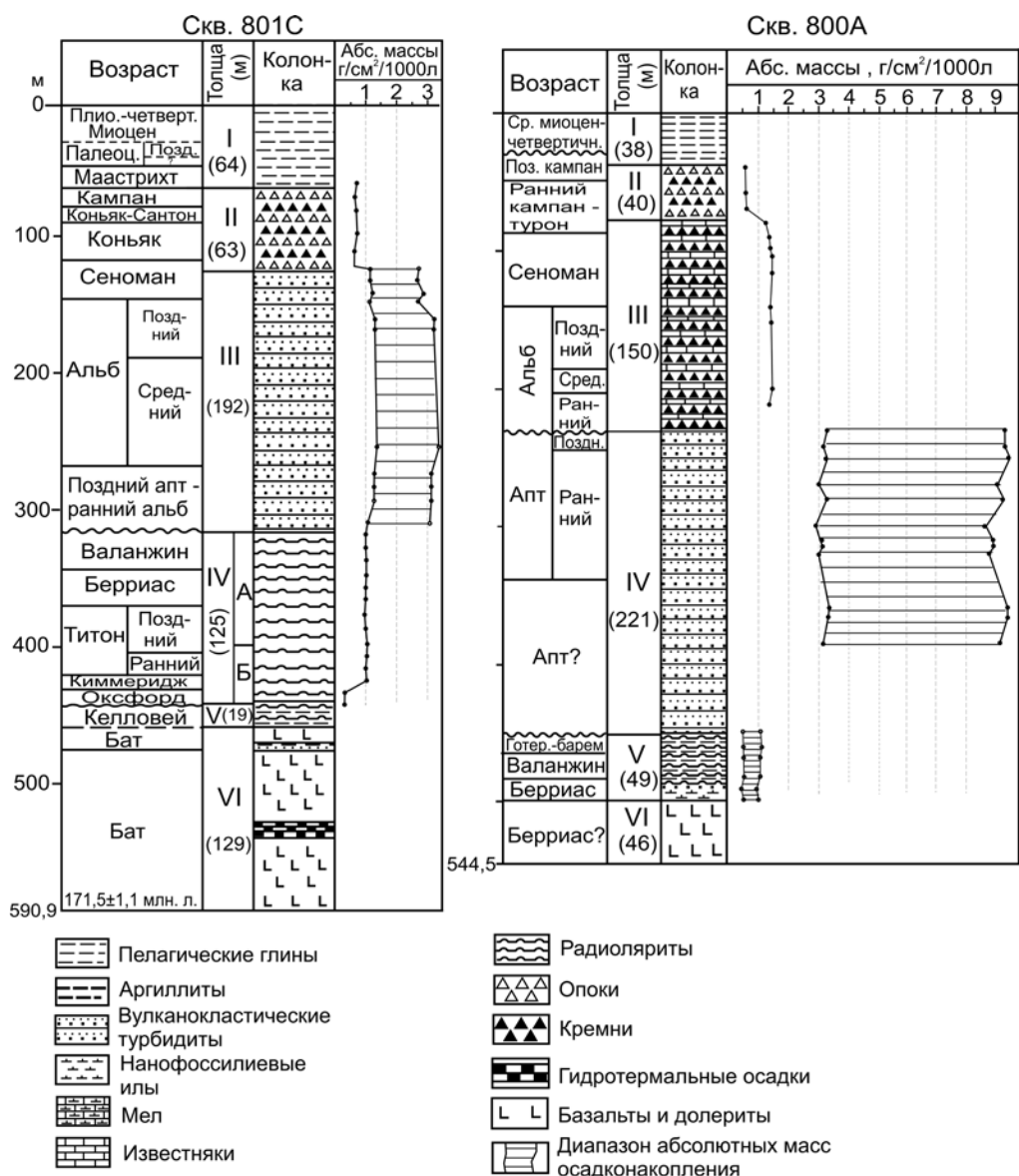
VI – долериты (силлы) с прослоями кремней.

Скважина 801 вскрыла следующую последовательность отложений:

I (8,0-64,0 м) – пелагические коричневые цеолитовые глины, с тонкими прослоями карбонатных илов (верхний кампан – плейстоцен),

II (64,0-126,5 м) – коричневые кремни и порцеланиты (турон – кампан),

III (126,5-318,3 м) – вулканокластические турбидиты с небольшим количеством прослоев радиоляритов вблизи основания толщи (альб – сеноман),



Литология и возраст пород по (Lancelot, Larson et al., 1990), с дополнениями по (Bartolini et al., 2000). Абсолютные массы накопления из работы (Karl et al., 1992, tabl. 1, 2).

Рис. 85. Стратиграфические колонки отложений в котловине Пигафетта.

IV (318,3-442,9 м) – коричневые радиоляриты и марганцовистые темнокоричневые кремни (верхняя юра – нижний мел). Выделяется две подтолщи, на основе относительного количества кремней и глины: подтолща IVA, представленная радиоляритами, с большим количеством кремней и бедными глиной (верхний титон – валанжин), и подтолща IVБ, представленная радиоляритами богатыми глиной (оксфорд – верхний титон),

V (442,9-461,6 м) – охристые радиоляриты и кремнистые аргиллиты (бат – келловей),

VI (461,6-590,9 м) – щелочные и толеитовые пиллоу-базальты, с прослоями окремнелых аргиллитов и гидротермальных осадков.

Верхняя толща (I) в скважинах 800А и 801С сложена темно-коричневыми глинами, идентичными абиссальным глинам и в других местах Тихого океана. Эти грязеподобные осадки, содержащие от 50 до 84% воды, состоят из глинистых минералов, цеолитов, хлопьевидных выделений гидроокислов железа и марганцевых микроконкреций, образовавшихся в раннем диагенезе. В коричнево-красных глинах присутствует редкая, нередко смешанная фауна, которая подтверждает существование нескольких перерывов в период накопления толщи. На участке 801 толща красных глин прерывается 45-сантиметровым слоем нанофоссилийевых илов со смешанной фауной, с возрастом от конца мела до позднего палеоцена.

Позднемеловые (турон – позднекампанские) отложения на обеих пробуренных площадях (толща II) представлены коричневыми и красными порцеланитами (опоками) переслаивающимися с кремнями. Низкая пористость (25%) верхнемеловых пород связывается с интенсивно протекавшей диагенетической трансформацией, приведшей к образованию порцеланитов и кремней. Породы толщи обогащены окисным железом. Отложения этого возраста широко распространены в северо-западной части Тихого океана и чаще представлены нанофоссилийевым мелом с линзами и желваками кремней (Гайоты..., 1995). Мел представляет легко размазывающийся пальцами во влажном состоянии осадок (фактически, слабо уплотненный нанноил) и легко вымывается при подъеме драг, что сильно контрастирует с одновозрастными твердыми кремнями, с трудом распиливаемыми алмазной пилой. Крупные желваки кремней достигают нескольких десятков сантиметров (размера валунов) (Гайоты..., 1995).

Альб-сеноманская карбонатно-кремневая толща III скважины 800А, в значительной мере, одновозрастна вулканокластической флишевой серии (толще III) скважины 801С (рис. 85). В толще присутствуют разнообразные породы переходные от мела к кремням, содержащие радиолярии, фораминиферы и нанофоссилии. Пористость отложений варьирует от 38 до 7%. Накопление вулканогенных флишевых отложений на участке 800 произошло раньше (в апте), чем на площади 801 (в альбе–сеномане). Этот диахронизм вулканокластической толщи увязывается с прохождением обеих площадей Тихоокеанской плиты над одним и тем же фиксированным источником (горячей точкой) поступления вулканогенного материала (Karpoff, 1992). Массовое переотложение вулканогенного материала маскирует фоновую биогенную седиментацию и делает затруднительным определение его возраста. В данной вулканокластической серии отмечены шевронные, опрокинутые и лежащие складки, установлены оползневые отложения, различные по составу турбидиты (вулканокластические, карбонатно-вулканитовые и известковые биокластические), дебриты, отложения зерновых и разжиженных потоков, а также фоновые пелагические (кремнистые и карбонатные) осадки (Salimullah, 1992). Мелководный материал, присутствующий в вулканокластической толще, включает красные водоросли, ооиды, оолитовые грейпстоуны, двустворчатые ракушки и

мелководные бентосные фораминиферы, и указывает, что питающие области находились вблизи уровня моря и представляли, по-видимому, вулканические постройки (Karpoff, 1992). Измеренная пористость пород варьирует от 65 до 32%.

Берриас-готеривские отложения площадях бурения 800 и 801 (базальные слои толщи V на ст. 800 и подтолща IVA на станции 801), характеризуются некоторыми отличиями. В скважине 800А они представлены правильным, явно циклическим чередованием светлоокрашенных ламинарно-слоистых радиоляритов и темнокрасных слоев аргиллитов, а в скважине 801С в радиоляритах четкая цикличность отсутствует и встречается лишь нерегулярная тонкая ламинарная слоистость. Они проявляют различную степень диагенетического окремнения, от порцеланита до кремня (Behl, Smith, 1992).

Интенсивно брекчированные радиоляриевые кремни, с многочисленными кварцевыми прожилками, встречаются в верхнетитонской части разреза котловины Пигафетта. Для этих пород характерна пятнистость, высокая пористость, ламинарная микрослоистость и присутствие марганцевых микроконкреций рассеянных в породах или располагающихся вдоль микрослоистости. Переход от нижнетитонских глинистых радиоляритов, с марганцевыми микроконкрециями, к верхнетитонским радиоляритам резко проявлен.

Толща V в скважине 801С (442,9-461,6 м), датируемая поздним батомкелловеем, состоит из красных аргиллитов, чередующихся (через 5-10 см) с радиоляритами. Эти отложения залегают на пиллоу-базальтах и базальтовых силлах, переслаивающимися с окремнелыми аргиллитами, метаосадками и гидротермальными отложениями (Molinie, Ogg, 1992). Нижняя половина толщи V содержит оползневые образования.

В готерив-баремское время и на рубеже апта и альба, в скважине 800 предполагаются перерывы в осадконакоплении. Барем-аптский перерыв устанавливается на обоих пробуренных участках (скв. 800 и 801). Возможный перерыв маркирует литологическую границу между келловейскими красными радиоляритами (толщей V) и оксфорд-титонскими коричневыми глинистыми радиоляритами (подтолщей IVБ на площади 801). Они увязываются некоторыми авторами (Karpoff, 1992) с тектоническим движением Тихоокеанской плиты и ответными изменениями в динамике водных масс и биопродуктивности вод.

Элементарная цикличность кремнистых толщ и ее происхождение. Ленточные радиоляриевые кремни орогенных поясов, обнажающиеся на суше, обладают резко выраженной слоистостью и крайними литологическими различиями между слоями радиоляриевых кремней и тонкими сланцевыми прослоями. Именно эта черта радиоляритов не наблюдалась в кернах глубоководного бурения, что породило множество дебатов по поводу происхождения ленточных радиоляритов (Jenkyns and Winterer, 1982; Hein and Karl., 1983; и др.). Бурением в котловине Пигафетта были вскрыты некоторые хорошо слоистые радиоляриты (например, неокомские в скважине 800, и часть келловейско-валанжинских в скважине 801), но без резкого литологического контраста, типичного для ленточных кремней складчатых поясов. Плотные кремни в толщах слоистых радиоляритов образуют линзы. Большинство вскрытых скважиной кварцевых и опал-кристобалит-

тридимитовых кремней имеют нечетко выраженные границы окремнелых зон и плохо проявленную микрослоистость. Они иногда имеют несогласные контакты с вмещающими радиоляритами, указывающие, что окремнение не всегда следует слоистости. Окремнение происходило в слоях первичных биогенных кремнистых осадков путем растворения биогенного опала, миграции кремнезема и высаживания его в слоях, благоприятных по составу или текстурам (Behl, Smith, 1992).

Наблюдаемая в силицитах слоистость рассматривается некоторыми авторами, как образовавшаяся по различным причинам и при участии различных механизмов, включая изменения в ходе пелагической седиментации (периодическими изменениями в продуктивности водной толщи и поступлении глинистого материала), переотложение и сортировку биокремнистых осадков турбидными потоками и течениями (Lancelot, Larson et al., 1990; Behl, Smith, 1992). Геофизическим γ -каротажем скважин установлены циклические вариации содержания аутигенного SiO_2 и глинистого вещества, коррелируемые с климатическими циклами Миланковича (Molinie, Ogg, 1992). Образование элементарной цикличности связывается с 123-тысячелетними и 95-тысячелетними циклами эксцентриситета орбиты Земли, влиявшими на интенсивность экваториального апвеллинга и продукцию радиолярий (Molinie, Ogg, 1992).

Краткая петрографическая характеристика пород. Отложения бассейна Пигафетта характеризуются большими вариациями плотности и пористости пород. Специфической чертой келловей-оксфордских пород, вскрытых в скважине 801С (толща V), является их относительно высокая пористость (до 46%) и низкая плотность, связанная с наличием большого количества пустот в отложениях, (Kargoff, 1992). Глинистые радиоляриты оксфорд-киммериджской и берриас-валанжинской частей разреза имеют несколько меньшую пористость (около 42%), что контрастирует с низкой пористостью более молодых титонских кремней (< 5%).

В минеральном составе пород всех толщ присутствует материал, поступавший из двух источников: (1) пелагический планктоногенный и глинистый материал, и (2) эндогенный (вулканокластический) материал, поступление которого обусловлено среднемеловым вулканизмом (Karl et al., 1992). В вулканогенном флише, породы содержат, кроме смектита, значительное количество высокожелезистого иллита (селадонита), присутствуют палыгорскит, анальцит и аутигенный клиноптилолит (Kargoff, 1992). Песчаные и алевроитовые зерна представлены плагиоклазами, пироксеном, оливином и вулканическим стеклом. Филлипсит, широко развитый в верхней толще глубоководных глин, отмечен также в толще радиоляритов внизу осадочного разреза (толща V, скв. 800). В базальных келловейских радиоляритах толщи V, в скважине 801С присутствует барит, а в подстилающей вулканогенной толще VI – анкерит (Kargoff, 1992).

Геохимическая характеристика отложений. В скважине 800А, в порцеланитах и кремнях кремнистой толщи II содержание SiO_2 варьирует от 80,8 до 92,0%, а в толще III от 33,6 до 93,0% (Karl et al., 1992). Содержание SiO_2 в радиоляритах базальной толщи V варьирует от 73,3 до 87,0%. В общем валовом составе преобладающим является первично биогенный кремнезем. Количество обломочного SiO_2 в кремнистых толщах варьирует от 2,3 до 24%, а гидротермаль-

ного от 0,0 до 1,0%, и он устанавливается только на отдельных интервалах (Karl et al., 1992).

В скважине 801С, содержание SiO_2 в породах толщи II варьирует от 82,8 до 96,7%, в толще IV – от 68,7 до 96,8%, а в толще V – от 56,3 до 91,8%. Высококремнистые силициты встречаются и в вулканокластической толще III, в которых содержание SiO_2 достигает 89,5%. Прослой кремней с высоким содержанием SiO_2 (94,8 и 81,1%) есть и в вулканогенном фундаменте скважины 801С, в толще VI, на глубине 462,7 м и 521,8 м, соответственно.

Железо в осадках котловины Пигафетта имеет преимущественно обломочное происхождение. Небольшой вклад гидротермального железа устанавливается в базальных осадках скважины 801С (Karl et al., 1992). Концентрация Mn наиболее высока в толщах с самыми низкими скоростями накопления. Отношение $\text{Fe}/\text{Mn} > 3$ во всех толщах, указывает на незначительное влияние гидротермального источника.

Концентрации Mg и Al наиболее высоки в вулканокластических породах и в базальных отложениях скв. 801. Содержание фосфора очень низкое (Karl et al., 1992). Он имеет преимущественно обломочное происхождение и сосредоточен в рыбных остатках.

Бор фактически отсутствует, как в типичных глубоководных осадках. Концентрации редких земель также низки относительно «средних сланцев». Все образцы обогащены легкими редкими землями. Кремнистые породы в вулканокластической флишевой толще не имеют цериевой аномалии, что указывает на некоторый вклад источника обломочного материала. В силицитах большинства других толщ присутствует отчетливая отрицательная цериевая аномалия, что предполагает в качестве источника редких земель морские воды, из которых они поглощались раковинами планктонных организмов либо аутигенными минералами (Karl et al., 1992).

Скорости седиментации и абсолютные массы осадконакопления. Пелагические красные глины толщи I накапливались ниже глубины карбонатной компенсации. Они имеют крайне низкие скорости накопления ($< 0,5$ м/млн. лет). Позднемеловые турон – позднекампанские отложения толщи II имели относительно низкие скорости седиментации (3 м/млн. л.). Средняя скорость накопления карбонатно-кремневой альб-сеноманской толщи по скважине 800А (без поправки на уплотнение осадков) – 6 м/млн. л (Karpoff, 1992). Скорости седиментации флишевых отложений минимальны для разреза скважины 801С (5 м/млн. лет) и максимальны для разреза скважины 800 (35 м/млн. лет) (Karpoff, 1992). Средние скорости седиментации в оксфордское и раннебаремское время оцениваются в пределах 2–5 м/млн. л., а в позднем титоне – около 10 м/млн. лет (Karpoff, 1992). Скорость накопления осадков толщи V весьма низкая (~ 3 м/млн. л.), сравнимая со скоростью накопления пелагических глин (Karpoff, 1992).

Абсолютные массы аутигенного (биогенного) кремненакопления в котловине Пигафетта были в целом повышены, по сравнению с абсолютными массами кремненакопления в экваториальной Пацифики в голоцене, и оцениваются в пределах $0,2\text{--}1,0$ г/см²/1000 л. (рис. 85). Повышенные абсолютные массы

характеризуют толщу III кремней (скв. 800), переслаивающихся с известняками. При отложении вулканогенного флиша, периоды относительно высоких масс накопления осадков чередовались с периодами очень низких абсолютных масс.

Диagenез кремнистых отложений. Силициты котловины Пигафетта представляют биокремнистые породы, сформировавшиеся за счет биогенного опала-А внутри различных типов вмещающих пород и при различных процессах. Выделяются кремни и порцеланиты, образовавшиеся путем замещения мела или известняка, (2) путем окремнения или трансформации in-situ фаз кремнезема в глинистых слоистых биокремнистых осадках, (3) путем высокотемпературного окремнения вблизи вулканических потоков или силлов, и (4) путем трансформации фаз кремнезема в смешанных биокремнисто-вулканокластических осадках (Behl, Smith, 1992). Степень окремнения, образование плотных кремней и порцеланитов зависели от проницаемости осадков, содержания в поровых водах кремнезема, и от времени. Изучение керна скважины 802 в Восточно-Марианской котловине показало, что для образования кварцевых кремней в известково-кремнистых осадках требуется от 30 до 52 млн. лет (Behl, Smith, 1992). Изотопный состав кислорода дает модельные температуры формирования силицитов: 7-26° С – для кварцевых кремней, образовавшихся путем замещения карбонатов, 22-25° С – для слоистых кварцевых кремней, и 32-34° С – для кварцевых кремней в осадках, подвергшихся гидротермальному влиянию (Behl, Smith, 1992).

Обстановки накопления силицитов котловины Пигафетта. Палеооширотные реконструкции, проведенные с использованием палеомагнитных данных в бассейне Пигафетта, позволили восстановить историю седиментации на самой древней океанической коре, остающейся в Тихом океане (Ogg et al., 1992). Возраст отложений скважин 800А и 801С иллюстрирует диахронизм осадконакопления эквивалентных фаций при общем сходстве историй осадконакопления. На обеих площадях установлено, что периоды большей биоседиментации коррелируются с субэкваториальной позицией площадей (Karpoff, 1992). Биокремнистая седиментация решительно прервалась в апт-альбское время накоплением мощной толщи вулканокластических турбидитных отложений. Палеогеографическая ситуация в поздней юре и в меловой период отличалась от современной. Бассейн Пигафетта представлял сравнительно небольшую (шириной от 300 до 500 км), вытянутую на северо-запад котловину, ограниченную островами-атоллами и подводными поднятиями, с глубинами, приблизительно на 1,5-2 км меньше современных. Активный гидродинамический режим, который создавался топографическими вихрями над многочисленными подводными поднятиями и островами, препятствовавшими геострофическим течениям, обеспечивал поступление биогенов в верхнюю водную толщу. После среднемелового этапа вулканической деятельности океаническая литосфера остывала, и, начиная с позднего мела, происходило постепенное погружение дна бассейна и окружающих его вулканических построек. В течение юры и раннего мела радиоляриевые илы, смешанные с небольшим количеством пелагической глины, отлагались (в пределах нескольких градусов) вблизи экватора (Ogg et al., 1992; Karpoff, 1992). Периоды относительно высоких скоростей биокремнистой седиментации чередо-

вались с периодами очень низких скоростей. Более высокие скорости были при отложении радиоляритов, переслаивающимися с известняками, а более низкие скорости при накоплении радиоляриевых аргиллитов. Накопление биогенных осадков не было симметричным относительно экватора и устойчивым во времени. В юре седиментация была кремнистой, а в меловой период также значительным было биогенное карбонатонакопление. Скорости накопления осадков в меловой период были выше в южной части экваториальной зоны, чем в северной части. В это время южная сторона высокопродуктивной зоны расширилась приблизительно до 15° Ю.Ш., тогда как северная сторона – только до 5° С.Ш (Ogg et al., 1992; Karpoff, 1992).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Регионально-геологические исследования в дальневосточных складчатых областях в последние десятилетия демонстрируют революционные изменения в понимании геологического строения территорий и их истории развития. Эти изменения вызваны как появлением серии более детальных карт масштаба 1:50 000, большого объема новых фактических данных по структурам, стратиграфии, возрасту отложений, литологии и органическим остаткам, так и дедуктивным приложением новых идей тектоники литосферных плит к интерпретации региональных геологических данных. Кремневым толщам в этих интерпретациях отводится ведущая роль как индикатору океанических обстановок, существовавших в момент их накопления, и как доказательству значительных масштабов перемещения океанических плит. Обычно, признанием этих двух положений и ограничивается геологическое значение силицитов, поскольку дальность и направление перемещения плит трудно определимы и слабо аргументированы. Свидетельством океанической природы силицитов складчатых областей считаются высокие содержания в них аутигенного (первично биогенного) кремнезема и малые скорости накопления толщ.

В данной работе, на основе стратиграфического и литологического изучения кремневых и карбонатных толщ, корреляции разрезов, представлена модель триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Уточнены мощности кремневых толщ, которые оказались значительно меньше установленных ранее при геологическом картировании. Определен возраст выделяемых пачек и толщ, выявлены маркирующие слои, охарактеризованы литотипы пород, слагающих формацию, дана их генетическая интерпретация. Всесторонне охарактеризованы углеродистые силициты триаса Сихотэ-Алиня: их компонентный, минеральный и химический состав, состав органического вещества, распределение редких и редкоземельных элементов и благороднометаллическая минерализация, установленная в некоторых разрезах. Показано самостоятельное значение средне?-позднеюрской терригенно-кремнистой (вулканогенно-терригенно-кремнистой?) формации. Триасовые и юрские силициты Сихотэ-Алиня существенно контаминированы сиалическим континентальным материалом. Однако позднеюрские силициты содержат также продукты вулканической деятельности, непосредственно предшествовавшей кремненакоплению.

По результатам, полученным в российских морских экспедициях, и с использованием опубликованных материалов глубоководного бурения, кратко охарактеризованы миоцен-плейстоценовые и голоценовые кремнистые отложения дальневосточных окраинных морей, а также самые древние (юрско-меловые) силициты западной части Тихого океана. Сравнение строения и состава отложений, выявило черты сходства и различия условий, механизма и обстановок накопления мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня и кайнозойских кремнистых отложений дальневосточных окраинных морей: Охотского, Японского и Берингова.

Накопление кремневых формаций дальневосточных бассейнов увязывается с циклами глобального повышения уровня океана тектоно-магматической и климатической природы. Колебания уровня моря отразились на строении и со-

ставе отложений мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня. Абсолютные массы накопления кремнезема в триасовом и в позднеюрском сихотэ-алинском бассейне варьировали в зависимости от места отложения и стадии развития сихотэ-алинского бассейна, но, в целом, соответствуют абсолютным массам накопления биогенного кремнезема в современных дальневосточных окраинных морях. Оленекско-анизийские кремневые толщи триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня и позднеюрские толщи Сихотэ-Алиня близки по содержанию аутигенного (первично биогенного) кремнезема к современным кремнистым илам Охотского моря и неогеновым отложениям Японского моря. Большее содержание аутигенного кремнезема в ладинско-позднетриасовой части разреза триасовой кремневой формации обусловлено не избыточным поступлением на дно моря биогенного опала, а снижением (от 2,1 до 5 раз) поступления терригенной взвеси. Причиной такого снижения было изменение ландшафтов сопредельной суши, вследствие выравнивания рельефа после герцинского орогенеза, и изменения условий седиментации в самом бассейне.

В современных окраинных морях установлены не деформированные складчатостью и не захороненные под молодыми осадками оползневые покровы. Геологические условия их залегания, толщина и стратиграфический диапазон отложений вполне сравнимы с таковыми мезозойских покровов Сихотэ-Алинской складчатой области, образование которых, как правило, приписывается тектоническому наложению осадочных толщ при субдукции океанической плиты. Различие покровов подводно-оползневой и тектонической природы представляет насущную, хотя и трудно решаемую задачу, при геологическом картировании в складчатых областях.

По физико-механическим свойствам: низкой плотности, высокой пористости, водонасыщенности и текучести, биокремнистые илы существенно отличаются от других типов осадочных отложений. Диа- катагенетическая трансформация минеральных форм кремнезема и литификация биокремнистых илов может занимать миллионы или, даже, десятки миллионов лет. Длительное сохранение низкой плотности и водонасыщенности биокремнистых илов создают предпосылки для внедрения в нелитифицированные и слабо литифицированные кремнистые толщи магматических тел (часто, силлов базальтоидов), возраст которых может оказаться значительно моложе фаунистически определенного возраста вмещающих кремневых толщ. Поэтому, при выделении эпох вулканизма в складчатых областях, их корреляции с другими геологическими событиями, требуется независимое определение возраста вулканитов, залегающих в силицитах.

Представленные в книге материалы стратиграфического и литологического изучения мезозойских кремневых толщ Сихотэ-Алиня вносят существенные коррективы в понимание геологического строения территории Приморского и Хабаровского краев и могут использоваться при решении регионально-геологических задач и при историко-геологических реконструкциях. Практическое значение для поисков и геологических прогнозов имеют результаты минералогического и геохимического изучения углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня, выявленные в них геохимические аномалии и благороднометальная минерализация.

ПРИЛОЖЕНИЕ
(ТАБЛИЦЫ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
ПОРОД И МИНЕРАЛОВ)

Приложение 1.

Химический состав пород триасовой кремневой формации в районе г. Хабаровска (Воронежские высоты, пионерлагерь).

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.л.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{орг}
Пачка 1 (Т₁ol ?)															
Глинистые кремни															
X-61	76,40	0,54	10,91	1,98	0,26	0,03	0,06	0,69	2,60	0,18	0,15	6,40	100,20	50,2	0,09
X-62	82,50	0,47	10,14	0,01	0,45	0,04	0,09	0,75	2,08	0,12	0,06	3,40	100,11	58,2	0,10
Пачка 2 (Т₁ol-Т₂an)															
Глинистые кремни															
X-28	79,16	0,47	9,57	2,19	1,00	0,03	0,01	0,90	2,27	0,10	0,11	3,52	99,33	56,5	0,13
X-30	80,08	0,44	9,31	2,17	1,23	0,03	0,11	0,78	2,35	0,35	0,08	3,10	100,03	57,7	0,08
X-36	84,54	0,38	8,45	0,72	0,41	0,01	0,01	1,05	2,14	0,05	0,04	2,00	99,80	64,3	0,10
X-72	79,57	0,55	10,23	1,91	0,42	0,03	0,11	0,67	2,90	0,22	0,04	3,30	99,95	55,0	0,13
X-75	73,33	0,58	11,16	4,64	0,67	0,03	0,12	0,87	3,01	0,22	0,37	4,80	99,80	46,5	0,12
X-76	84,50	0,36	6,90	1,26	2,33	0,03	0,36	1,06	1,50	0,22	0,18	1,50	100,20	67,9	0,15
X-38	85,40	0,36	6,56	0,67	1,72	0,03	0,14	1,15	1,88	0,24	0,20	1,90	100,25	69,7	0,21
Глинистые фганыты															
X-1	82,20	0,23	5,65	0,48	0,14	0,01	0,07	0,92	1,37	0,05	0,05	8,56	99,73	68,6	3,74
X-2	76,92	0,26	8,36	0,67	0,45	0,01	0,02	1,16	2,03	0,10	0,25	9,56	99,79	56,8	5,57
X-29	81,12	0,43	9,47	0,83	0,31	0,01	0,01	1,24	2,36	0,07	0,04	3,80	99,69	58,4	0,94
X-37	80,72	0,36	10,13	0,69	0,35	0,01	0,01	1,05	2,36	0,05	0,03	4,12	99,88	56,4	1,19
X-64	73,73	0,65	12,55	1,97	0,59	0,03	0,16	1,12	3,05	0,12	0,20	5,90	100,07	43,6	0,67
X-65	75,08	0,53	11,12	3,91	0,37	0,03	0,12	0,70	2,58	0,14	0,18	5,20	99,96	48,4	1,50
X-66	76,40	0,60	11,49	2,07	0,41	0,03	0,11	0,79	3,06	0,06	0,10	4,90	100,02	48,8	0,78
X-67	77,15	0,20	4,12	1,83	1,08	0,26	0,19	0,38	1,07	0,06	0,08	13,60	100,02	67,3	5,17
X-69	82,10	0,35	6,66	0,01	1,08	0,03	0,14	0,70	1,80	0,12	0,10	6,60	99,69	66,1	3,25

Приложение 1 (окончание).

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.л.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{орг}
X-70	80,40	0,46	6,95	1,50	0,55	0,03	0,25	0,71	1,90	0,09	0,14	7,10	100,08	63,7	4,27
X-71	85,70	0,53	5,50	0,06	0,56	0,04	0,14	1,42	2,03	0,12	0,16	3,80	100,06	74,5	3,60
X-73	78,40	0,34	10,01	0,41	0,79	0,01	0,33	0,80	2,02	0,10	0,11	6,40	99,72	54,4	2,61
X-74	78,10	0,47	9,81	0,96	0,42	0,01	0,22	0,72	1,29	0,25	0,15	7,00	99,40	54,6	2,46
X-77	73,80	0,59	10,30	2,91	0,97	0,04	0,13	1,21	2,98	0,18	0,39	6,50	100,00	49,1	1,85
X-78	75,14	0,54	10,65	2,34	0,31	0,03	0,36	0,95	2,76	0,26	0,38	6,50	100,22	49,6	4,76
Пачка 3 (Т₂)															
Кремни															
X-3	98,40	0,04	0,55	0,22	0,57	0,03	0,15	0,01	0,01	0,08	0,01	0,01	100,08	97,0	0,30
X-4	95,90	0,38	0,90	0,20	1,09	0,08	0,01	0,16	0,26	0,10	0,06	0,30	99,44	93,7	0,03
X-5	94,70	0,36	1,65	0,01	1,27	0,02	0,01	0,01	0,55	0,07	0,06	0,80	99,51	90,7	0,12
X-31	94,30	0,28	1,14	0,07	0,97	0,02	0,45	0,40	0,37	0,11	0,07	1,30	99,48	91,6	0,07
X-32	93,90	0,13	1,98	0,02	0,91	0,04	0,33	0,24	0,39	0,14	0,05	1,50	99,63	89,1	0,11
Кремни(Т₃сг)															
X-23	95,90	0,34	0,62	0,48	0,55	0,02	0,01	0,01	0,44	0,07	0,08	0,80	99,32	94,4	0,01
X-24	98,40	0,04	0,74	0,11	0,45	0,03	0,26	0,01	0,12	0,22	0,01	0,01	100,40	96,6	0,10
X-25	97,40	0,11	1,09	0,28	0,45	0,04	0,11	0,01	0,11	0,24	0,01	0,30	100,15	94,8	0,04
X-26	95,00	0,28	2,11	0,27	0,79	0,04	0,01	0,01	0,38	0,01	0,10	1,00	100,00	89,9	0,10

Примечание: пробы X-23, 24, 25, 26 (обнажение г. Два Брата).

Приложение 2.

Химический состав триасовых пород разрезов р. Джаур и р. Гур.

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{орг}
р. Джаур (верхнеанзиский подъярус – ладинский ярус)															
Кремни															
Д-28	93,60	0,17	2,50	0,31	1,47	0,07	0,34	0,40	0,47	0,10	0,47	0,06	99,96	87,6	0,09
Д-33	92,50	0,19	2,95	0,01	1,96	0,01	0,45	0,48	0,60	0,12	0,38	0,01	99,66	85,7	0,02
Д-34	96,70	0,13	1,30	0,01	0,93	0,01	0,34	0,24	0,32	0,23	0,30	0,01	100,52	93,7	0,04
Д-35	95,40	0,21	0,80	0,08	2,05	0,01	0,45	0,24	0,10	0,06	0,37	0,01	99,78	93,5	0,04
Д-36	92,00	0,27	3,13	0,01	2,80	0,08	0,56	0,41	0,32	0,21	0,01	0,01	99,81	84,5	0,09
Д-40	92,20	0,21	2,95	0,04	2,26	0,01	0,40	0,56	0,33	0,17	0,37	0,05	99,55	85,1	0,12
Д-41	90,50	0,24	4,00	0,28	2,38	0,06	0,67	0,72	0,39	0,20	0,37	0,12	99,82	80,9	0,06
Д-43	95,00	0,18	1,25	0,28	1,35	0,01	0,45	0,72	0,15	0,03	0,37	0,01	99,80	92,0	0,03
Д-64	91,90	0,16	2,50	0,66	2,45	0,05	0,64	0,49	0,69	0,10	0,34	0,20	100,18	85,9	0,10
Д-72	92,00	0,29	2,35	0,18	2,10	0,04	0,78	0,08	0,30	0,06	0,32	0,98	99,48	86,4	0,03
Д-81	90,70	0,09	4,10	0,01	1,05	0,01	2,24	0,72	0,20	0,27	0,38	0,01	99,78	80,9	0,19
Яшмы															
Д-38	90,80	0,24	3,75	0,92	2,07	0,01	0,34	1,05	0,44	0,21	0,01	0,01	99,85	81,8	0,02
Д-42	88,10	0,22	3,75	3,41	2,08	0,08	0,56	0,80	0,42	0,18	0,38	0,02	100,00	79,1	0,12
Д-44	95,20	0,14	1,50	0,41	1,45	0,01	0,45	0,56	0,18	0,03	0,30	0,01	100,24	91,6	0,10
Д-79	91,70	0,54	0,25	3,95	1,60	0,01	0,56	0,08	0,01	0,03	0,55	0,01	99,29	91,1	0,05
Д-39	91,10	0,23	3,50	0,64	2,20	0,06	0,78	0,64	0,40	0,37	0,38	0,01	100,31	82,7	0,04
Глинистые кремни и кремневые аргиллиты															
Д-26	70,45	0,62	13,81	1,53	2,95	0,04	0,23	1,80	3,17	1,70	0,01	3,60	99,91	37,3	0,19
Д-27	73,31	0,63	13,38	1,58	2,27	0,04	0,18	0,69	3,33	1,50	0,11	3,20	100,22	41,2	0,11
Д-29	80,60	0,44	8,88	1,12	2,52	0,04	0,19	0,73	2,39	1,10	0,13	2,01	100,15	59,3	0,10

Приложение 2 (окончание).

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{опт}
Д-45	70,50	0,76	14,62	1,83	1,66	0,04	0,21	1,21	3,88	1,50	0,12	3,80	100,13	35,4	0,15
Д-51	86,50	0,37	6,15	0,79	2,03	0,04	0,24	0,76	1,76	0,37	0,23	1,30	100,54	71,7	0,07
Д-52	87,31	0,24	5,07	0,72	2,33	0,04	0,42	0,98	1,30	0,32	0,08	1,01	99,82	75,1	0,00
Д-53	85,80	0,26	4,75	0,10	2,05	0,08	4,69	0,96	0,30	0,06	0,01	0,32	99,38	74,4	0,11
Д-56	87,90	0,11	5,20	0,13	2,14	0,01	2,60	1,13	0,45	0,10	0,37	0,02	100,16	75,4	0,05
Д-73	81,96	0,36	7,78	0,79	2,64	0,04	0,26	1,31	1,78	0,46	0,34	2,10	99,82	63,3	0,06
Д-80	85,00	0,13	8,50	0,01	2,83	0,24	0,34	1,77	0,39	0,46	0,41	0,01	100,09	64,6	0,08
р. Гур (карбонатные породы, верхний триас, нижний и средний норий)															
Д-247	2,50	0,00	0,66	0,20	0,22	0,17	52,78	0,71	0,00	0,14	0,09	41,93	99,40		
Д-256	1,02	0,00	0,66	0,05	0,22	0,02	53,07	1,90	0,00	0,11	0,06	42,47	99,58		
Д-257	15,82	0,00	0,40	0,15	0,22	0,05	43,17	3,39	0,00	0,07	0,07	36,14	99,48		
Д-259	0,00	0,00	0,26	0,02	0,11	0,03	55,21	0,48	0,00	0,01	0,01	43,25	99,38		
Д-277	5,72	0,00	0,66	0,09	0,43	0,05	44,65	7,52	0,02	0,05	0,07	40,13	99,39		

Примечание: Д-247 – желтовато-белый известняк, Д-256 – серый известняк, Д-257 – белый кремнистый известняк, Д-259 – мелоподобный белый известняк, Д-277 – доломитовый серый известняк.

Приложение 3.

Химический состав пород триаса и юры разреза р. Хор.

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп.	Сумма	SiO ₂ св.
Пачка 1. Средний анизий														
B-191	87,60	0,26	4,46	1,60	1,66	0,01	0,20	1,13	1,17	0,11	0,17	1,42	99,79	76,9
B-211	89,83	0,20	3,15	1,29	1,90	0,01	0,61	0,98	0,84	0,08	0,20	0,71	99,80	82,3
B-212	88,86	0,25	3,44	2,51	1,28	0,01	1,06	0,74	0,76	0,09	0,22	0,64	99,86	80,6
B-213	84,32	0,30	6,15	1,10	1,84	0,00	1,08	0,75	1,78	0,14	0,22	2,05	99,73	69,6
B-216	85,71	0,20	5,45	3,37	0,66	0,00	1,14	0,72	1,52	0,08	0,22	1,03	100,1	72,6
B-218	84,83	0,26	6,39	0,00	2,53	0,01	1,01	0,71	2,08	0,08	0,17	2,02	100,1	69,5
Пачка 5. Средний анизий														
B-221	85,01	0,28	5,03	0,25	3,97	0,29	1,07	0,43	1,33	0,09	0,17	1,91	99,83	72,9
B-222	87,88	0,17	2,45	2,03	2,78	0,08	1,95	0,57	0,87	0,07	0,14	0,75	99,74	81,9
B-228	83,42	0,33	5,62	1,46	2,61	0,13	1,69	0,82	1,69	0,11	0,18	1,61	99,67	69,9
Пачка 6. Средний анизий														
B-232	71,47	0,66	11,58	1,34	4,65	0,15	1,74	1,84	3,04	0,43	0,10	2,75	99,75	43,7
Пачка 7. Средний анизий														
B-237	80,87	0,35	6,19	0,74	3,51	0,04	0,59	3,30	1,81	0,22	0,27	1,80	99,69	66,0
B-242	88,77	0,17	2,14	1,27	4,26	0,11	0,91	0,98	0,79	0,16	0,20	0,00	99,76	83,6
Пачка 8. Средний анизий														
B-254	89,00	0,19	2,71	0,00	4,28	0,07	1,23	0,71	0,98	0,24	0,15	0,00	99,56	82,5
Пачка 10. Верхний анизий														
B-258	93,88	0,10	0,63	0,00	3,51	0,00	0,10	0,73	0,36	0,26	0,08	0,00	99,65	92,4
Пачка 11 (нижняя часть). Верхний анизий														
B-259	91,88	0,08	1,43	0,44	3,40	0,14	1,02	0,71	0,45	0,11	0,14	0,00	99,80	88,4
Пачка 11 (верхняя часть). Нижний ладин														
B-310	90,56	0,10	1,47	0,96	4,54	0,17	0,95	0,59	0,53	0,04	0,09	0,00	100,0	87,0
Пачка 13. Верхний ладин														
B-300	77,94	0,10	1,00	0,32	4,01	0,17	3,14	5,60	0,46	0,07	0,09	7,20	100,1	75,0
Нижняя юра (?)														
B-328	49,96	1,37	11,76	0,38	9,75	0,40	6,01	7,60	0,89	1,91	0,36	9,07	99,46	
B-145	66,06	0,66	14,22	1,47	2,92	0,18	3,75	0,74	3,19	2,26	0,19	4,04	99,68	

Примечание: Вх-232 – из прослая (0,4 м) черного алевроаргиллита, Вх-300 – доломитистый кремнь, Вх-328 – известковый мелко-щебневый туф базальтов, Вх-145 – черный алевроаргиллит. Остальные образцы – кремни и глинистые кремни. В потери при прокаливании входит структурно связанная вода, в образцах Вх-300 и Вх-328 также CO₂ (6,40% и 5,07%, соответственно).

Приложение 4.

Химический состав триасовых пород разреза р. Ангой.

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	С _{орг}
Толща I. Глинистые кремни. Средний анзий															
A-31	85,01	0,27	5,29	0,26	2,31	0,04	1,98	1,13	1,18	0,22	0,09	2,09	99,69	72,3	
A-30	75,62	0,31	9,40	0,96	3,09	0,16	3,42	0,56	2,38	0,46	0,19	3,44	99,99	53,1	
A-27	83,40	0,31	5,62	0,56	2,46	0,14	2,18	0,76	1,19	0,05	0,15	2,69	99,51	69,9	
Толща II. Фтаниты и глинистые фтаниты. Средний-верхний анзий															
A-22	80,92	0,47	6,87	2,10	0,32	0,05	0,80	0,00	1,74	0,43	0,00	5,76	99,46	64,4	2,71
A-92	75,40	0,51	8,22	4,06	1,23	0,13	1,03	2,11	3,18	0,11	0,37	3,24	99,59	55,7	
A-95	87,13	0,28	4,39	1,40	0,00	0,01	0,30	0,00	1,43	0,15	0,00	4,39	99,48	76,6	1,46
A-96	83,14	0,35	4,72	1,68	0,00	0,02	0,80	0,56	1,82	0,26	0,00	5,92	99,27	71,8	1,85
A-97	88,37	0,17	1,64	1,03	0,00	0,01	0,40	0,65	1,00	0,33	0,09	5,97	99,66	84,4	3,07
A-99	86,80	0,20	2,02	1,54	0,00	0,02	0,30	0,00	1,01	0,22	0,06	7,80	99,97	82,0	3,99
Толща IV. Глинистые яшмы. Нижний ладин															
A-12	81,02	0,40	5,73	2,75	1,82	0,07	1,51	0,70	1,98	0,37	0,36	2,99	99,70	67,3	
A-18	75,52	0,55	8,24	3,56	2,46	0,00	1,91	0,56	2,68	0,53	0,20	3,63	99,84	55,7	
Толща VI. Известковый глинистый кремень. Верхний триас															
A-108	53,13	0,38	5,69	0,00	2,95	0,07	6,74	9,32	2,04	0,16	0,20	19,16	99,84	39,5	

Приложение 5.

Химический состав триасовых пород бассейна р. Большая Уссурка (устье р. Дальней и напротив с. Дальний Кут), %.

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{орг}
Пачка 2 (фгангтовая). Анизий															
<i>Глинистые кремни</i>															
И-14	70,92	0,39	12,61	0,01	5,07	0,17	2,91	0,53	3,13	0,88	0,15	2,52	99,29	40,7	0,09
И-17	81,40	0,24	8,05	2,46	1,13	0,07	1,61	0,12	2,18	0,35	0,05	2,70	100,36	62,1	0,05
<i>Кремни</i>															
И-20	95,92	0,01	0,78	0,24	1,19	0,01	0,32	0,88	0,38	0,08	0,01	0,56	100,38	94,0	0,37
И-24	96,30	0,05	0,10	0,52	1,49	0,05	0,64	0,01	0,16	0,14	Н.о.	0,65	100,11	96,0	0,04
<i>Фтаныты</i>															
И-18	88,12	0,16	3,04	1,71*		0,03	0,18	0,00	1,62	0,29	0,10	5,22	100,47	80,8	3,95
И-16	85,48	0,20	3,52	0,95*		0,01	0,13	0,00	1,69	0,29	0,15	8,02	100,44	77,0	6,04
И-15	90,15	0,11	1,89	0,62	2,41	0,07	0,62	0,04	0,80	0,09	Н.о.	3,35	100,15	86,6	2,96
И-21	94,20	0,01	2,08	0,16	1,41	0,00	0,32	0,26	0,27	0,06	Н.о.	0,72	99,49	89,2	0,44
И-22	95,60	0,01	0,85	0,74	1,27	0,00	0,25	0,35	0,27	0,06	Н.о.	0,63	100,03	93,5	0,32
И-23	94,53	0,13	1,48	0,57	0,99	0,02	0,28	0,30	0,47	0,11	0,27	0,73	99,88	89,0	0,47
Пачка 3. Анизий ?															
<i>Кремни</i>															
И-13	93,30	0,11	1,99	0,59	2,12	0,09	0,79	0,06	0,67	0,22	0,03	0,25	100,22	88,5	0,01
И-25	94,05	0,01	1,97	0,41	1,35	0,04	0,60	0,13	0,50	0,01	0,11	0,61	99,79	89,3	0,19
И-27	92,70	0,06	1,65	0,83	2,19	0,10	0,63	0,01	0,61	0,04	0,00	1,40	100,22	88,7	0,36
И-28	95,60	0,05	0,56	1,10	1,34	0,01	0,63	0,03	0,29	0,22	0,00	0,15	99,98	94,3	0,07
Верхняя пачка кремней (верхний норий ?)															
<i>Кремни</i>															
И-11	95,40	0,06	0,54	0,66	2,12	0,11	0,82	0,09	0,16	0,20	0,02	0,10	100,28	94,1	0,01
И-12	92,50	0,11	2,87	0,89	1,70	0,06	0,72	0,05	0,75	0,26	0,00	0,35	100,26	85,6	0,07

Примечание: * – содержание общего железа, выраженное в трехвалентной форме, Н.о. – нет определений.

Приложение 6.

Химический состав триасовых пород правобережья р. Усури (устье р. Огородной, с. Уборка, р. Садовая), %.

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{орг}
Устье р. Огородной															
Пачка 1. Средний анализ															
<i>Кремнистые аргиллиты</i>															
A-866a	68,89	0,52	13,89	4,47	1,24	0,02	0,89	0,42	2,25	1,92	0,12	4,80	99,43	35,6	
A-866b	72,93	0,56	10,40	4,43	1,27	0,03	1,99	0,96	3,39	0,70	0,10	3,76	100,52	48,0	
A-868	70,21	0,63	11,86	4,50	1,36	0,04	1,90	0,88	3,73	0,57	0,18	4,11	99,97	41,7	
A-869a	66,19	0,59	14,48	4,99	1,40	0,02	2,69	0,33	3,12	1,03	0,02	4,57	99,43	31,4	
A-869b	68,17	0,66	12,28	4,71	1,47	0,04	1,99	0,96	3,59	1,14	0,09	4,70	99,80	38,7	
Пачка 2. Средний анализ															
<i>Глинистые кремни</i>															
H-152	78,80	0,50	10,74	0,75	0,41	0,01	1,29	0,01	2,75	0,07	0,82	3,40	99,55	53,0	0,04
H-154	79,10	0,76	9,58	2,67	0,53	0,06	0,75	0,01	2,83	0,11	0,24	2,87	99,51	56,1	0,04
<i>Глинистые фтаниты</i>															
H-151	77,33	0,52	7,46	2,06	0,46	0,02	0,58	0,01	1,82	0,09	0,57	8,53	99,45	59,4	2,27
H-151д	79,13	0,48	5,85	2,28	0,40	0,02	0,35	0,01	1,53	0,06	0,22	9,13	99,46	65,1	2,57
H-153	78,18	0,50	5,98	3,13	0,19	0,01	0,91	0,07	0,37	0,16	0,48	9,43	99,41	63,8	2,21
H-153д	79,59	0,41	5,99	2,70	0,75	0,01	0,75	0,07	0,34	0,11	0,52	8,20	99,45	65,2	2,11
H-155д ₁	84,73	0,40	5,87	1,29	0,62	0,01	0,70	0,01	0,34	0,23	0,37	4,87	99,44	70,6	1,05
H-169д	87,53	0,33	5,30	0,73	0,44	0,01	0,64	0,15	0,39	0,11	0,38	3,53	99,54	74,8	1,21
H-170	81,80	0,34	7,32	0,06	1,03	0,01	0,89	0,01	3,67	0,07	0,78	3,93	99,91	64,0	1,70
H-170д	88,60	0,29	4,09	1,60	0,31	0,01	0,70	0,01	0,33	0,16	0,34	3,20	99,64	78,8	0,90
H-291	83,15	0,28	3,25	1,03	0,49	0,08	0,32	0,01	1,10	0,07	0,13	9,50	99,41	75,4	6,35
<i>Фтаниты</i>															
H-151д ₂	94,00	0,20	1,17	0,69	0,50	0,01	0,32	0,22	0,66	0,07	0,33	1,33	99,50	91,6	0,35
H-155	88,25	0,27	3,29	2,27	0,50	0,05	0,22	0,01	0,92	0,04	0,07	3,87	99,76	80,4	1,55
H-156	93,75	0,18	1,75	0,93	0,60	0,03	0,14	0,01	0,54	0,04	0,17	1,40	99,54	89,6	0,17
H-155д	89,40	0,23	2,71	1,47	0,12	0,01	0,28	0,22	0,87	0,16	0,38	3,73	99,58	82,9	2,28

Приложение 6 (окончание).

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{опр}
Н-159	95,92	0,09	0,75	0,74	1,09	0,04	0,04	0,01	0,18	0,06	0,15	0,53	99,60	94,1	0,16
Н-169	87,45	0,25	3,50	0,88	1,13	0,04	0,26	0,01	0,98	0,06	0,18	4,60	99,34	79,1	1,99
Н-172	96,57	0,09	0,79	0,43	1,03	0,04	0,06	0,01	0,20	0,02	0,14	0,33	99,71	94,7	0,23
Н-172д	92,20	0,18	1,83	0,92	0,87	0,01	0,43	0,15	0,81	0,11	0,22	2,13	99,86	87,8	0,50
Н-159д	93,60	0,16	2,71	0,25	0,62	0,01	0,18	0,22	0,61	0,11	0,28	1,13	99,88	87,1	1,29
Пачка 3. Средний – верхний анизий															
<i>Аргиллиты</i>															
Н-163	66,90	0,48	19,56	0,17	0,96	0,02	1,53	0,01	3,83	0,07	0,81	5,27	99,61		
Н-165	66,10	0,58	19,29	0,76	1,30	0,03	1,53	0,01	4,00	0,07	0,86	4,87	99,40		
<i>Кремни</i>															
Н-162	94,88	0,19	3,50	0,01	1,03	0,03	0,17	0,01	0,06	0,04	0,15	0,07	100,14	86,5	0,01
Н-164	97,17	0,07	0,54	0,88	0,63	0,04	0,04	0,01	0,25	0,09	0,05	0,07	99,84	95,9	0,06
Разрез по дороге у телевизшки у с. Уборка															
Ладин – нижний карний															
<i>Глинистые кремни и кремневые аргиллиты</i>															
Н-112	74,40	0,46	12,51	3,17	0,75	0,03	0,97	0,01	1,84	0,07	0,94	4,53	99,68	44,4	0,05
Н-95	79,20	0,42	11,56	0,77	0,68	0,02	1,13	0,01	1,75	0,04	0,84	3,13	99,55	51,5	0,09
<i>Кремни</i>															
Н-176	97,82	0,09	0,56	0,44	0,50	0,04	0,05	0,01	0,17	0,04	0,07	0,01	99,80	96,5	0,01
Н-113	94,42	0,14	2,42	0,09	1,33	0,03	0,16	0,01	0,55	0,02	0,10	0,27	99,54	88,1	0,05
Н-94	95,33	0,16	1,94	0,61	0,76	0,04	0,09	0,01	0,34	0,06	0,08	0,13	99,55	90,7	0,04
Разрез в низовьях р. Садовой															
Верхний триас															
Н-306	95,16	0,04	1,26	0,61	1,70	0,03	0,01	0,01	0,34	0,01	0,01	0,20	99,38	92,1	0,07
Н-312	94,48	0,05	1,45	0,47	1,95	0,02	0,32	0,01	0,37	0,04	0,01	0,60	99,77	91,0	0,09
Н-331	95,66	0,03	0,62	0,60	1,72	0,02	0,01	0,01	0,17	0,04	0,01	0,50	99,39	94,2	0,34
Н-176	97,82	0,09	0,56	0,44	0,50	0,04	0,05	0,01	0,17	0,04	0,07	0,01	99,80	96,5	0,01

Приложение 7.

Химический состав триасовых и юрских пород разреза по р. Рудной (г. Дальнегогорск), %.

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	C _{орг}	C _{карб}	SiO ₂ св.
Пачка 1. Оленекский ярус															
<i>Красные алевроаргиллиты и глинистые яшмы</i>															
P-111	73,50	0,55	11,19	3,15	0,04	1,93	0,13	1,70	0,21	0,01	3,90	99,43	0,06	0,00	46,6
P-92	75,90	0,52	10,78	2,16	0,09	2,22	0,01	1,49	0,18	0,06	3,10	99,33	0,07	0,00	50,0
<i>Глинистые кремни</i>															
P-91	77,70	0,50	10,56	1,79	0,02	1,93	0,01	1,22	0,18	0,00	2,90	99,60	0,04	0,00	52,4
P-89	77,40	0,32	10,27	1,16	0,03	1,64	0,54	1,22	0,18	0,00	3,60	99,41	0,04	0,00	52,8
P-95	79,70	0,43	9,45	0,59	0,06	1,74	0,40	1,30	0,20	0,04	2,10	99,27	0,06	0,00	57,0
P-28	77,80	0,49	10,61	0,58	0,07	1,38	0,28	2,83	0,00	0,00	2,20	99,81	0,09	0,00	52,3
P-29	81,40	0,34	9,11	0,73	0,06	1,08	0,21	2,48	0,00	0,09	2,20	99,84	0,13	0,00	59,5
<i>Кремни</i>															
P-90	90,30	0,16	3,62	1,02	0,07	0,87	0,54	0,45	0,05	0,00	1,10	99,49	0,18	0,08	81,6
P-96	93,30	0,09	1,67	0,49	0,04	0,58	0,13	0,25	0,05	0,00	0,50	99,63	0,12	0,00	89,3
Пачка 2 (углеродистая). Оленекский ярус															
<i>Глинистые кремни</i>															
P-93	78,70	0,34	8,39	0,20	0,11	1,97	0,55	1,68	0,65	0,17	2,50	99,59	0,14	0,00	58,6
P-101	85,30	0,17	5,23	0,00	0,05	1,18	0,13	1,32	0,23	0,04	3,20	99,86	0,28	0,04	72,7
P-94	79,40	0,40	8,36	0,15	0,08	1,48	0,68	2,17	1,17	0,15	1,60	99,48	0,18	0,03	59,3
<i>Глинистые фтаныты</i>															
P-30	86,70	0,23	6,60	0,44	0,05	0,78	0,00	1,62	0,06	0,05	1,90	99,90	1,05	0,00	70,9
P-31	83,80	0,33	4,95	2,03	0,10	2,22	0,54	0,60	0,00	0,10	4,10	99,58	2,07	0,00	71,9
P-32	84,10	0,23	5,98	0,73	0,06	1,08	0,00	1,55	0,13	0,09	3,30	99,59	1,51	0,00	69,7
P-34	82,80	0,26	5,93	1,17	0,06	1,28	0,00	1,38	0,18	0,10	4,90	99,44	2,60	0,00	68,6
P-54	80,70	0,40	8,87	0,10	0,06	1,18	0,31	1,10	0,12	0,07	5,20	99,57	0,34	0,00	59,4

Приложение 7 (продолжение).

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	C _{орг}	C _{карб}	SiO ₂ св.
P-97	86,10	0,26	5,84	0,10	2,12	0,03	0,79	0,21	1,17	0,25	0,08	2,50	99,45	1,02	0,00	72,1
P-102	87,10	0,17	5,37	0,00	1,61	0,04	0,98	0,00	1,14	0,35	0,00	2,90	99,66	1,42	0,00	74,2
P-104	84,40	0,34	6,41	0,41	1,34	0,05	0,88	0,55	1,20	0,28	0,04	3,60	99,50	1,23	0,00	69,0
P-120	68,60	0,49	8,22	4,83	2,75	0,60	1,27	0,55	0,95	0,00	0,43	10,90	99,59	5,85	0,00	48,9
P-142	76,70	0,40	8,38	1,99	2,51	0,08	1,93	2,42	0,96	0,00	0,30	3,70	99,37	0,36	0,00	56,6
<i>Кремни</i>																
P-98	89,90	0,01	3,55	0,01	2,76	0,04	1,08	0,17	0,56	0,26	0,22	1,20	99,76	0,09	0,00	81,4
<i>Фтаныты</i>																
P-33	90,80	0,09	3,07	0,51	1,62	0,03	0,79	0,00	0,80	0,12	0,05	1,90	99,78	0,83	0,00	83,4
P-103	92,30	0,10	2,15	1,44	2,01	0,02	0,60	0,00	0,33	0,00	0,03	0,40	99,38	0,13	0,00	80,4
Пачка 3. Оленек-нижний анизий																
<i>Фтаныты</i>																
P-50	93,10	0,00	1,84	0,39	0,94	0,03	0,49	0,00	0,53	0,12	0,08	1,90	99,42	0,18	0,00	88,7
P-56	93,40	0,00	2,93	0,13	1,09	0,00	0,00	0,00	0,59	0,00	0,08	1,30	99,52	0,13	0,00	86,4
P-52	89,60	0,29	3,83	0,42	0,61	0,00	0,19	1,48	0,93	0,24	0,04	1,80	99,43	0,18	0,01	80,4
Пачка 5. Средний анизий																
<i>Фтаныты</i>																
P-106	92,30	0,13	2,40	0,47	3,06	0,04	0,38	0,00	0,30	0,00	0,08	0,90	100,06	0,31	0,00	86,5
P-145	90,40	0,01	3,01	0,01	2,37	0,07	0,00	0,00	0,55	0,06	0,14	2,80	99,42	0,26	0,02	83,2
P-141	90,90	0,13	3,42	0,12	3,44	0,03	0,48	0,00	0,43	0,00	0,03	0,50	99,48	0,22	0,00	82,7
Пачка 6. Ладинский ярус																
<i>Кремни</i>																
P-146	93,10	0,09	2,93	0,36	2,63	0,12	0,38	0,00	0,27	0,01	0,00	0,10	99,99	0,06	0,00	86,1
P-107	93,30	0,10	2,78	0,41	1,93	0,04	0,48	0,00	0,28	0,00	0,00	0,10	99,42	0,07	0,00	86,6

Приложение 7 (окончание).

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	С _{орг}	С _{карб}	SiO ₂ св.	
Пачка 7 Верхний триас																
Кремни																
P-147	91,10	0,14	3,23	0,15	3,64	0,21	0,48	0,13	0,32	0,00	0,14	0,40	99,94	0,05	0,00	83,3
P-148	91,40	0,00	3,59	0,00	2,23	0,20	0,59	0,00	0,40	0,01	0,07	0,90	99,39	0,09	0,00	82,8
P-149	94,10	0,00	2,74	0,00	1,72	0,04	0,39	0,00	0,54	0,06	0,05	0,20	99,84	0,03	0,02	87,5
P-79	90,40	0,20	4,37	0,72	1,52	0,08	0,68	0,40	0,48	0,16	0,06	0,60	99,67	0,08	0,01	80,9
Пачка 8. Верхняя юра																
Глинистые кремни																
P-78	79,70	0,47	9,53	1,72	1,66	0,14	1,45	0,67	1,23	0,35	0,07	2,50	99,49	0,09	0,00	56,8
P-80	76,80	0,55	10,12	1,04	2,85	0,18	1,83	0,54	1,45	0,37	0,09	3,60	99,42	0,09	0,00	52,5
P-150	74,80	0,49	11,59	1,04	4,29	0,20	2,03	1,07	1,71	0,23	0,07	1,80	99,32	0,07	0,00	47,0
P-151	82,70	0,36	6,94	0,23	4,27	0,12	1,25	0,54	0,72	0,31	0,02	1,90	99,36	0,09	0,00	66,0

Места отбора проб: р. Рудная у пос. Садовый (пробы Р-28, 29, 30, 31, 32, 34), р. Рудная в г. Дальнегорске ниже старого кладбища (разрез 1-й пластины) (Р-50, 52, 54, 56), дорога на юго-восточном борту дагелитового карьера в г. Дальнегорске (Р-120). Остальные пробы отобраны в г. Дальнегорске, в береговых обнажениях по р. Рудной (из разреза 2-й пластины).

Приложение 8.

Химический состав триасовых силицитов бассейна р. Корейской, %.

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	C _{опр}	SiO ₂ св.
р. Корейская															
Пачка 1 (Т₂ an₃)															
C-111ф	80,26	0,20	4,55	1,43	1,62	0,00	0,82	0,99	0,85	0,19	0,10	8,60	99,61		69,3
C-113	93,38	0,10	1,31	1,00	1,63	0,06	0,50	0,98	0,24	0,18	0,15	0,00	99,53		90,2
C-110	84,81	0,20	4,91	2,77	1,87	0,12	0,51	1,00	1,19	0,12	0,14	2,03	99,67		73,0
Пачка 2 (Т₁l₂)															
C-107	87,63	0,17	4,32	1,20	2,17	0,02	0,51	0,86	1,02	0,11	0,13	1,84	99,98		77,3
C-108	89,31	0,16	3,10	0,66	2,61	0,02	0,47	1,05	0,78	0,13	0,09	1,50	99,88		81,9
Пачка 3 (Т₁l₂-Т₃ c₁)															
C-106	90,53	0,18	3,37	0,27	2,39	0,02	0,42	0,88	0,70	0,14	0,10	1,22	100,22		82,4
C-105	88,51	0,18	3,48	0,53	3,32	0,02	0,53	1,18	0,94	0,12	0,16	1,26	100,23		80,2
C-228	91,72	0,00	1,35	1,44	2,36	0,05	0,20	1,86	0,40	0,18	0,12	0,00	99,68		88,5
Пачка 4 (Т₃ n)															
C-100	94,68	0,10	0,97	0,00	2,66	0,03	0,10	0,88	0,26	0,20	0,09	0,00	99,97		92,4
C-102	88,36	0,16	3,29	3,04	1,99	0,03	0,30	0,97	0,86	0,14	0,13	0,89	100,16		80,5
C-104	88,24	0,20	3,82	0,00	4,29	0,02	1,00	1,12	0,85	0,19	0,17	0,00	99,90		79,1
Пачка 5 (Т₃ n-г)															
C-96	89,50	0,18	2,64	0,00	4,19	0,02	0,74	1,18	0,72	0,12	0,10	0,63	100,02		83,2
C-98	89,02	0,18	3,17	2,00	2,39	0,02	0,70	0,84	0,86	0,12	0,09	0,80	100,19		81,4
C-95	88,39	0,18	3,15	1,53	2,13	0,21	0,94	0,87	0,81	0,12	0,10	1,55	99,98		80,8
Нерасчиленные ладинско-позднетриасовые кремни															
C-75	92,46	0,08	1,33	0,00	3,33	0,11	0,40	0,88	0,21	0,19	0,13	1,00	100,12		89,3
C-76	90,74	0,12	2,39	0,64	2,60	0,03	0,71	0,85	0,51	0,20	0,15	1,19	100,13		85,0
C-78	92,00	0,12	1,92	0,00	2,96	0,11	0,32	1,29	0,43	0,21	0,17	0,52	100,05		87,4
C-79	93,51	0,08	0,80	0,79	1,91	0,14	0,00	1,42	0,23	0,22	0,10	0,80	100,00		91,6
C-81	91,62	0,12	1,99	0,10	4,33	0,28	0,31	1,21	0,26	0,20	0,15	0,00	100,57		86,8

Приложение 8 (окончание).

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	C _{орг}	SiO ₂ св.
C-83	87,78	0,18	3,37	1,10	3,31	0,13	0,72	1,23	0,89	0,20	0,16	1,01	100,08		79,7
C-86	89,27	0,14	2,04	0,83	3,56	0,23	0,00	1,45	0,66	0,23	0,15	1,01	99,57		84,4
C-90	90,92	0,14	2,11	0,55	2,66	0,02	0,00	1,40	0,66	0,19	0,10	0,89	99,64		85,6
C-93	92,40	0,14	1,59	0,42	2,31	0,02	0,62	1,02	0,47	0,11	0,09	0,62	99,81		88,6
Ключ Холодный, приток р. Корейской															
Пачка 1 (Т₂ an_{2,3})															
C-159ф	78,01	0,22	4,91	1,05	1,94	0,03	0,50	0,20	1,65	1,05	0,20	10,43	100,19	5,58	66,2
C-154ф	78,26	0,30	5,00	2,90	1,05	0,16	1,05	0,72	0,98	0,22	0,00	9,46	100,10	5,73	66,3
C-153ф	74,46	0,35	5,41	2,29	0,55	0,13	1,31	0,74	1,05	0,32	0,10	12,86	99,57	8,54	61,5
C-149ф	76,03	0,28	5,53	1,53	1,01	0,06	0,41	0,28	1,96	1,61	0,20	11,48	100,38	6,86	62,8
Пачка 5 (Т₂ an₃)															
C-168	80,28	0,22	4,63	0,79	3,75	0,20	2,11	1,96	1,55	0,17	0,14	3,95	99,75		69,2
C-167	56,30	0,88	17,46	6,83	0,78	0,20	3,92	1,40	5,00	0,24	0,33	6,27	99,61	0,36	14,4
C-166	78,81	0,24	5,84	0,08	3,78	0,13	1,41	2,63	1,91	0,21	0,23	4,50	99,77		64,8
C-165	54,89	0,87	18,19	6,70	0,98	0,16	3,64	1,56	4,81	0,24	0,30	7,46	99,80	0,31	11,2

Примечание: номера проб с буквой ф – глинистые фтаниты, Пробы C-168, C-166 (глинистые яшмы) и C-167, C-165 (гематитсодержащие аргиллиты) представляют смежные элементы элементарных циклитов.

Приложение 9.

Химический состав верхнеюрских пород бассейна р. Колумбе (разрез р. Прирточной), %.

№ проб	По- рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	SiO ₂ св.	Fe+Mn /Ti	Fe/Al	Mn/Al
Нижняя терригенная толща																			
4-87	АА	61,42	0,75	16,91	1,97	3,31	0,15	3,06	0,90	3,31	1,55	0,11	5,68	0,50	99,62	20,8	9,0	0,44	0,013
4-88	А	62,81	0,73	16,96	2,68	3,00	0,18	1,81	0,84	3,21	1,67	0,19	5,43	0,00	99,51	22,1	9,9	0,47	0,015
4-90	А	60,77	0,75	17,92	2,77	3,93	0,28	2,64	0,70	3,38	1,52	0,19	4,90	0,00	99,75	17,8	11,6	0,53	0,023
Нижняя кремневая толща																			
4-92	ГК	77,15	0,49	10,49	2,85	1,01	0,42	1,09	0,43	2,29	0,68	0,05	3,15	0,00	100,10	60,7	10,6	0,50	0,059
4-96	КА	67,03	0,69	14,12	2,00	3,58	0,41	2,41	0,73	2,70	1,43	0,08	4,25	0,20	99,63	33,1	10,9	0,56	0,043
4-98	КА	64,78	0,68	15,66	1,48	4,27	0,41	2,18	0,87	2,95	1,45	0,12	4,38	0,10	99,33	27,2	11,5	0,52	0,038
4-99	КА	70,56	0,52	12,02	2,31	3,45	0,25	1,82	0,72	2,50	1,57	0,37	3,84	0,20	100,13	41,7	14,4	0,68	0,030
4-99с	КА	70,35	0,45	11,36	2,66	3,08	0,25	1,96	1,00	2,60	1,62	0,29	4,07	0,20	99,89	43,1	16,5	0,71	0,032
4-100	КА	67,99	0,68	14,45	2,48	3,28	0,40	2,24	0,72	2,63	1,41	0,12	3,67	0,00	100,07	33,3	11,3	0,56	0,041
4-102	КА	72,26	0,57	11,59	3,32	2,35	0,40	1,87	0,73	2,34	1,10	0,05	2,97	0,20	99,75	44,4	13,0	0,68	0,051
4-1	ГК	75,25	0,37	9,91	1,89	2,93	0,31	2,58	0,71	2,28	0,89	0,12	2,46	0,40	100,10	51,5	17,3	0,69	0,046
4-8	ГК	76,04	0,48	10,24	1,75	3,35	0,50	1,68	0,71	1,68	1,27	0,10	2,04	0,30	100,14	55,7	20,2	0,86	0,068
4-22к	ГЯ	78,00	0,29	6,55	1,81	2,99	0,61	1,72	1,21	1,59	1,01	0,10	4,19	0,00	100,07	62,3	23,4	1,03	0,136
4-22г	КА	71,96	0,47	10,74	4,00	1,59	0,43	2,69	0,70	2,54	1,04	0,18	3,20	0,00	99,54	46,2	15,5	0,71	0,071
4-12	ГК	76,41	0,35	8,62	1,22	3,96	0,40	1,77	0,73	1,57	1,57	0,10	3,04	0,40	100,14	55,7	20,2	0,86	0,068
4-26к	ГК	78,22	0,36	7,72	1,85	3,31	0,45	1,40	1,20	1,26	1,00	0,10	3,00	0,10	99,97	59,7	19,5	0,94	0,085
4-29	КА	63,84	0,10	15,62	2,00	3,40	0,37	2,83	0,84	3,00	1,93	0,18	5,15	0,30	99,56	26,4	72,2	0,49	0,035
4-30	КА	62,69	0,58	16,36	1,70	3,84	0,21	4,54	0,70	3,40	1,63	0,18	4,34	0,00	100,17	23,4	12,5	0,48	0,019

Приложение 9 (окончание).

№ проб	По-рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	SiO ₂ св.	Fe+Mn /Ti	Fe/Al	Mn/Al
Промежуточная терригенная толща																			
4-35	А	61,57	0,16	16,04	3,30	3,11	0,20	4,00	0,87	2,71	2,79	0,28	4,18	0,30	99,51	23,1	50,8	0,56	0,018
4-39	А	62,55	0,69	16,53	2,08	3,90	0,23	3,28	0,85	2,91	3,10	0,20	3,15	0,40	99,87	22,9	11,3	0,51	0,020
4-41	П	65,26	0,58	16,09	1,26	3,31	0,27	3,23	0,84	2,99	3,24	0,23	2,50	0,20	100,00	26,6	10,5	0,40	0,025
4-45	КА	73,80	0,42	10,87	1,00	2,76	0,39	3,44	0,60	2,33	1,40	0,12	2,70	0,30	100,13	47,7	12,5	0,49	0,052
4-47	ГК	74,94	0,34	8,88	3,00	1,85	0,71	2,60	0,43	2,13	1,34	0,12	3,60	0,00	99,94	53,6	20,1	0,75	0,117

Верхняя кремневая толща

4-48	ГК	78,68	0,24	5,42	0,51	7,41	0,54	1,55	0,72	0,74	0,61	0,19	2,62	0,30	99,53	65,7	45,4	2,13	0,146
4-55	ГЯ	72,90	0,38	7,04	8,54	1,36	0,29	1,54	0,70	1,65	0,71	0,34	4,24	0,20	99,89	56,0	31,8	1,88	0,060
4-58	ГЯ	70,86	0,39	6,55	8,62	1,51	0,87	2,08	0,72	1,88	0,89	0,34	4,62	0,40	99,73	55,1	33,7	2,07	0,194
4-62	ГЯ	74,52	0,44	7,68	5,02	2,04	0,55	1,71	0,70	1,81	1,52	0,34	3,20	0,00	99,53	56,1	20,9	1,26	0,105
4-64	ГЯ	80,04	0,36	6,23	5,03	0,00	0,74	1,40	0,59	1,08	1,21	0,19	2,47	0,30	99,64	65,1	20,0	1,07	0,174
4-66	ГЯ	76,23	0,35	7,42	4,84	0,74	0,63	1,87	0,44	2,03	1,41	0,21	3,82	0,20	100,19	58,4	21,2	1,01	0,124
4-68	ГЯ	78,47	0,35	7,23	3,33	1,09	0,32	1,57	0,43	2,15	1,13	0,10	3,51	0,10	99,78	61,1	16,3	0,83	0,065
4-69	КА	65,13	0,66	12,89	8,27	0,00	0,65	1,88	0,71	3,48	1,90	0,18	3,39	0,60	99,74	34,2	15,9	0,85	0,074
4-71	ГЯ	73,41	0,43	8,50	7,43	0,00	0,70	1,55	0,86	1,94	1,64	0,31	2,73	0,30	99,80	53,0	22,3	1,16	0,120
4-74	ГЯ	73,89	0,45	8,10	6,95	0,00	0,43	1,20	0,72	2,19	1,21	0,38	3,79	0,20	99,51	54,5	19,3	1,13	0,078

Примечание: образец 4-22к и 4-22г представляют соответственно кремнистый и глинистый элементы одного из элементарных циклов. Анализы выполнены в ДВГИ методом мокрой химии. Аналитик С.П. Славкина.

Приложение 10.

Химический состав верхнеюрских и нижнемеловых (берриас?) пород разреза р. Корейской, %.

№№ проб	По- рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	SiO ₂ св.	(Fe+Mn)/ Ti	Fe/Al
Кремневая толща (верхний киммеридж - титон)																		
C-210	ГК	81,38	0,23	6,71	1,45	2,74	0,16	1,04	0,71	2,38	0,48	0,12	2,35	0,10	99,85	65,3	23,7	0,88
C-209	ГК	79,41	0,12	8,61	0,00	3,69	0,14	1,02	0,85	2,64	1,80	0,15	1,11	0,00	99,54	58,7	41,4	0,63
C-208	КА	74,30	0,15	11,08	2,58	2,98	0,17	1,01	0,98	3,02	1,52	0,15	1,86	0,40	100,20	47,7	47,3	0,70
C-70	ГК	84,53	0,23	5,43	0,34	3,39	0,15	0,44	0,90	1,71	0,45	0,21	1,54	0,70	100,02	71,5	21,7	1,00
C-207	ГК	82,24	0,20	5,88	1,45	3,67	0,15	1,14	1,29	1,05	1,37	0,12	1,13	0,30	99,99	68,1	33,2	1,24
C-206	ГК	82,89	0,32	5,96	1,41	3,23	0,27	0,90	0,87	1,37	0,98	0,00	1,80	0,00	100,00	68,6	19,3	1,11
C-205	К	86,33	0,12	3,49	2,86	2,45	0,11	0,83	1,42	0,74	0,62	0,12	0,92	0,20	100,21	80,0	55,5	2,11
C-204	ГК	79,15	0,30	7,70	0,00	3,04	0,10	1,80	1,39	1,79	1,19	0,09	3,00	0,20	99,75	60,7	13,6	0,58
C-203	ГК	85,15	0,20	4,50	1,33	2,32	0,11	1,45	1,01	1,27	0,51	0,09	1,50	0,40	99,84	74,4	23,5	1,15
C-201	ГК	78,64	0,30	8,22	2,08	2,57	0,16	1,30	0,97	2,00	1,03	0,12	2,20	0,50	100,09	58,9	19,9	0,79
C-73	ГК	83,53	0,18	5,81	0,00	4,51	0,11	0,41	0,72	0,58	1,94	0,12	1,89	0,00	99,80	69,6	33,3	1,14
C-200	К	88,05	0,10	3,26	0,15	3,37	0,09	0,83	0,80	0,37	1,11	0,08	1,83	0,00	100,04	80,2	46,6	1,58
C-222	ГК	81,92	0,33	6,60	2,63	1,94	0,38	1,15	0,73	1,61	0,53	0,08	2,25	0,00	100,15	66,1	18,4	0,96
C-61	ГК	85,34	0,19	4,53	1,50	0,49	0,23	0,94	1,41	1,04	0,67	0,05	3,48	0,00	99,87	74,5	14,1	0,53
C-59	ГК	86,98	0,18	4,02	1,23	1,25	0,17	0,53	1,56	0,58	1,31	0,11	2,08	0,00	100,00	77,3	18,2	0,76
C-58	ГЯ	79,46	0,30	7,95	1,85	0,87	0,07	1,02	0,98	1,78	0,97	0,11	3,68	0,40	99,44	60,4	11,3	0,41
C-56	ГЯ	83,15	0,24	6,06	1,09	2,75	0,04	0,75	0,98	1,80	0,86	0,22	1,80	0,40	100,14	68,6	20,4	0,80
C-142	ГК	76,64	0,43	9,93	1,89	1,05	0,09	1,09	1,28	2,13	1,14	0,14	3,39	0,41	99,61	52,8	8,6	0,36
C-141	ГЯ	78,42	0,38	8,36	2,54	0,90	0,08	0,98	0,99	2,06	1,13	0,05	3,85	0,00	99,74	58,4	11,1	0,56
C-139	ГК	75,22	0,35	8,41	3,01	1,62	0,15	2,02	0,84	2,06	1,13	0,08	5,04	0,10	100,03	55,0	16,6	0,80
C-54	ГК	79,15	0,33	7,95	1,00	4,25	0,13	1,01	0,70	2,04	1,02	0,13	2,26	0,10	100,07	60,1	20,7	0,95
C-53	ГК	81,72	0,25	6,58	0,00	4,74	0,25	1,33	0,89	1,16	0,91	0,18	1,52	0,40	99,93	65,9	25,9	1,06
C-52	ГК	82,27	0,27	7,07	1,57	3,20	0,14	0,60	0,69	1,40	0,92	0,13	1,46	0,30	100,02	65,3	22,8	0,96

Приложение 10 (окончание).

№№ проб	По- рода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	SiO ₂ св.	(Fe+Mn)/ Ti	Fe/Al
Терригенная толща (берриас?)																		
C-51	КА	72,06	0,48	12,19	2,06	3,53	0,32	1,34	0,70	2,29	1,27	0,19	3,08	0,00	99,51	42,8	15,4	0,65
C-129	КА	70,49	0,47	12,00	2,53	2,17	0,03	1,71	1,40	2,45	1,19	0,09	4,64	0,50	99,67	41,7	12,3	0,55
C-128	А	64,98	0,59	15,29	2,25	2,53	0,07	2,60	1,35	3,40	1,43	0,17	5,09	0,20	99,95	28,3	10,2	0,44
C-124	П	69,61	0,37	13,13	0,55	2,16	0,07	1,39	2,08	2,83	2,86	0,15	4,94	0,00	100,14	38,1	11,3	0,35
C-122	АА	66,91	0,56	14,03	2,65	2,66	0,06	2,52	1,17	3,05	1,24	0,22	4,67	0,40	100,14	33,2	11,8	0,53

Приложение 11.

Химический состав юрских пород в Западно-Сихотэ-Алинской и Прибрежной зонах, %.

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ св.	C _{орг}
Прибрежная зона. Киммеридж-титон															
<i>(пачка 8 в разрезе 2-й пластины по р. Рудной в г. Дальнегорске)</i>															
P-78	79,70	0,47	9,53	1,72	1,66	0,14	1,45	0,67	1,23	0,35	0,07	2,50	99,49	56,8	0,09
P-80	76,80	0,55	10,12	1,04	2,85	0,18	1,83	0,54	1,45	0,37	0,09	3,60	99,42	52,5	0,09
P-150	74,80	0,49	11,59	1,04	4,29	0,20	2,03	1,07	1,71	0,23	0,07	1,80	99,32	47,0	0,07
P-151	82,70	0,36	6,94	0,23	4,27	0,12	1,25	0,54	0,72	0,31	0,02	1,90	99,36	66,0	0,09
Западно-Сихотэ-Алинская зона. Верхний байос-оксфорд															
<i>Правобережье р. Усури в устье р. Огородной, пачка 14</i>															
A875	52,81	2,15	12,25	10,56	1,33	0,15	4,41	0,67	1,05	0,32	Н.о.	13,77	99,47	Н.о.	Н.о.
A892	55,01	2,12	12,31	4,20	5,25	0,23	6,42	3,86	1,54	2,48	Н.о.	6,20	99,62	Н.о.	Н.о.
A880	40,57	2,89	11,75	18,43	1,03	0,65	7,28	1,16	0,61	0,58	Н.о.	14,52	99,47	Н.о.	Н.о.
A882	60,47	1,23	13,63	7,00	2,82	0,28	3,53	0,46	1,82	2,45	Н.о.	5,74	99,43	27,7	Н.о.
A891	60,18	1,27	15,89	3,18	2,10	0,12	4,11	1,05	2,71	3,86	Н.о.	4,94	99,41	22,0	Н.о.
<i>Пачка 15</i>															
A877	70,10	0,69	15,55	0,05	2,20	0,00	1,61	0,04	3,86	0,26	Н.о.	5,10	99,46	32,8	Н.о.
A887	67,66	1,10	15,77	1,13	1,47	0,00	1,90	0,12	3,31	0,27	Н.о.	6,76	99,49	29,8	Н.о.
877a	71,09	0,61	14,52	1,26	1,33	0,02	1,25	0,18	4,45	0,15	0,06	4,50	99,42	36,3	Н.о.
887a	69,42	0,89	14,88	1,69	0,97	0,02	1,39	0,42	3,47	0,10	0,06	6,25	99,56	33,7	Н.о.
<i>р. Бол.Уссурика вблизи устья р. Дальней, (Толица темно-серых алевролитов, средняя-верхняя юра)</i>															
И-8	73,70	0,64	12,48	0,24	4,08	0,21	1,87	0,20	2,20	1,46	0,18	2,47	99,73	43,7	Н.о.
И-9	73,56	0,45	12,72	0,47	3,24	0,25	1,71	0,17	2,86	1,27	0,08	2,60	99,38	43,0	Н.о.
И-10	75,88	0,22	10,12	1,61	2,46	0,60	1,38	1,46	1,69	1,34	0,14	2,97	99,87	51,6	Н.о.

Примечание: Карбонатный углерод в породах отсутствует. Н.о. – содержание элемента не определялось. Породы: P-78, 80, 151 –

глинистые кремни, P-150 – кремневый аргиллит; A875, A892 – песчаники граувакковые, A880 – туффит, A882, A891 – табачно-желтые алевролиты; A877, A887, 887a, 887a – кремнистые и кремневые аргиллиты (данные А.Н. Филиппова, ДВГИ); И-8, И-9 – кремневые аргиллиты, И-10 – глинистый кремень. Номера и возраст пачек из статьи (Волохин и др., 1990). Аналитик В.Н. Каминская (ДВГИ).

Приложение 12.

Химический состав минералов углеродистых силицитов разреза у устья р. Огородной.

Самородные элементы и интерметаллические соединения (Ag, Se)

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	S	Ca	Cr	Fe	Cu	Rb	Pd	Ag	Au	Hg	U	Te	Сумма	Минерал
Ог-45	22_08_07_23	Вес. Атом.	6,95 32,79							2,19 2,61	2,0 2,31				89,09 62,3			100,24	Серебро (Ag _{0,93} Cu _{0,04} Zn _{0,03}) ₂ O
Ог-45	22_08_07_19	Вес. Атом.								2,32 4,26					88,69 95,74			91,02	Серебро Ag ₉₆ Cu ₄
Ог-45	22_08_07_20	Вес. Атом.			0,32 1,35			0,27 0,87	0,29 0,83	2,67 4,32	2,13 3,35		0,57 0,67	92,23 88,01	0,73 0,59			99,2	Серебро (Ag _{0,92} Cu _{0,05} Zn _{0,03})
Ог-6	6_11_07_37	Вес. Атом.	11,66 34,36		9,23 15,51							83,94 50,14						104,83	Селен + SiO ₂ Se

(Ag, Au, Pd)

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	S	Ca	Cr	Fe	Cu	Rb	Pd	Ag	Au	Hg	U	Сумма	Минерал
Ог43	1_04_08_13	Вес. Атом.	1,8 17,7	0,51 2,95					0,44 1,24					95,97 76,43	2,15 1,68		100,87	Золото Au _{0,98} Hg _{0,02}
Ог43	1_04_08_17	Вес. Атом.	1,49 15,8	0,37 2,34										93,52 80,4	1,73 1,46		97,12	Золото Au _{0,98} Hg _{0,02}
Ог43	8_04_08_21	Вес. Атом.												99,67 100			99,67	Золото Au
Ог43	6_05_08_14	Вес. Атом.	3,4 30,5								2,12 3,55			88,13 64,19	2,46 1,76		96,11	Золото Au _{0,97} Hg _{0,03}
Ог43	29_04_08_28	Вес. Атом.				0,32 1,61					0,75 1,78			91,25 94,37	2,2 2,23		94,52	Золото Au _{0,98} Hg _{0,02}
Ог43	29_04_08_32	Вес. Атом.	4,42 36,1			0,39 1,26					0,74 1,13			90,58 60,05		2,25 1,46	98,38	Золото Au
Ог43	6_05_08_1	Вес. Атом.	6,41 29,39	0,6 1,64	1,69 4,42	0,33 0,6				38,58 44,51		3,13 2,15	7,7 5,23	32,4 12,06			90,85	Аурикуприд Cu _{0,7} Au _{0,19} Ag _{0,08} Pd _{0,03}
Ог45	22_08_07_26	Вес. Атом.	13,28 45,59	0,5 1,02	1,38 2,69	0,2 0,35			3,59 3,53	15,52 13,41		64,74 33,41					99,22	Pd ₇ Cu ₃ (Pd _{0,66} Cu _{0,27} Fe _{0,07})
Ог45	22_08_07_28	Вес. Атом.	11,04 41,7	0,68 1,51	1,36 2,93				3,09 3,34	15,62 14,85		62,81 35,66					94,6	Pd ₇ Cu ₃ (Pd _{0,66} Cu _{0,28} Fe _{0,06})
Ог45	27_08_07_19	Вес. Атом.	17,4 53,70	1,63 2,97	2,7 4,75			0,38 0,36	3,37 2,98	14,28 11,10		52,02 24,14					91,79	Pd ₅ Cu (Pd _{0,63} Cu _{0,29} Fe _{0,09})
Ог45	27_08_48	Вес. Атом.	9,82 39,65		1,41 3,23				1,54 1,78	16,02 16,29		64,35 39,06					93,14	Pd ₇ Cu ₃ (Pd _{0,68} Cu _{0,29} Fe _{0,03})

Ni, Cu, Zn)

№ обр.	№ спектра	%	O	Si	P	S	Cl	Fe	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	Сумма	Минерал
Or-45	27_08_07_41	Вес.	11,24	7,94			0,21	4,66	50,42			20,38		94,85	Ni _{0,83} Cd _{0,17}
		Атом.	33,22	13,37			0,28	3,95	40,61			8,57			Ni ₄ Cd
Or-6	20_11_07_3	Вес.	5,32	4,2	6,97			0,49	70,58	5,86	4,13			97,56	Ni ₇₆ P ₁₄ Cu ₆ Zn ₄
		Атом.	16,04	7,22	10,85			0,42	57,97	4,45	3,05				
Or-6	6_11_07_6	Вес.	1,37	0,61		0,34				61,73	36,18			100,22	Cu _{0,64} Zn _{0,36}
		Атом.	5,5	1,32		0,64				59,15	33,69				
Or-6	13_11_07_10	Вес.	1,94	0,83				0,4		61,12	37,85			102,13	Cu _{0,62} Zn _{0,38}
		Атом.	7,12	1,74				0,42		56,63	34,09				
Or-6	13_11_07_1	Вес.	1,76	1,14				0,4		54,97	35,47		5,95	99,68	Cu ₃ Zn ₂
		Атом.	6,89	2,54				0,44		54,28	34,04		1,8		Cu _{0,60} Zn _{0,38} Pb _{0,02}

Sn

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	S	Ti	Cr	Cu	Sn	Сумма	Минерал
Or-6	21_05_07_30	Вес.	9,53	1,77	2,68		0,86	0,49	27,87	53,53	96,74	CuSn + силикаты
		Атом.	35,6	3,93	5,7		1,07	0,56	26,21	26,94		
Or-13	01_2006_9	Вес.	11,54		5,44	0,74			67,66	15,19	100,58	Cu _{0,89} Sn _{0,11} + SiO ₂
		Атом.	33,85		9,09	1,08			49,97	6,01		

(Fe, Mn, Cr)

№ обр.	№ спектра	%	Al	Si	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Mo	W	Сумма	Минерал
H155д	29_10_07_25	Вес.		2,09		0,32		89,27					91,69	Железо
		Атом.		4,44		0,37		95,19						Fe _{0,95} Si _{0,04} Cr _{0,01}
Or-15a	23_05_07_30	Вес.	0,45	1,86		10,66	13,28	60,17	1,36	0,55			88,33	Железо
		Атом.	1,03	4,04		12,5	14,75	65,74	1,42	0,52				Fe _{0,69} Mn _{0,15} Cr _{0,13} Ni _{0,02}

Приложение 12 (продолжение).

Сульфиды, сульфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	S	K	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Сумма	Минерал
Or15a	21_05_07_8	Вес.				52,22				46,48						98,70	Пирит
		Ат.				66,18				33,82							
Or43	1_04_08_46	Вес.	4,49		0,55	51,24			0,64	43,07						99,99	Mn-пирит
		Ат.	10,46		0,72	59,61			0,44	28,77							
Or43	8_04_08_8	Вес.			0,27	50,68				43,83					1,45	96,23	As-пирит
		Ат.			0,4	66,01				32,78					0,81		
H155д	30_10_07_7	Вес.			0,64	37,54		0,42		55,74		1,0				95,34	Пирротин
		Ат.			1,04	52,81		0,36		45,02		0,76					
Or43	12_11_07_25	Вес.	42,9	0,32	0,47	13,26	6,96			30,73						94,64	Ярозит
		Ат.	69,62	0,31	0,43	10,74	4,62			14,29							
Or12a	01_2006_3	Вес.			0,29	19,77				5,72	22,68	8,4			44,57	101,43	Кобальтин
		Ат.			0,56	33,29				5,53	20,78	7,73			32,12		
Or15a	18_06_07_10	Вес.			0,51	33,68	0,21	0,38		10,27				48,94		94,00	Сфалерит
		Ат.			0,9	52,16	0,27	0,37		9,13				37,17			
Or15a	25_06_07_23	Вес.			0,46	30,71				13,21			5,96	41,15		91,49	Cu-сфалерит
		Ат.			0,84	49,53				12,24			4,85	32,55			
Or-6	25_03_08_20	Вес.	6,47		6,78	30,62				24,39			29,52			97,97	Халькопирит
		Ат.	16,17		9,65	38,16				17,45			18,57				
Or43	1_04_08_71	Вес.	4,5		2,15	33,84				22,92			26,67	8,99		99,1	Zn-Халькопирит
		Ат.	11,81		3,25	44,31				17,23			17,63	5,78			
Or42	3_06_08_36	Вес.	24,22	2,1	21,53	16,11	0,92	0,24		0,74			38,64			104,50	Ковеллин?
		Ат.	43,13	2,22	21,84	14,32	0,66	0,13		0,37			17,32				
H155д	29_10_07_21	Вес.			0,69	19,64		0,37		32,75					45,25	98,7	Арсенопирит
		Ат.			1,34	33,38		0,39		31,96					32,92		

Приложение 12 (продолжение).

№ обр.	№ спектра	%	O	Na	Mg	Al	Si	S	Cl	K	Cr	Fe	Sr	Ba	Ag	Sb	Pb	Сумма	Минерал
Н-155д	23_10_07_21	Вес.	8,87		0,32		3,35	12,37	0,28						76,58			101,77	Аргентит
		Ат.	30,95		0,73		6,67	21,55	0,45						39,65				Ag ₂ S
Or43	1_04_08_56	Вес.	10,6	0,49	0,38	1,9	3,54	21,54			0,43	0,77				54,5		94,16	Антимонит
		Ат.	32,52	1,05	0,78	3,45	6,19	32,97			0,41	0,68				21,96			Sb ₂ S ₃
Or15a	23_05_07_12	Вес.					0,73	13,69									80,01	94,43	Галенит
		Ат.					3,11	50,88									46,01		Pb _{0,47} S _{0,53}
Or43	6_05_08_28	Вес.	22,49					13,48					1,2	58,1				95,28	Барит
		Ат.	62,12					18,58					0,61	18,69					(Ba,Sr)SO ₄
Or43	12_11_07_39	Вес.	37,96				1,08	18,0		0,32			48,12					105,48	Целестин
		Ат.	67,21				1,09	15,91		0,23			15,66						SrSO ₄

Арсениды

№ обр.	№ спектра	%	O	Si	Cl	Cr	Fe	Co	Ni	As	Sb	Сумма	Минерал
Or15a	4_06_07_8	Вес.		0,73		0,4	1,22	17,4		76,65		96,4	Скуттерудит
		Ат.		1,89		0,57	1,59	21,49		74,46			(Co,Fe)As ₃
Or15a	20_06_07_15	Вес.	7,0	2,23	0,23	0,63	0,38	0,52	37,7	48,67	0,53	97,89	Никелин
		Ат.	23,69	4,3	0,35	0,65	0,37	0,47	34,76	35,16	0,24		NiAs

Соли

№ обр.	№ спектра	%	O	Na	Si	Cl	Сумма	Минерал
Н155д	23_10_07_19	Вес.		1,64	2,73	40,55	109,34	Сильвин
		Атом.		1,93	2,63	31,01		KCl

Оксиды и гидроокислы

№ обр.	№ спектра	%	O	Si	S	Cr	Fe	Sn	Сумма	Минерал
Or15a	18_06_07_50	Вес.	25,54	0,26	2,72	0,46	0,65	66,95	96,58	Касситерит + SiO ₂
		Атом.	69,78	0,42	4,24	0,39	0,51	24,66		

Приложение 12 (продолжение).

№ обр.	№ спектра	%	O	F	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	W	Сумма	Минерал
Or13	01_2006_6	Вес. Атом.	44,91 72,93							49,90 27,07						94,81	TiO ₂
H155д	30_10_07_32	Вес. Атом.	42,78 69,79			0,27 0,26	0,8 0,74			52,44 28,57	0,64 0,33			0,66 0,31		97,58	TiO ₂
Or43	1_04_08_47	Вес. Атом.	37,71 59,73	1,6 2,13	0,25 0,26	2,54 2,38	14,54 13,11	0,3 0,2	18,86 11,92	18,47 9,77				0,74 0,34	1,1 0,15	96,11	Сфен CaTiSiO ₅
H155д	23_10_07_26	Вес. Атом.	27,6 58,57				0,96 1,16					0,23 0,15		66,0 40,12		94,79	Магнетит +SiO ₂ (Fe,Cr) ₃ O ₄ +SiO ₂
Or42	3_06_08_32	Вес. Атом.	44,38 68,66		0,64 0,66	2,26 2,07	4,93 4,34	0,37 0,23		25,17 13,01				24,89 11,03		102,64	Ильменит FeTiO ₃
Or-6	20_11_07_18	Вес. Атом.	33,99 64,89			1,0 1,13	1,97 2,15	0,16 0,13	0,3 0,22	30,97 19,74			0,51 0,29	20,95 11,46		89,85	Ильменит (Fe,Mn) ₃ Ti ₅ O ₁₃
Or45	15_08_4	Вес. Атом.	36,53 70,03				1,81 1,98							50,95 27,98		89,29	Гидрогётит FeOОН·0,5H ₂ O
Or45	15_08_47	Вес. Атом.	32,42 64,94				2,14 2,45						0,3 0,18	56,44 32,41		91,31	Гётит FeOОН
Or45	27_08_56	Вес. Атом.	7,2 48,69				1,11 4,27							2,31 4,47	72,32 42,57	82,93	(W,Fe)O

Силикаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Сумма	Минерал
Or43	8_04_08_39	Вес. Атом.	45,28 60,61	6,61 6,16	0,35 0,31	9,8 7,78	30,59 23,32	1,93 1,06	0,51 0,27	0,59 0,26		0,63 0,24	96,29	Альбит (Na,K)AlSi ₃ O ₈
Or42	13_05_08_25	Вес. Атом.	44,01 60,07			9,77 7,91	30,85 23,99	14,38 8,03					99,00	КПШ KAlSi ₃ O ₈
Or43	1_04_08_2	Вес. Атом.	41,24 63,71		8,2 8,34	7,05 6,45	13,43 11,82		0,32 0,19		0,24 0,11	21,17 9,37	91,64	Хлорит (Fe,Mg) _{4,5} Al _{0,65} [AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₆
Or45	27_08_07_5	Вес. Атом.	40,88 61,3	0,33 0,34	4,43 4,37	7,45 6,62	26,19 22,37	1,45 0,89			0,22 0,09	9,36 4,02	90,3	Вермикулит(?) + SiO ₂ MgFeA _{1,5} [Si ₄ O ₁₀]O
Or45	22_08_25	Вес. Атом.	45,42 62,72	0,31 0,3	0,8 0,73	15,72 12,87	23,82 18,74	7,59 4,29				0,86 0,34	94,51	иллит K _{0,7} (Na,Mg,Fe) _{0,2} Al _{1,07} [Al _{1,07} Si _{3,12} O ₁₀]O _{0,5}
Or43	29_04_08_44	Вес. Атом.	35,97 61,8				18,85 18,45		1,01 0,69			38,74 19,07	94,57	Ферросилит Fe ₂ [Si ₂ O ₆]

Zr

№ обр.	№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	P	K	Ti	Fe	Y	Zr	Nb	Hf	Сумма	Минерал
H155д	29_10_07_17	Вес. Атом.	34,05 66,17			14,93 16,52						49,04 16,72	1,77 0,59		99,78	Циркон ZrSiO ₄
Or42	3_06_08_54	Вес. Атом.	39,73 69,27			16,08 15,97						47,58 14,55		1,34 0,21	104,73	Циркон ZrSiO ₄
Or42	13_05_08_9	Вес. Атом.	42,93 67,55	1,03 1,07	5,26 4,91	14,35 12,86	3,96 3,22	3,7 2,38	2,29 1,2	1,11 0,5	7,12 2,02	15,54 4,29			97,28	Y- циркон (?) + алюмосиликат (Zr,Y,Ti)(Si,P)O ₄

Приложение 12 (окончание).

Вольфраматы

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	S	K	Ca	Cr	Mn	Fe	W	Сумма	Минерал
Н155д	23_10_07_28	Вес.	34,1					13,11				54,47	104,68	Шеелит
		Атом.	76,92					11,8				11,28		CaWO ₄
	29_10_07_30	Вес.	24,57					13,23			0,71	59,17	97,69	Шеелит
		Атом.	69,8					15,0			0,58	14,63		
Or-6	20_11_07_9	Вес.	24,46		4,64	0,39		0,31	1,21	1,5	16,74	43,18	92,43	Вольфрамит + SiO ₂
		Атом.	66,51		7,18	0,53		0,33	1,01	1,19	13,04	10,21		(Fe,Mn)WO ₄
Or15a	23_05_07_37	Вес.	27,84	1,54	7,95		0,72		1,27	3,77	8,58	42,22	93,9	Mn-вольфрамит + SiO ₂
	Атом.	67,58	2,22	10,99		0,71			0,95	2,66	5,97	8,92		(Fe _{0,31} Mn _{0,69})WO ₄

Фосфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	F	P	Ca	Сумма	Минерал
Or42	3_06_08_56	Вес.	40,95	4,49	17,94	37,6	100,98	Апатит
		Атом.	59,35	5,48	13,43	21,75		Ca ₅ [PO ₄] ₃ F

Редкоземельные фосфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Si	P	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Th	U	Сумма	Минерал
Or-6	13_11_07_11	Вес.	23,69	1,31	13,03		13,46	27,09	2,67	10,59	2,27	0,81	1,45	1,73		98,1	монацит
		Атом.	62,54	1,97	17,76		4,09	8,16	0,8	3,1	0,64	0,23	0,39	0,32			(Ce,La...)PO ₄
Н155д	30_10_07_6	Вес.	25,76	1,04	12,84	1,4	10,86	22,37		9,1	1,29		1,06	8,9	1,21	95,83	монацит
		Атом.	65,54	1,51	16,88	1,42	3,18	6,5		2,57	0,35		0,27	1,56	0,21		

№ обр.	№ спектра	%	O	Si	P	Y	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	U	Сумма	Минерал
Or6	20_11_07_7	Вес.	34,03	4,67	14,91	30,84	2,32	0,67	5,6	3,12	2,83	0,33	99,32	Ксенотим + SiO ₂
		Атом.	66,23	5,17	14,99	10,8	0,46	0,13	1,07	0,58	0,51	0,04		(Y,Dy...PO ₄)
Or15a	23_05_07_50	Вес.	41,28	10,39	12,24	26,4	2,03	0,65	4,35	2,32	2,5		102,14	Ксенотим
		Атом.	69,47	9,96	10,64	7,99	0,35	0,11	0,72	0,37	0,39			(Y,Dy...PO ₄)

Примечание: Анализы минералов в аншлифах выполнены в ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA8100. 15_08_12 – число, месяц и № спектра. Напыление аншлифов углеродное; при полировке образцов использовалась окись хрома, ввиду чего, в ряде случаев, хром игнорируется при расчете состава минерала. Ввиду незначительных размеров зерен (несколько микрон), представленные анализы нередко включают примесь элементов матрицы породы (преимущественно Si и O кварца), а также углеродисто-глинисто-кремнистого материала, выполняющего поры и трещины.

Приложение 13.

Химический состав минералов фтанитов разреза по р. Рудной (аншлиф Р-50).

Самородные элементы и интерметаллические соединения

№ спектра	%	O	Si	Fe	Cu	Ag	Sn	Сумма	Минерал
3_12_07_1	Вес.	12,32	7,23			86,64		102,2	Ag + SiO ₂
	Атом.	42,95	14,35			42,7			
11_12_07_25	Вес.	1,95	0,54	0,49	64,06		28,81	95,85	Cu ₄ Sn
	Атом.	8,71	1,37	0,62	71,97		17,33		

Сульфиды

№ спектра	%	O	Si	S	K	Cr	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Pb	Сумма	Минерал
3_12_07_18	Вес.			52,69			46,48								99,17	Пирит
	Атом.			66,38			33,62									
4_12_07_23	Вес.		0,56	50,67			42,88	2,68							96,79	Cu-пирит
	Атом.		0,83	65,56			31,86	1,75								
4_12_07_25	Вес.		0,19	50,98			43,72			1,32					96,21	As-пирит
	Атом.		0,28	66,33			32,65			0,73						
3_12_07_19	Вес.		0,55	33,31			27,17	31,78							92,81	Халькопирит
	Атом.		0,97	50,79			23,79	24,45								
3_12_07_9	Вес.			28,34			1,86	67,48				1,03			98,7	Ковеллин
	Атом.			44,44			1,67	53,4				0,48				
4_12_07_26	Вес.	8,31	6,44	26,88		0,29	2,04		46,69				12,99		103,64	Сфалерит + SiO ₂
	Атом.	21,13	9,32	34,09		0,23	1,48		29,05				4,7			
11_12_07_2	Вес.	9,0	2,85	0,88	1,01	1,71	0,43							65,81	101,37	Клаусталит
	Атом.	42,44	7,66	2,08	1,94	2,49	0,58							23,98		

Приложение 13 (продолжение).

Сульфиды и арсениды

№ спектра	%	O	Si	S	Cr	Fe	Co	Ni	Cu	As	Se	Sb	Сумма	Минерал
3_12_07_51	Вес.	21,37	23,23	12,75		1,21	18,47		1,60	20,06	3,33		102,02	Кобальтин
	Атом.	41,35	25,60	12,31	-	0,67	9,70		0,78	8,28	1,31			CoAs(S,Se) + SiO ₂
11_12_07_10	Вес.		1,25	19,14	0,3	3,49	21,77	5,69		40,82			92,47	Глаукодит
	Атом.		2,58	34,69	0,34	3,63	21,47	5,64		31,66				(Co,Ni,Fe)AsS
17_12_07_21	Вес.		1,2	17,33		9,69	4,45	18,06		40,82			91,94	Гердорфит
	Атом.		2,52	32,58		10,22	4,45	18,13		32,11				(Ni,Fe,Co)AsS
11_12_07_34	Вес.	4,87	3,56	11,83	0,87	0,44	1,41	21,68			2,76	49,89	97,31	Ульманит + SiO ₂
	Атом.	18,29	7,63	22,19	1,01	0,48	1,44	22,21			2,1	24,65		(Ni,Co)Sb(S,Se)

Оксиды и гидроокислы (Fe)

№ спектра	%	O	Si	K	Fe	Cu	Сумма	Минерал
3_12_07_17	Вес.		34,52	1,54	53,38	1,45	91,05	FeOОН·nH ₂ O
	Атом.		67,53	1,72	29,91	0,71		+SiO ₂

Силикаты

№ спектра	%	O	Na	Al	Si	K	Ca	V	Fe	Ba	Zr	Nb	Hf	W	Сумма	Минерал
3_12_07_4	Вес.	45,9	0,42	9,93	30,09	13,18									99,52	КПШ
	Атом.	61,52	0,4	7,89	22,97	7,22										KAlSi ₃ O ₈
4_12_07_37	Вес.	43,98	0,39	9,91	29,0	12,96				1,52					98,57	Ва- КПШ
	Атом.	60,59	0,37	8,1	23,39	7,31				0,24						
11_12_07_3	Вес.	44,27		9,64	30,02	14,2									98,13	КПШ
	Атом.	60,73		7,84	23,46	7,97										KAlSi ₃ O ₈
1_12_07_31	Вес.	33,25			14,82						47,81	1,62	1,44	0,32	99,26	Циркон
	Атом.	65,83			16,71						16,6	0,56	0,26	0,06		

№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	K	Ca	V	Mn	Fe	Cu	As	Pb	Сумма	Минерал
4_12_07_15	Вес.	43,63		9,8	25,68	5,62	8,24	1,71		3,74				98,43	Амфибол (?)
	Атом.	61,21		8,15	20,53	3,23	4,62	0,75		1,5					(K,Ca, Fe)AlSi ₃ O ₈
18_12_07_11	Вес.	39,74	8,31	10,63	12,28			1,01	0,54	18,26				90,78	Хлорит
	Атом.	61,89	8,52	9,81	10,9			0,5	0,24	8,14					(Fe,Mg,V,Mn) _{4,35} Al _{1,23} [Al _{1,23} Si _{2,73} O ₁₀][OH] ₅
17_12_07_2	Вес.	37,76	8,39	10,64	11,99			0,97		18,56				88,32	Хлорит
	Атом.	60,86	8,9	10,17	11,0			0,49		8,57					(Fe,Mg,V) _{4,49} Al _{1,27} [Al _{1,27} Si _{2,75} O ₁₀][OH] ₅
3_12_07_3	Вес.	38,12		3,2	4,87	0,52		0,36		39,94	1,67	4,42	2,63	95,73	Тюрингит (?)
	Атом.	67,91		3,38	4,94	0,38		0,2		20,38	0,75	1,68	0,36		K _{0,2} Fe _{10,2} [Al _{1,7} Si _{2,47} O ₁₀][OH] ₆ ·18H ₂ O

Вольфраматы

№ спектра	%	O	Si	P	Ca	Cr	Fe	W	Сумма	Минерал
11_12_07_35	Вес.		18,74		12,25		0,88	48,69	80,65	Шеелит
	Атом.		66,55		17,36		0,89	15,05		CaWO ₄

Фосфаты

№ спектра	%	O	F	Na	Si	P	Cl	K	Ca	Сумма	Минерал
4_12_07_9	Вес.	37,23	3,87	0,38	0,35	18,57	0,37		36,74	97,5	Апатит
	Атом.	56,94	4,99	0,4	0,31	14,67	0,25		22,43		Ca ₅ (PO ₄) ₃ F
4_12_07_11	Вес.	35,61	4,14	0,29	0,37	18,28	0,3		37,34	96,33	Апатит
	Атом.	55,65	5,45	0,31	0,33	14,75	0,21		23,29		

РЗЭ фосфаты

№ спектра	%	O	Al	Si	P	Ca	La	Ce	Nd	Th	Сумма	Минерал
3_12_07_50	Вес.	37,62	0,42	22,58	8,03	0,28	8,76	16,91	5,46	1,77	101,83	Монацит +SiO ₂
	Атом.	64,14	0,42	21,93	7,07	0,19	1,72	3,29	1,03	0,21		(Ce,La...)PO ₄
№ спектра	%	O	Si	P	Y	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Сумма	Минерал
4_12_07_10	Вес.	44,54	24,73	8,75	18,71	1,02	3,29	1,36	2,83	2,62	107,85	Ксенотим + SiO ₂
	Атом.	65,9	20,85	6,69	4,98	0,15	0,48	0,2	0,4	0,36		(Y,Dy...)PO ₄

Приложение 14.

Химический состав минералов фтанитов разреза по р. Корейской.

Самородные элементы и интерметаллиды

№ обр.	№ спектра	%	O	Mg	Si	S	Fe	Cu	Zn	Ag	Te	Th	U	Сумма	Минерал
C149	24_09_07_20	Вес.	7,81		1,68					92,06		4,26	2,03	107,84	Серебро + кварц
		Атом.	34,17		4,19					59,75		1,29	0,6		Ag + AgOH+ SiO ₂
C149	24_09_07_24	Вес.	5,81		1,86					90,14	0,64			98,45	Серебро + кварц
		Атом.	28,58		5,21					65,81	0,4				Ag+AgOH +SiO ₂
C153	3_09_07_27	Вес.				3,45	4,42			90,08				97,96	Серебро + пирит
		Атом.				10,53	7,75			81,72					
C153	29_08_07_19	Вес.	1,42		1,29		0,47	59,98	41,81					104,98	Cu ₃ Zn ₂ + SiO ₂
		Атом.	5,13		2,67		0,49	54,67	37,04						(Cu _{0,59} Zn _{0,40} Fe _{0,1})

Сульфиды и сульфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Si	S	Ca	Fe	Cu	Zn	Sr	Cd	Ba	Сумма	Минерал
C153	29_08_07_45	Вес.		0,72	52,95		45,81						99,48	Пирит
		Атом.		1,03	66,13		32,84							
C149	12_09_07_9	Вес.		0,77	35,09		27,63	32,48					95,97	Халькопирит
		Атом.		1,29	51,43		23,25	24,03						
C149	24_09_07_1	Вес.		0,64	31,98		0,98	0,94	63,79		2,9		101,23	Си-сфалерит
		Атом.		1,1	48,56		0,85	0,72	47,51		1,26			
C153	29_08_07_44	Вес.			31,78		1,73		63,78		2,67		99,97	Сфалерит
		Атом.			49,03		1,54		48,26		1,17			
C153	3_09_07_12	Вес.	28,88	1,15	13,49	0,26				2,9		51,4	98,08	Барит + SiO ₂
		Атом.	67,34	1,53	15,69	0,24				1,24		13,96		(Ba,Sr,Ca)SO ₄

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	S	Cr	Fe	Cu	Sn	I	Сумма	Минерал
C-153	3_09_07_34	Вес.	3,47	0,51	13,26	1,72	8,97	24,15	0,09	40,91	93,09	(?)
		Атом.	14,03	1,22	26,74	2,14	10,39	24,58	0,05	20,85		(Cu, Fe) ₃ (S, I) ₄

Оксиды

№ обр.	№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	K	Ti	V	Cr	Fe	Sn	Pb	Сумма	Минерал
C149	12_09_07_37	Вес.	35,95		0,72	3,28	0,35	45,09	0,71	0,53	0,3			86,92	TiO ₂ + силикаты
		Атом.	66,67		0,79	3,46	0,27	27,94	0,41	0,3	0,16				
C149	12_09_07_61	Вес.	31,91			0,43					1,63	65,36		99,31	SnO ₂
		Атом.	77,02			0,58					1,13	21,27			
	24_12_07_10	Вес.	14,14			1,47							52,64	68,25	PbO·2H ₂ O, гидроперуссит?
		Атом.	74,26			4,39							21,35		Pb ₂ [CO ₃] ₂ [OH] ₂ (?) + SiO ₂

Силикаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Cr	Fe	Сумма	Минерал
C154	24_12_07_14	Вес.	44,67	0,42		8,4	26,84	10,14					90,46	КПШ
		Атом.	64,38	0,42		7,18	22,04	5,98						KAlSi ₃ O ₈
C149	24_09_07_25	Вес.	51,07		0,92	10,83	29,09	6,12		0,27		1,66	99,97	Иллит
		Атом.	65,69		0,78	8,26	21,31	3,22		0,12		0,61		K _{3,2} Mg _{0,8} Fe _{0,6} Al _{8,3} Si _{22,0} O ₆₆
C154	24_12_07_11	Вес.	46,08		0,66	8,97	30,11	4,45				0,69	90,96	Иллит
		Атом.	64,9		0,61	7,49	24,16	2,57				0,28		K _{2,6} Mg _{0,6} Fe _{0,3} Al _{7,5} Si _{24,2} O ₆₅
C149	12_09_07_38	Вес.	43,78		6,09	1,71	7,28	0,41	0,43		0,36	24,85	84,92	Шамозит?
		Атом.	72,33		6,62	1,68	6,86	0,28	0,28		0,18	11,76		Fe ₇ Mg ₄ AlSi ₄ O ₄₃

Силикаты Zr

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	K	Ca	Sc	Fe	Zr	Yb	Hf	U	Сумма	Минерал
C149	15_10_07_17	Вес.	37,14	0,77	10,3		1,02	0,41	0,33	26,3	1,27		4,24	81,77	Циркон
		Атом.	75,6	0,93	11,95		0,83	0,3	0,19	9,39	0,24		0,58		
C153	3_09_07_15	Вес.	42,53	1,23	16,36	0,35	0,27	0,32	0,43	30,46		0,89	4,82	97,66	Циркон
		Атом.	72,32	1,24	15,85	0,24	0,19	0,19	0,21	9,08		0,14	0,55		
C149	22_10_07_11	Вес.	36,68		14,72					42,88		1,55		95,82	Циркон
		Атом.	69,57		15,91					14,26		0,26			

Приложение 14 (окончание).

Фосфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	F	Na	Al	Si	P	Ca	Cr	Sc	Sr	Ba	Ce	Nd	Сумма	Минерал
C149	22_10_07_16	Вес.	40,61	5,57	0,43		0,41	16,68	30,47		0,39					94,57	Апатит
		Атом.	60,83	7,03	0,45		0,35	12,91	18,22		0,21						
C153	3_09_07_6	Вес.	36,56	6,13			0,21	18,41	37,1	0,25						98,67	Апатит
		Атом.	55,20	7,79			0,18	14,35	22,36	0,12							
C149	12_09_07_29	Вес.	47,13			14,26		12,48	2,48			13,8	0,91	1,06	1,19	93,67	Гояцит
		Атом.	71,32			12,8		10,03	1,5			3,81	0,16	0,18	0,2		(Sr,Ba,Ce,Nd)Al ₃ [PO ₄] ₂ ·[OH] ₅ H ₂ O

РЗЭ фосфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	P	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Th	U	Сумма	Минерал
C149	12_09_07_57	Вес.	32,34	0,3	9,97	10,85	0,34	11,77	23,07	1,35	5,3					95,30	Монацит
		Атом.	66,45	0,36	11,67	11,52	0,28	2,78	5,41	0,32	1,21						
C149	24_09_07_22	Вес.	26,66		0,84	12,76	0,48	11,74	23,87	3,04	9,46	0,71	1,11	2,91	0,75	94,33	Монацит
		Атом.	66,92		1,2	16,56	0,49	3,39	6,84	0,87	2,63	0,19	0,28	0,5	0,13		
C149	15_10_07_26	Вес.	33,54	0,46	5,90	12,08		11,4	22,31	2,33	8,8		1,01	2,1		99,67	Монацит
		Атом.	68,82	0,56	6,9	12,8		2,63	5,23	0,54	2,0		0,21	0,3			

№ обр.	№ спектра	%	O	Si	P	Ca	Fe	Co	Y	Dy	Yb	Сумма	Минерал
C153	3_09_07_16	Вес.	41,81	16,57	9,27	0,55	0,24	0,48	20,22	2,09	2,94	94,81	Ксенотим
		Атом.	68,78	15,53	7,88	0,37	0,16	0,23	5,99	0,34	0,45		

Приложение 15.

Химический состав минералов углеродистых силицитов обнажения правобережья р. Дальняя (район с. Глубинное).

Самородные элементы и интерметаллиды

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Mg	Si	S	Cl	K	Cr	Cu	Ag	Te	Сумма	Минерал
Гл35	16_04_07_11	Вес.			0,43	1,74						94,77	0,75	97,69	Серебро
		Ат.			1,82	6,42						91,14	0,61		
Гл36	14_05_07_11	Вес.			0,39	0,8		0,44				95,09	0,78	97,5	Серебро
		Ат.			1,71	3,02		1,3				93,33	0,65		
Гл8	02_05_07_20	Вес.	15,28			1,55	5,85	0,32	0,39	1,98	71,33			96,7	Cu + алюмосиликаты
		Ат.	39,79		2,4	8,67		0,38	0,41	1,58	46,76				

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Cr	Fe	Ni	Cu	Zn	Br	Sn	Pb	Сумма	Минерал
Гл8	02_05_07_78	Вес.	7,33	0,41	1,56				0,39		0,79		50,04	31,6			2,86	94,91	Cu ₅ Zn ₃
		Ат.	24,98	0,84	3,02				0,44		0,71		42,92	26,34			0,75		
Гл8	02_05_07_61	Вес.	7,84		9,39		0,61				0,68		46,4	28,99	3,67		2,29	99,88	Cu ₅ Zn ₃ +KBr
		Ат.	23,52		16,06		0,74				0,59		35,06	21,3	2,21		0,53		
Гл8	02_05_07_4	Вес.	8,65	1,17	7,23	0,8		0,38		0,41			73,75			4,71		97,11	Cu ₉ Sn ₃
		Ат.	25,95	2,08	12,34	1,2		0,46		0,38			55,68			1,9			
Гл36	14_05_07_70	Вес.			0,54							12,85	55,26	26,94				95,59	Cu ₄ Zn ₂ Ni
		Ат.			1,26							14,4	57,22	27,11					
Гл36	14_05_07_77	Вес.	1,89		2,06							39,44	35,99	20,14				99,52	Ni ₂ Cu ₂ Zn
		Ат.	6,8		4,23							38,65	32,59	17,73					

Приложение 15 (продолжение).

Сульфиды

№ обр.	№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	S	Ca	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Pb	Сумма	Минерал
Гл36	7_05_07_1	Вес. Ат.				0,82 1,15	54,44 66,97				45,13 31,88					100,39	Пирит
Гл36	14_05_07_53	Вес. Ат.			1,39 1,95		54,18 66,57			0,84 0,6	43,78 30,88					100,19	Mn-пирит
Гл36	7_05_07_37	Вес. Ат.				0,58 0,82	54,18 66,96				44,77 31,77	0,65 0,44				100,19	Ni-пирит
Гл36	14_05_07_59	Вес. Ат.				0,75 1,06	53,77 66,42				43,93 31,16	0,79 0,54		1,36 0,83		100,61	Ni,Zn-пирит
Гл8	02_05_07_73	Вес. Ат.	9,63 23,59		1,49 2,17	3,51 4,9	24,37 29,8	0,24 0,24	8,7 6,56		22,66 15,91	25,6 16,83				95,81	Бравойт (FeNiS ₂)
Гл35	11_04_07_2	Вес. Ат.				0,6 0,88	51,57 66,7				43,14 32,04		0,58 0,38			95,89	Cu-пирит
Гл35	11_04_07_3	Вес. Ат.	14,27 29,59		0,22 0,27	3,14 3,71	40,37 41,77	0,5 0,41	4,22 2,69		33,41 19,85		2,4 1,25	0,89 0,45		99,42	Cu,Zn-пирит
Гл35	11_04_07_30	Вес. Ат.	0,6 1,87			0,52 0,92	29,34 45,31		0,8 0,76				65,63 51,14			96,9	Ковеллин CuS
Гл35	16_04_07_14	Вес. Ат.	0,99 2,96			0,81 1,38	32,6 48,49				0,77 0,66			63,77 46,52		98,95	Сфалерит (Zn,Fe) _{0,49} S _{0,51}
Гл8	02_05_07_45	Вес. Ат.	18,18 56,33	0,28 0,56	1,43 2,62	6,73 11,88	8,71 13,47	0,45 0,55	1,43 1,36		0,49 0,43				53,44 12,79	91,13	Галенит

Сульфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	P	S	K	Ca	Fe	Ba	Сумма	Минерал
Гл35	11_04_07_15	Вес.	45,52	0,43	0,6	0,78	12,48	5,89		30,6		96,31	Ярозит
		Ат.	71,2	0,4	0,54	0,63	9,74	3,77		13,71			KFe ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆
Гл35	11_04_07_26	Вес.	43,19		0,39	0,31	12,86	6,2		31,12		94,07	Ярозит
		Ат.	70,29		0,36	0,26	10,45	4,13		14,51			
Гл8	02_05_07_63	Вес.	26,25	0,4	2,23		12,65			1,43	54,3	97,26	Барит + SiO ₂
		Ат.	64,33	0,58	3,12		15,47			1	15,5		BaSO ₄
Гл36	14_05_07_54	Вес.	27,59		0,7		13,19			2,99	52,65	97,12	Барит + SiO ₂
		Ат.	66,39		0,96		15,84			2,06	14,75		
Гл36	14_05_07_92	Вес.	26,86		0,24		13,99		0,3		55,49	96,89	Барит
		Ат.	66,22		0,34		17,2		0,3		15,93		

Боросиликаты

№ обр.	№ спектра	%	B	O	Mg	Si	Ca	Mn	Fe	Сумма	Минерал
Гл8	18_04_07_11	Вес.	8,73	45,58		16,59	25,31	0,43	0,67	97,31	Датолит, CaBSiO ₄ [OH]
		Ат.	16,48	58,16		12,06	12,89	0,16	0,25		Ca _{1,2} B _{1,4} SiO _{4,8}
Гл8	18_04_07_18	Вес.	11,52	47,53	0,26	29,26	14,49	0,39	0,56	104,00	Данбурит, CaB ₂ [SiO ₄] ₂
		Ат.	19,49	54,34	0,19	19,05	6,61	0,13	0,18		(Ca,Mg,Fe,Mn)B _{2,7} Si _{2,7} O _{7,6}
Гл8	18_04_07_32	Вес.	6,76	48,95	0,21	23,02	20,59	0,53	0,77	100,82	Датолит
		Ат.	12,37	60,59	0,17	16,23	10,17	0,19	0,27		CaB _{1,2} Si _{1,6} O _{6,0}
Гл8	18_04_07_38	Вес.	7,96	41,66	6,22	4,61	18,17	1,87	7,88	88,37	Бакерит? (Ca,B ₄ [BO ₄][SiO ₄][OH] ₃ ·H ₂ O)
		Ат.	16,78	59,33	5,83	3,74	10,33	0,77	3,22		(Ca,Mg,Fe,Mn) _{5,4} B _{4,5} SiO ₁₆
Гл8	18_04_07_29	Вес.	6,81	47,87	0,21	10,12	30,51	0,47	0,94	96,94	Датолит (?)
		Ат.	13,18	62,63	0,18	7,54	15,93	0,18	0,35		Ca _{2,1} B _{1,7} SiO _{8,3}
Гл8	18_04_07_30	Вес.	5,0	45,99		11,73	30,17	0,35	0,82	94,06	Датолит (?)
		Ат.	10,22	63,47		9,22	16,62	0,14	0,33		Ca _{1,8} B _{1,1} SiO _{6,9}
Гл8	18_04_07_39	Вес.	8,17	48,03	0,41	9,3	30,64	0,85	0,98	98,38	Датолит (?)
		Ат.	15,41	61,22	0,35	6,75	15,59	0,31	0,36		Ca _{2,3} B _{2,3} SiO ₉

Приложение 15 (продолжение).

Силликаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Mo	Сумма	Минерал
Гл8	18_04_07_21	Вес.	44,33		0,8	12,41	27,56			7,14		0,27			2,78		95,29	Иллит
		Атом.	61,81		0,74	10,26	21,89			4,07		0,13			1,11			K(Al,Fe,Mg) ₃ Si _{15,4} O _{15,2}
Гл8	18_04_07_8	Вес.	36,22		0,45	4,95	11,63	0,48		1,45					40,0		95,18	Шамозит?
		Атом.	62,05		0,51	5,03	11,35	0,42		1,01					19,63			(Fe,Mg) _{4,9} [Al _{1,2} Si _{2,8} O ₁₀](OH) ₅
Гл8	18_04_07_13	Вес.	43,18		4,65	6,25	30,29								11,71		96,08	Хлорит
		Атом.	61,2		4,34	5,25	24,45								4,76			FeMgAlSi ₅ O ₁₂
Гл8	18_04_07_23	Вес.	43,17			3,67	8,17	0,5		1,26		5,41	0,25		36,34		98,77	Шамозит (?)
		Атом.	68,45			3,45	7,38	0,41		0,81		2,86	0,12		16,5			(Fe,Ti) ₅ (K,Al)Si _{11,8} O ₁₇
Гл8	18_04_07_31	Вес.	48,87		3,85		13,6				18,87			1,18	4,1		90,47	Волластонит+ анкерит (?)
		Атом.	71,66		3,72		11,36				11,04			0,5	1,72			CaSiO ₃ + (CaFe,Mg)(CO ₃) ₂
Гл8	2_05_07_28	Вес.	39,86					0,5							49,22		97,48	?
		Атом.	67,84			1,92	5,97	0,44							24			Fe ₁₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₈ ·17H ₂ O
Гл8	2_05_07_30	Вес.	32,57			2,15	11,26	0,52		0,26			0,27		46,57		93,6	(Fe,Al) ₂ SiO ₅
		Атом.	60,25			2,36	11,86	0,5		0,2		0,15			24,68			
Гл35	11_04_07_7	Вес.	48,14		1,22	12,5	29,95			6,78		0,2			2,23		101,02	Иллит
		Атом.	62,61		1,05	9,64	22,19			3,61		0,09			0,83			K(Mg,Fe,Al)[AlSi ₃ O ₁₀]
Гл35	11_04_07_8	Вес.	47,96		1,37	13,16	29,19			6,88					1,18		99,74	Иллит
		Атом.	62,74		1,18	10,21	21,75			3,69					0,44			K(Mg,Fe,Al)[AlSi ₃ O ₁₀]
Гл35	11_04_07_17	Вес.	41,78		1,26	0,87	21,23		0,56	0,35	3,97		4,03	23,48	3,06		100,6	Родонит (?)
		Атом.	63,13		1,25	0,78	18,27		0,42	0,22	2,4		1,87	10,33	1,32			(Mn,Ca,Fe,Mg,Al)SiO ₃
Гл36	14_05_07_19	Вес.	53,46	3,31		3,93	40,63		0,48	0,34	0,8						102,95	Олигоклаз + кварц
		Атом.	65,25	2,81	2,84	28,25			0,29	0,17	0,39							(Na,Ca,K)AlSi ₃ O ₈ + SiO ₂

Приложение 15 (продолжение).

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	K	Fe	Zr	Hf	U	Сумма	Минерал
Гл8	25_04_07_34	Вес.	31,58	0,35	14,45	0,31	2,48	45,25	1,63		96,05	Циркон
		Атом.	64,53	0,43	16,82	0,26	1,45	16,22	0,3			ZrSiO ₄
Гл8	02_05_07_47	Вес.	43,01	0,95	17,17			44,5			105,63	Циркон
		Атом.	70,32	0,92	16			12,76				
Гл36	7_05_07_22	Вес.	46,65	0,5	20,84			34,79	4,24	1,23	108,25	Циркон
		Атом.	71,35	0,46	18,16			9,33	0,58	0,13		
Гл36	14_05_07_88	Вес.	36,23		16,55			45,56	1,53		99,87	Циркон
		Атом.	67,36		17,53			14,86	0,26			

Оксиды и гидроокислы

№ обр.	№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Sc	Ti	Cr	Mn	Fe	Zr	Sn	Th	Сумма	Минерал
Гл8	18_04_07_20	Вес.	51,52		0,64	5,23		0,16			50,93			0,72				109,21	TiO ₂ + силикат
		Атом.	71,39		0,53	4,13		0,09			23,57			0,28					
Гл8	18_04_07_6	Вес.	36,34	1,53	20,91	0,72					26,14			2,99				88,63	3 TiO ₂ ·2Al ₂ O ₃ (Ti, Mg, Fe) ₃ Al ₄ O ₁₂
		Атом.	60,83	1,69	20,75	0,68					14,61			1,43					
Гл8	25_04_07_38	Вес.	35,18	0,45	2,43	1,46			5,07	0,66	22,87	1,39	0,6	0,65	11,96		0,99	83,72	Цирконолит + силикат
		Атом.	69,6	0,59	2,84	1,64			3,99	0,46	15,07	0,84	0,35	0,37	4,14		0,29		CaZrTi ₂ O ₇
Гл8	02_05_07_18	Вес.	31,63			0,61						0,3	0,33	68,33				101,19	Гематит + SiO ₂
		Атом.	61,13			0,67						0,18	0,18	37,84					Fe ₂ O ₃
Гл36	14_05_07_55	Вес.	39,73		0,4	1,04	0,53							56,31				98,01	Гидрогетит + SiO ₂
		Атом.	69,76		0,42	1,04	0,46							28,32					FeOOH·0,4H ₂ O
Гл8	02_05_07_77	Вес.	23,56	0,28	1,16	2,55			0,59			11,85		0,82		50,92		91,73	Cr ₂ O ₃ ·2SnO ₂ + силикат
		Атом.	63,91	0,49	1,86	3,95			0,64			9,89		0,63		18,62			

Приложение 15 (окончание).

Вольфраматы

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	S	K	Ca	Cr	Mn	Fe	Co	W	Сумма	Минерал
Гл8	02_05_07_58	Вес.	20,34	3,09		0,54	0,59	0,27	0,52	3,47	10,87		48,28	87,98	Вольфрамит
		Атом.	65,04	5,86		0,86	0,77	0,35	0,51	3,23	9,96		13,43		(Fe, Mn)WO ₄

Фосфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	F	Al	Si	P	K	Ca	Сумма	Минерал
Гл36	7_05_07_5	Вес.	38,09		5,79		0,6	19,33		37,85	101,66	Апатит
		Атом.	55,69		7,13		0,5	14,59		22,09		Са ₃ [PO ₄] ₃ F
Гл36	7_05_07_17	Вес.	40,01		4,63	1,08	6,25	16,73	0,58	31,71	100,98	Апатит
		Атом.	57,45		5,59	0,92	5,11	12,5	0,34	18,19		

РЗЭ фосфаты

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	P	K	Ca	Fe	La	Ce	Pr	Nd	Сумма	Минерал
Гл8	25_04_07_3	Вес.	26,38	2,14	2,58			0,44	0,45	21,65	36,73	3,6	8,0	101,97	Церианит + церит?
		Атом.	70,52	3,39	3,93			0,47	0,35	6,66	11,21	1,09	2,37		(Ce,La,Nd,Pr) _{0,21} Al _{0,03} Si _{10,04} O _{0,70}
Гл36	7_05_07_54	Вес.	30,18	1,03	4,05	12,15	0,36			12,98	24,69	2,8	10,37	98,62	Монацит + силикаты
		Атом.	66,62	1,35	5,1	13,85	0,32			3,3	6,22	0,7	2,54		
Гл36	14_05_07_24	Вес.	29,47		5,97	11,95				13,46	25,56		10,61	97,02	Монацит + SiO ₂
		Атом.	65,94		7,61	13,82				3,47	6,53		2,63		(Ce,La...)PO ₄

№ обр.	№ спектра	%	O	Al	Si	P	K	Fe	Br	Y	Gd	Dy	Yb	Er	Сумма	Минерал
Гл8	25_04_07_42	Вес.	37,42	1,91	4,64	10,26	0,75	11,12		23,77	1,87	3,58		2,11	97,44	Ксенотим+ силикаты (?)
		Атом.	68,02	2,06	4,81	9,64	0,56	5,79		7,78	0,35	0,64		0,37		(Y,Dy,Er,Gd) ₉ (Fe,Al) ₈ P ₁₀ Si ₅ O ₆₈
Гл8	02_05_07_11	Вес.	38,76		5,58	8,00	0,77	14,91	3,93	17,86		2,74	2,36		94,92	Ксенотим
		Атом.	70,28		5,77	7,5	0,57	7,75	1,43	5,83		0,49	0,4			(Y,Dy...Fe)PO ₄ + FeSiO ₃ + KBr(?)

Приложение 16.

Химический состав минералов фтанитов разреза р. Широкая Падь (Аншлифы Шр12, Шр12а, Шр9).

Самородные элементы и интерметаллические соединения

№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni	Mo	Ag	U	Сумма	Минерал
Шр9_37	Вес.	6,35		0,38	6,18	0,38	14,24	1,22	55,56	8,17	0,68			93,17	Железо + силикаты
	Ат.	19,12		0,68	10,6	0,39	13,19	1,07	47,91	6,7	0,34				Fe ₆₉ Cr ₁₉ Ni ₁₀ Mn ₂
Шр12а_26	Вес.		0,34		0,37							99,73	4,43	104,84	Серебро
	Ат.		1,44		1,36							95,28	1,92		

Сульфиды и сульфаты

№ спектра	%	O	Al	Si	S	Cr	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sb	Ba	Pb	Сумма	Минерал
Шр9_26	Вес.				47,52		42,35									89,86	Пирит
	Ат.				66,15		33,85										
Шр12а_13	Вес.			0,3	53,48		44,66		0,62			2,26				101,33	Ni,As-пирит
	Ат.			0,42	66,21		31,75		0,42			1,20					
Шр9_1	Вес.				42,27		22,49	0,81	30,59							96,17	FeS ₂ :NiS
	Ат.				58,44		17,85	0,61	23,1								Ni _{0,23} Fe _{0,18} Co _{0,01} S _{0,58}
Шр9_5	Вес.				34,33		27,66	0,78	33,81							96,59	Петландит
	Ат.				49,68		22,98	0,61	26,72								(Fe,Ni) ₉ S ₈
Шр12_9	Вес.			0,24	40,08		53,39			3,93						97,63	Су- пирротин
	Ат.			0,37	54,91		42,00			2,71							Fe _{0,42} Cu _{0,03} S _{0,55}
Шр12_13	Вес.		0,28		39,2		41,28			4,57	11,81	0,44			5,22	102,8	Су-Zn-пирротин
	Ат.		0,46		54,20		32,77			3,19	8,01	0,26			1,12		Fe ₃₃ Zn ₈ Cu ₃ PbS ₅₄
Шр12_14	Вес.				38,85		38,28		0,64	5,14	16,65				5,05	104,6	Су-Zn-пирротин?
	Ат.				53,42		30,22		0,48	3,57	11,23				1,08		Fe ₃₃ Zn ₁₁ Cu ₄ PbS ₅₃
Шр12_7	Вес.				18,75		24,03	6,18	4,62			47,23	0,83			101,63	Арсенопирит
	Ат.				31,85		23,44	5,71	4,29			34,34	0,37				(Fe,Co,Ni)AsS
Шр12_10	Вес.	2,59	0,29	0,76	40,76		8,74			47,34						100,49	Борнит(?)
	Ат.	6,82	0,45	1,14	53,58		6,60			31,40							Cu ₅ FeS ₈
Шр9_20	Вес.	4,44		1,38	33,26	1,41	25,14			28,15						93,78	Халькопирит
	Ат.	12,14		2,15	45,42	1,19	19,71			19,4							CuFeS ₂
Шр12_12	Вес.	23,0		0,52	34,34		25,54			27,82		0,55				91,07	As-халькопирит
	Ат.	41,92		0,54	31,23		13,33			12,77		0,21					CuFeS ₂
Шр9_13	Вес.	27,26		0,96	13,32		0,56							52,36		94,46	Барит
	Ат.	66,96		1,35	16,32		0,39							14,98			BaSO ₄
Шр9_32	Вес.				12,66										83,21	95,87	Галенит
	Ат.				49,57										50,43		PbS

Приложение 16 (окончание).

Сульфиды

№ спектра	%	O	Si	S	Ti	Cr	Ag	Te	Сумма	Минерал
Шр12_3	Вес.	6,55	2,34	10,36	1,36		65,6	0,64	86,85	Аргентит
	Атом.	29,30	5,62	21,79	1,92		41,03	0,34		Ag ₂ S
Шр12_5	Вес.			10,97			69,81		80,78	Аргентит
	Атом.			34,54			65,36			Ag ₂ S
Шр12_15	Вес.	3,21	4,0	10,08		0,65	64,82		82,75	Аргентит + SiO ₂
	Атом.	15,79	11,20	24,74		0,98	47,29			Ag ₂ S
Шр12_22	Вес.	2,69	0,9	12,15			70,63		86,37	Аргентит
	Атом.	13,62	2,59	30,72			53,07			Ag ₂ S

Силикаты и окислы

№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	K	Ti	V	Cr	Fe	Co	As	Sn	W	Сумма	Минерал
Шр12а_25	Вес.	45,7	1,25	15,45	22,94	8,49	0,21			2,07					96,1	КПШ
	Атом.	62,71	1,13	12,57	17,93	4,76	0,10			0,81						
Шр12_20	Вес.	27,54		2,22	3,11	1,62	47,64	0,73							82,85	TiO ₂ + силикаты
	Атом.	58,06		2,78	3,73	1,40	33,55	0,48								
Шр12_8	Вес.	33,14		3,55	3,76	1,36	49,64	0,77							92,22	TiO ₂ + силикаты
	Атом.	60,51		3,84	3,91	1,02	30,27	0,44								
Шр12_21	Вес.	25,04		1,21	13,18				2,7	0,4		0,54	38,99		82,06	SnO ₂ + силикаты
	Атом.	63,26		1,81	18,97				2,10	0,29		0,29	13,28			

РЗЭ минералы

№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	P	K	La	Ce	Nd	Сумма	Минерал
Шр9_3	Вес.	28,96	0,37	3,18	15,52	6,97	1,71	7,38	15,08	4,73	83,9	Монацит + силикаты
	Ат.	61,2	0,51	3,98	18,68	7,61	1,48	1,8	3,64	1,11		(Ce,La...)P ₆ P _{7,6} O _{30,4}

Приложение 17.

Химический состав минералов фтанитов разреза р. Большая Улитка (Аншлифы 5-50, 5-102,5,).

Самородные элементы и интерметаллические соединения

№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	Ca	Mn	Fe	Cu	Se	Ag	Au	Сумма	Минерал
01_102,5_17	Вес.	4,81	0,3		2,36						89,1		96,55	Серебро
	Ат.	24,58	1,01		6,87						67,54			
01_5_50_22	Вес.	11,88					1,21	1,73	23,65		6,43	55,99	100,9	Аурикуприд
	Ат.	49,12					1,46	2,05	24,62		3,94	18,81		
01_102,5_28	Вес.	6,52			2,52	0,5	4,01	1,98		64,5			80,08	Селен
	Ат.	28,40			6,25	0,87	5,09	2,47		56,92				

Сульфиды

№ спектра	%	O	Si	S	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Pb	Сумма	Минерал
01_5_50_1	Вес.			54,61			45,93							100,54	Пирит
	Ат.			67,44			32,56								
01_5_50_6	Вес.		0,25	53,87			44,29		2,15					100,57	Ni-пирит
	Ат.		0,35	66,71			31,49		1,45						
01_5_50_17	Вес.			52,97			44,68		0,72			1,88		100,25	Ni-As-пирит
	Ат.			66,36			32,14		0,49			1,01			
01_5_50_10	Вес.			34,29		0,77	28,98			32,52				96,57	Халькопирит
	Ат.			50,58		0,66	24,54			24,21					CuFeS ₂
01_5_50_28	Вес.		0,42	36,03			29,84			32,97				99,26	Халькопирит
	Ат.		0,68	51,27			24,38			23,67					CuFeS ₂
01_102,5_26	Вес.			32,1		2,3	4,25			1,66	58,6			98,88	Сфалерит
	Ат.			49,04		2,05	3,73			1,28	43,91				ZnS
01_102,5_31	Вес.			30,9		1,87	7,43			8,0	52,0			100,2	Cu-сфалерит
	Ат.			46,96		1,66	6,48			6,14	38,77				
01_5_50_16	Вес.			19,06			31,06	3,44				47,04		100,6	Со-арсенопирит
	Ат.			32,36			30,28	3,18				34,18			(Fe,Co)AsS
01_5_50_26	Вес.			21,62			5,89	23,77	4,57			44,29		100,14	Глаукодит
	Ат.			36,41			5,70	21,78	4,20			31,92			(Co,Fe,Ni)AsS
01_5_50_35	Вес.			12,53									84,68	97,22	Галенит
	Ат.			48,88									51,12		PbS
01_5_50_40	Вес.	5,13	1,11	39,03	1,71		18,13		25,81					90,92	Бравойт
	Ат.	13,50	1,66	51,27	1,39		13,67		18,51						(Ni,Fe)S ₂

Приложение 17 (окончание).

№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	S	Cr	Mn	Fe	Ag	Сумма	Минерал
01_102,5_41	Ат.	15,3		0,3	2,05	8,14	6,87	2,18	0,48	53,4	88,79	Аргентит + силикат
	Вес.	48,55		0,56	3,71	12,89	6,71	2,02	0,44	25,13		Ag ₂ S

Сульфаты												
№ спектра	%	O	Si	S	Sr	Ba	Сумма					
01_5_50_37	Вес.	29,24	0,72	13,14	0,65	46,62	90,38					
	Ат.	70,03	0,98	15,70	0,28	13,00						

Силикаты												
№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Mn	Fe	Сумма	Минерал	
01_5_50_11	Вес.	36,35	0,44	10,35	17,00	3,46	0,38	24,7	2,09	94,78	Спессартин	
	Ат.	58,85	0,47	9,94	15,68	2,24	0,20	11,65	0,97		(Mn,Ca,Fe,Mg) ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₃	
01_5_50_15	Вес.	35,73	0,49	10,61	17,3	2,69	0,28	25,6	1,95	94,65	Спессартин	
	Ат.	58,22	0,53	10,25	16,05	1,75	0,15	12,15	0,91		(Mn,Ca,Fe,Mg)Al ₂ [SiO ₄] ₃	

Окислы												
№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	S	Ca	Cr	Mn	Fe	Bi	U
01_5_50_45	Вес.	42,07								1,01	79,41	
	Ат.	79,28								0,55	20,17	
01_5_50_48	Вес.	17,99	0,37	0,48	1,01		0,26		2,42	2,71	62,02	
	Ат.	70,75	0,96	1,12	2,27		0,41		2,77	3,05	18,68	
01_102,5_14	Вес.	19,11		0,3	4,33				0,47	1,89		69,3
	Ат.	70,54		0,66	9,11				0,51	2,00		17,19
01_102,5_37	Вес.	32,69			2,18					56,6		
	Ат.	65,19			2,48					32,34		

РЗЭ минералы												
№ спектра	%	O	Al	Si	P	Ca	Br	La	Ce	Pr	Nd	Th
01_5_50_7	Вес.	23,73	0,35	1,11	12,03	0,79		15,62	20,6	2,93	10,54	1,94
	Ат.	64,34	0,56	1,71	16,84	0,85		4,87	6,37	0,90	3,17	0,36
01_5_50_13	Вес.	22,13		1,57	10,8	0,77	0,76	13,61	17,66	2,24	9,1	1,74
	Ат.	65,04		2,63	16,39	0,90	0,45	4,61	5,92	0,75	2,97	0,35

№ спектра	%	O	Al	Si	P	Ca	Br	La	Ce	Pr	Nd	Th
01_5_50_7	Вес.	23,73	0,35	1,11	12,03	0,79		15,62	20,6	2,93	10,54	1,94
	Ат.	64,34	0,56	1,71	16,84	0,85		4,87	6,37	0,90	3,17	0,36
01_5_50_13	Вес.	22,13		1,57	10,8	0,77	0,76	13,61	17,66	2,24	9,1	1,74
	Ат.	65,04		2,63	16,39	0,90	0,45	4,61	5,92	0,75	2,97	0,35

Приложение 18.

Содержание редких и редкоземельных элементов в породах «фтанитовой пачки» (T_{ol2} - T_{2an}), г/т

Эле- мент	X-1	H-153	H-155	H-155*	Or12	Or15	P-56	P-102	Д-6	Д-9	C-149	C-154	Шр-12	5/117,5	5/145	Го-1
Li	42,8	39,5	30,6	29,0	14,5	13,9	44,7	63,8	41,1	28,9	69,5	31,3	32,5	33,5	85,4	63,8
Be	3,73	2,44	1,89	1,86	0,31	0,51	0,95	1,81	0,58	0,69	0,94	0,72	2,23	1,09	2,47	1,70
Sc	10,6	15,2	8,0	7,6	2,7	4,4	3,2	9,5	3,7	4,5	4,8	5,9	6,4	4,7	9,7	7,4
V	410	472	204	198	34	89	42	136	786	37	582	620	132	52	158	81
Cr	60	88	60	53	15	24	22	99	36	18	35	34	34	18	38	33
Mn	36	43	48	42	3	7	95	409	35	125	63	97	377	7554	1493	65
Co	1,8	0,8	1,0	0,9	0,2	0,3	2,9	1,5	34,3	3,4	3,7	0,6	2,5	36,7	14,8	1,3
Ni	5,4	0	0	0	1,2	1,8	1,7	2,0	69,6	6,9	36,2	4,0	7,7	52,4	58,1	7,7
Cu	25,1	90,8	84,5	79,9	5,6	18,9	48,9	37,9	104,1	21,3	49,1	31,4	26,3	71,1	39,2	19,4
Zn	22,9	6,1	10,8	9,3	2,2	2,6	42,3	20,3	172,9	16,1	107,8	13,0	64,0	63,1	116,1	12,1
Ga	147	44	28	26	12	16	20	67	13	24	12	34	33	13	29	173
As	16	30	27	20	8	5	93	69	17	12	13	11	31	7	9	8
Se	2,6	2,1	1,0	1,6	0,6	0,4	0,3	0,6	1,6	0,3	1,2	1,1	0,4	2,5	1,1	0,8
Rb	79	96	44	40	20	33	37	63	27	38	34	51	84	38	63	64
Sr	54	31	23	19	11	11	17	56	14	17	38	19	27	27	11	32
Y	11,09	12,33	8,46	8,61	1,58	3,25	3,36	7,1	4,52	2,78	7,07	8,88	6,02	6,7	13,89	5,45
Ag	0,55	0,72	0,97	0,78	0,12	0,18	0,1	0,34	0,35	0,07	0,18	0,17	0,51	0,29	0,73	0,16
Cd	0,23	0,08	0,07	0,06	0	0,02	0,22	0,11	6,04	0,13	2,71	0,18	0,48	0,82	3,3	0,01
In	0,037	0,046	0,031	0,030	0,009	0,019	0,025	0,036	0,016	0,020	0,025	0,026	0,046	0,033	0,032	0,032
Cs	8,9	10,1	5,0	4,8	2,1	2,9	5,8	13,3	4,3	12,1	4,8	10,4	8,1	3,1	5,8	5,6
Ba	1225	287	199	187	121	151	154	536	128	259	136	339	305	101	253	1992
La	19,33	20,25	8,59	8,54	3,29	5,73	4,43	12,57	4,44	6,27	6,20	8,19	15,47	8,44	27,34	9,88
Ce	35,39	37,60	15,62	15,52	6,06	10,09	9,39	23,36	8,96	12,99	12,48	15,26	30,9	10,70	51,62	19,02
Pr	4,638	5,203	2,429	2,351	0,783	1,458	1,202	3,085	1,309	1,414	2,04	2,367	3,526	2,239	6,516	2,359
Nd	16,41	19,12	9,84	9,51	2,97	5,84	4,34	10,83	5,67	5,21	8,75	9,44	13,11	9,41	26,16	9,07
Sm	3,317	3,797	2,531	2,472	0,495	1,082	0,945	2,019	1,288	0,974	2,107	1,944	2,339	1,930	5,357	1,738
Eu	0,811	0,747	0,594	0,568	0,116	0,225	0,236	0,506	0,292	0,220	0,481	0,463	0,498	0,480	1,236	0,676

Приложение 18 (окончание).

Эле- мент	X-1	H-153	H-155	H-155*	Og-12	Og-15	P-56	P-102	Д-6	Д-9	C-149	C-154	Шр-12	5/117,5	5/145	Го-1
Gd	2,821	3,036	2,497	2,427	0,534	1,103	0,887	1,842	1,374	1,002	2,216	2,102	1,956	1,834	5,006	1,877
Tb	0,310	0,386	0,332	0,322	0,054	0,132	0,125	0,242	0,176	0,115	0,289	0,2820	0,267	0,256	0,597	0,229
Dy	1,662	2,084	1,772	1,722	0,347	0,769	0,653	1,380	1,071	0,659	1,673	1,874	1,427	1,539	2,992	1,341
Ho	0,348	0,434	0,337	0,340	0,073	0,163	0,119	0,273	0,233	0,139	0,353	0,406	0,280	0,304	0,553	0,279
Er	1,160	1,409	1,009	1,024	0,265	0,569	0,326	0,818	0,708	0,425	1,086	1,244	0,811	0,936	1,501	0,872
Tm	0,179	0,204	2,020	0,151	0,037	0,082	0,045	0,121	0,102	0,071	0,151	0,199	0,110	0,149	0,218	0,151
Yb	1,228	1,353	0,961	1,001	0,271	0,599	0,308	0,758	0,763	0,475	1,101	1,229	0,688	0,898	1,400	1,081
Lu	0,203	0,224	0,144	0,157	0,043	0,098	0,047	0,113	0,109	0,078	0,158	0,195	0,105	0,139	0,213	0,178
Hg	0,012	0,029	0,080	0,059	0,018	0,027	0,049	0,014	0,031	0,162	0,054	0,022	0,045	0,031	0,036	0,054
Tl	1,16	1,07	0,55	0,53	0,33	0,68	0,28	0,50	4,84	0,66	2,74	0,80	1,12	1,84	3,52	0,60
Pb	10,1	14,9	33,1	32	4,5	9,2	18,0	20	8,8	17,4	10,1	25,6	131	8,9	15	9,3
Bi	0,20	0,20	0,36	0,37	0,07	0,12	0,08	0,11	0,09	0,19	0,12	0,17	0,19	0,21	0,26	0,25
Th	5,41	5,43	2,26	2,35	1,24	2,18	1,48	4,20	2,12	2,48	3,15	3,51	4,45	1,81	5,58	4,59
U	4,58	7,25	3,65	3,77	0,64	1,44	0,53	1,91	9,14	0,70	6,37	5,90	0,68	0,72	5,39	2,29
Ge	4,36	8,44	4,54	5,61	0,69	1,01	4,70	4,70	1,45	1,60	1,50	1,06	0,82	1,56	1,74	0,87
Mo	13	29	8	7	1,3	3	1,5	5	68	3	68	47	5,3	12	25	2
Sb	1,9	28,3	2,8	2,6	0,57	1,7	6,4	2,3	6,0	2,6	2,0	2,9	16,5	2,1	1,2	0,77
I	0,0	0,0	0,0	0,0	57,4	1,16	0,0	0,0	55,6	14,4	10,2	6,3	3,1	2,2	2,2	3,3

Примечание: Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории Токійском университете О.В. Чудаевым и Akito Kuno. Породы «фтанитовой пачки»: фтаниты (H-155, Og-12 (р. Огородная), P-56 (р. Рудная), Шр-12 (руч. Широкая Падь), глинистые фтаниты (X-1 (г. Хабаровск), H-153, Og-15 (р. Огородная), P-102, Дг-6 (р. Рудная), C-149, C-154 (р. Корейская)), глинистые кремни (Дг-9, р. Рудная), фтанитокварциты (5/117,5; 5/145, р. Бол. Улитка). Обр. Го-1 – юрский алевроаргиллит (J₁, кл. Мартынов, левобережье р. Горной). H-155* – проба H-155, подготовленная без прокаливания.

ФОТОТАБЛИЦЫ

Фототаблица I.

1. Субгоризонтальное залегание плитчатых кремней толщи I на правом берегу р. Гур, ниже устья руч. Дюкали (пачка 4, ладинский ярус, верхний подъярус).
2. Известняковая толща II (нижний карний) в разрезе на правом берегу р. Гур.
3. Обнажение карбонатной толщи VI (разрез по р. Гур, скалы Какдям). Пунктиром отмечен контакт карбонатно-кремневых микститов (пачка 20, олистостромовый горизонт) и белых мелоподобных известняков переслаивающихся с темно-серыми и серыми кремнями (пачка 21). Норийский ярус, нижний подъярус.
4. Горизонтально-слоистые тонкоплитчатые кремни, содержащие пласт (0,7 м) слабо линзовидно-слоистых кремней, переходящих по простиранию в массивные кремни. Р. Гур, пачка 33. Верхний норий – рэт(?).

Фототаблица II.

1. Желваки и линзы кремней (К) в мелоподобных известняках (И) пачки 6. Р. Гур. Нижний карний.
2. Карбонатно-кремневые микститы пачки 20 (нижний норий) в разрезе по р. Гур (обнажение скал Какдям).

Фототаблица III.

1. Обнажение с. Бреевка (вид сбоку). Черной линией показан контакт триасовых кремней и среднеюрской терригенной толщи.
2. Обнажение с. Бреевка. Тонкоплитчатые кремни пачки 1 (нижний ладин). Толстый пласт кремней – продукт медленного течения (сползания) по склону нескольких тонких слоев нелитифицированного ила в направлении противоположном падению пород.

Фототаблица IV.

- 1, 2. Обнажение с. Бреевка. Борозды и штриховка на зеркалах скольжения левосторонних сдвигов. Расстояние (перпендикуляр) между поверхностями параллельных сдвиговых трещин (фото 1 и 2) – 16-20 м.

Фототаблица V.

1. Обнажение «фтанитовой пачки» (T_{2an_2}) в дорожном врезе на правом борту долины р. Усури, выше устья р. Огородной (правого притока р. Усури).
2. Выход фтанитовой пачки в обнажении «2-й пластины» на берегу р. Рудной в г. Дальнегорске.
3. Складки тектонического нагнетания в замковой части антиклинальной складки, показанной на фото 2.
4. Тонкоплитчатые горизонтально-слоистые кремни пачки 7 («2-й пластины») разреза р. Рудной в г. Дальнегорске.
5. Микстит олистостромы, подстилающей кремневую толщу «1-й пластины» разреза по берегу р. Рудной (г. Дальнегорск). Глыбы триасовых кремней (К) и известняков (И) в алевролитовом матриксе.

Фототаблица VI.

1. Глинистые силициты «фтанитовой пачки» (T_{2an}) в среднем течении р. Дальней (правый приток р. Бол. Усурка). Обнажение в карьере у дороги с. Рошино – с. Глубинное. К – кремни, ГК – глинистые кремни, Ф – фтаниты, ГФ – глинистые фтаниты.
2. Фрагмент обнажения (фото 1), иллюстрирующий соотношение различных типов сили-

цитов в выходе «фтанитовой пачки».

3. Строение фтанитовой пачки (T_2an_2) вблизи устья руч. Солонцового (левого притока р. Анной).

Фототаблица VII.

1, 2. Линзы (глыбы) геттанг-синемюрских (?) известняков в нижнемеловой (валанжин?) вулканогенной олистостроме киселевской свиты. Левый берег р. Амур, в 1, 4 км выше с. Киселево.

Фототаблица VIII.

1, 2. Линзы марганцевых руд и марганцовистых яшм (черное) в яшмовой толще киселевской свиты J_{1-3} . Левый борт долины руч. Известкового вблизи его впадения в р. Амур.

Фототаблица IX.

1. Почковидные образования в пачке плитчатых кремней киселевской свиты, залегающих выше силла базальтовых порфиритов. Правый берег р. Амур, обнажение выше оз. Хаванда). В правом углу – фото индивидуального желвака кремней.

2. Складчатые деформации в кремнях киселевской свиты, обусловленные внедрением силла базальтовых порфиритов.

Фототаблица X.

1. Брекчированный прослой зеленовато-серого кремня в позднеоленекских глинистых яшмах разреза второй пластины по р. Рудной. Образец отобран из замковой части антиклинальной складки (см. фототабл. 5-2, 3) и иллюстрирует пластичность глинистых яшм 1-й пачки, сохранившуюся после диагенетической литификации прослоев и линз кремней, вплоть до складкообразования на рубеже раннего и позднего мела.

2. Прослой белого известняка в верхнетриасовых светло-серых толсто плитчатых кремнях кремневой фации триасовой формации. Бассейн р. Уссури, Обнажение в низовьях р. Садовка (правобережье среднего течения р. Уссури).

3. Кремнисто-вулканитовый турбидит из толщи плитчатых кремней разреза с. Бреевка. (пачка 9, нижний карний, полированный образец). Градационно сортированные обломки базальтовых порфиритов (темные на снимке) в нижней части породослоя заключены в кварцевом цементе (светлый на снимке).

4. Контакт градационно-слоистого песчаника (вулканит-кремнекластитовый турбидит) с тонкослоистой глинистой яшмой.

5. Тонкое переслаивание алевроаргиллитов (черные слои) и тонкозернистых алевропесчаников (светло-серые слои): предположительно аспидно-сланцевый гемипелагит или дистальный турбидит (J_{1-2}). Белый прослой в центре образца с желтоватыми пленками гидроокислов железа – апокремневый кварцит. Породы слабо ороговикованы. Верхнее течение р. Малиновка вблизи впадения в нее руч. Комсомольского.

6. Известково-кремневое стяжение с внутренней полостью заполненной крупнокристаллическим кальцитом. Желвак предположительно сформировался путем окремнения известковой раковины моллюска. Правобережье р. Уссури, р. Садовка. Верхний триас.

7. Слесток ходов илоода на нижней поверхности кремневого слоя. Район с. Самарка. Обнажение в нижнем течении р. Садовка. Верхний триас.

Фототаблица XI.

1. Симметричный тип строения кремневого слоя. Центральная более кремнистая стекло-

белая (темная) часть слоя контрастирует со светлыми более глинистыми слоями, содержащими радиолярии (темные точки на светлом фоне). Бассейн р. Уссури, с. Самарка, р. Садовка. Верхний триас.

2. Симметричный тип строения кремневого слоя. Обогащенные глинистым веществом ламины (светлое) концентрируются вблизи подошвы и кровли кремневого слоя. Правый берег р. Уссури вблизи устья р. Огородная. Средний триас.

3. Симметричный тип строения кремневого слоя. Сравнительно однородная, стекловатая сердцевина слоя к подошве и кровле сменяется отчетливо ламинарно-слоистыми его частями. Бассейн р. Уссури. Верхний триас.

4. Линзовидное внутреннее строение кремневого слоя. В центральной части слоя – раннедиагенетическая линза однородного стекловатого кремня (темная на фото). Изгибы ламин в верхней и нижней части слоя повторяют форму центральной окремненной зоны, выклинивающейся в правой части образца, а невыдержанность толщины слоя в целом предопределена формой раннедиагенетического стяжения и последующим уплотнением кремневого ила. Южный Сихотэ-Алинь. Бассейн р. Уссури, р. Садовка. Верхний триас.

5. Ламинарно-слоистый кремнь с раннедиагенетическим желваком (темный) в верхней части слоя. В нижней половине кремневого слоя толщина ламин выдержана. В верхней части слоя, по приближению к центру желвака толщина ламин увеличивается от 0,3 мм до 3 мм. Это изменение толщины ламин фиксирует 10-кратное уплотнение ила после образования раннедиагенетического желвака. Правобережье р. Уссури, р. Садовка. Верхний триас.

Фототаблица XII.

1. Узловатые образования (ноббы) на поверхности кремневого слоя. Южный Сихотэ-Алинь. Обнажение в низовьях р. Садовка (правобережье среднего течения р. Уссури), средний–верхний триас.

2. Различная степень обособления конкреционных форм кремней в кремневой фации триаса: в середине – узловатое образование напоминающее слепок раковины пелициподы, слева – полуконкреция, а справа – лепешковидная конкреция на поверхности кремневого слоя. Южный Сихотэ-Алинь, правобережье среднего течения р. Уссури, район с. Самарка).

3. Сечение глинисто-кремневой конкреции (4×2,6 см), обогащенной углеродистым веществом (черное) и вкрапленностью пирита, из «фтанитовой пачки» (T1 ol) разреза воронежской свиты (г. Хабаровск). В центре – септариевые трещины синерезиса заполненные кварцем и кальцитом.

4. Та же кремневая конкреция что на фото 2: вид сверху.

5. Кремневый диагенетический желвак из верхнемеловых океанических отложений. На срезе желвака – следы биотурбации первично фораминиферо-нанофоссилиевого ила в котором сформировался желвак. Материал драгирования в 7-м рейсе НИС «Академик Александр Виноградов» Станция 32 на океаническом склоне желоба Волкано, глубина драгирования 5300-4760 м (Гайоты..., 1995).

Фототаблица XIII.

1. Ламинарная слоистость в глинистом фтаните. Относительно выдержанная горизонтальная микрослоистость породы нарушена дисгармоничной складчатостью отдельных ламин. Складчатый интервал кремневой ламины (светлое) ограничен микросбросами, образовавшимися при обезвоживании и уплотнении глинисто-кремневого ила. Разрез на левобережье руч. Солонцового, р. Анжуй (средний анизий, шлиф A113).

2. Параллельная ламинарная слоистость в слабо метаморфизованном фтаните. Из допущения, что каждая пара углеродистого (черное) и кремневого (белое) слойков представляет годичный варв, время накопления 2-х сантиметрового породослоя оценивается в пределах 72-100 лет, а средняя скорость его отложения – около 0,03 мм в год, или в состоянии неуплотненного водонасыщенного ила – около 0,3 см/год. Среднее течение р. Анюй (средний триас, шлиф А163).

3. Микроскладчатость в пластичном пакете (0,4 см) кремнистых и глинистых ламин с осевыми плоскостями, параллельными общей ламинарной слоистости кремневого слоя. Складчатость предположительно фиксирует процессы оплывания (стекания) еще незатвердевшего кремневого ила. Р. Анюй (средний-верхний триас, шлиф А180).

4-8. Линзовидная микрослоистость в среднетриасовых глинистых фтанитах (шл. А93, Гл16 и Р-145) и раннеюрском фтаните (шл. Бр150), соответственно из разрезов в бассейнах рек Анюй, Дальняя и у с. Бреевка, в глинистых кремнях (шл. А156, р. Анюй). В верхнем правом углу фото 8 – прослой (1 мм), обогащенный пиритом.

Фототаблица XIV.

1. Градационная слоистость, выраженная уменьшением содержания радиолярий и прогрессирующим увеличением содержания глинистой примеси, от подошвы к кровле слоя глинистого кремня. Левобережье руч. Солонцового, бассейн верхнего течения р. Анюй, верхний анизий.

2. Прослой радиолярита в слое абиоморфного глинистого кремня, с симметричным распределением радиолярий в пределах прослоя и резкими верхней и нижней границами. Правобережье р. Анюй ниже устья р. Тауса, средний анизий.

3. Глинистый кремь радиоляриевый градационно-слоистый. В середине снимка – резкий нижний контакт с подстилающим слойком кремнистого аргиллита. Левобережье руч. Солонцового, бассейн р. Анюй. Верхний триас.

4. Фтанит, обогащенный крупными кристаллами пирита кубической формы (черное), вцементированными в кварцевую массу породы. В правой части фото – таблитчатый крупный (0,12 мм) кристалл кислого плагиоклаза (белый на фото). Р. Бол. Уссурка, средний триас.

5. Линзочки обогащенные железо-марганцевыми окислами (черное) в слое радиоляристой яшмы. Левобережье р. Анюй вблизи устья руч. Неудачного, верхний ладин.

6. Слой яшмы с симметричным возрастанием количества и размеров радиолярий к подошве и кровле (периодит). Левобережье р. Анюй вблизи устья руч. Неудачного, верхний ладин.

7. Фтанит микробрекчированный. Правый берег р. Бол. Уссурка вблизи устья р. Дальней, средний триас.

8. Яшма метаморфизованная (яшмокарцит), с магнетитовыми слойками в нижней части (черные) породослоя. Правый берег р. Анюй ниже устья р. Гобилли.

Фототаблица XV.

1. Глинистый фтанит. Текстурные признаки отложения «фтанитовой пачки» на склоне подводного поднятия. Вверху – синседиментационный эрозионный контакт с прослоем неокатанного и несортированного лититового углеродисто-глинисто-алевритового песчаника. В середине – микронадвиги и следы внутрислоевого течения пластичного материала с резким изменением толщин глинисто-кремневых слойков. Разрез по р. Рудной (г. Дальнегорск). Пачка 2. Оленекский ярус, верхний подъярус. Шл. Р-52а, Ник. II.

2. Кремнисто-углеродистые варвы во фтаните. Разрез по р. Рудной (г. Дальнегорск). Пачка 2. Оленекский ярус, верхний подъярус. Шл. Р-52, Ник. II.

3. Полимиктовый лититовый песчаник из тонкого прослоя (2 см) во фтанитах пачки 3 разреза по р. Рудной (г. Дальнегорск). В центре – крупный обломок глинистого фтанита. Анизийский ярус. Шл. Р-54. Ник. II.
4. Глинистый фтанит ламинарно-слоистый из нижней части «фтанитовой пачки». Разрез на правом берегу р. Уссури вблизи устья р. Огородной. Средний анизий. Аншлиф Ог-6.
5. Глинистый кремнь из нижней части «фтанитовой пачки». В нижней части слоя – трещины, заполненные углеродистым (битумоидным) веществом, мигрировавшим из нижележащего слоя глинистого фтанита. Разрез на правом берегу р. Уссури вблизи устья р. Огородной. Средний анизий. Аншлиф Ог-7.
6. Фтанит (радиолярит) из 2-й пластины кремней разреза. Р. Рудная в г. Дальнегорске. Анизийский ярус. Шл. Дгб-1.
7. Фтанит спикулево-радиоляриевый. Разрез 2-й пластины на берегу р. Рудной (г. Дальнегорск). Анизийский ярус. Шл. Дгб-4.

Фототаблица XVI.

1-15. Пиритизированные нанофоссилии (кокколиты) в позднеанизийских глинистых фтанитах бассейна р. Корейской (разрез по кл. Холодному). 9 – дискоастер?, 11 – рабдолит. 10 – сверху – пиритизированная фораминифера, сходная с планктонными *Gümbelina Egger*. 15 – прослой пиритизированных кокколитов в глинистом фтаните С149. Изображения на микрозонде во вторичных электронах. Аншлифы С-149 и С153:

Фототаблица XVII.

1. Пиритизированные кокколиты (плаколиты) в глинистом фтаните. Р. Корейская, разрез по левому притоку реки – кл. Холодному. Верхний анизий.
2. Окремнелый кокколит (?) с выделениями микроглобулярного опала на стенке внутренней полости. Правобережье р. Уссури вблизи устья р. Огородной. Средний анизий. Глинистый фтанит, обр. Н-153д.
3. Сферо-микритовый известняк. В центре – однорядная бентосная фораминифера. Р. Анюй. Норийский ярус. Шлиф Ц-263-1. Ник. II.
4. Микритовый известняк с кристаллами барита (шестигранные таблички). Р. Хор. Обр. Вх-161. Норийский ярус.
5. Микритовый известняк с остатками синезеленых водорослей (нижняя часть фото). Р. Гур. Норийский ярус. Шл. Д-249. Ник. II.
6. Ламинарная микрослоистость в микритовых известняках. Р. Гур. Верхний триас. Шл. Д-279. Ник. II.
7. Доломитовый известняк: 2-см прослой в грубоплитчатых кремнях кремневой фации (см. фототабл. 10-2). Кристаллы диагенетического доломита заключены в матрикс микритового кальцита. Южный Сихотэ-Алинь. Р. Садовка. Поздний триас.

Фототаблица XVIII.

1. Микритовый известняк с остатками остракод и филомов водорослей. Наданьхада-Бикинская зона. Р. Прав. Предгорка. Верхний триас. Шл. А-785-5. Ник. II.
2. Микрозернистый кремнистый известняк с нитевидными спикулами стеклянных губок (губковый мат?). Р. Гур. Карнийский ярус. Шлиф Д-225. Ник. II.
- 3, 4. Известковый кремнь с реликтами кальцитизированных населярий и известковых микроводорослей. Р. Гур. Пачка 17 (нижний норий). Шл. Д-239. Ник. II.
5. Органогенно-детритовый известняк. Комки сферо-микритового известняка (черные) смешаны со створками и детритом раковин тонкостенных пелагических моллюсков.

Бикинская зона. Разрез р. Прав. Предгорка. Верхний триас. Шл. А-785-5. Ник. II.

6, 7. Остатки планктонных фораминифер (?) в норийских водорослево-микритовых известняках (6) и нижнекарнийских известковистых кремнях разреза на правом берегу р. Гур. Шлифы Д-249 и Д-225. Ник. II.

8. Иглы морских ежей в органогенно-детритовом известняке. Наданьхада-Бикинская зона, Р. Прав. Предгорка. Верхний триас. Шл. А-785-5а. Ник. II.

9. Остатки кокколита в микритовых известняках карбонатно-кремневой фации триаса. Правобережье р. Анюй, р. Уджаки. Нижний норий. Обр. Ц-261/6. Микрофотография (ТЭМ) С.И. Шуменко.

Фототаблица XIX.

1. Фтанит малоуглеродистый с крупными кристаллами пирита кубической формы.

2. Спиккулы стеклянных губок из кремней разреза кл. Холодного (левый приток р. Корейской). Верхний анизий – нижний ладин. Шл. С-171. Ник. II.

3. Остатки остракод из кремней разреза р. Анюй. Обр. А-6. Верхний триас.

4, 5. Каолинит, метагаллазит и иллит из нижнекарнийских глинистых кремней разреза на правобережье р. Уссури (р. Огородная). Обр. Н-112. ТЭМ, увеличение $\times 18000$.

6. Тонкотаблитчатые кристаллы пирротина из кремней разреза с. Бреевка. Обр. Б-30.

7. Кубические и пентагон-додекаэдрические кристаллы пирита из кремней разреза с. Бреевка. Обр. Б-30.

8. Ромбоэдрические пустоты – следы выщелачивания диагенетических карбонатов в абиморфном микрозернистом кремне. Пустоты частично заполнены агрегатом фосфатных минералов (черные на фото). Гора Два Брата, г. Хабаровск. Воронежская свита. Верхний триас. Шл. Х-26. Ник. II.

9. Микроконкреционный глобулярно-слоистый марганцево-рудный прослой (2,5 см) из пачки среднеюрских кремневых аргиллитов (бат-келловей) разреза на правобережье руч. Джоо (бассейн р. Катэн). Аншлиф К70. Образец предоставлен А.Н. Филипповым.

Фототаблица XX.

1, 2. Нижняя часть слоя фтанита (разрез р. Рудной, г. Дальнегорск), с глинистыми прослоями и заключенными в кварцевый цемент обломками калиевого полевого шпата. Поздний оленек-ранний анизий. Аншлиф Р-50.

3. Хлоритизированные обломки базальтоидов в кварцевом цементе фтанита. Р. Рудная. Поздний оленек-ранний анизий. Аншлиф Р-50.

4, 5. Калиевый полевой шпат с вростками хлорита (по биотиту?) и выделениями гётита. Крупные зерна овальной (окатанной?) формы корродированны на контакте с кварцевым цементом породы. Р. Рудная, фтанитовая пачка (T_1ol_2 - T_2an_1). Аншл. Р-50.

6, 7. Апатит биогенных фрагментов в кварцевом цементе фтанита. На фото 7 фрагмент глинистого прослойка во фтаните, обогащенного крупноалевритовыми и тонкозернистыми песчаными зёрнами биогенного апатита. Р. Рудная. Аншл. Р-50.

8, 9. Зерна циркона в кварцевом цементе фтанитов. Р. Рудная. Поздний оленек-ранний анизий. Аншлиф Р-50.

Фототаблица XXI.

1. Крупное зерно рутила (TiO_2), заключенного в кварцевый цемент фтанита. Аншлиф Н-155д. Разрез р. Огородная, T_2an_1 .

2, 3. Слоек во фтаните, обогащенный алевритовыми зёрнами рутила (?) и циркона, заключенных в кварцевом цементе породы. Р. Огородная, T_2an_2 . Аншл. Ог-12а.

4. Обломок кристалла калиевого полевого шпата в кварцевом цементе глинистого фтани-та. Черное на фото – углеродистые включения и поры заполненные углеродистым веще-ством. Р. Корейская, T₂an₃. Аншл. С-154.
- 5, 6. Монацит и TiO₂ (рутил?) в кварцевом цементе глинистого фтани-та. Р. Корейская, T₂an₃. Аншл. С-154.
7. Прослой, обогащенный фосфатными фрагментами (апатит) стержневидных конодон-тов *Pachycladina Staesche* (определение Г.И. Бурий). Справа и слева базисные части коно-донта.
8. Циркон в кварцевом цементе глинистого фтани-та р. Огородной (средний анизий). Аншлиф Ог-42.

Фототаблица XXII.

1. Зональный кристалл гидрогётита и марганцовистый пирит в кварцевом цементе фтани-та Ог-45. Р. Огородная, T₂an₂.
2. Муассонит во вторичной поре, заполненной углеродистым веществом и кристалл диа-генетического пирита, замещаемого ярозитом, в мелкозернистом кварцевом цементе фта-нита. Огородная, T₂an₂.
3. Кристалл новообразованного пирротина во вторичной поре, заполненной кварц-углеродистым веществом. Аншлиф Н-155д.
4. Ильменит в трещине, заполненной кварц-углеродистым веществом. Аншлиф Ог-6. Р. Огородная, T₂an₂.
5. Кристалл арсенопирита во фтаните. Аншлиф Н-155д. Р. Огородная, T₂an₂.
- 6, 7. Кристаллы шеелита в углеродисто-кварцевых прожилках во фтаните. Аншлиф Н-155д. Р. Огородная, T₂an₂.
8. Вольфрамит во вторичной поре заполненной гидроокислами железа. Аншлиф Ог-6. Р. Огородная, T₂an₂.

Фототаблица XXIII.

1. Интерметаллид Pb_{0,78}Cu_{0,14}Sn_{0,11} в поре выщелачивания, заполненной кварц-гидроксид-железистым и углеродистым веществом. Р. Огородная. Аншлиф Ог-15а. T₂an₂.
2. Углеродистое заполнение трещины в термально перекристаллизованном фтаните, с кристаллами сильвина (кубики) и микрочастицами золота. Р. Огородная. Аншлиф Ог43.,
3. Касситерит в поре выщелачивания пирита (?). Р. Огородная, T₂an₂. Анш. Ог15а.
4. Агрегат глобулярного аргентита в кварц-гидроксид-железистом прожилке во фтаните. Р. Огородная. Аншлиф Ог12а. T₂an₂.
5. Кристалл глаукодота в кварцевом цементе, и микроглобулярный аргентит в поре, запол-ненной кварцем и углеродистым веществом. Р. Огородная. Аншлиф Ог12а.
6. Самородное серебро в углеродистом прожилке во фтаните. Р. Огородная, T₂an₂. Аншлиф Ог12а.
7. Интерметаллид Ni_{0,73}P_{0,14}Cu_{0,06}Zn_{0,04}Fe_{0,01} в глинистом фтаните разреза р. Огородной (T₂an₂). Аншлиф Ог- 6.
8. Галенит в кварц-углеродистом заполнении трещины во фтаните. Р. Огородная. T₂an₂. Аншлиф Ог15а.

Фототаблица XXIV.

- 1, 2. Золото в кварц-углеродистом заполнении трещины в микробрекчированном фтаните. Р. Огородная, T₂an₂. Аншлиф Ог-43.
3. Кристалл ртутистого золота трещине, выполненной адуляром и кальцитом в микробрек-

чированном фтаните. Р. Огородная, T₂an₂. Аншлиф Ог-43.

4. Интерметаллическое соединение Cu₃Zn₂ в кварцевом цементе фтанита. Р. Огородная, T₂an₂. Аншлиф Ог-6.

5. Крупное зерно (0,1 мм) аурикуприда в микробрекчированном фтаните разреза р. Огородной, T₂an₂. Аншлиф Ог-43.

6. Выделение самородного селена в трещине фтанита, выполненной углеродистым веществом, T₂an₂. Аншлиф Ог-6.

7. Самородный никель в кварцевом прожилке во фтаните. Р. Огородная, T₂an₂. Аншлиф Ог-45.

8. Железо в углеродистом выполнении трещины фтанита. Р. Огородная, T₂an₂. Аншлиф Н-155д.

Фототаблица XXV.

1. Борнит в отторочке мышьяковисто-медистого гидрогётита в мкрозернистом кварцевом цементе фтанита. Р. Рудная, T₁ol₂-T₂an₁. Аншлиф Р-50.

2. Кобальтин в кварцевом цементе фтанита. Р. Рудная, T₁ol₂-T₂an₁. Аншлиф Р-50.

3. Кристалл глаукодота во вторичной поре, заполненной кварцем, углеродистым веществом и гидроокислами железа. Р. Рудная, T₁ol₂-T₂an₁. Аншлиф Р-50.

4. Сросток халькопирита и ульманита в кварцевом цементе во фтаните. Р. Рудная. T₁ol₂-T₂an₁. Аншлиф Р-50.

5. Выделение природной бронзы (CuSn) в кварц-углеродистом заполнении трещины во фтаните. Р. Рудная, T₁ol₂-T₂an₁. Аншлиф Р-50.

6. Кристалл шеелита во вторичной поре заполненной кварцем, кальцитом и углеродистым веществом. Р. Рудная, T₁ol₂-T₂an₁. Аншлиф Р-50.

7. Аргентит в остаточных порах перекристаллизованного фтанита. Руч. Широкая Падь, T₁ol-T₂an(?). Аншлиф Шр12.

8. Арсенопирит, медистый пирит и халькопирит во фтаните руч. Широкая Падь, T₁ol₂-T₂an. Аншлиф Шр12.

Фототаблица XXVI.

1, 2. Крупные выделения сфалерита в глинистом фтаните разреза по кл. Холодному, (левый приток р. Корейской). T₂an₃. Аншлиф С-149.

3. Цинксодержащий халькопирит в мкрозернистом кварцевом цементе глинистого фтанита. Кл. Холодный, T₂an₃. Аншлиф С149.

4. Шеелит в углеродистой поре глинистого фтанита. Кл. Холодный, T₂an₃. Аншлиф С149.

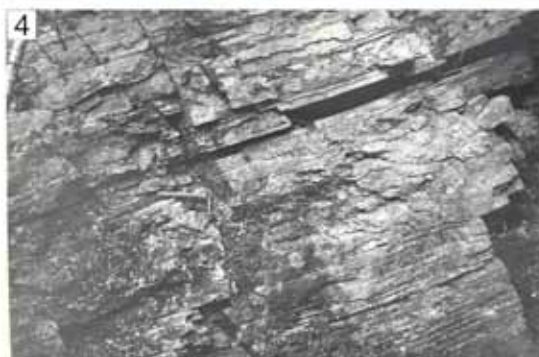
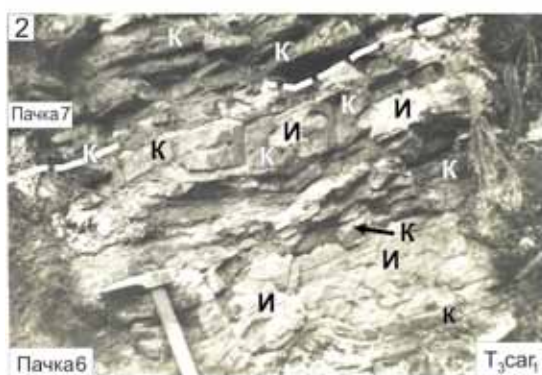
5. Монацит и датолит в кварцевом цементе породы, магнетит в углеродистой поре в глинистом фтаните разреза на левобережье р. Дальней. Карьер у с. Глубинное, средний триас. Аншлиф Гл8). Стенки мелких пор выщелачивания выстланы гидроксидами железа, а их полости заполнены углеродистым веществом.

6. Рассеянные кристаллы датолита в кварцевом цементе глинистого фтанита. В крупной поре, заполненной углеродистым материалом содержится зерно остаточного (?) кальцита. С. Глубинное. Аншлиф Гл8.

7. Гематит с оторочкой гётита в кварцевом цементе глинистого фтанита. Выше крупная пора выщелачивания кристалла диагенетического карбоната, заполненная углеродистым веществом. С. Глубинное. Аншлиф Гл8.

8. Самородные серебро и никель в углеродистых трещинах и порах глинистого фтанита. С. Глубинное. Средний триас. Аншлиф Гл. 35.

Фототаблица I

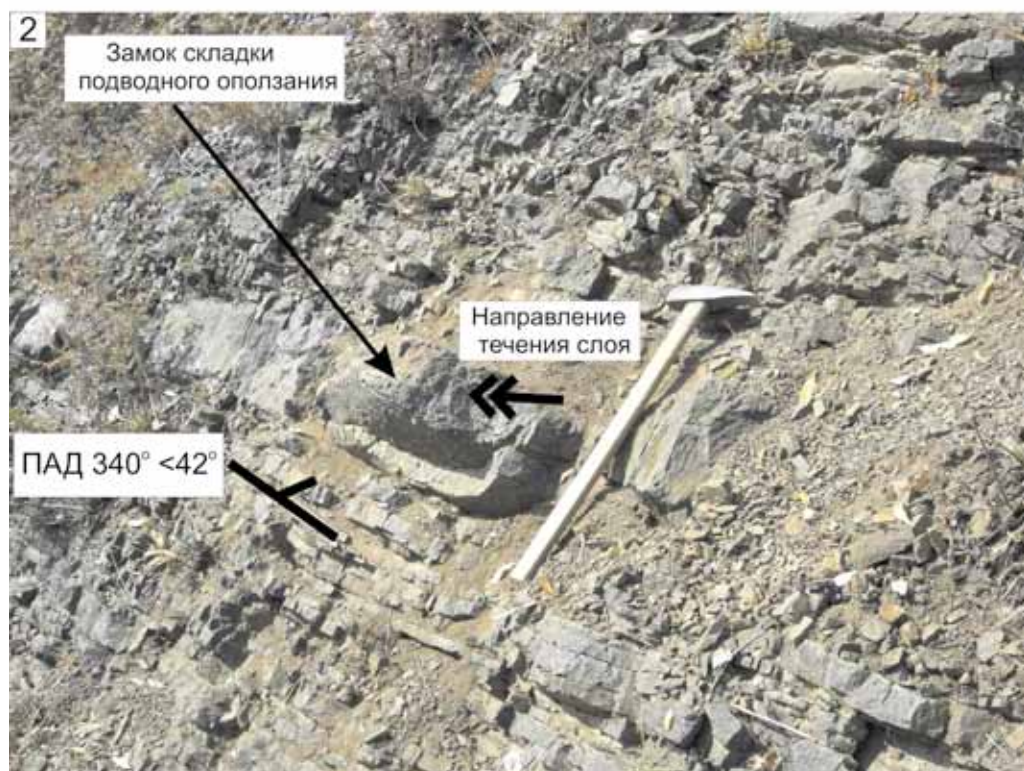
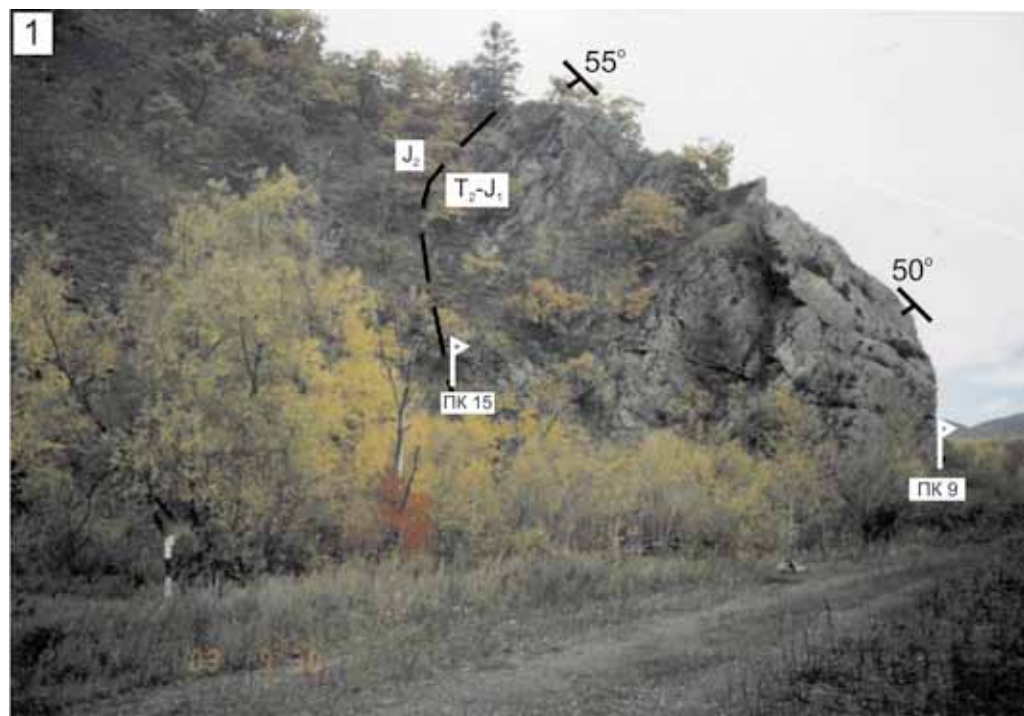


К – кремни, И – известняки

Фототаблица II



Фототаблица III



Фототаблица IV





Обнажение 2-й пластины по р. Рудной

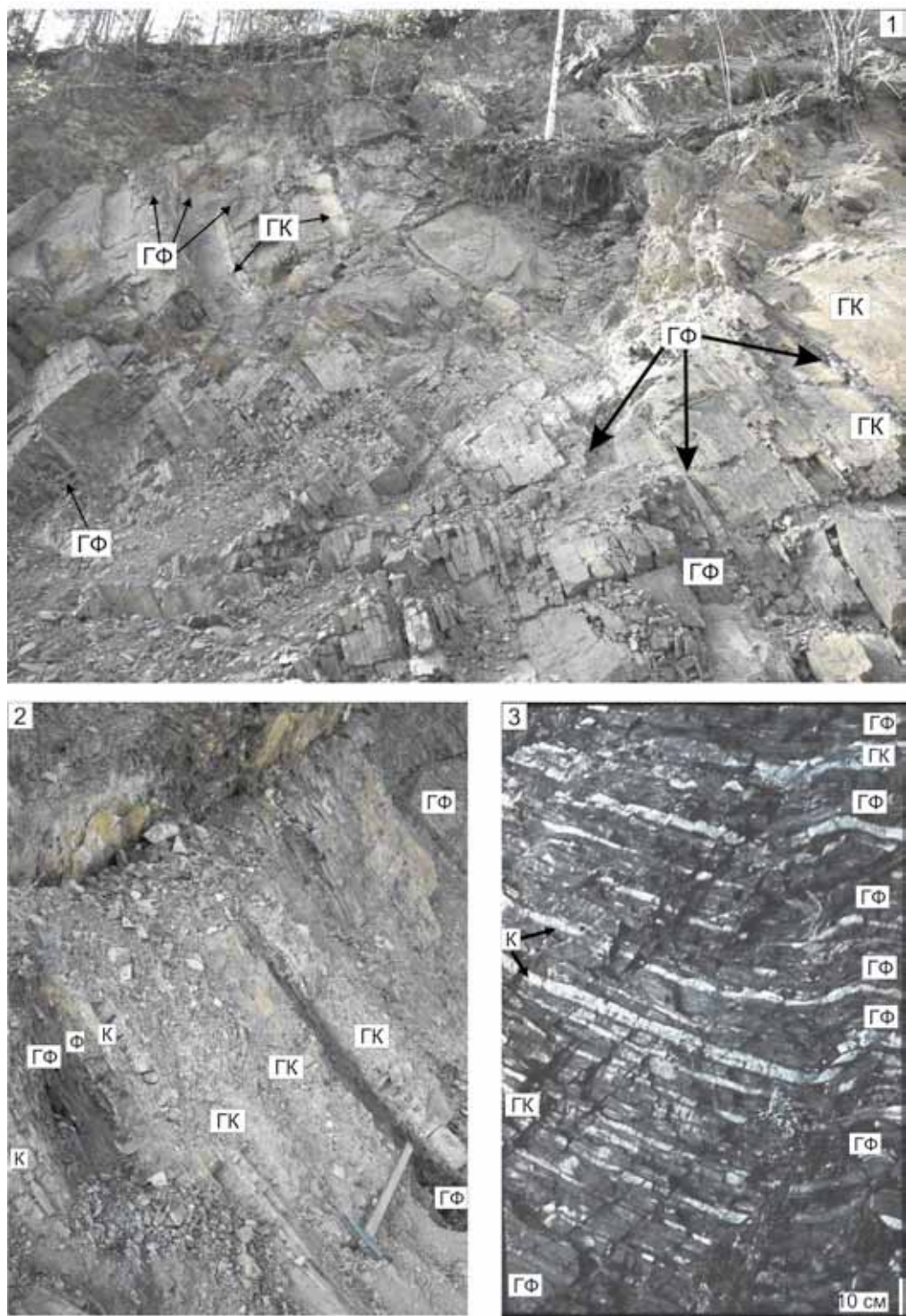


Складки тектонического нагнетания в глинистых яшмах пачки 1 в замке антиклинальной складки

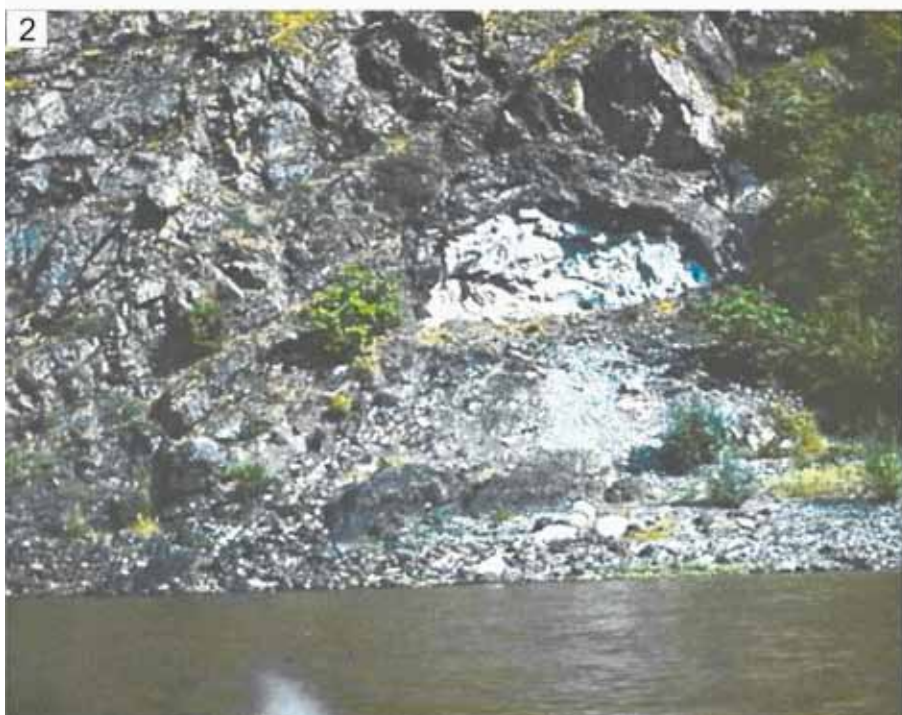


Глыбы известняков и кремней в олистостроме, подстилающей кремни 1-й пластины разреза по р. Рудной





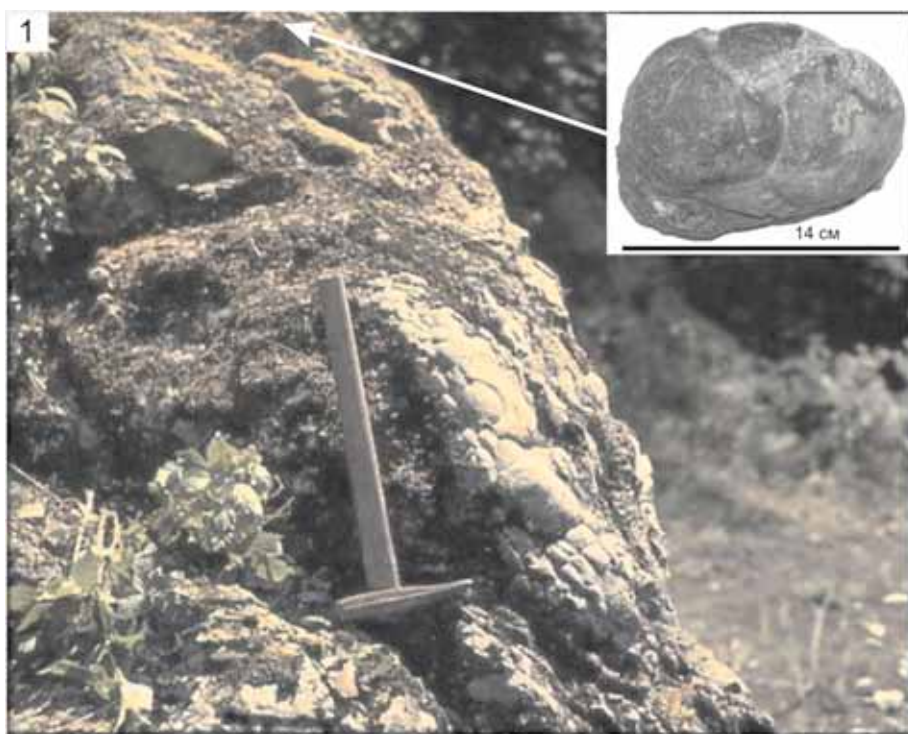
Фототаблица VII



Фототаблица VIII



Фототаблица IX



Фототаблица X

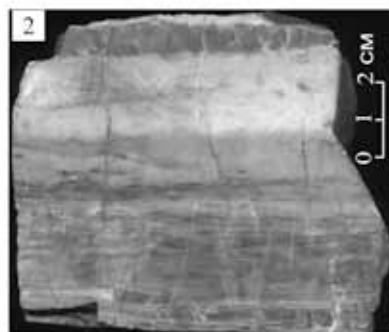
Фототаблица X

1

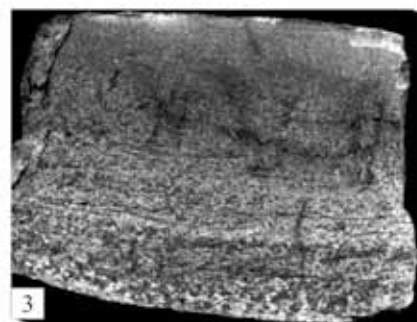


0 1 2 CM

2

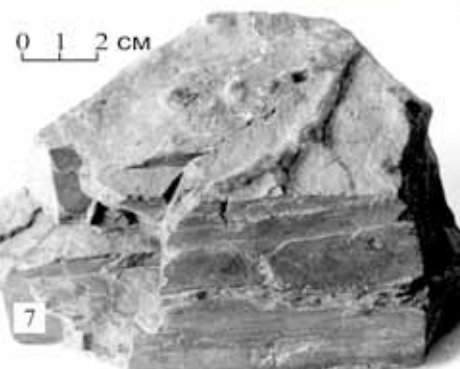
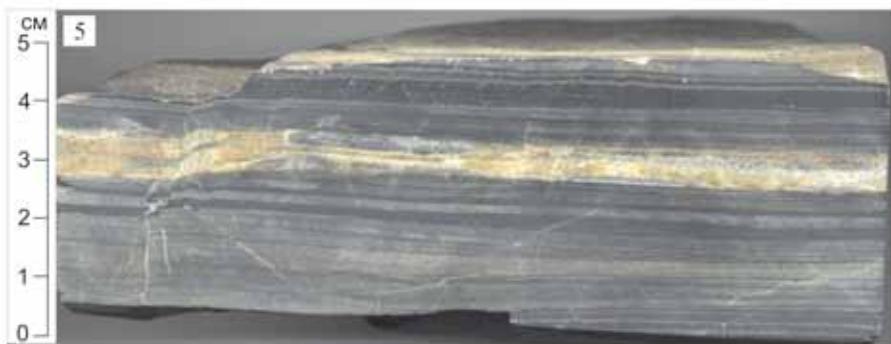
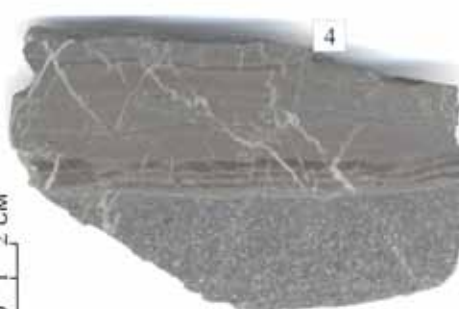


0 1 2 CM

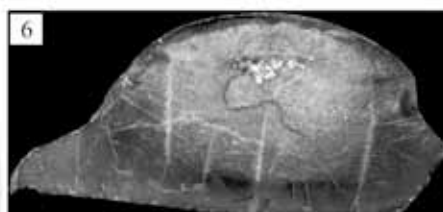


0 1 2 CM

4

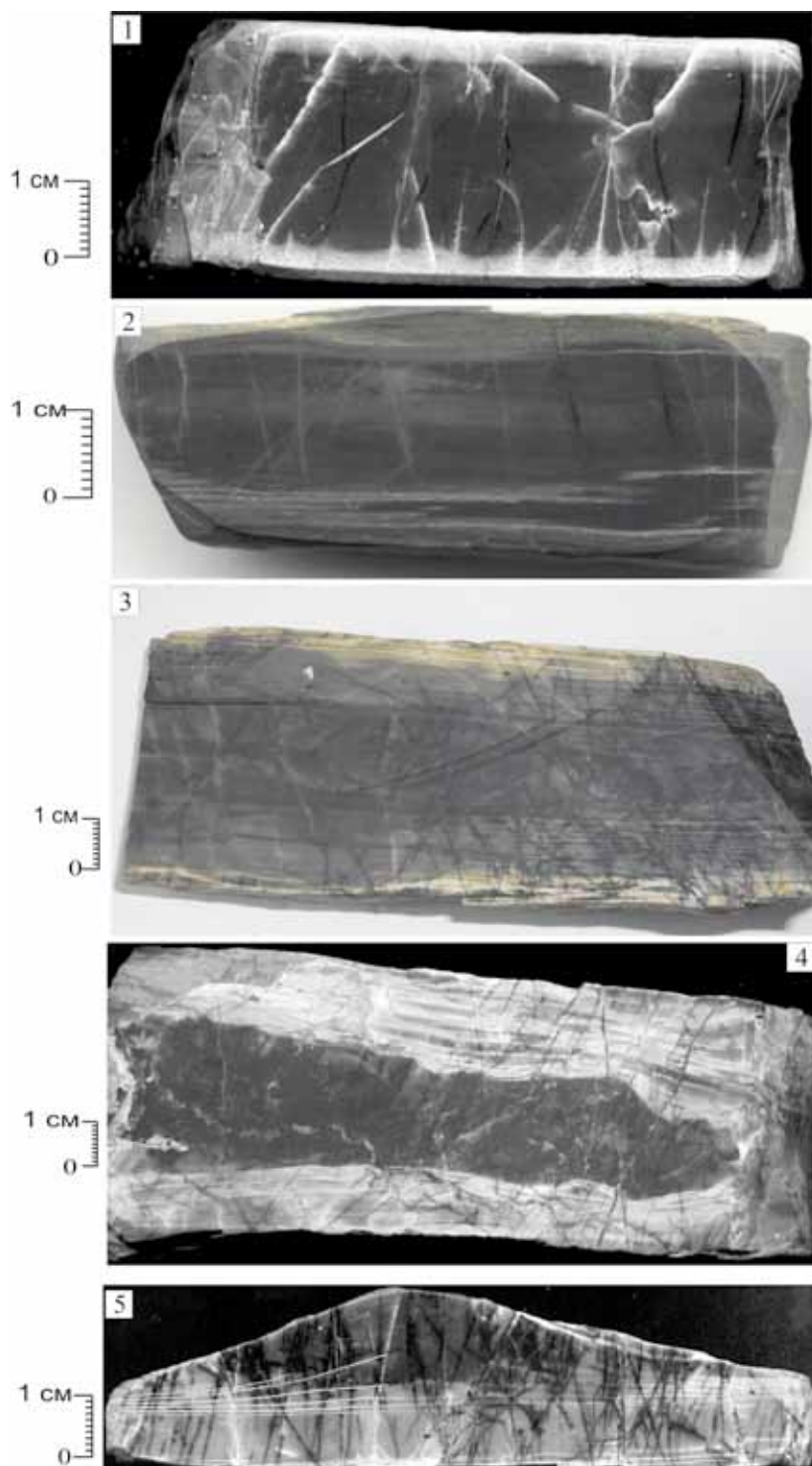


0 1 2 CM

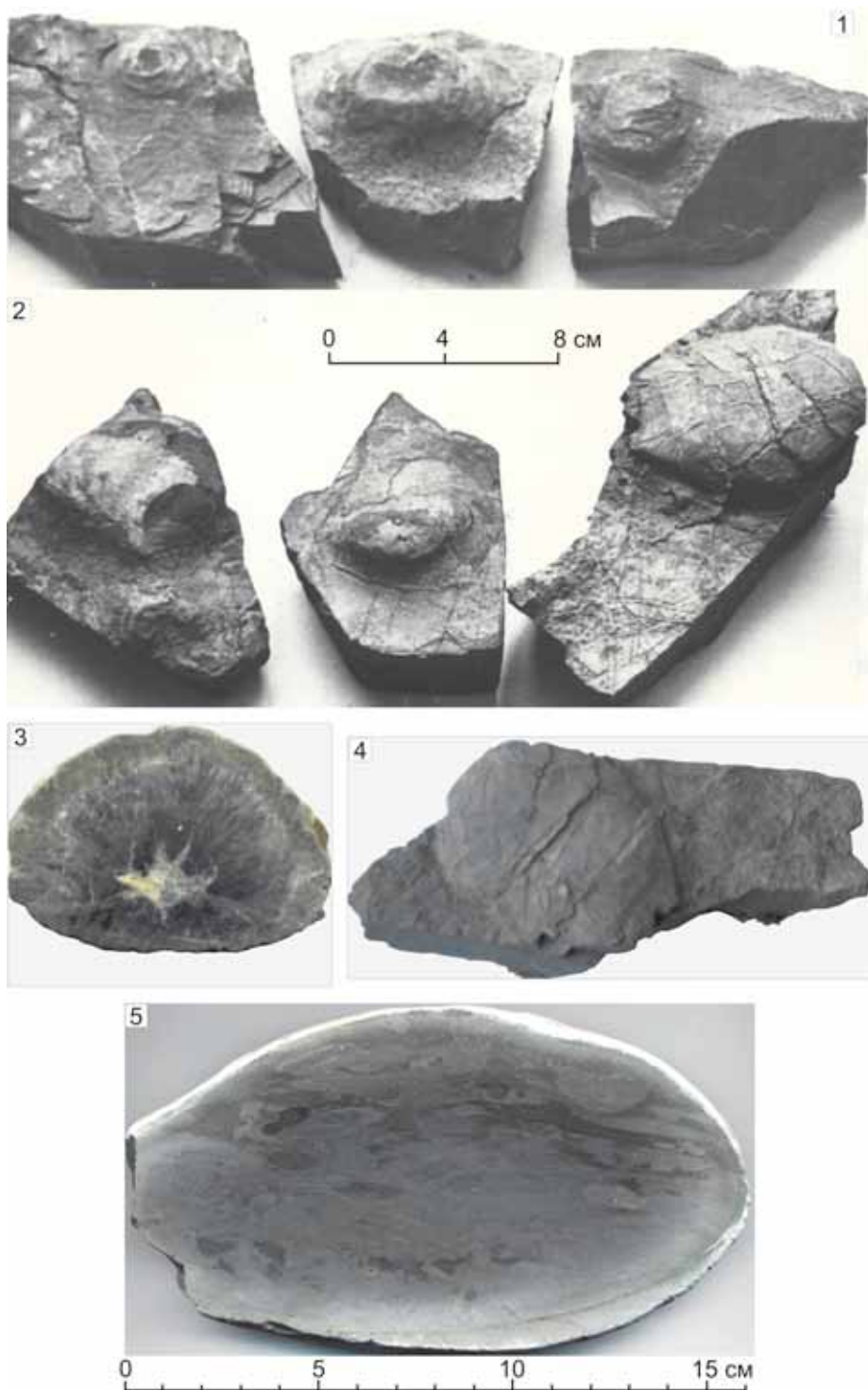


0 1 2 CM

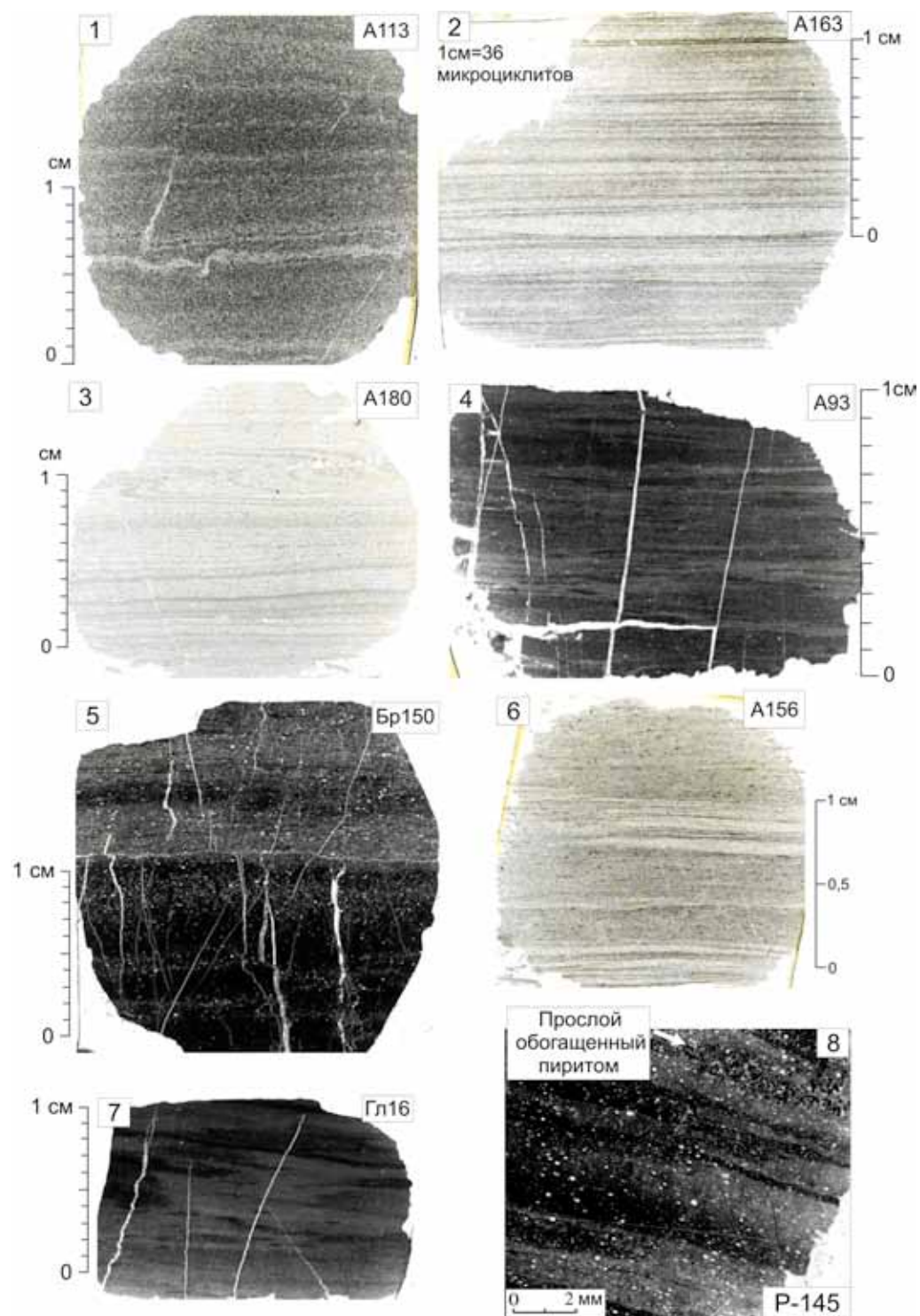
Фототаблица XI



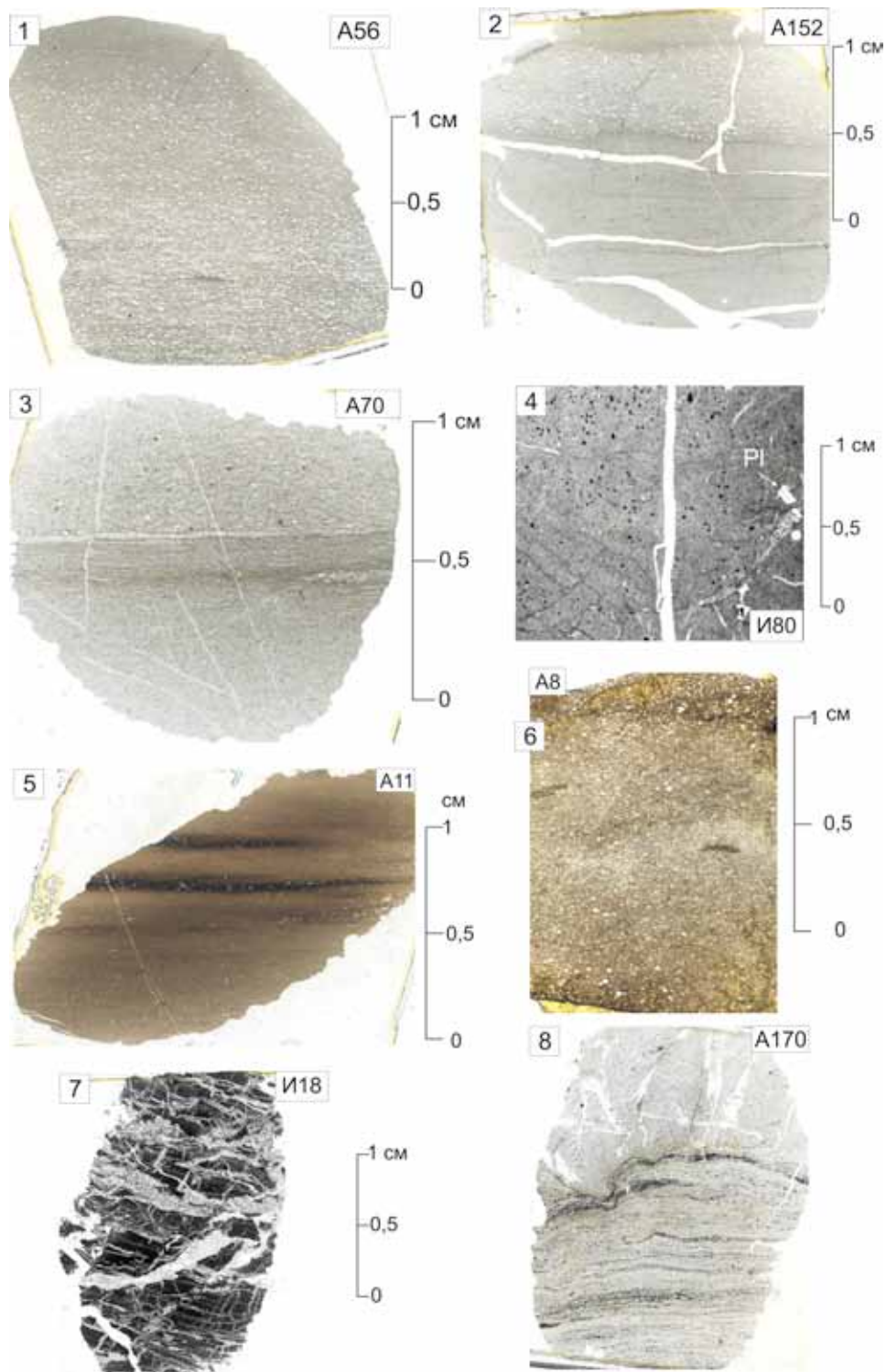
Фототаблица XII



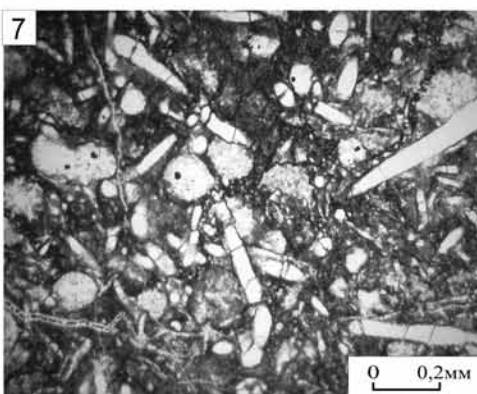
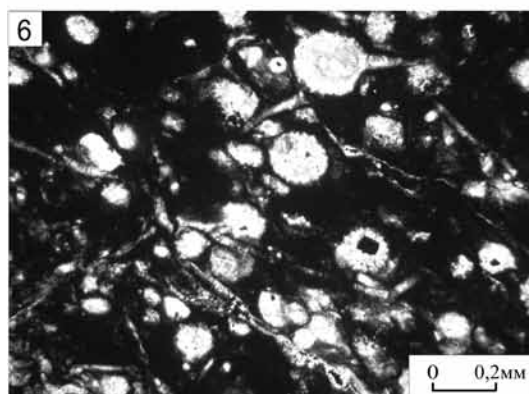
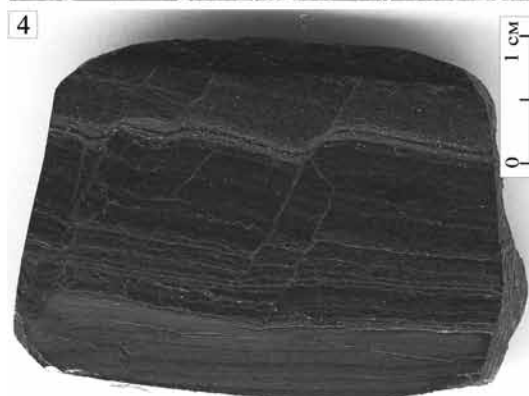
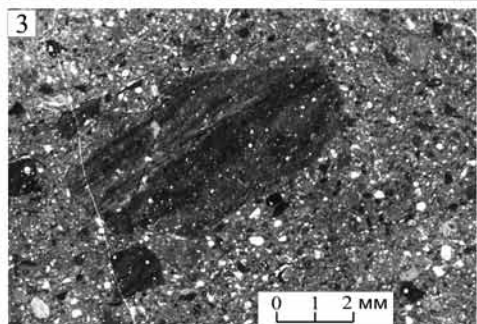
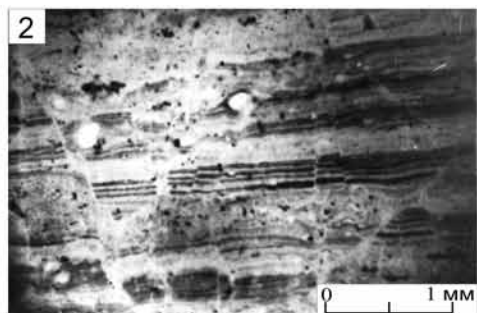
Фототаблица XIII



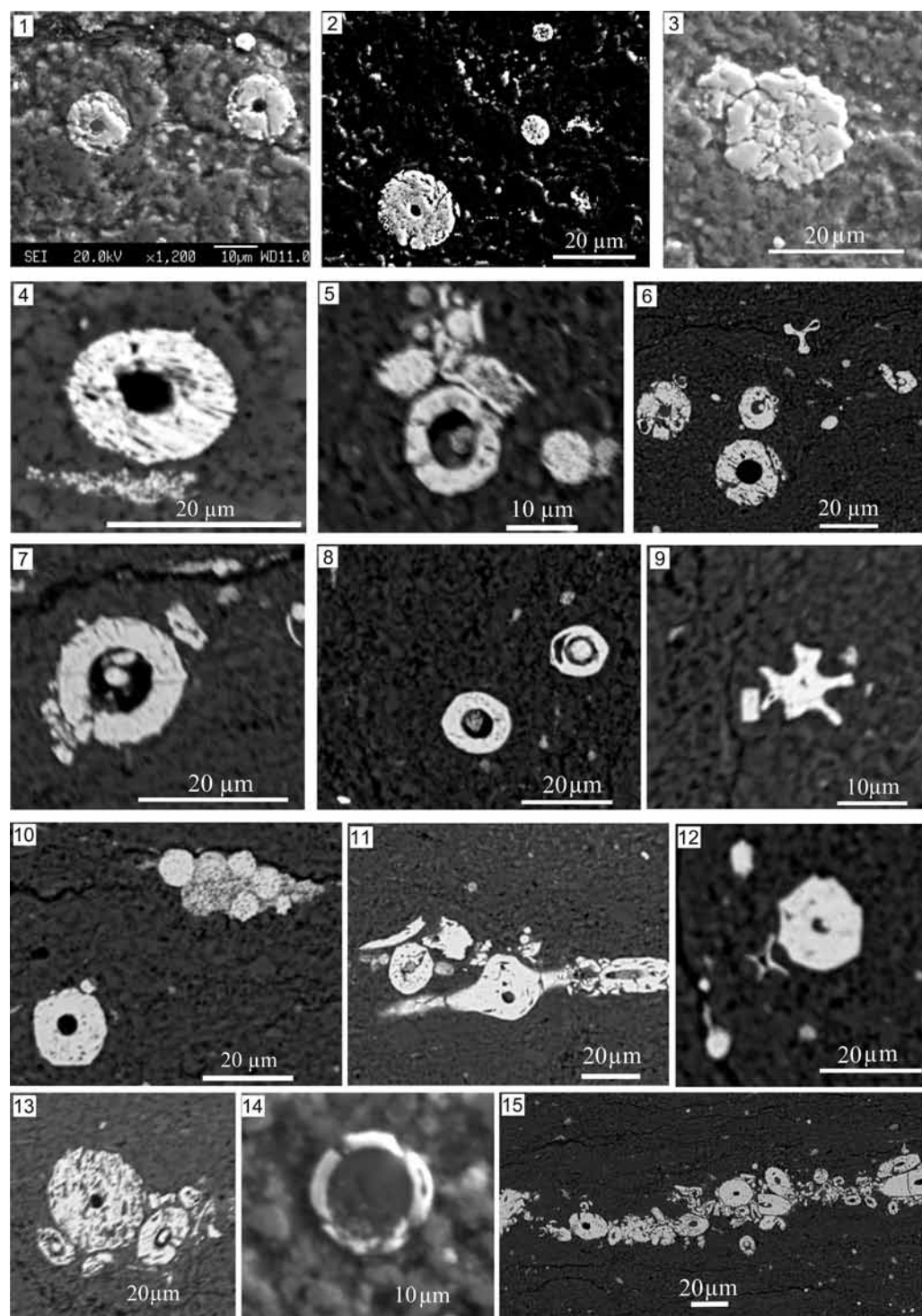
Фототаблица XIV



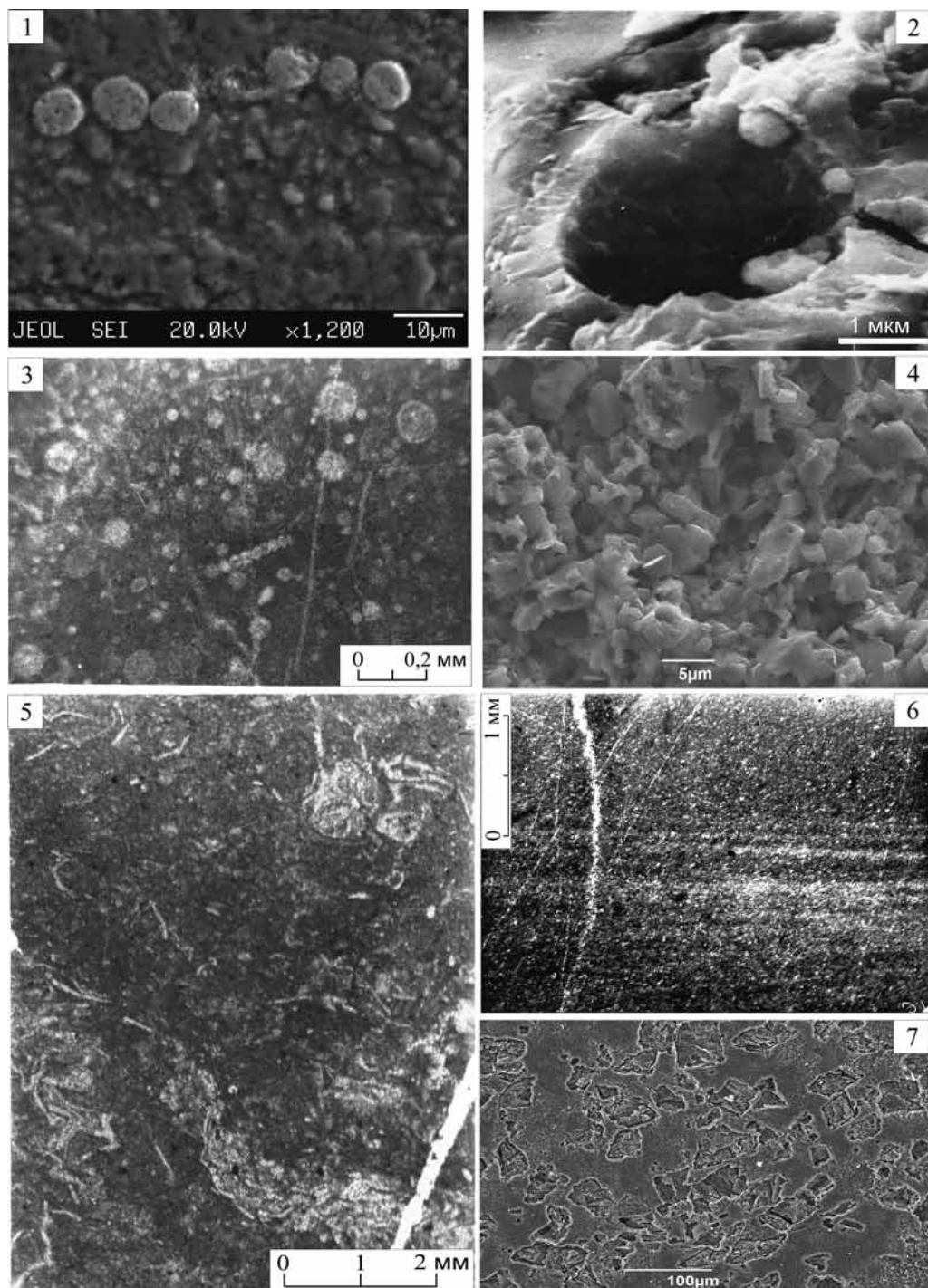
Фототаблица XV



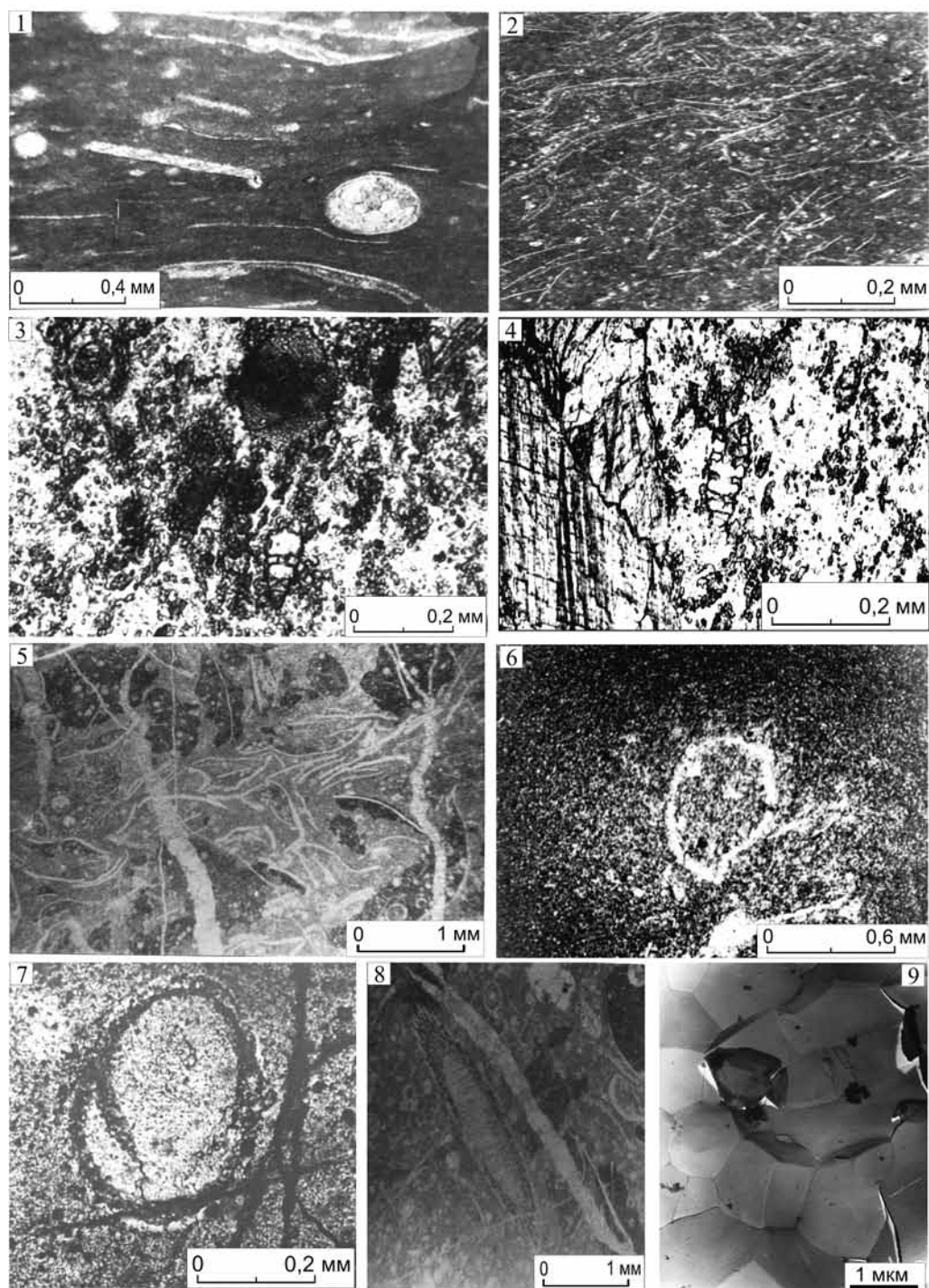
Фототаблица XVI



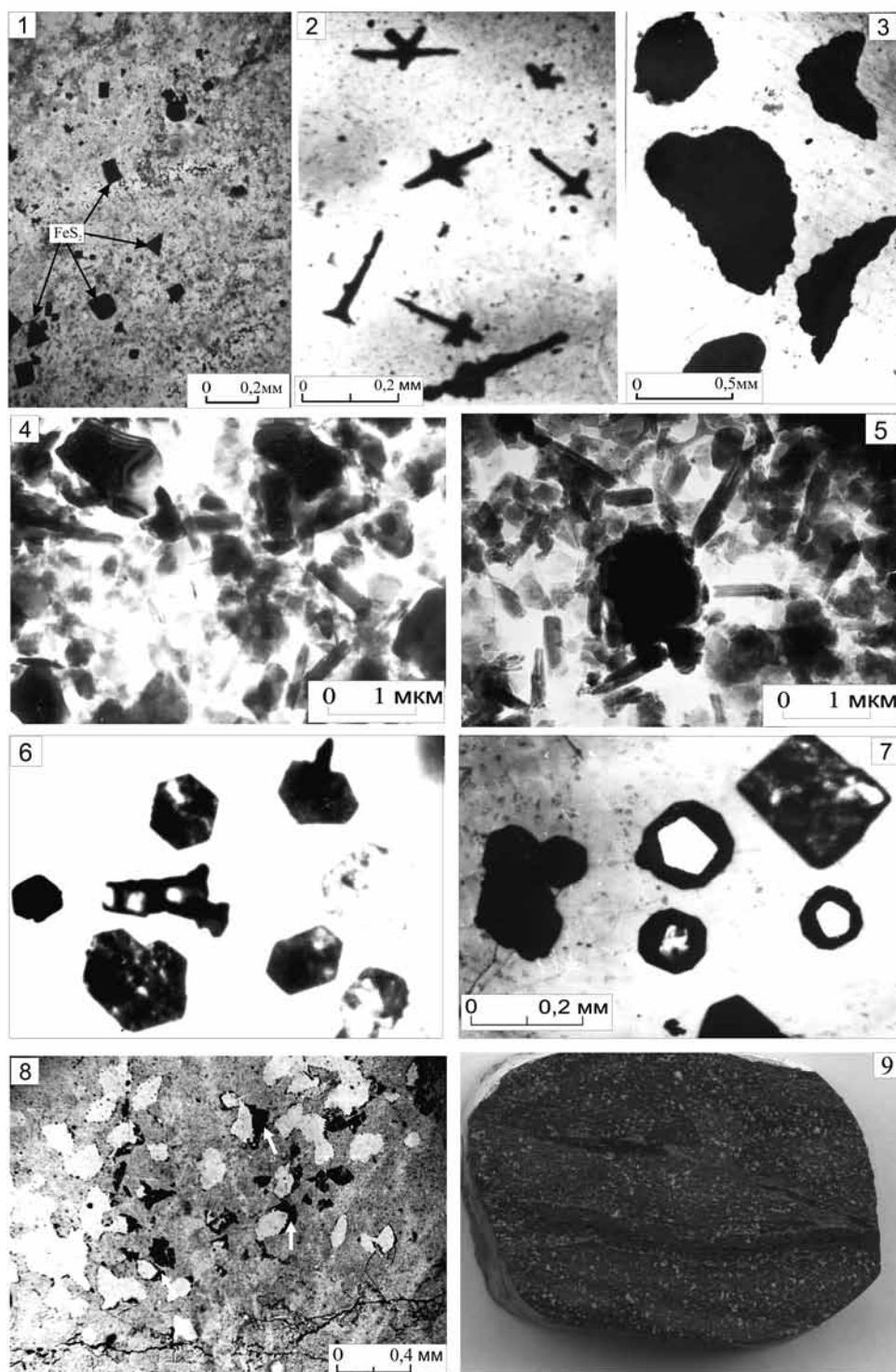
Фототаблица XVII



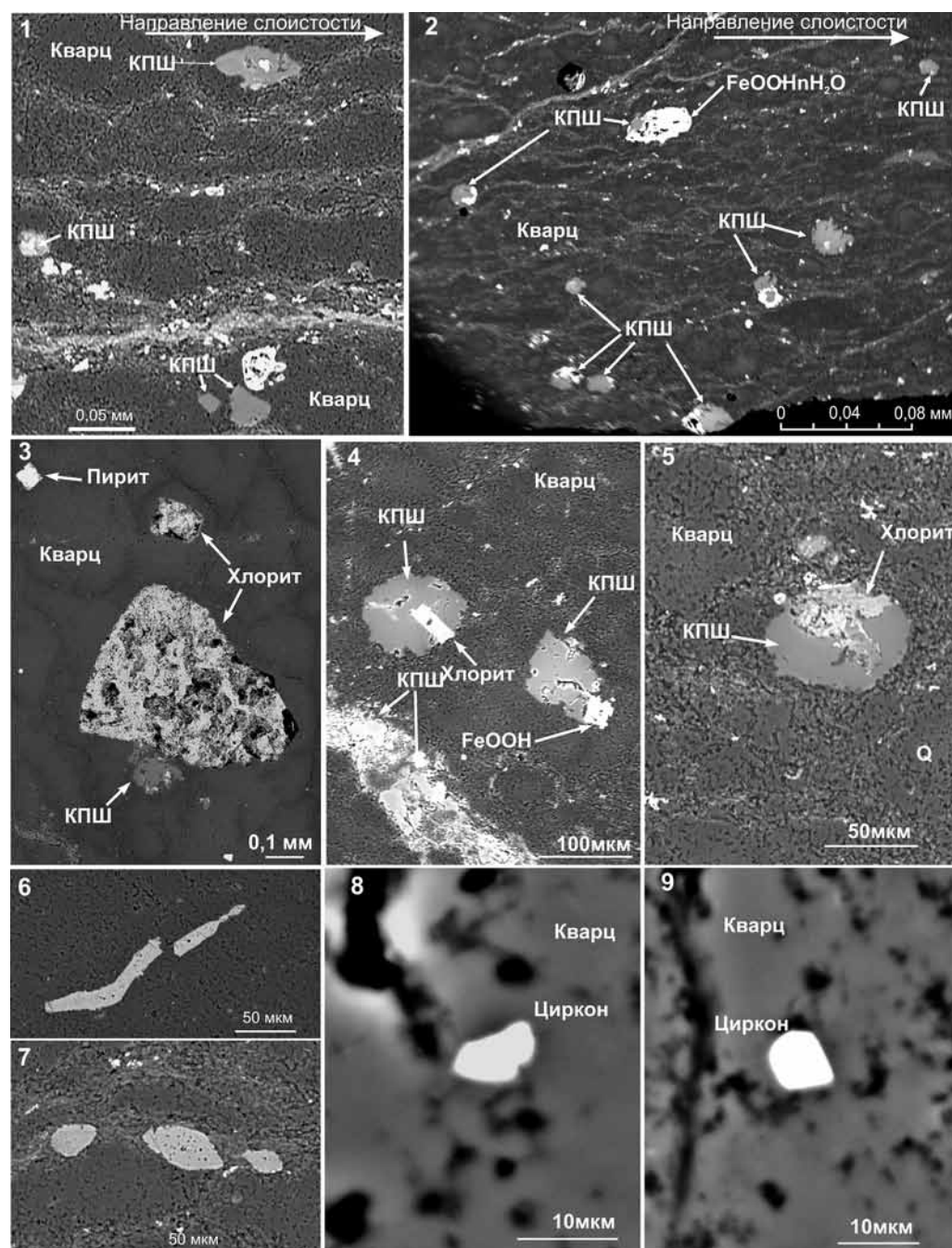
Фототаблица XVIII



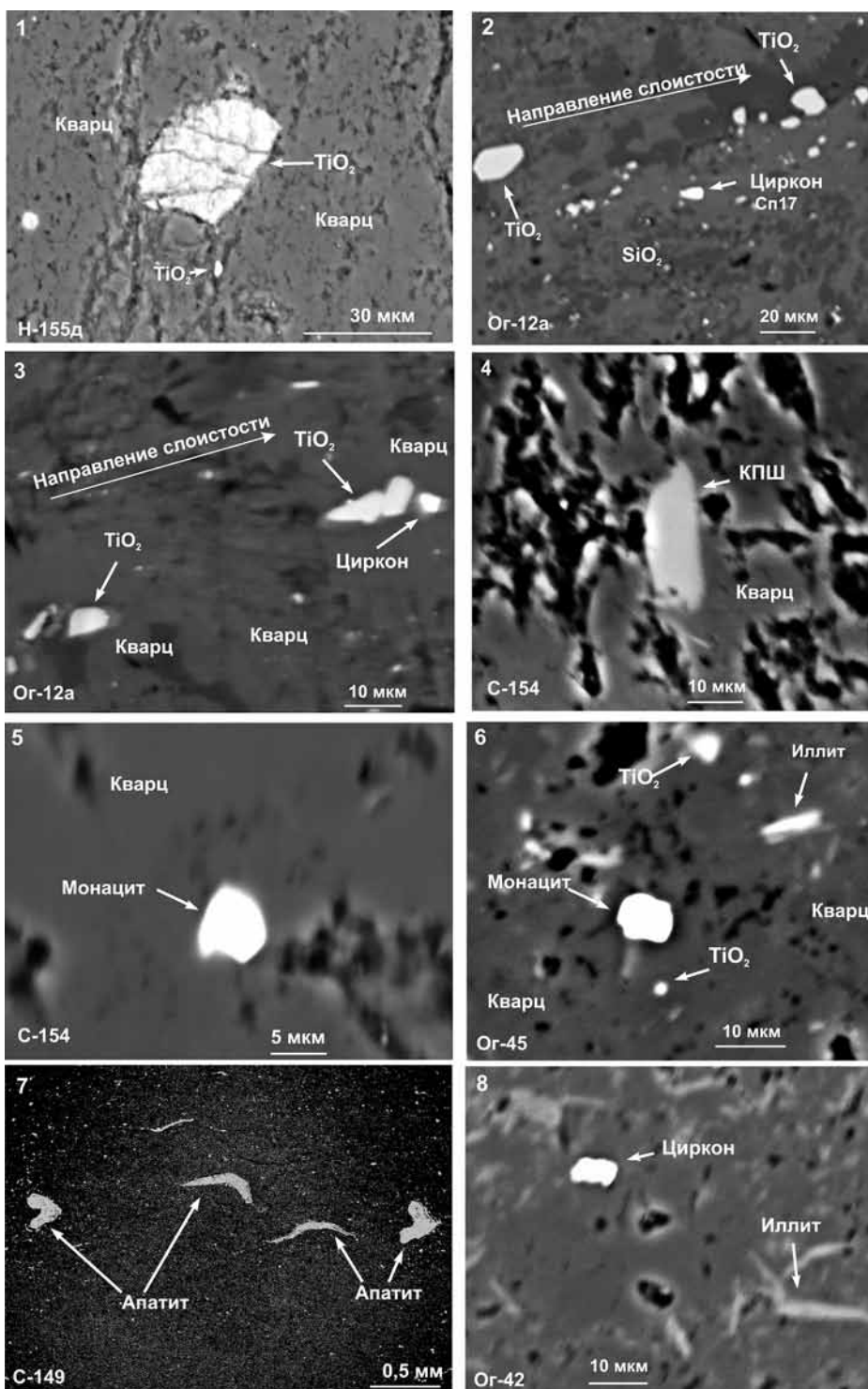
Фототаблица XIX



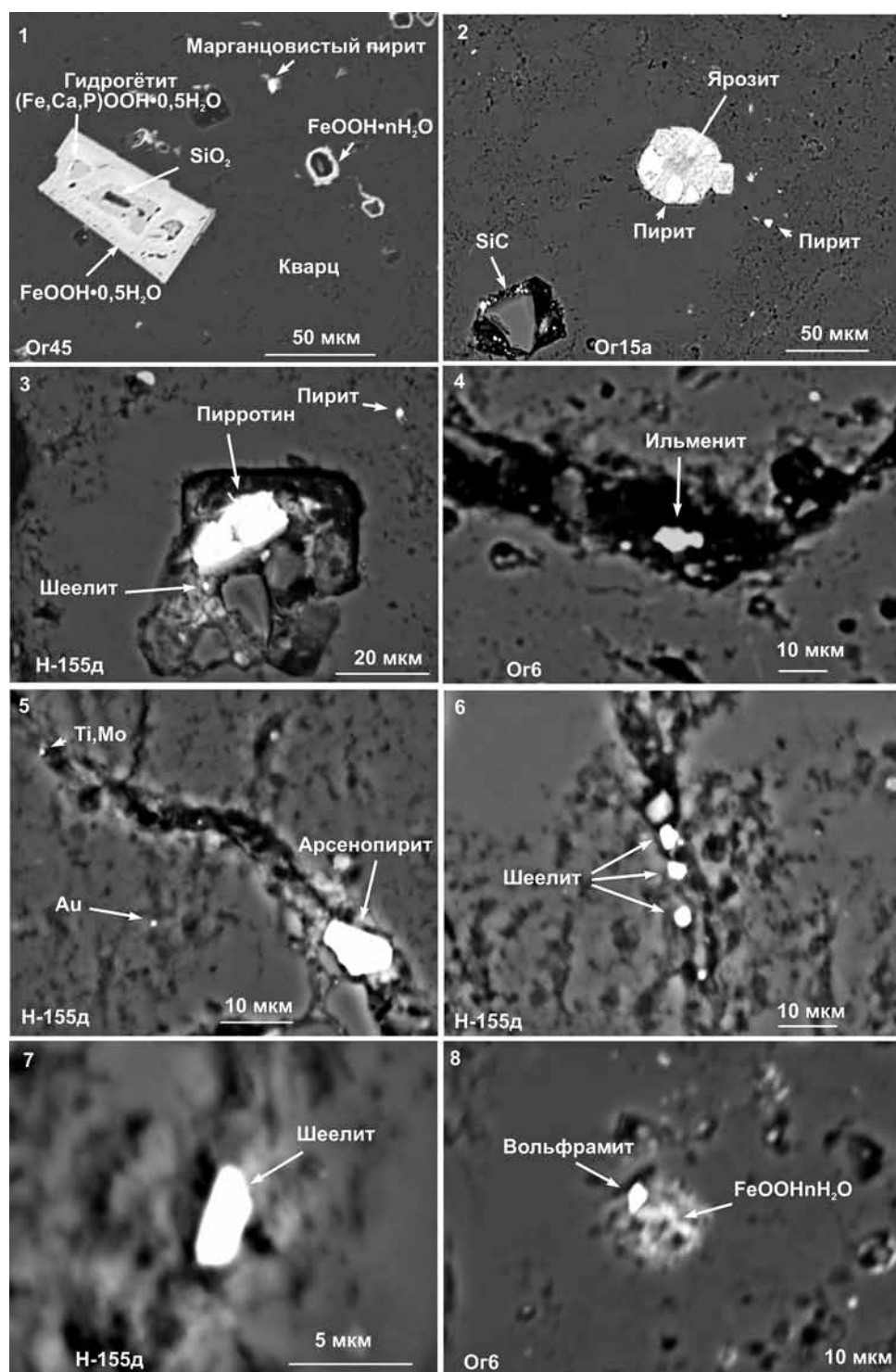
Фототаблица XX

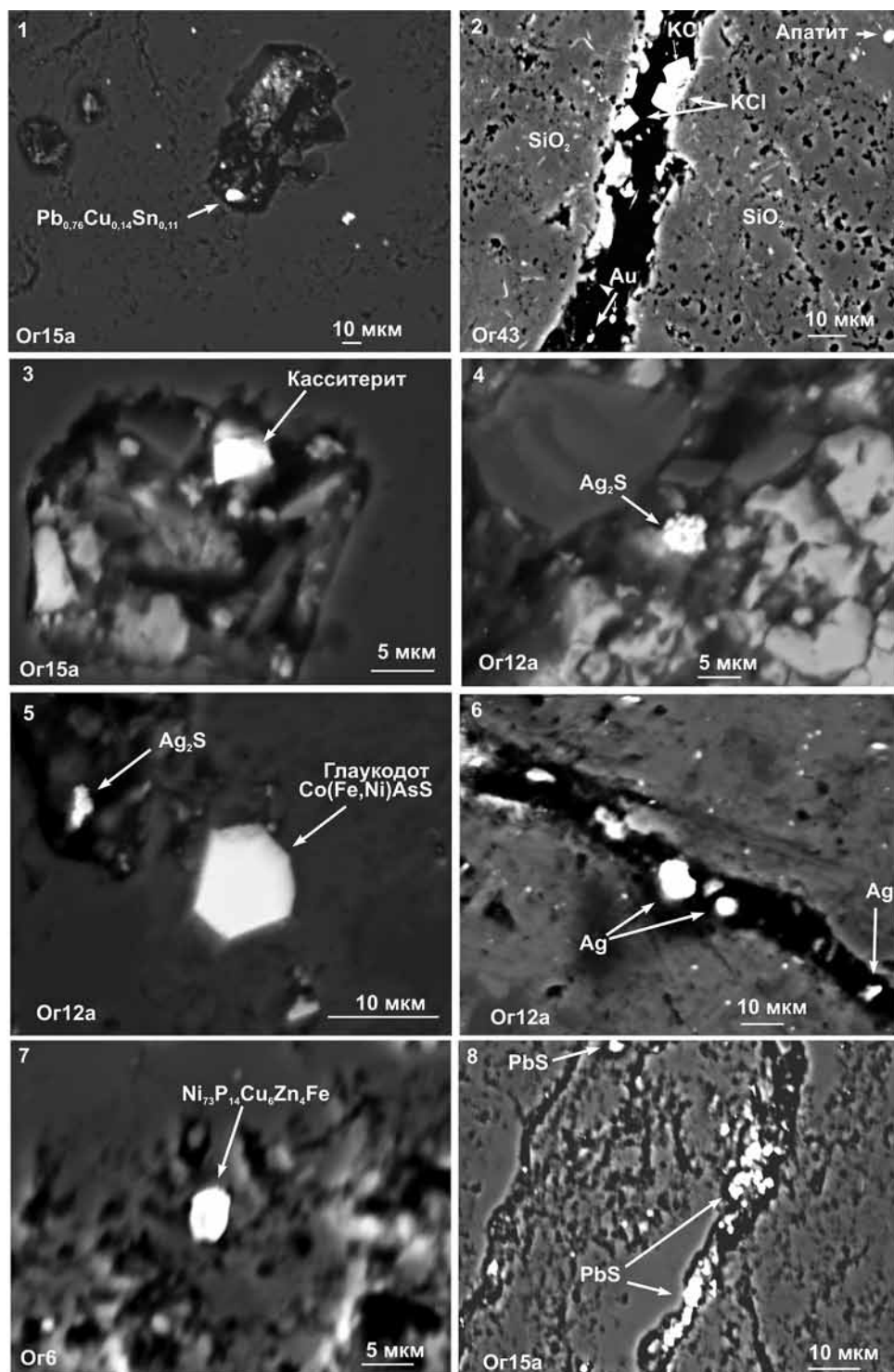


Фототаблица XXI

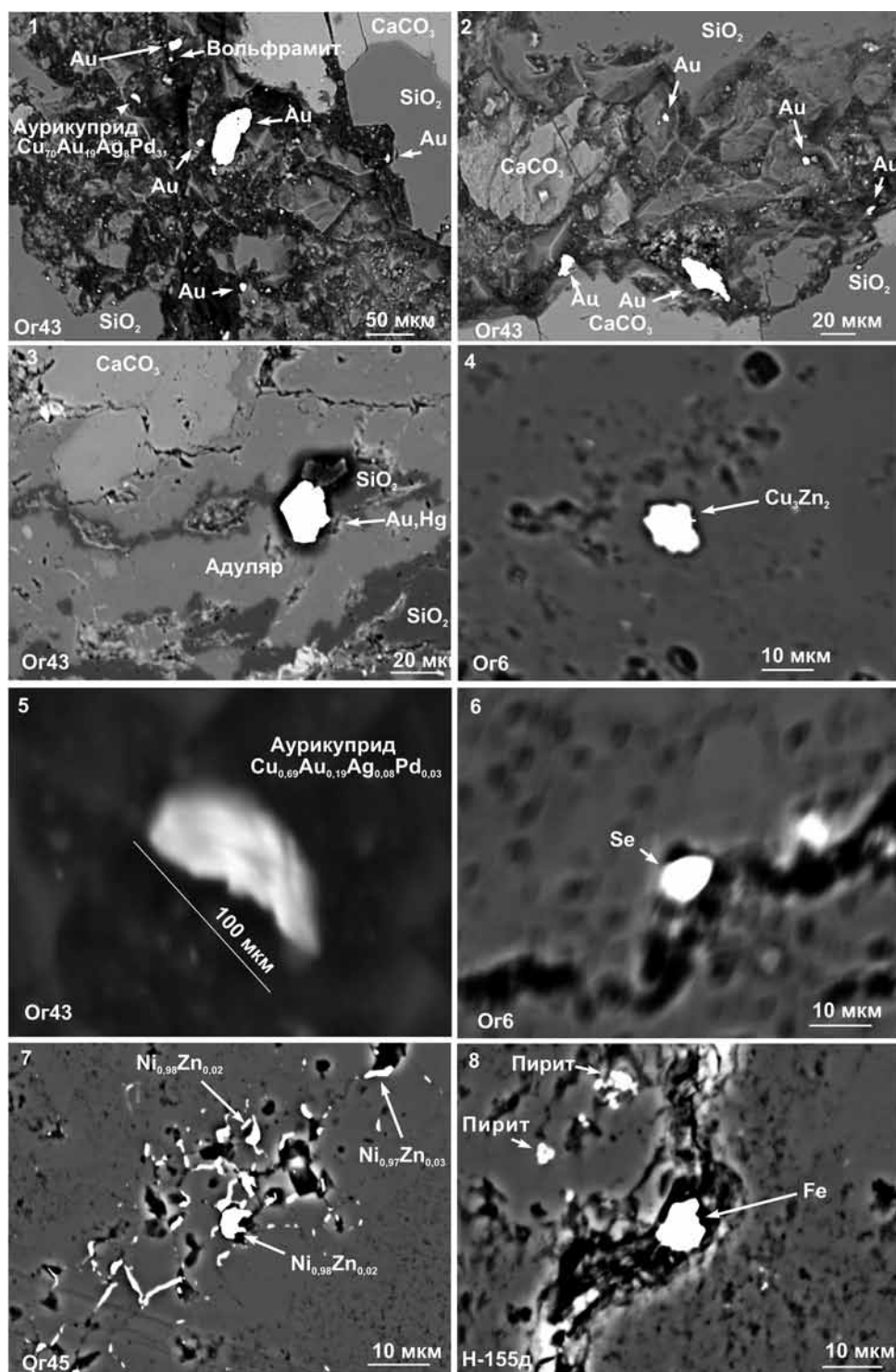


Фототаблица XXII

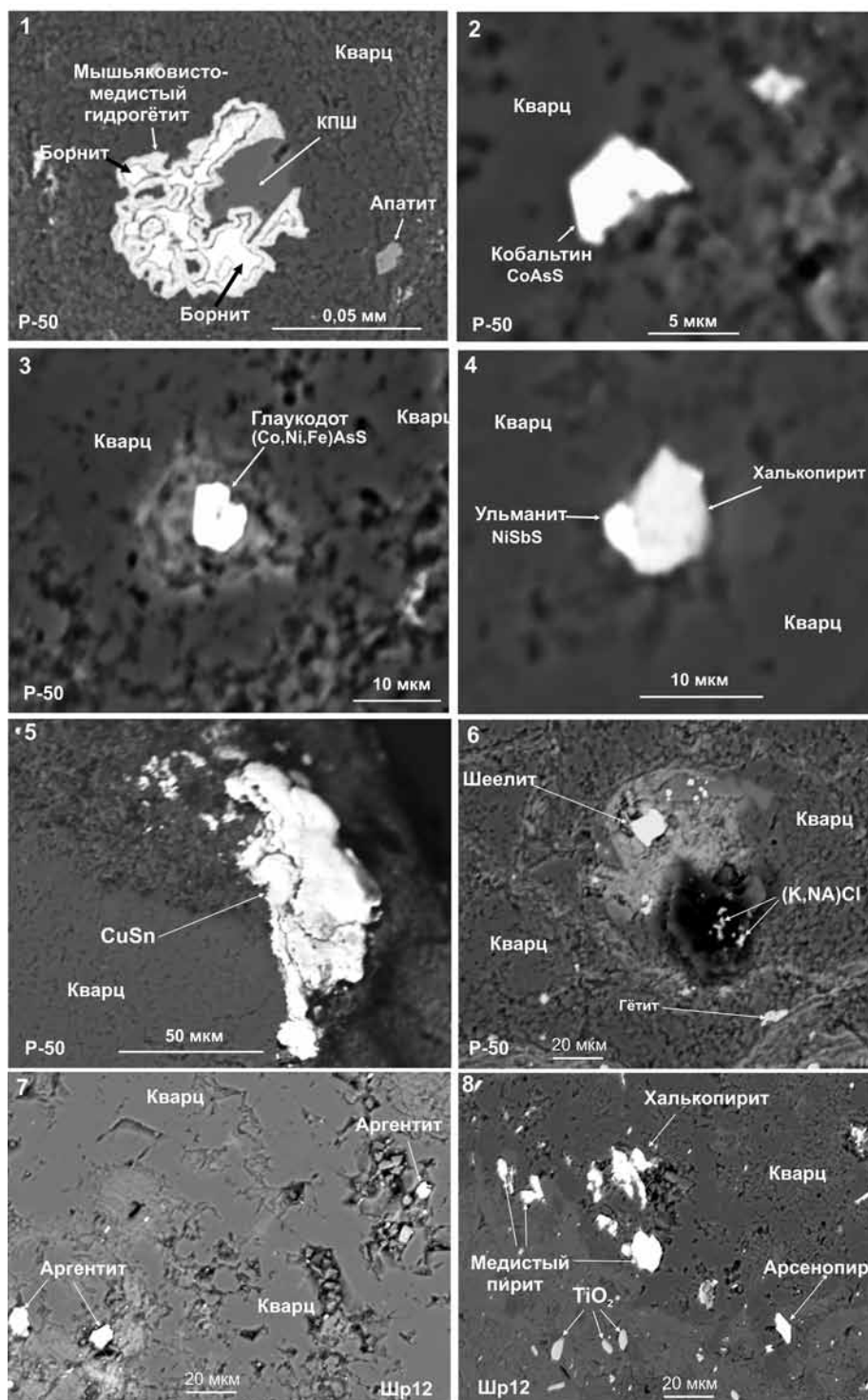




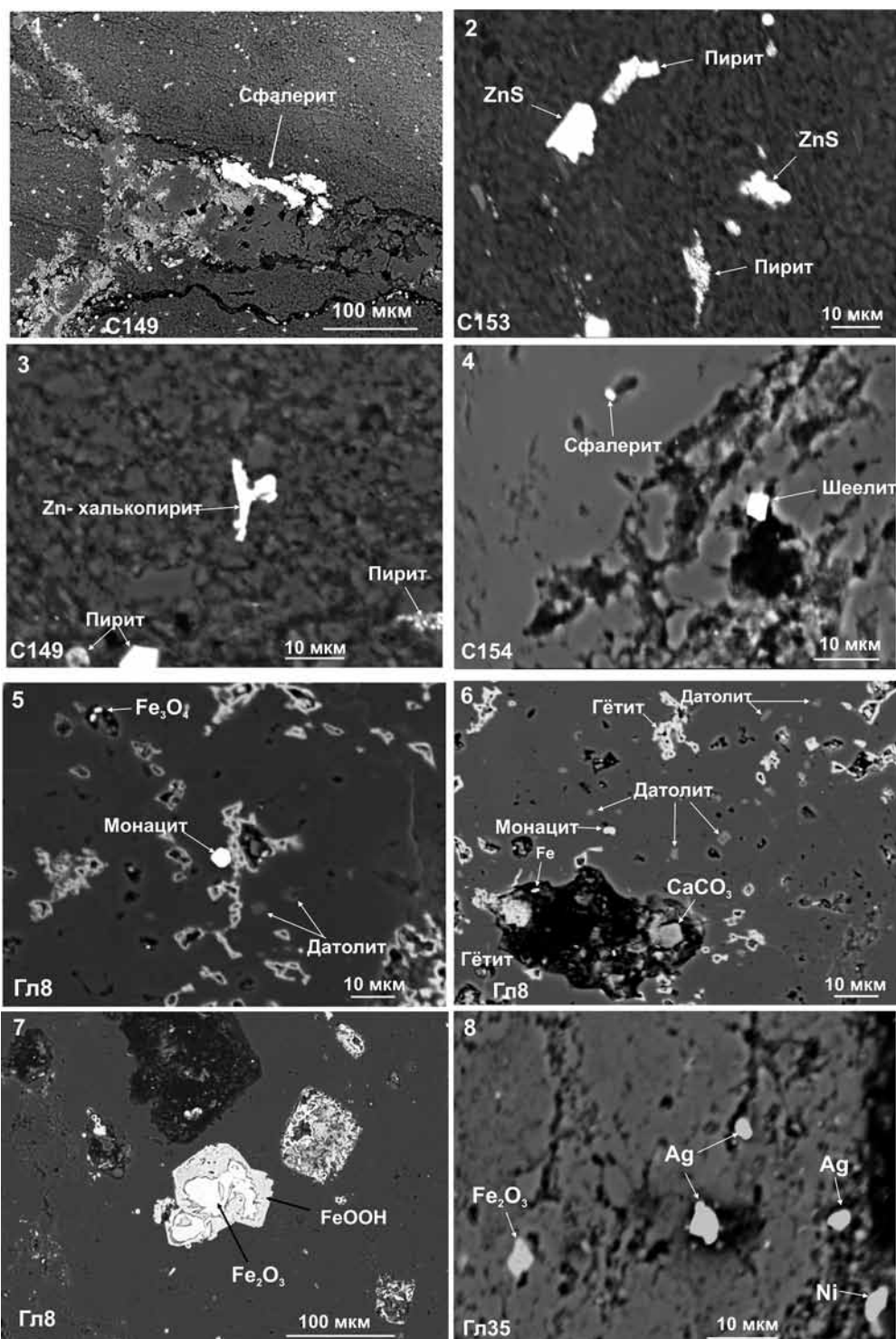
Фототаблица XXIV



Фототаблица XXV



Фототаблица XXVI



ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 344 с.
- Аникеева Л.И., Ермаков Б.В.* Некоторые особенности химизма пород вулканогенно-кремнистых формаций // Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974. С. 15-16.
- Анойкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П.* Новые представления о составе, строении и возрасте нижеамурского фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 6. С. 60-77.
- Архангельский А.Д.* К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР // Академику В.И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 2. С. 863-873.
- Астахов А.С.* Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
- Астахов А.С.* Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеанская геология, 1991. № 2. С. 50-55.
- Астахов А.С., Астахова Н.В., Саттарова В.В., Свининников А.И. и др.* Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 289 с.
- Астахов А.С., Вагина Н.К., Горбаренко А.С., Демиденко Е.П. и др.* Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеанская геология, 1988. № 4. С. 3-14.
- Астахов А.С., Ващенко Н.Г., Можеровский А.В., Бычков А.С., Вонг Чи Ши, Волкова Т.И.* Сезонные вариации потоков литогенного и биогенного кремнистого вещества в северо-западной части Тихого океана // Биология моря, 1999. Т. 25. № 6. С. 451-457.
- Астахов А.С., Горбаренко С.А., Ващенко Н.Г., Волохин Ю.Г.* Распределение и скорости накопления марганца в донных осадках Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 5. С. 47-60.
- Астахова Н.В.* Геохимические особенности осадков впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 2. С. 87-93.
- Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.В.* Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР, 1987. Т. 295. № 1. С. 212-215.
- Атлас пороодообразующих организмов (известковых и кремневых).* М.: Наука, 1973. 267 с.
- Афанасьева И.М.* Особенности мезокайнозойского кремненакопления в Карпатской геосинклинали // Осадочные породы и руды. (Мат. научн. совещ. Киев, 1978). Киев: Наукова Думка, 1980. С. 183-190.
- Афанасьева М.С., Амон Э.О., Болтовской Д.* Экология и биостратиграфия радиолярий: новый взгляд на проблему. Часть I. Экология и тафономия // Литосфера, 2005а. № 3. С. 31-56.
- Афанасьева М.С., Амон Э.О., Болтовской Д.* Экология и биостратиграфия

радиолярий: новый взгляд на проблему. Часть II. Абиотические факторы, палеогеография радиолярий и морские палеоландшафтные обстановки в геологическом прошлом // Литосфера, 2005б. № 4. С. 87-117.

Бараиш М.С. Палеоокеанографические условия формирования позднемиоценового фосфатного горизонта поднятия Северное Ямато (Японское море) // Океанология, 1986. Т. 26. С. 721-724.

Бараиш М.С., Бубенищикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология, 2001. Т. 41. № 5. С. 755-767.

Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях. Тр. ИОАН АН СССР, 1960. Т. 32. С. 15-95.

Безруков П.Л. Распространение на дне океанов выходов древних отложений и твердых пород // Тихий океан. Кн. 1. Осадкообразование в Тихом океане, 1970. С. 145-156.

Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, 1960. Т. 32. С. 3-14.

Безруков П.Л., Петелин В.П., Алексина И.А. Типы осадков, их распространение и состав // Тихий океан. Кн. 1. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. С. 170-236.

Беллами Л. Инфракрасные спектры сложных молекул. М.: Изд-во ИЛ, 1963. 590 с.

Берснев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Виценкова Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

Богданов Н.А., Хаин В.Е. Основные этапы эволюции земной коры Филиппинского моря // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 243-250.

Богоров В.Г. Общие закономерности распределения планктона океана // Планктон океана. М.: Наука, 1974.

Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.

Брагин Н.Ю. Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (Горбушинская свита) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993. Т. 1. № 2. С. 93-99.

Брагин Н.Ю. Проявление пермо-триасового кризиса биосферы в глубоководных отложениях Палеопацифики // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000а. Т. 8. № 3. С. 25-36.

Брагин Н.Ю. Радиоляриевые зоны триаса Дальнего Востока России // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000б. Т. 8. № 6. С. 59-73.

Брагин Н.Ю., Олейник Л.М., Парняков В.П. Стратиграфия и строение опорного разреза горбушинской свиты мезозоя Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988. № 2. С. 23-34.

Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц юга Дальнего Востока // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 206-225.

Брудницкая Е.П., Дымович В.А., Испалинов В.А. и др. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений северного Сихотэ-Алиня // Стратиграфия Дальнего Востока. (Тез. докл. 3-го Дальневосточного стратигр. сов.). Владивосток, 1978. С. 115-116.

Бруевич С.В. К геохимии кремния в море // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953. № 4. С. 67-79.

Бураго А.И., Бурий И.В., Берсенов И.И. Триасовая система // Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. С. 197-228.

Бурий Г.И. Первые находки триасовых конодонтов в кремнистых отложениях Дальнегорского района // Новое в геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 176-178.

Бурий Г.И. Триасовые конодонты в кремнистых толщах Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология, 1985. № 2. С. 100-104.

Бурий Г.И. Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 136 с.

Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Руденко В.С. Стратиграфия и условия образования триасовой кремневой толщи правобережья реки Матай (Хорско-Анъюйская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5-16.

Бурий Г.И., Филиппов А.Н. Скрытые перерывы в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Известия АН СССР. Сер. геол., 1991. № 7. С. 136-139.

Бурий И.В., Жарникова Н.К. Флороносные слои ладинского яруса среднего триаса южного Приморья // Бюл. МОИП, Отд. геол., 1980. Т. 55. Вып. 3. С. 45-53.

Вассоевич Н.Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. С. 11-59.

Виноградов М.Е., Лисицын А.П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их определение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981. № 3. С. 5-25.

Вишневская В.С. Радиолариты как аналоги современных радиолариевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.

Власов Г.М. Проблема террейнов и общая оценка крайнего мобилизма // Тихоокеанская геология, 1996. Т. 15. № 4. С. 109-116.

Власов Г.М. Современное состояние и перспективы развития геотектоники // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18. № 4. С. 116-124.

Волковинский В.В., Зернова В.В., Семина Г.И., Суханова И.Н., Мовчан О.А., Сенина Л.В., Тархова И.А. Распределение фитопланктона в Мировом океане // Промысловая океанология и подводная техника, 1972. Сер. 9. Вып. 3.

Волохин Ю.Г. Глинистые минералы геосинклинальных кремнистых пород палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С. 76-99.

Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения

геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.

Волохин Ю.Г. Геохимические критерии при корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкциях // Литол. и полезн. ископ. 1988. № 3. С. 64-81.

Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенко Н.Г. Голоценовое кремненакопление в Охотском море // Литология и полезные ископаемые, 2004. № 3. С. 304-326.

Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Михайлик Е.В., Руденко В.С. Мезозойские кремневые комплексы Сихотэ-Алиня // Геология окраин Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 95-106.

Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая формация Южного Сихотэ-Алиня // Известия АН СССР. Сер. геол., 1990. № 4. С. 45-57.

Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 70-91.

Волохин Ю.Г., Иванов В.В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезные ископаемые, 2007. № 4. С. 406-425.

Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Благородные металлы в углеродистых кремнях триаса Сихотэ-Алиня // ДАН, 2009. Т. 426. № 1. С. 84-89.

Волохин Ю.Г., Кемкин И.В., Смирнова О.Л., Михайлик Е.В. Среднепозднеюрская кремневая формация Сихотэ-Алиня // В кн.: Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2: Вулканогенно-осадочный комплекс, палеобиогеография. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 62-124.

Волохин Ю.Г., Маркевич П.В., Михайлов М.А., Киреева Е.А., Афанасьева В.М. Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 79-88.

Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая формация в бассейне реки Хор (Центральный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999. Т. 7. № 5. С. 100-110.

Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация в бассейне р. Анжуй (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 3. С. 18-29.

Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.

Волохин Ю.Г., Михайлов М.А. Источники кремнезема кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 21-42.

Волохин Ю.Г., Худоложский В.О., Астахов А.С., Карабцов А.А. Влияние подводного рельефа на минеральный состав четвертичных глин // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО РАН, 1989а. С. 70-91.

Воронова В.А. Литолого-геохимическая характеристика отложений впадины Дерюгина (Охотское море) // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией, 1997. Т. 4. С. 119-129.

Воронова В.А., Ильев А.Я. Специфика четвертичного осадконакопления в окраинном Охотском море // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 4. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 1997. С. 130-142.

Вржосек А.А., Щека С.А. Сихотэ-Алинская зона // Вулканические пояса Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 87-95.

Врублевский А.А. Тектоническое районирование Сихотэ-Алинской складчатой системы. Тихоокеанская геология, 1987. № 3. С. 3-12.

Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность // Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. / Под ред И.Н. Говорова и Г.Н. Батурина. М.: Наука, 1995. 368 с.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.

Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.

Геология СССР. Хабаровский край. Т. 19. Ч. 1. Хабаровский край. М.: Недра, 1966. 732 с.

Геология СССР. Приморский край. Т. 32. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 690 с.

Гладенков Ю.Б. Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9. № 2. С. 77-91.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-восточного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.

Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 125 с.

Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) // Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.

Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. № 2. С. 13-25.

Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161-201.

Голубовский В.А., Голубовская Т.Н. Горизонт кремней в среднем карбоне на западе Центрального Казахстана: происхождение и общее значение для теории седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые, 1979. № 6. С. 36-45.

Горбаренко С.А. Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и его палеоокеанология по данным $\delta^{18}\text{O}$ и других методов // Океанология, 1991. Т. 31. Вып. 6. С. 1036-1042.

Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С., Саутон Дж.Р., Нюрнберг Д., Шаповалов-Чупрынин В.В. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечет-

вертикальных осадков Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 2. С. 58-72.

Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю., Рыбаков В.Ф., Токарчук Т.Н., Шаповалов В.В. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеанская геология, 1988а. № 2. С. 25-34.

Горбаренко С.А., Шаповалов В.В., Пушкарь В.С. Некоторые закономерности изменения физических свойств и вещественного состава осадков северо-западной части Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене // Литология и полезные ископаемые, 1988б. № 6. С. 31-43.

Горецкий Ю.К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта Армении // Тр. ВНИИМС. М.: Недра, 1945. Вып. 177. С. 44-71.

Государственная геологическая карта масштаба 1:1000 000 площади листа L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), K-53 (Находка). Кн. 1. Текст отчета. Владивосток: ФГУГП «Приморская ПСЭ», 2006. 46 с.

Грецкая Е.В. Литодинамические типы осадков Южно-Охотской котловины // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией (в 8 томах). Т. IV. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ, 1997. С. 143-152.

Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 138 с.

Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный Мир, 1998. 340 с.

Гурулев Ю.Т., Пальгуева М.Ф. Новые данные о юрских отложениях Тетюхинского района // Информ. Сборник ПГУ. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1964. № 5. С. 27-29.

Дагис А.А., Анойкин В.И., Клец Т.В. Первые находки конодонтов в верхнетриасовых кремнистых толщах Сихотэ-Алиня // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 22-28.

Деркачев А.Н., Борман Г., Грайнерт И., Можеровский А.В. Аутигенная карбонатная и баритовая минерализация в осадках впадины Дерюгина (Охотское море) // Литология и полезные ископаемые, 2000. № 6. С. 568-585.

Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 155 с.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.

Дистанов У.К. Геолого-промышленный анализ ресурсов опал-кристаллитовых пород СССР // Осадочные породы и руды. Киев: Наукова Думка, 1980. С. 145-158.

Евтушенко В.М. О формировании кремнистых пород в кембрии восточной части Сибирской платформы // Тр. Сибир. НИИ геол. геофиз. и минер. сырья. Новосибирск, 1978. № 258. С. 45-57.

Емельянов Е.М. Аморфный кремнезем в осадках Атлантического океана // ДАН СССР, 1975. Т. 225. № 5. С. 1183-1186.

Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока

СССР. Л.: Недра, 1972. 240 с.

Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1962. 258 с.

Жузе А.П., Петелин В.П., Удинцев Г.Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с *Ethmodiscus rex* (Wall.) // ДАН СССР, 1959. Т. 124. № 6. С. 1301-1304.

Заблоцкий Е.М., Калачева Е.Д., Окунева Т.М., Сей И.И., Тихомирова Л.Б. Новые данные по стратиграфии триасовых и юрских отложений Горинского синклинория // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск. (IV Дальневост. рег. междуведом. стратиграф. совещ: Тезисы. докл.) Хабаровск, 1990. С. 148-151.

Зайкова Е.В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 1991. 134 с.

Захаров Ю.Д., Попов А.М., Шорохова С.А., Волинец Е.Б. Значение палеонтологических и изотопно-кислородных и изотопно-углеродных данных для палеоклиматических реконструкций // Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2. вулканогенно-осадочный комплекс. Палеобиогеография / Ред.: П.В. Маркевич, Ю.Д. Захаров. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 221-226.

Захарова М.А., Ильев А.Я., Шустов Л.Н. Глинистые минералы в донных осадках южной части Охотского моря // Геология дна дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 67-79.

Зоненшайн Л.П. Глубоководные отложения на континентах // Литологический справочник. М.: Недра, 1983. С. 426-429.

Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений. М.: ИВП РАН, 1995. 239 с.

Зябров С.В. Раннемеловые кремни киселевско-маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1994. № 6. С. 74-82.

Зябров С.В. О биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока (критический обзор нескольких статей) // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 3. С. 103-112.

Иванов Б.А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск: Иркут. книж. издательство, 1961. С. 3-47.

Иванов Б.А. Выступления в прениях // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 513-514.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневосточное книжное изд-во, 1972. 116 с.

Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л., Степанов Г.Н., Стрижкова А.А. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.

Иванов В.С., Рубис А.Д. Латеральная зональность и рудная специализация мезозойских гранитоидов и монцонитоидов северо-восточн. окраин Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 191 с.

Ивлиев П.А. Океанские марганцевые микроконкреции // Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М.: ИО РАН, 1998. 26 с.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Се-

верного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.

Казанский Ю.П., Казаринов В.П., Резанова Н.М. Развитие идей А.Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород // Геология и геофизика, 1965. № 9. С. 84-99.

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 322 с.

Казаринов В.П. Наши разногласия (ответ на статью Н.М. Страхова) // Литология и полезные ископаемые, 1965. С. 87-96.

Казаринов В.П., Казанский Ю.П. Кремнистые породы // Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. С. 384-400.

Казаченко В.Т., Сапин В.И. Минералогия и генезис железомарганцевого оруднения Прибрежной зоны Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 246 с.

Каледа Г.А. Периодизация геологической истории кремнезема // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. Кн. 3/4. С. 277-291.

Каледа Г.А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 371-393.

Каледа Г.А. Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 43-59.

Кассин Н.Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана // Тр. Всес. геол.-разв. объединения В.С.Н.Х. СССР. Вып. 165. М.-Л.: Геол. изд-во Всес. геол.-разв. объедин., 1931. 77 с.

Кемкин И.В. Тектоностратиграфия междуречья Перекатная – Черная (Южный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1996. Т. 4. № 2. С. 91-101.

Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.

Кемкин И.В. Строение и состав юрско-среднемеловых аккреционных призм // Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2. Вулканогенно-осадочный комплекс. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 26-61.

Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 1996. Т. 15. № 5. С. 103-109.

Кемкин И.В., Каметака М., Кодзима С. Фаунистические свидетельства последовательной аккреции палеоокеанических фрагментов Таухинского террейна // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 1. С. 72-84.

Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Юрско-раннемеловая биостратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 1998. Т. 17. № 1. С. 59-75.

Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Строение и возраст кремнисто-терригенных отложений нижней структурной единицы таухинского террейна (южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 5. С. 68-80.

Кемкин И.В., Руденко В.С. Новые данные о возрасте кремней Самаркинской

аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 1998. Т. 17. № 4. С. 22-31.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бас. р. Черная // Тихоокеанская геология, 1993. № 1. С. 140-143.

Киреева Е.А. Основные особенности органогенных известняков эвгеосинклинальных отложений Южного Сихотэ-Алиня // Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока (литология и геохимия). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 18-34.

Киреева Е.А. Рифогенные известняки позднего палеозоя, как показатель тектонических движений в Южном Сихотэ-Алине // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 1987. С. 54-69.

Киреева Е.А., Бурилина Л.В., Афанасьева В.М. Основные особенности геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 20-77.

Кириллова Г.Л., Сакаи Т., Исида К., Козаи Т., Ота Т., Исида Н. Строение и природа позднеюрско-раннемеловых аккреционных комплексов Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. (Мат. 36 тектонического совещания). М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 253-255.

Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 34-36.

Клец Т.В. Биостратиграфия и конодонты триаса среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Изд-во Новосиб. гос. ун-та, 1995. 111 с.

Колтун В.М. Спиккулы губок в поверхностном слое осадков морей южной части Индийского океана // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 262-283.

Конюхов И.И., Соколов Б.А. Парадокс глубоководного диагенеза // ДАН СССР, 1975. Т. 224. № 4-6. С. 914-917.

Коржинский Д.С. Избранные труды. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука, 1994. 223 с.

Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 229 с.

Косовцова Т.И., Максимов Е.В. Парадоксы хронологии в стадильности горных ледников // Вестник СПбГУ., 2000. Сер. 7. Вып. 2 (№ 15). С. 101-107.

Красилов В.А., Парняков В.П. Рудоносная тетюхинская свита – олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР, 1984. Т. 227. № 3. С. 669-671.

Красный Л.И., Жамойда А.И., Моисеева А.И. О связи развития организмов с кремневым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами // Значение биосферы в геологических процессах. Тр. 5-й и 6-й сессий Всес. палеонт. о-ва. М.: Гостеолтехиздат, 1962. С. 171-182.

Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: МИР, 1974. С. 96-140.

Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан, 1969. Т. 8. Гл. 2. С. 48-72.

Кругликова С.Б. Таксоны высокого ранга радиолярий как показатели особенностей условий седиментации в современных океанах и морях // Биоседиментация в морях и океанах. Тез. Докл. Всесоюз. Совещ. в Теберде, 26.09.-01.10., 1983 г. М.: Изд-во ИОАН СССР, 1983. С. 24-25.

Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. Докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратигр. совещания. Хабаровск, 1990. С. 175-177.

Кулиш Л.И., Самойлов В.А. Рудопроявления марганца в бассейне среднего течения р. Анжуй (север Сихотэ-Алиня) // Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972. С. 95-103.

Кулиш Л.И. Осадочные и вулканогенно-осадочные марганцеворудные комплексы Дальнего Востока // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 99-114.

Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровское кн. изд-во, 1974. 466 с.

Курносоев В.Б. Глинистые минералы палеогеновых отложений о. Сахалина // Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. 27 с.

Курносоев В.Б., Мурдмаа И.О. Глинистые минералы в современных осадках Охотского моря // Океанология, 1978. Т. 18. Вып. 4. С. 671-680.

Курносоев В.Б., Нарнов Г.А. Каолинит во фракции < 1 мкм в осадках окраинных морей Тихого океана // ДАН СССР, 1975. Т. 224. № 2. С. 444-447.

Куцыкович М.А., Дьяконов Ю.С. Простой полуколичественный рентгенографический метод определения глинистых минералов // Литология и полезные ископаемые, 1971. № 1. С. 147-152.

Левитан М.А. Некоторые особенности постседиментационного преобразования океанических отложений (по данным глубоководного бурения) // Литология и полезные ископаемые, 1979. № 1. С. 3-18.

Левитан М.А., Богданов Ю.А. Эволюция кремненакопления и некоторые аспекты формирования кремневых стяжений // Осадочные породы и руды. Киев: Наукова думка, 1980. С. 159-173.

Левитан М.А., Лукша В.Л., Толмачева А.В. История седиментации в северной части Охотского моря // Литология и полезные ископаемые, 2007. № 3. С. 227-246.

Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 168 с.

Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Биогеографическое обоснование гипотезы. Л.: Наука, Ленингр. отделение, 1972. 548 с.

Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966а. С. 90-191.

Лисицын А.П. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого // Геохимия кремнезе-

ма. М.: Наука, 1966. С. 321-370.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

Лисицын А.П. Аморфный кремнезем в донных осадках // Тихий океан. Кн. 2. Глава 12. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. С. 5-25.

Лисицын А.П. Осадконакопление в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А. и др. История мезокайнозойской седиментации в Мировом океане // Геологическая история океана (Геология океана). М.: Наука, 1980. С. 407-427.

Лисицын А.П., Виноградов М.С. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков // Известия АН СССР. Сер. Геол., 1982. № 4. С. 5-20.

Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана. М.: Наука, 1977. 256 с.

Лихт Ф.Р. Осадконакопление в современных и древних приконтинентальных бассейнах Азии // Тихоокеанская геология, 1993. № 4. С. 20-33.

Лихт Ф.Р., Астахов А.С., Боцул А.И., Деркачев А.Н., Дударев О.В., Марков Ю.Д., Уткин И.В. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.

Ломтев В.Л. Авандельта и фан Хуанхэ в Японском море // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Т. 1. Мат. 5-го Всерос. литол. сов. в г. Екатеринбурге. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 433-435.

Ломтев В.П., Ежов Б.В. Рельеф и структура осадочного чехла северной части Курило-Камчатского желоба // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 38-53.

Лосив В.М., Доброшевский К.В., Микловда С.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Малиновки, Малой откосной и Крыловки // Отчет Ариаднинского участка Полянской партии. Т. 1. Кн. 1. Владивосток: Фонды ПГО «Приморгеология», 1990. 301 с.

Мазарович А.О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня // Геотектоника, 1981. № 5. С. 84-95.

Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с.

Максимов Ф.Е., Савельева Л.А. Этапы увлажнения голоцена северо-запада России // Вестник СПбГУ, 2000. Сер. 7. Вып. 2. № 15. С. 108-114.

Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг киселевско-маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 1996. Т. 15. № 2. С. 70-98.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижне-меловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 282 с.

Мартихаева Д.Х. Исследование углеродистого вещества в метаморфиз-

ческих и гидротермальных породах (Сибирская платформа и Прибайкалье) // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова, 2000. 25 с.

Мартынюк М.В. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Сихотэ-Алинская (Лист М-54-XXV). Масштаб 1:200000 / Ред. Е.Б. Бельтнев. М., 1984. 100 с.

Мачабели Г.А. Кремненакопление и бентониты // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 176-185.

Медведева С.А., Кириллова Г.Л., Рязанова Т.А. и др. О некоторых результатах битуминологического анализа пород позднемезозойского осадочного комплекса Приамурья // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин севера Пацифики. Т. 2. Мат. XII годичного собрания Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан, 2003. С. 71-72.

Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов / Ред. Абдулина А.А., Каюпова А.К., Ли. В.Г. и др. Алма-Ата: Наука КазССР, 1978. 228 с.

Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана / Ред. акад. В.И. Смирнов. М.: Наука, 1979. 280 с.

Михайлик Е.В. Марганценовые яшмы киселевской свиты северного Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 130-139.

Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б., Чудаев О.В. О механизме формирования кобальто-марганц. корок на гайотах Магеллановых гор Тихого океана // Вестник ДВО РАН, 2003. № 6. С. 87-93.

Михайлов В.А. Корреляция тектоно-стратиграфических комплексов юго-восточного Сихотэ-Алиня // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997. № 4. С. 85-94.

Михайлов В.А., Волохин Ю.Г., Парняков В.П. и др. Горбушинская серия Дальнегорского рудного района // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона (препринт). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 28-36.

Михайлов В.А., Волохин Ю.Г., Парняков В.П., Олейник Л.М. О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеанская геология, 1989. № 4. С. 70-77.

Михайлов В.А., Врублевский А.А., Юшманов Ю.П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоокеанская геология, 1987. № 1. С. 83-91.

Михайлов М.А., Волохин Ю.Г. Геохимические особенности углеродистых кремнистых пород Дальнего Востока // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 3-16.

Муравьев В.И. Минеральные парагенезисы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 207 с.

Муравьев В.И. Вопросы абиогенного осадочного кремненакопления // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука,

1987. С. 86-96.

Мурдмаа И.О., Демиденко Е.Л., Курносов В.Б., Фаустов С.С. О составе и скоростях накопления глинистых осадков в Филиппинском море // *Океанология*, 1977. Т. 17. № 3. С. 484-489.

Мурдмаа И.О., Гречин В.И., Музылев Н.М., Оберхансли Р., Фаустов С.С., Цеховский Ю.Г. Осадки и осадочные породы // *Геология дна Филиппинского моря*. М.: Наука, 1980. С. 38-105.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть I. Стратиграфия // *Препринт*. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 65 с.

Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.

Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур // *Путеводитель геологической экскурсии* / Ред. Ч.Б. Борукаев. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1989. 48 с.

Невесский Е.Н. Некоторые данные о составе глинистых минералов в донных отложениях Охотского моря // *Геологические исследования в дальневосточных морях*. Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. Т. XXII. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 158-163.

Нечаев В.П., Михайлик Е.В., Симаненко В.П. и др. Осадочные образования локальных впадин и разломов // *Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря*. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 25-51.

Обуэн Ж. Геосинклинали (проблема происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 302 с.

Органическая геохимия / Ред. Дж. Эглинто, М.Т. Дж. Мэрфи. Л.: Недра, 1974. 487 с.

Олейников А.В., Олейников Н.А. Геология кайнозоя среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2005. 261 с.

Остроумов З.А. Марганец в донных отложениях Охотского моря // *Докл. АН СССР*, 1954. Т. 97. № 2. С. 368-379.

Панасенко Е.С. Кремнистые Микрофоссилии палеозоя Дальнего Востока и их значение для палеореконструкций // *Автор. дис. канд. геол.-мин. наук*. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1999. 28 с.

Парняков В.П. Новые данные о строении и возрасте горбушинской свиты // *Новое в геологии Дальнегорского рудного района*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 71-74.

Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты северной и центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // *Тихоокеанская геология*, 1998. Т. 17. № 3. С. 3-13.

Пентина Т.Ю. Гуминовые кислоты осадочных пород / *Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук*. М.: ВНИГНИ, 1973. 28 с.

Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // *Тр. ин-та Океанологии АН СССР*. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Т. XXII. С. 77-138.

Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.

Петрова М.А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях // Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1958. Т. 32. С. 47-56.

Петрушевская М.Г. Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 200 с.

Плюснина И.И., Левитан М.А. Структура и растворимость биогенного кремнезема // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 189-192.

Подобина В.М. Микропалеонтология. Томск: Изд-во Томского университета, 1985. 181 с.

Полтараус Б.В., Кислов А.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 145 с.

Прикладная инфракрасная спектроскопия / Ред. Д. Кендалла. М.: Мир, 1970. С. 172-189.

Пунина Т.А. Триасовые склерактинии в органогенных постройках Дальнегорского района (Сихотэ-Алинь). Владивосток: Дальнаука, 1999. 113 с.

Пушкарёв В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.

Рейфман Л.М. Кремнистые породы и вулканизм карпатского олигоцена // Осадочные породы и руды. Мат. научн. сов. в г. Киеве, 1978. Киев: Наукова думка, 1980. С. 191-199.

Решения 3-го междуведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР // Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982. 183 с.

Решения 4-го междуведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья // Хабаровск: ХГГП, 1994. 182 с.

Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология, 2002. Т. 21. № 4. С. 3-8.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.

Ронов А.Б., Хаин В.Е. Триасовые литологические формации мира // Советская геология, 1961. № 1. С. 27-48.

Ронов А.Б., Сеславинский К.Б., Хаин В.Е. Кембрийские литологические формации мира // Советская геология, 1974. № 12. С. 10-33.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Ордовикские литологические формации мира // Советская геология, 1976. № 1. С. 7-27.

Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности // Тр. ИГЕМ. Вып. 33. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 360 с.

Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские *Albaillellaria* пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 181-193.

Свальнов В.Н. Четвертичная седиментация в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192с.

Свальнов В.Н. Литология и стратиграфия // Железомарганцевые конкреции

центральной части Тихого океана. Тр. ИОАН АН СССР. Т. 122. М.: Наука, 1986. С. 36-67.

Свальнов В.Н., Гордеев В.В. Химический состав осадков // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. Тр. ИОАН СССР. Т. 122. М.: Наука, 1986. С. 68-88.

Свальнов В.Н. Океанские марганцевые микроконкреции как индикаторы условий седиментации // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 6. С. 57-69.

Сваричевский А.С. Новые данные по морфоструктуре котловины Паресевела (Филиппинское море) // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 191-198.

Сваричевский А.С. Рельеф дна Филиппинского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 49-68.

Сваричевский А.С., Белоус О.В. Экзогенный рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 69-81.

Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 113 с.

Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленений Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный Мир, 1998. 164 с.

Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев: Наукова Думка, 1977. 127 с.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Кемкин И.В. Базальты эрдагоуской свиты Приморья и геодинамические условия их формирования // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18. № 5. С. 82-89.

Симаненко В.П., Нечаев В.П. Химический состав осадков Филиппинского моря // Тихоокеанская геология, 1988. № 5. С. 43-52.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, Лен. отдел., 1980. 248 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. Санкт-Петербург: ОАО «Изд-во «Недра», Санкт-Петербургский филиал, 1998. 351 с.

Смирнов В.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 1981. 175 с.

Смирнова О.Л. Отчет картосоставительской партии: определение возраста комплексов микрофауны палеозоя-среднего мезозоя и флоры верхнего меланеогена Центрального и Юго-Западного Приморья. Разрезы к схематической геологической карте масштаба 1:50000 // Фонды ПГО «Приморгеология», 1990.

Смирнова О.Л., Лепешко В.В. Биостратиграфия и геологическое строение вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений центральной зоны Сихотэ-Алиня (Приморский край, бассейн реки Горной) // Палеонтологическая стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток:

ДВНЦ АН СССР, 1991. С. 30-53.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 530 с.

Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза // Литология и полезные ископаемые. 1971а. № 5. С. 2-21.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971б. 622 с.

Страхов Н.М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С. 20-37.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Страхов Н.М. Гидродинамический механизм распределения $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в океаническом осадкообразовании // Литология и полезные ископаемые, 1978. № 1. С. 3-31.

Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Плиоценовый вулканизм возвышенности Академии Наук // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты. Т. 1. Мат. междунар. научного симпозиума. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ НЦ ДВО РАН, 2002. С. 264-265.

Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая И. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. РАН, 2000. Т. 371. № 3. С. 366-370.

Тащи С.М. Геологическое развитие Сихотэ-Алиня в перми // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 145-161.

Тащилкин В.А. Коры выветривания Приморья // Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ, 1969. 24 с.

Тихомирова Л.Б. Юрские радиолярии Дальнего Востока // Известия АН СССР. Сер. геол., 1986. № 9. С. 123-126.

Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных: методы и проблемы. Л.: Наука, 1975. 233 с.

Толковый словарь английских геологических терминов (Glossary of Geology). Т. 3. / Ред. М. Gary, R. McAfee Jr., C.L. Wolf. Ред. русского перевода Л.П. Зоненшайн. М.: МИР, 1979. С. 310.

Триас и юра Сихотэ-Алиня. Вулканогенно-осадочный комплекс. Палеобиогеография / Ред. П.В. Маркевич, Ю.Д. Захаров. Владивосток: Дальнаука, 2008. Кн. 2. 297 с.

Тучкова М.И., Брагин Н.Ю., Крылов К.А. Ассоциации глинистых минералов в составе триас-нижнемеловых отложений дальнегорского опорного разреза (южный Сихотэ-Алинь) // Литология и полезные ископаемые, 2004. № 2. С. 185-199.

Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР, 1978. Т. 240. № 2. С. 400-403.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.

Уткин В.П. Геодинамика растяжения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника, 1985. № 1. С. 73-87.

Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России // Статья 1: Горст-аккреционные системы и рифто-грабены. Тихоокеанская геология, 1996. № 6. С. 44-72.

Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России // Статья 2: Вулканоплутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования. Тихоокеанская геология, 1997. № 6. С. 58-79.

Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России // Статья 3: Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов. Тихоокеанская геология, 1999. № 6. С. 35-58.

Филатьев В.П. Строение и механизм развития зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану в свете ротационной тектоники // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 26-48.

Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1990. 142 с.

Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 1. С. 25-38.

Филиппов А.Н., Бурый Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 3. С. 26-46.

Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Приморье и Япония – геологические близнецы? // Вестник ДВО РАН, 2000. № 4. С. 21-28.

Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Кремнисто-глинистые отложения юрской аккреционной призмы хр. Хехцир, Сихотэ-Алинь: стратиграфия и генезис // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 1. С. 51-69.

Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Кремнисто-вулканогенные образования западного Сихотэ-Алиня: стратиграфия и происхождение // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 2. С. 53-68.

Филиппов А.Н., Кемкин И.В., Панасенко Е.С. Раннеюрские гемипелагические отложения Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): строение, состав и обстановки накопления // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 4. С. 83-96.

Финько В.И. Геолого-петрографическая характеристика и генезис огнеупорных глин Зейско-Буреинской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 131 с.

Финько В.И., Коренбаум В.С., Колбин М.Ф. О древних корях выветривания Приморья // Кора выветривания. Вып. 5. Региональное развитие кор выветривания в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 195-202.

Фролов В.Т. О происхождении палеозойских кремнистых пород геосинклинали Южного Урала // Генезис и классификация осадочных пород // Междунар. геол. конгресс, 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М.: Наука, 1968. С. 56-60.

Фролов В.Т. Литология. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн. 1. 336 с.

Фролов В.Т. Литология. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. Кн. 2. 430 с.

Фролов В.Т. Литология. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. Кн. 3. 352 с.

Фролов В.Т. О модных интерпретациях геологической истории Крыма // Бюлл. МОИП, 1998. Т. 73. Вып. 6. С. 13-20.

Фролов В.Т. Признаки деструкции континентальной коры в восточном Китае (деструктивно-трансгрессивная геодинамическая эволюция) // Вестник МГУ, 2000. Сер. 4. Геология. № 3. С. 23-32.

Фролов В.Т., Фролова Т.И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965. С. 93-110.

Хаин В.Е. Осадочные формации (геогенерации) // Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. С. 432-447.

Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Меловые литологические формации мира // Советская геология, 1975. № 11. С. 10-40.

Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславинский К.Б. Силурийские литологические формации мира // Советская геология, 1977. № 5. С. 21-43.

Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М., Горячев Н.А., Симаненко В.П. Теоретические основы тектонического, геодинамического и металлогенического анализа // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006а. С. 20-32.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006б. С. 880-897.

Ханчук А.И., Здоровенин В.В., Киселев В.И., Теницкий И.И., Уткин И.В. Морфоструктура и происхождение разломов и локальных впадин // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989в. С. 8-24.

Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989б. С. 218-255.

Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурый Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Докл. АН СССР,

1989а. Т. 307. № 1. С. 186-191.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края (очерк). Владивосток: Даль-наука, 1995. 66 с.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 196. М.: Наука, 1968. С. 9-136.

Хворова И.В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции // Междунар. геологич. Конгресс. 25 сессия. Докл. Сов. геологов. Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976. С. 121-127.

Хворова И.В. Парагенезы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 337. М.: Наука, 1979. С. 38-59.

Хворова И.В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и его отличие от океанического // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Междун. геол. конгресс. 26 сессия. Докл. сов. геологов. Л.: Недра, 1980. С. 92-96.

Хворова И.В., Вишневская В.С. Кремнистые породы складчатых поясов фанерозоя // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 59-78.

Хераскова Т.Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 337. М.: Наука, 1979. С. 5-37.

Холодов В.Н. Фациально-палеогеографические условия образования руд ванадия и фосфора в Каратау // Литология и полезные ископаемые, 1972. № 6. С. 80-94.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 275 с.

Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6-43.

Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полезные ископаемые, 2002. № 5. С. 451-473.

Хотин М.Ю. Вероятный источник кремнезема геосинклинальных кремнистых формаций // Литология и полезные ископаемые, 1979. № 3. С. 100-122.

Хрусталеv Ю.П. Особенности кремненакопления во внутриконтинентальных слабоминерализованных морях аридной зоны // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 141-152.

Хрусталеv Ю.П., Кутилин В.С. Аутигенный кремнезем в донных осадках Азовского моря // Докл. АН СССР, 1974. Т. 218. № 3. С. 685-687.

Хэлэм Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: МИР, 1983. 327 с.

Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Мурдмаа И.О. и др. Об образовании глинистых минералов глубоководных осадков западной части Тихого океана // Литоло-

гия и полезн. ископаемые, 1980. № 3. С. 3-25.

Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 240 с.

Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойские комплексы кремнистого микропланктона из отложений подводного хребта Терпения (Охотское море) // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 4. С. 105-115.

Чайкин С.И. О роли вулканизма в образовании железистых кварцитов КМА (в связи со статьями В.Н. Гусельникова) // Геология рудных месторождений, 1982. Т. 24. № 2. С. 39-56.

Челидзе Д.Г. О связи кремненакопления с основным вулканизмом // ДАН СССР, 1977. Т. 237. № 1. С. 184-186.

Черпанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1999. 25 с.

Чудаев О.В. Характеристика глинистых минералов флишевой формации Дальнего Востока // Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 132-135.

Шатский Н.С. О марганценосных формациях и металлогении марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954. № 4. С. 3-37.

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960. № 5. С. 3-23.

Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнистых отложений фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеанская геология, 1987. № 3. С. 13-16.

Шевелев Е.К. Хорско-Ануйская и Хабаровско-Ванданская структурно-формационные зоны // Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 33-62.

Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.

Ширинский В.Г., Романкевич Е.А., Беляева А.Н. Изотопный состав углерода липидов донных осадков как показатель степени преобразования органического вещества // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. 4-й семинар 28-30.05.1974 г. АН СССР, ОГГГ, Комис. осад.пор. минист. высш. образов., МГУ, геол. фак-т. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 40-41.

Шуменко С.И. Происхождение мела и известковых осадков // Природа, 1978. № 6. С. 116-122.

Шуменко С.И. Роль биогенного фактора в кремненакоплении // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 121-127.

Щека С.А., Высоцкий С.В., Съедин В.Т., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Говоров Г.И. Магматические комплексы Филиппинского моря // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 145-185.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.

Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеанская геология, 1986. № 3. С. 99-107.

Aita Y. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Shikoku with reference to selected section in Lombardy Basin and Sicily // Tohoku Univ., Sci. Rep. 2nd Ser. (Geol). 1987. V. 58. No 1. P. 1-91.

Allan J.F., Gorton M.P. Geochemistry of igneous rocks from legs 127 and 128, Sea of Japan // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 905-929.

Andel T.Y. Mesozoic/Cenozoic compensation depth and the global distribution of calcareous sediments // Earth and Planet. Sci. Letters., 1975. V. 26. P. 187-194.

Aoki S., Oinuma K. The distribution of clay minerals in surface sediments of the Okhotsk Sea to the South China Sea along the Asiatic continent // Clay Sci., 1988. V. 7. No 2. P. 73-82.

Aoki S. The sources, origin, and sedimentary history of clay minerals in Philippine Sea sediment // Geology and Geophysics of the Philippine Sea. Tokyo: TERRA-PUB, 1995. P. 203-214.

Arnold Y. Data report: Mineralogy of site 884 // Proc. ODP, Scientific Results. 1995. V. 145. P. 657-660.

Arthur M.A., Schlanger S.O. Middle Cretaceous «oceanic anoxic events» as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields // Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 1979. V. 63. P. 870-885.

Bailey E.H., Irwin W.S., Jones D.L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California // Calif. Dep. Nat. Res. Div. Mines Bull., 1964. V. 183. P. 3-171.

Balshow K.M. Cenozoic clay mineral stratigraphy in the south Philippine Sea, deep sea drilling project leg 59 // Init. Repts of DSDP, 1981. V. 59. P. 597-602.

Balshow K.M. Clay mineral stratigraphy and related diagenesis in deep sea drilling project leg 60 sediments // Init. Repts. of DSDP, 1981. 1982. V. 60. P. 467-472.

Baltuck M. Some sedimentary and diagenetic signatures in the formation of bedded radiolarite // Siliceous deposits in the Pacific region, Developments in Sedimentology 36. Elsevier, 1983. P. 299-315.

Bartolini A., Larson R., Baumgartner P.O. Bajocian radiolarian age of the oldest oceanic crust in situ (Pigafetta basin, Western Pacific, ODP Site 801, Leg 185) // Interrad 2000, 9th Meet. Intern. Association of Radiolarian Paleontologists, Sept. 17-22, 2000. Reno, Nevada. Blairsdon, California, USA, 2000. P. 15-16.

Baturin G.N. Some unique sedimentological and geochemical features of deposits in coastal upwelling regions // Coastal Upwelling – Its Sediment Records, Part B / Eds. J. Thiede and E. Suess. NATO Conference Series IV. N.Y., London: Plenum Press, 1983. P. 11-27.

Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A. and De Wever P. / Eds. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mem. Geol. (Lausanne), 1995. No 23. 1172 p.

Behl R.J., Smith B.M. Silicification of deep-sea sediments and the oxygen isotope

composition of diagenetic siliceous rocks from the Western Pacific, Pigafetta and East Mariana basins, Leg 129 // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 129. P. 81-117.

Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of Recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas // Geol. Soc. Amer. Bull., 1965. V. 76. P. 467-472.

Blueford J.R. Radiolarian evidence: Late Cretaceous through Eocene circulation pattern // Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions. Springer-Verlag New York Inc., 1989. P. 19-29.

Bochlert G.W., Genin A. A review of the effect of seamounts on biological processes // Seamounts, Islands and Atolls (Geophys. Monogr., 43). Washington D.C.: Amer. Geophys. Union, 1987. P. 319-334.

Bogoyavlenskiy A.N. Distribution and migration of dissolved silica in oceans // International Geology Review, 1967. 9. P. 133-153.

Boggs S.Jr. Quaternary sedimentation in the Japan arc-trench system // Geol. Soc. Am. Bull., 1984. V. 95. P. 669-685.

Boltovskoy D., Kogan M., Alder V.A., Mianzan H. First record of a brackish radiolarian (Polycystina): *Lophophaena rioplatensis* n. sp. in the Rio de la Plata estuary // J. Plankton Research, 2003. V. 25. No 12. P. 1551-1559.

Bostrom K., Peterson M.N., Joensuu O., Fisher D. The origin of aluminium poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow in the East-Pacific Rise // Marine Geol., 1969. No 7. P. 427-447.

Boström K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in pelagic sediments // Chemical Geology, 1973. V. 11. No 2. P. 123-148.

Bramlett M.N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1946. No 212. P. 1-57.

Breymann M.T., Brumsack H., Emeis K.C. Depositional and diagenetic behavior of barium in the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 127/128. Pt. 1. P. 651-665.

Brumsack H.-J. Trace metal accumulation in black shales from the Cenomanian/Turonian boundary event // Lecture Notes in Earth Sciences. V. 8. Global Bio-Events / Ed. Walliser O. Berlin. Heidelberg: Springer-Verlag, 1986. P. 337-343.

Buryi G.I. Triassic conodonts from the chert of Nadanhada range, Northeast China // Acta Micropalaeontologica Sinica, 1996a. V. 13. No 2. P. 207-214.

Buryi G.I. Triassic Conodont Biostratigraphy of the Sikhote-Alin // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events, Biostratigraphy, Tectonic and Ore Deposits of Primorye (Far East Russia). Memoire de Geologie. Lausanne: Univ. de Lausanne, 1997. No 30. P. 45-60.

Calvert S.E. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California // Geol. Society of Amer. Bull., 1966. V. 77. No 6. P. 569-596.

Calvert S.E. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments // Pelagic Sediment: Land and Sea. Oxford et al., 1974. V. 1. P. 273-299.

Calvert S.E., Fontugne M.R. Stable carbon isotopic evidence for the marine origin of the organic matter in the Holocene Black Sea sapropel // Chemical Geology, 1987. No 66. P. 315-322.

Cayeux L. La question des jaspes à radiolaires // Compt. Rend. Soc. Géol. France,

1924. No 11-12.

Chamley H. Clay sedimentation and paleoenvironment in Shikoku basin since the Middle Miocene (Deep Sea Drilling Project Leg 58, North Philippine Sea) // Init. Repts of DSDP, 1980a. V. 58. P. 669-681.

Chamley H. Clay sedimentation and paleoenvironment in the area of Daito ridge (Northwest Philippine sea) since the Early Eocene // Init. Repts of DSDP, 1980b. V. 58. P. 683-693.

Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.L. et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift // Science, 1979. V. 203. No 4385. P. 1073-1083.

Cousens B.L., Allan J.F. A Pb, Sr and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Sea of Japan, Legs 127/128 // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 805-817.

Cruise report KOMEX I and II: RV Professor Gagarinsky Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 28. GEOMAR Rep., 82. / Eds N. Biebow, and E. Hütten. Kiel: GEOMAR, 1999. 188 p.

Cruise report KOMEX V and VI: RV Professor Gagarinsky Cruise 26, MV Marshal Gelovany Cruise 1. GEOMAR Rep., 88 / Eds N. Biebow, T. Lüdman, B. Karp, R. Kulinich. Kiel: GEOMAR, 2000. 296 p.

Davis E.F. The radiolarian cherts of the Franciscan group // Univ. California Publ. Bull. Departement of Geology, 1918. V. 11. No 3. P. 235-432.

Dean W.E., Arthur M.A., Claypool G.E. Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic, or environmental signal? // Marine Geology, 1986. No 70. P. 119-157.

Degens E.T., Stoffers P. Stratified waters as a key to the past // Nature, 1976. No 263. P. 22-27.

De Master D.J. The supply and accumulation of silica in the marine environment // Geochim. Cosmochim. Acta., 1981. V. 45. No 10. P. 1715-1732.

Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon // Handbook of Environmental Isotope Geochemistry / Eds. P. Fritz and J.Ch. Fontes. V. 1. The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier, 1980. P. 329-406.

Dersch M., Stein R. Pliocene-Pleistocene fluctuations in composition and accumulation rates of eolo-marine sediments at Site 798 (Oki Ridge, Sea of Japan) and climatic change: preliminary results // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. I. P. 409-424.

De Wever P. Radiolarians, radiolarites, and Mesozoic Paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts // Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions. Springer-Verlag New York Inc., 1989. P. 31-50.

De Wever P., Thiébaud F. Les radiolarites d'âge Jurassique supérieur à Crétacé supérieur dans les radiolarites du Pindos-Olonos (Presqu'île de Koroni, Péloponnèse méridionale, Grèce). Lion: Géobios, 1981. 14(5). P. 577-609.

Dewey H., Flett J.S. On some British pillow-lavas and rocks associated with them // Geol. Mag., 1911. No 8. P. 241-248.

Dickens G.R., Owen R.M. Chinook trough rifting and hydrothermal deposition at sites 885 and 886 // Proc. ODP, Sci. Results, 1995. V. 145. P. 413-426.

Dickens G.R., Owen R.M., Pedersen T.F. Copper mineralization at site 884 in the North Pacific // *Proc. ODP, Sci. Results*, 1995. V. 145. P. 389-397.

Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments // *Bull. Geol. Sci. Amer.*, 1963. V. 74. P. 947-952.

Dunbar R.B., De Menocal P.B., Burckle L. Late Pliocene-Quaternary biosiliceous sedimentation at Site 798, Japan Sea // *Proc ODP, Sci. Results. College Station, TX*, 1992. V. 127/128. Pt. I. P. 439-455.

Duncan R., Keller R. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (An Electronic Journal of the Earth Sciences)*, 2004. V. 5. No 8. P. 1-13.

Explanatory note to the International Stratigraphic Chart // Introduction by Jurgen Remane, Chairman of ICS of International Union of Geological Sciences (Courtesy of the division of Earth Sciences UNESCO), 2000. P. 1-16.

Folk R.L., McBride E.F. The Caballos novaculite revised. Part 1. Origin of novaculite members // *J. Sediment. Petrol.*, 1976. V. 46. No 3. P. 659-669.

Folk R.L., McBride E.F. Radiolarites and their relation to subjacent «oceanic crust» in Liguëia, Italy // *J. Sediment. Petrol.*, 1978. V. 48. No 4. P. 1069-101.

Föllmi K.B., Cramp A., Föllmi K.B., Alexandrovich J.M. et al. Dark-light rhythms in the sediments of the Japan sea: preliminary results from Site 798, with some additional results from sites 797 and 799 // *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX*, 1992. V. 127/128. Pt. I. P. 599-576.

Fontugne M.R., Duplessy J.C. Carbon isotopic ratio of marine plankton related to water masses // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978. V. 41. P. 365-371.

Fullam T.J., Supko P.R., Boyce R.F., Stewart R.W. Some aspects of Late Cenozoic sedimentation in the Bering Sea and North Pacific Ocean // *Init. Repts. of DSDP*, 1973. V. 19. P. 887-896.

Garrison R.E. Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eu-geosynclinal assemblages // *Pelagic Sediments: Land and Sea (Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.)*. Oxford et al., 1974. V. 1. P. 367-399.

Geological time scale (Revised October, 1999. Compiled by Brian Grant) // *The Art and the Science of Writing Geoscience Reports. Distribut. Prospectors and Developers Assoc. of Canada*, 1999.

Gibson T.G., Towe K.M. Eocene volcanism and the origin of Horizon A // *Science*, 1971. V. 172. P. 152-154.

Glossary of geology. Third edition / Eds. R.L. Bates, J.A. Jackson. Alexandria, Virginia: American geological institute, 1995.

Goldstein A.Jr., Hendricks T.A. Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma: *Bull. Geol. Society of America*, 1953. V. 64. P. 421-441.

Gorbarenko S.A., Nürnberg D., Derkach A.N. et al. Magnitostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // *Marine Geology*, 2002. V. 183. P. 107-129.

Graciansky P.C., Deroo G., Herbin J.P. et al. Ocean-wide stagnation episodes in the Late Cretaceous // *Geolog. Rundsch.*, 1986. Bd. 75/1. P. 17-41.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new geological time scale with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*, 2004. V. 27. No 2. P. 83-100.

Grimm K.A. High-resolution imaging of laminated biosiliceous sediments and their paleoceanographic significance (Quaternary), Site 798, Oki Ridge, Japan Sea // *Proc. of ODP, Scientific Results*, 1992. V. 127/128. Part 1. P. 547-557.

Grunau H.R. Radiolarian cherts and associated rocks in space and time // *Eclogae geologicae Helvetiae*, 1965. V. 58. No 1. P. 157-208.

Gursky H.J., Gursky M.M. Thermal alteration of chert in the ophiolite basement of Southern Central America // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo: Springer-Verlag New York Inc., 1989. P. 217-233.

Gursky H.J., Schmidt-Effing R. Sedimentology of radiolarites within the Nicoya ophiolite Complex // *Siliceous deposits in the Pacific region, Developments in Sedimentology*, 36. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier, 1983. P. 127-142.

Hallam A. The Earliest Triassic as an anoxic event, and its relationship with the end-Paleozoic mass extinction // *Pangea: Global Environments and Resources (Canad. Soc. of Petroleum Geologists, Memoir 17)*. 1994. P. 797-804.

Haq B.U., Hardebol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating Sea Levels since the Triassic // *Science*, 1987. V. 235. P. 1156-1167.

Harper H.E., Knoll A.N. Silica, diatoms, and Cenozoic radiolarian evolution // *Geology*, 1975. No 3. P. 175-177.

Hart R.A. A model for chemical exchange in the basalt – seawater system of oceanic layer-2 // *Can. J. Earth Sci.*, 1973. V. 10. No 6. P. 799-816.

Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A. et al. Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earth // *Origin and distribution of the elements*, 1968. V. 1. Pergamon Press. Oxford. P. 889-911.

Haug G.H., Maslin M.A., Sarnthein M., Stax R., Tiedemann R. Evolution of northwest Pacific sedimentation patterns since 6 ma (Site 882) // *Proc. of ODP, Scientific Results*, 1995. V. 145. P. 293-314.

Heath G.R., Dymond J. Interstitial silica in deep-sea sediments from the north Pacific // *Geology*, 1973. V. 1. P. 181-184.

Heath G.R. Dissolved silica and deep-sea sediments // *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ.*, 1974. No 20. P. 77-93.

Hein J.R., Karl S.V. Comparisons between open-ocean and continental Margin chert sequences // *Siliceous deposits in the Pacific region*. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier, 1983. P. 25-44.

Hein J.R., Obradović J. Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. Springer-Verlag New York Inc., 1989. P. 1-18.

Hein J.R., Parrish J.T. Distribution of siliceous deposits in space and time // *Siliceous Sedimentary Rocks-Hosted Ores and Petroleum / Eds. Hein J.R. et al.* New York, 1987. P. 10-57.

Hein J., Kuijpers E., Denyer P., Sliney R.E. Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from Western Costa Rica // *Siliceous deposits in the*

Pacific region. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier, 1983. P. 143-174.

Hess H.H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor // *Submarine Geology and Geophysics*. Colston Pap., London: Butterworths, 1965. 17. P. 317-333.

Hesse R. Silica diagenesis: origin of Inorganic and replacement cherts // *Earth Science Reviews*, 1989. 26. P. 253-284.

Huc A.Y. Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins // *Organic Geochemistry*, 1988. V. 13. No 1-3. P. 263-272.

Humphris S.E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978. V. 42. No 1. P. 107-125.

Hurd D.C. Interaction of biogenic opal, sediment and seawater in the central equatorial Pacific // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973. V. 37. P. 2257-2282.

Ibarra J.V., Juan R. Structural changes in humic acids during the coalification process // *Fuel*, 1985. V. 64. P. 650-656.

Iijima A., Kakuwa Y., Yamazaki K., Yanagimoto Y. Shallow-sea, organic origin of Triassic bedded chert in Central Japan // *J. Faculty Sci. Univ. Tokyo, sec. 2. Geol., Miner., Geogr., Geophys.*, 1978. V. 19. No 5. P. 369-400.

Iijima A., Hein J.R., Siever R. An introduction to siliceous deposits in the Pacific region // *Siliceous Deposits in the Pacific Region*. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 1-6.

Iijima A., Kakuwa Y., Matsuda H. Silicified wood from the Adoyama chert, Kuzuh, Central Honshu, and its bearing on compaction and depositional environment of radiolarian bedded chert // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. Springer-Verlag New York Inc., 1989. P. 151-168.

Iijima A., Utada M. Recent developments in the sedimentology of siliceous deposits in Japan // *Siliceous deposits in the Pacific region*. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 45-64.

Imoto N. Sedimentary structures of Permian-Triassic cherts in the Tamba district, Southwest Japan // *Siliceous deposits in the Pacific region*. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier, 1983. P. 377-394.

Imoto N. Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba belt, Southwest Japan // *Bull. Kyoto University Education. Ser. B.* 1984. No 65. P. 41-71.

Ingle J.C., Suyehiro K., von Breymann M.T. et al. Proc. ODP, Init. Repts. College Station, TX. 1990. V. 128. 652 p.

Ingle J.C. Jr. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore section // *Proc. ODP. Sci. Results. Pt. 2.* 1992. V. 127/128. P. 1197-1218.

Isaacs C.M., Pisciotto K.A., Garrison R.E. Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: A summary // *Siliceous Deposits in the Pacific Region*. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 247-282.

Isozaki Y. Superanoxia across the Permo-Triassic boundary: record in accreted deep-sea pelagic chert in Japan // *Pangea: Global Environments and Resources*. Canadian Sci. of Petroleum Geologists, 1994. Memoir 17. P. 805-812.

Isozaki Y. Permo-Triassic boundary: superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // *Science*, 1997. V. 276. P. 235-238.

Jenkyns H.C., Winterer E.L. Paleooceanography of Mesozoic ribbon radiolarites //

Earth and Planet. Sci. Lett., 1982. V. 60. P. 351-375.

Jenkyns H.C. Pelagic environments // *Sedimentary Environments and Facies*. Ch.11. Sec. edition / Ed H.G. Reading. Oxf.-Lond.-Edinburgh-Boston-Palo.-Alto-Melbourne: Blackwell Scientific Publication, 1986. P. 343-398.

Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northern Japan Arc // *Proc. ODP, Sci. Results*, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1311-1332.

Kanmera K. Paleozoic and Mesozoic geosynclinal volcanism in the Japanese Islands and associated chert sedimentation // *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Pub.*, 1974. V. 19. P. 161-173.

Kano K. Ordering of opal-CT in diagenesis // *Geochemical Journal*, 1983. V. 17. P. 87-93.

Karl S. Paleoenvironmental implications of Alaskan siliceous deposits // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. Springer-Verlag New York Inc., 1989. P. 169-200.

Karl S.M., Wandless G.A., Karpoff A.M. Sedimentological and geochemical characteristics of Leg129 siliceous deposits // *Proc. of ODP, Scientific Results*, 1992. V. 129. P. 31-68.

Karig D.E., Ingle J.C., Jr. et al. Init. Repts DSDP. Washington: U.S. Gov. Print. Office, 1975. V. 31. 927 p.

Karpoff A.M. Cenozoic and Mesozoic sediments from the Pigafetta basin, Leg 129, site 800 and 801: Mineralogical and geochemical trends of deposits overlying the oldest oceanic crust // *Proc. ODP, Sci. Results*, 1992. V. 129. P. 3-30.

Kastner M. Authigenic silicates in deep-sea sediments: formation and diagenesis // In Emiliani C. Ed. *The Sea. Oceanic Lithosphere*. New York (Wiley). 1981. V. 7. P. 915-980.

Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M. Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls of the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977. V. 41. P. 1041-1059.

Kastner M., Gieskes J.M. Opal-A to Opal-CT transformation: A kinetic study // *Siliceous deposits in the Pacific region*. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier, 1983. P. 211-227.

Kawabata K. New species of Latest Jurassic and Earliest Cretaceous Radiolarians from the Sorachi Group in Hokkaido, Japan // *Bulletin of the Osaka museum of natural history*, 1988. No 43. P. 1-13.

Kemkin I.V., Rudenko V.S., Taketani Y. Some Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from chert-terrigenous sequence of the Taukha Terrane, southern Sikhote-Alin // *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1997. No 48. P. 163-169.

Kemkin I.V., Kametaka M., Kojima S. Radiolarian biostratigraphy for transitional facies of chert-clastic sequence of the Taukha terrane in the Koreyskaya River area, Southern Sikhote-Alin, Russia // *J. Earth and Planet. Sci. Nagoya Univ.*, 1999. P. 29-47.

Kemkin I.V., Rudenko V.S. New Datings of Cherts from the Samarka Accretionary Wedge (South Sikhote-Alin) // *Geol. Pacific Ocean*, 2000. V. 15. P. 715-729.

Kemkin I.V., Filippov A.N. Structure and genesis of lower structural unit of the

Samarka Jurassic accretionary prism (Sikhote-Alin, Russia) // *Geodiversitas*, 2001. 23(3). P. 323-339.

Kerr B.C., Scholl D.W., Klemperer S.L. Seismic stratigraphy of Detroit Seamount, Hawaiian-Emperor seamount chain: Post-hot-spot shield-building volcanism and deposition of the Meiji drift // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems: Electronic J. of the Earth Sci.*, 2005. V. 6. No 7. P. 1-18.

Ketner K.B. Ordovician bedded chert, argillite and shale of Cordilleran eugeo-syncline in Nevada and Idaho // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1969. 650B. P. 23-34.

Koizumi I. Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, west coast of Japan // *Siliceous Deposits in the Pacific Region: Development in Sedimentology*, 36. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 347-360.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // *Proc. ODP, Scientific Results*, 1992. V. 127/128. P. 249-290.

Kojima S., Mizutani S. Triassic and Jurassic radiolaria from the Nadanhada range, Northeast China // *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, 1987. No 148. P. 256-275.

Kojima S., Sugiyama K., Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Mizutani S. Clastic rocks in Triassic bedded chert of the Mino terrane, central Japan and the Samarka terrane, Sikhote-Alin, Russia // *Proc. 30th Int'l. Geol. Congr.*, 1997. V. 11. P. 181-188.

Kroenke L., Scott R.B. et al // *Init. Repts of DSDP*, 1981. V. 59. P. 328.

Lalou C. Genesis of ferromanganese deposits: hydrothermal origin // *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers* / Eds: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier, L. Kenneth, J. Smith. NATO conference series. Series IV. Marine Sciences, 1983. P. 503-534.

Lancelot Y. Cherts and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific // *Init. Report of DSDP*, 1973. V. 17. P. 377-405.

Lancelot Y., Larson R.L. et al. *Proc. ODP, Initial Repts*, TX. College Station, 1992. V. 129. 488 p.

Laurent E., Scheere J. Les silicites: Evolution de la silice // *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 1971. T. 80. Fas. 3-4. P. 145-158.

Lawson D.S., Hurd D.C., Pankratz H.S. Silica dissolution rates of decomposing phytoplankton assemblages at various temperatures // *Amer. J. Sci.*, 1978. V. 278. P. 1373-1393.

Leclair L. Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassin océanique. Le rôle des climats hydrolisantes // *Bull. Soc. Géol. France*, 1974. 7 série. T. 16. No 2. P. 214-224.

Lewin J.C. The dissolution of silica from walls // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1961. V. 21. No 3/4. P. 182-198.

Lotti B. Descrizione geologica dell'Isola d'Elba // *Mem Descr. Carta Geol. It.*, 1886. V. 2.

McKelvey V.E., Strobell J.D., Slaughter A.L. The vanadiferous zone of the Phosphoria Formation in western Wyoming and southeastern Idaho // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1986. No 1465. P. 1-27.

Maisonneuve J. The composition of the Precambrian ocean water // *Sedimentary Geology*, 1982. V. 31. No 1. P. 1-11.

Mangini A., Dominik J. Late Quaternary sapropel on the Mediterranean ridge: U-budget and evidence for low sedimentation rates // *Sedimentary Geology*, 1979. No 23. P. 113-125.

Mann U., Müller G. Early diagenesis of biogenic siliceous constituents in silty clays and claystones, Japan Trench // *Neues Jahrbuch Miner.*, 1985. V. 153. No 1. P. 33-57.

Marcoux J., Ricou L.E. Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et structural implications sur leur signification géodynamique // *Bulletin de la Société Géologique de France*. Paris, 1979. No 7. P. 643-652.

Matsumoto R., Iijima A. Chemical sedimentology of some Permo-Jurassic and Tertiary bedded cherts in Central Honshu, Japan // *Siliceous deposits in the Pacific region*. Amst.: Elsevier, 1983. P. 175-192.

Matsuoka A., Yao A. Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan // *J. Geosci. Osaka city Univ.*, 1985. V. 28. Art. 5. P. 125-145.

Matsuoka A., Yao A. A newly proposed radiolarian zonation for Jurassic of Japan // *Marine micropaleontology*, 1986. V. 11. No 1-3. P. 91-105.

Matsuoka A. Jurassic and Early Cretaceous Radiolarians from Leg. 128, Sites 800 and 801, Western Pacific ocean // *Proc. of ODP, Sci. Results*, 1992. V. 129. P. 203-220.

Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // *Island Arc*, 1995. V. 4. P. 140-153.

Mattson P.H., Pessagno E.A. Caribbean Eocene volcanism and the extent of Horizon A // *Science*, 1971. V. 174. P. 138-139.

McBride E.F., Folk R.L. Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust // *J. Sediment. Petrol.*, 1979. V. 49. No 3. P. 837-868.

McKelvey V.E., Strobell J.D., Slaughter A.L. The vanadiferous zone of the Phosphoria Formation in western Wyoming and southeastern Idaho // *U.S. Geol. Survey Professional Paper*, 1986. No 1465. P. 1-27.

Minai Y., Matsumoto R., Watanabe Y., Tominaga T. Geochemistry of rare Earth and other trace elements in sediments from Sites 798 and 799, Japan Sea // *Proc. of ODP, Sci. Results*. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. 1. P. 719-737.

Mizutani S. Transformation of silica under hydrothermal conditions // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1966. V. 14. No 1. P. 56-88.

Mizutani S. Kinetic aspects diagenesis of silica in sediments // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1967. V. 15. No 2. P. 99-111.

Mizutani S. A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, Central Japan // *Bull. Mizunami Fossil Museum*, 1981. No 8. P. 147-190.

Mizutani S., Shibata K. Diagenesis of Jurassic siliceous shale in Central Japan // *Siliceous Deposits in the Pacific Region*. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 283-297.

Molinie A.J., Ogg J.G. Milancovitch Cycles in Upper Jurassic and Lower Cretaceous Radiolarites of the Equatorial Pacific: Spectral Analysis and Sedimentation Rate Curves // *Proc. ODP, Sci. Results*, 1992. V. 129. P. 529-545.

Mollengraaff G.A.F. On the occurrence of nodules of manganese in Mesozoic

deep-sea deposits from Borneo, Timor, and Rotti; their significance and mode of formation // Rep. Acad. Sci. Amsterdam, 1915. V. 24. P. 415.

Moore P.R. Chert-bearing formation of New Zealand // Siliceous Deposits in the Pacific Region: Development in Sedimentology, 36. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 98-108.

Moore T.C. Jr. Biogenic silica and chert in the Pacific Ocean // Geology, 2008. V. 36. No 12. P. 975-978.

Murchey B., Jones D.L., Holdsworth B.K. Distribution, age, and depositional environments of radiolarian chert in Western North America // Siliceous deposits in the Pacific region. Amst.: Elsevier, 1983. P. 109-126.

Murray J.W., Grundmann V., Smethie W.M. Jr. Interstitial water chemistry in the sediments of Saanich Inlet // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978. V. 42. P. 1011-1026.

Nachev I.K., Nachev Ch.I. Distribution and evolution of siliceous rocks in Bulgaria // Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions. New York, Berlin, Heidelb.: Springer-Verlag, 1989. P. 81-92.

Nakazawa K., Kumon F., Kimura K., Matsuyama H., Nakajo K. Environment of Deposition of Cretaceous Chert from the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan // Siliceous deposits in the Pacific region. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 395-412.

Nelson D.M., Goering J.J. Assimilation of silicic acid by phytoplankton in Baja California and northwest Africa upwelling systems // Limnol. and Oceanogr. (Lawrence), 1978. V. 23. No 3. P. 508-517.

Nelson D.M., Smith W.O. Jr. Phytoplankton bloom dynamics of the western Ross Sea ice edge – II. Mesoscale cycling of nitrogen and silicon // Deep-Sea Research, 1986. V. 33. No 10. P. 1389-1412.

Nisbet E.G., Price I. Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge-derived sediments // Pelagic Sediments: Land and Sea. Oxford et al., 1974. V. 1. P. 351-366.

Nobes D.C., Murray R.W., Kuramoto S., Pisciotto K.A., Holler P. Impact of silica diagenesis on physical property variation // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992a. V. 127/128. Pt. 2. P. 3-31.

Nobes D.C., Langseth M.G., Kuramoto S., Holler P., Hirata N. Comparison and correlation of physical property results from Japan Sea basin and rise sites, legs 127 and 128 // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992b. V. 127/128. Pt. 2. P. 1275-1296.

Obradović J., Goričan Š. Siliceous deposits in Yugoslavia: occurrences, types, and ages // Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions. New York, Berlin, Heidelb. Springer-Verlag, 1989. P. 51-64.

Oehler J.H. Origin and distribution of silica lepispheres in porcelanite from Monterey formation of California // J. Sediment. Petrol., 1975. V. 45. No 1. P. 252-257.

Ogawa Y., Nakashima K., Sunouchi H. Mesozoic accretion of siliceous deposits in southwest Japan // Siliceous Deposits in the Pacific Region. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 413-426.

Ogg J.G., Karl S.M., Behl R. Jurassic through Cretaceous sedimentation history of the central equatorial Pacific and of sites 800 and 801 // Proc. ODP. Sci. Results,

1992. V. 129. P. 571-612.

Okazaki Y., Takahashi K., Asahi H. et al. Productivity changes in the Bering sea during the Late Quaternary // *Deep Sea Research. Part II.* Elsevier, 2005. 52. P. 2150-2162.

Pantanelli D. I diaspri della Toscana e i loro fossili // *R. Accad. Lincei, Cl. Sc. Fis. Nat.*, 1880. (3). 8.

Parnjakov V.P. Tectono-sedimentary complexes of the Dalnegorsk ore region (Primorye) // *Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events. Biostratigraphy, Tectonic and Ore Deposits of Primorye (Far East Russia).* Mem. de Geologie. Lausanne: Univ. de Lausanne, 1997. No 30. P. 183-189.

Peach B.N., Horn J. The Silurian rocks of Britain // *Mem. Geol. Survey, U.K.*, 1899. V. 1.

Pelet R. Sédimentation et évolution géologique de la matière organique // *Bull. Soc. Géol. France*, 1985. T. I. No 7. P. 1075-1086.

Popova I.M., Baumgartner P.O., Filippov A.N., Khanchuk A.I. Jurassic and Early Cretaceous Radiolaria of the Lower Amurian Terrane: Khabarovsk region, Far East of Russia // *Island Arc.*, 1999. No 8. P. 491-522.

Poucllet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato Basin: hole 794D, Sea of Japan // *Proc. ODP, Sci. Results*, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 779-789.

Poucllet A., Scott S.D. Volcanic ash layers in the Japan Sea: tephrochronology of Sites 798 and 799 // *Proc. ODP, Sci. Results*, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 791-804.

Pratt L.M., Claypool G.E., King J.D. Geochemical imprint of depositional conditions on organic matter in laminated-bioturbated interbeds from fine-grained marine sequences // *Marine Geology*, 1986. No 70. P. 67-84.

Ramsay A.T.S. A history of organic siliceous sediments in ocean // *Organisms and Continents through Geologic Time (Sp. Pap. Paleontol. 12)* / Ed. N.F. Hughes. 1973. P. 199-234.

Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. ELSEVIER: Amst.-Oxf.-New York-Tokyo, 1984. 502 p.

Rea D.K., Basov I.A., Janecek T.R., Palmer-Julson A. et al. // *Proc. ODP, Init. Repts*, 1993. V. 145.

Reynolds W.R. Mineralogy and stratigraphy of Lower Tertiary clays and claystones of Alabama // *J. Sediment. Petrol.*, 1970. V. 40. P. 829-838.

Regional geology of Heilongjiang Province. Geological memoirs. Series 1. No 33. Beijing, Geological Publishing House, 1990. 734 p.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation // Longman Group UK Limited, 1993. Reprinted 1995. 352 p.

Ross C.A., Baud A., Menning M.A. A time scale for project Pangea // *Pangea: Global Environments and Resources* / Eds. A.F. Embry, B. Beauchamp, and D.J. Glass. Calgary, Alberta, Canada: C.S.P.G., 1994. P. 81-83.

Ruiz-Ortiz P.A., Bustillo M.A., Molina J.M. Radiolarite Sequences of the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain // *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions.* New York, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1989. P. 107-127.

Salimullah A.R.M. Volcaniclastic facies and sequences, Leg 129 // Proc. ODP. Sci. Results, 1992. V. 129. P. 153-167.

Sampson E. The ferruginous chert formations of Notre Dame Bay, Newfoundland // J. Geol., 1923. V. 31. P. 571-598.

Sano H. Bedded cherts associated with greenstones in the Sawadani and Shimantogawa Groups, Southwest Japan // Siliceous Deposits in the Pacific Region. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 427-440.

Schlanger S.O., Jenkyns H.S. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences // Geol. en Mijnbouw., 1976. V. 55. P. 179-184.

Scholl D.W., Creager J.S., Boyce R.E. et al. Site 184-191 // Init. Repts of DSDP. V. 19. 1973. P. 93-461.

Schopf T.J.M. Paleozoic black shales in relation to continental margin upwelling // Coastal upwelling: its sediment record. Part B: Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling / Ed. E. Suess. Washington: U.S. Gov. Printing Office, 1984. P. 579-596.

Schrader H., Kelts K., Curray J. et al. Laminated diatomaceous sediments from the Guamas basin slope (Central gulf of California): 250000-years climate record // Science, 1980. V. 207. No 4426. P. 1207-1209.

Schwab F.L. Geosynclinal composition and the new global tectonics // J. Sediment. Petrol., 1971. V. 41. No 4. P. 928-938.

Shanks W.C., Bischoff J.L. Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977. V. 41. No 3. P. 1507-1519.

Shao J.A., Wang C.Y., Tang K.D., Zang Q.Y. Relationship of the stratigraphy and terrane of the Nanhada Range // Journ. Stratigr., 1990. V. 14. No 4. P. 286-291 (in Chinese with English abstract).

Shcheka S.A., Vysotskiy S.V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine sea floor // Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Eds.: H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 251-278.

Shimizu H., Masuda A. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation // Nature, 1977. No 266. P. 346-348.

Siever R. Evolution of chert at active and Passive Continental Margins // Siliceous Deposits in the Pacific Region: Development in Sedimentology, 36. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier, 1983. P. 7-24.

Simoneit B.R.T. Organic geochemistry of laminated sediments from the gulf of California // Coastal Upwelling – Its Sediment Records, Part A: Responses of the Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling / Eds. E. Suess and J. Thiede. NATO Conf. Sec. IV. N.Y. London: Pl. Press, 1983. P. 527-543.

Simoneit B.R.T. Organic geochemistry of black shale from the Deep Sea Drilling Project, a summary of occurrences from the Pleistocene to the Jurassic // SCOPE/UNEP Sonderband, Heft 60. Hamburg: Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 1986. P. 275-309.

Smirnova O.L. Upper Pliensbachian radiolaria from the South Primorye (Russian Far East) // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events. Biostratigraphy,

Tectonic and Ore Deposits of Primorye (Far East Russia). Mem. Geologie. Lausanne: Univ. de Lausanne, 1997. No 30. P. 85-88.

Snoechx H., Rea D.K., Jones C.E., Ingram B.L. Eolian and silica deposition in the central North Pacific: results from sites 885/886 // Proc. ODP, Sci. Results, 1995. V. 145. P. 219-230.

Solomon M. Hot-water plumes on the ocean floor: clues to submarine ore formation // J. Geol. Soc. Austral., 1980. V. 27. No 1-2. P. 89-90.

Sporli K.B. Mesozoic tectonics, North Island, New Zealand // Geol. Soc. Amer. Bull., 1978. No 89. P. 415-425.

Stanaway K.J., Kobe H.W., Sekula J. Manganese deposits and the associated rocks of Northland and Auckland, New Zealand // N.Z. J. Geol. Geophys., 1978. V. 21. P. 21-32.

Steinberg M., Desprairies A., Fogelgesang J.F., Martin A., Caron D., Blanchet R. Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques: Une comparaison // Sedimentology, 1977. V. 24. No 4. P. 547-563.

Steinberg M., Mpodosis Marin C. Classification géochimique de radiolarites et des sédiments siliceux océanique, signification paleo-océanographique // Oceanol. Acta, 1978. V. 1. No 3. P. 359-367.

Stein R., Stax R. Late Cenozoic changes in flux rates and composition of organic carbon at Sites 798 and 799 (Sea of Japan) // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 127/128. Pt. I. P. 423-437.

Steinmann G. Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. Geol. Ver. Marb., 1913. P. 572-75.

Suzuki U. Petroleum geology of the Sea of Japan, Northern Honshu // Jap. Assoc. Pet. Tech., 1979. No 44. P. 291-307.

Suzuki T., Hada H. Cretaceous tectonic mélange of the Shimanto belt in Shikoku, Japan // J. Geol. Soc. Japan, 1979. No 85. P. 467-479.

Svarichevsky A.S. Topography of the Philippine sea floor // Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Eds.: H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 3-23.

Tada R., Iijima A. Lithostratigraphy and compositional variation of Neogen hemipelagic sediments in Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1229-1260.

Tada R., Koizumi I., Cramp A., Rahman A. Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128, Pt. 1. P. 577-604.

Takahashi K. Radiolaria: sinking population, standing stock, and production rate // Marine Micropaleontology, 1983. No 8. P. 171-181.

Taliaferro N.L. The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments // California Univ. Dep. Geol. Sci. Bull., 1933. V. 23. No 1. P. 1-56.

Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. Background, objectives and principal results, ODP Leg 127, Japan Sea // Proc. ODP, Init. Repts. College Station, TX, 1990. V. 127. P. 5-31.

Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., Ingle J.C., Jr., Pisciotto K.A. Tectonic synthesis

and implication of Japan Sea ODP Drilling // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1333-1348.

Thy P. Phenocryst and groundmass phase composition of basaltic and andesitic sills and flows from the Japan Sea recovered during legs 127/128 // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 849-859.

Torii M., Hayashida A., Vigliotti L., Wipperfurth J. Rock magnetic properties of sediments from Site 797, Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 947-957.

Tremolada F., Siesser W.G. Data Reports: Paleocene- Miocene Nannofossil Biostratigraphy, ODP Leg 197 Holes 1203A and 1204A (Detroit Seamount, NW Pacific) // Proc. ODP, Sci. Results., 2005. V. 197. P. 1-12.

Vigliotti L. Magnetic properties and paleomagnetism of volcanic rocks and inter-layered sediments from the Japan Sea (ODP Leg 127) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 933-945.

Volokhin Y.G., Popova I.M. Siliceous Sediments of the Philippine Sea // Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Eds.: H. Tokuyama, S. Shcheka, et al. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 181-201.

Volokhin Y.G., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Kazachenko V.T., Sattarova V.V. Geochemistry and gold content of the Triassic carbonaceous cherts of the Sikhote-Alin // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Proc. 8th Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18-21 Aug., 2005. V. 1. Springer, 2005. P. 187-190.

Wakefield S.J. Silica distribution in interstitial waters and sediments from the southern Pacific // Sediment. Geol., 1982. V. 31. No 1. P. 13-31.

Whitney J.D. On the fresh water infusorial deposits of the Pacific coast and their connection with the volcanic rocks // California Acad. Nat. Sci. Proc., 1867. V. 3. P. 319-324.

Wise S.W., Weaver F.M. Chertification of oceanic sediments // Pelagic Sediments: Land and Sea. Oxford et al., 1974. V. 1. P. 301-326.

Wollast S. The silica problem // The Sea, 1974. No 5. P. 359-392.

Wolery T.J., Sleep N.H. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges // J. Geology, 1976. V. 84. No 3. P. 249-275.

Yin Hongfu. Triassic biostratigraphy and palaeobiogeography of East Asia // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and their global correlation / Eds. J.M. Dickens et al. Cambridge Univ. Press, 1997. P. 168-185.

Zakharov Y.D., Sha J., Popov A.M., Safronov P.P. et al. Permian to earliest Cretaceous climatic oscillations in the eastern Asian continental margin (Sikhote-Alin area), as indicated by fossils and isotope data // GFF, 2009. V. 131. P. 1/2. P. 25-47.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	6
Глава 1. Развитие представлений о генезисе кремневых пород и формаций складчатых областей	8
1.1. Гипотезы, связывающие образование кремневых толщ с ведущей ролью источников растворенного кремнезема	8
1.2. Гипотезы, связывающие образование кремневых толщ со специфическими условиями и/или обстановками в области седиментации	17
1.3. Закономерности распределения кремневого планктона в современных океанах и донных осадках	24
1.4. Использование силицитов при палеогеографических, тектонических и геодинамических реконструкциях	31
Глава 2. Кремневые формации Сихотэ-Алинской складчатой области	38
2.1. О тектоническом районировании Сихотэ-Алинской области	38
2.2. Распространение силицитов в Сихотэ-Алине и сопредельных районах	46
2.3. Разрезы триасовых отложений, их корреляция и возраст	48
2.3.1. Центральная и Прибрежная зоны	49
2.3.2. Наданьхада-Амурская зона	91
2.3.3. Корреляция разрезов и границы триасовой кремневой формации	99
2.4. Строение триасовой кремневой формация	104
2.4.1. Фациальное строение	104
2.4.2. Циклитовое строение	106
2.4.3. Маркирующие слои	111
2.4.4. Модель строения триасовой кремневой формации	113
2.5. Средне(?) - позднеюрская кремневая формация Сихотэ-Алинской области	115
2.5.1. Разрезы и возраст кремневых толщ южного Сихотэ-Алия (восточная зона)	115
2.5.2. Строение средне(?) - позднеюрской кремневой формации	135
2.6. Геологические следствия изучения разрезов кремневых толщ	141
Глава 3. Основные литотипы и вещественный состав пород кремневых формаций Сихотэ-Алия	145
3.1. Используемые классификации и основные литотипы пород	145
3.1.1. Классификация силицитов по составу минеральной примеси	145
3.1.2. Биоморфные и абиоморфные силициты	147
3.1.3. Структурные типы триасовых и юрских силицитов	148
3.1.4. Текстурные типы кремневых и кремнистых пород	149
3.1.5. Литотипы карбонатных и кремнисто-карбонатных пород	151
3.1.6. Формациеобразующие и второстепенные литотипы и генотипы пород	153
3.2. Минеральный состав триасовых и юрских силицитов	154
3.2.1. Компонентный и минеральный состав	154
3.2.2. Состав глинистой фракции	154
3.3. Геохимия силицитов	165
3.4. Триасовые углеродистые силициты и их металлогеническое значение	180
3.4.1. Минеральный состав пород	180
3.4.2. Состав органического вещества	183

3.4.3. Геохимия малых элементов в углеродистых силицитах	190
3.4.4. Благородные металлы в углеродистых силицитах	197
3.4.5. Условия накопления и металлогеническое значение углеродистых силицитов	204
Глава 4. Условия формирования мезозойских кремневых формаций	
Сихотэ-Алиня	209
4.1. Олистостромы и тектонический меланж	209
4.2. Палинспастические реконструкции и размеры бассейна	210
4.3. Абсолютные массы кремненакопления и марганцenaкопления	213
4.4. Климатические условия и ландшафты сопредельной суши	216
4.5. Связь накопления кремневых формаций с эвстатическими колебаниями уровня моря	218
Глава 5. Голоценовые кремнистые илы Охотского моря	220
5.1. Строение голоценового горизонта	221
5.2. Физические свойства кремнистых илов	224
5.3. Компонентный и минеральный состав голоценовых илов	227
5.4. Минеральный состав глинистой фракции в голоценовых осадках	228
5.5. Химический состав голоценовых илов	231
5.6. Скорости седиментации и абсолютные массы кремненакопления	236
5.7. Подводные оползни	238
5.8. Выводы	241
Глава 6. Четвертичные кремнистые илы Филиппинского моря	243
6.1. Распространение и условия залегания кремнистых илов	245
6.2. Литолого-петрографическое описание колонок и возраст илов	247
6.3. Минеральный состав глинистой фракции	252
6.4. Геохимия плейстоценовых илов	253
6.5. Механизм и скорости отложения, условия накопления	265
6.6. Выводы	266
Глава 7. Неоген-четвертичные кремнистые отложения Японского моря	267
7.1. Морфоструктуры, строение земной коры и происхождение Японского моря	267
7.2. Строение осадочного чехла глубоководных котловин	271
7.3. Неоген-четвертичные кремнистые осадки	273
7.4. Углеродистые слои	283
7.5. Диагенетические процессы	284
7.6. Климатическое влияние на седиментацию и диагенез осадков	285
7.7. Выводы	288
Глава 8. Кремнистая седиментация в других тихоокеанских бассейнах	291
8.1. Миоцен-четвертичное кремненакопление в Беринговом море	291
8.2. Миоцен-четвертичное кремненакопление в северной части Тихого океана	296
8.3. Голоценовое кремненакопление в экваториальной части Тихого океана ...	303
8.4. Голоценовое кремненакопление в Калифорнийском заливе	304
8.5. Мезозойское кремненакопление в котловине Пигафетта	306
Заключение	315
Приложение (таблицы химического состава пород и минералов)	317
Фототаблицы	362
Литература	397

CONTENTS

Introduction	6
Chapter 1. Development of ideas on the origin of siliceous rocks and formations of folded belts	8
1.1. Hypotheses suggesting sources of dissolved silica as the main reason of chert origin	8
1.2. Hypotheses suggesting specific conditions and environments in sedimentation areas as the main reason of siliceous formations origin	17
1.3. Regularities of the siliceous plankton distribution in recent oceans and in bottom sediments	24
1.4. Application of silica depositions for regional paleogeography, tectonics and geodynamics	31
Chapter 2. Siliceous formations of the Sikhote-Alin folded region	38
2.1. Tectonic divisions of the Sikhote-Alin region	38
2.2. Distribution of siliceous rocks in the Sikhote-Alin and adjacent areas	46
2.3. Stratigraphic sections of the Triassic deposits, their correlation and age	48
2.3.1. Central and Coastal zones	49
2.3.2. Amur-Nadankhada zone	91
2.3.3. Correlation between the sections and boundaries of the Triassic siliceous formation	99
2.4. Structure of the Triassic siliceous formation	104
2.4.1. Facies distribution	104
2.4.2. Cyclic structure	106
2.4.3. Marker horizons	111
2.4.4. Model of the Triassic siliceous formation of the Sikhote-Alin	113
2.5. Middle?- Late Jurassic siliceous formation of the Sikhote-Alin	115
2.5.1. Stratigraphic sections and ages of siliceous units of the southern Sikhote-Alin (Eastern zone)	115
2.5.2. Structure of the Middle?- Late Jurassic siliceous formation	135
2.6. Geological consequences of the siliceous unit sections study	141
Chapter 3. Major lithotypes and rock composition of siliceous formations of the Sikhote-Alin	145
3.1. Used classifications and main lithotypes	145
3.1.1. Siliceous rock classification based on mineral admixture composition	145
3.1.2. Biomorphic and abiogenous siliceous rocks	147
3.1.3. Textural types of Triassic and Jurassic siliceous rocks	148
3.1.4. Structural types of Triassic and Jurassic siliceous rocks	149
3.1.5. Lithotypes of carbonate and carbonate-siliceous rocks	151
3.1.6. Major and minor lithotypes and genotypes of rocks	153
3.2. Mineral composition of Triassic and Jurassic siliceous rocks	154
3.2.1. Components and mineral composition	154
3.2.2. Clay minerals in the siliceous and associated rocks	154
3.3. Geochemistry of siliceous rocks	165
3.4. Triassic carbonaceous chert and its metallogenic significance	180
3.4.1. Mineral composition of carbonaceous cherts	180
3.4.2. Composition of organic matter	183
3.4.3. Geochemistry of minor elements of carbonaceous cherts	190
3.4.4. Noble metals in carbonaceous cherts	197

3.4.5. Sedimentary environments and metallogenic significance of carbonaceous cherts	204
Chapter 4. Environmental conditions and origin of Mesozoic siliceous formations of the Sikhote-Alin	209
4.1. Olistostromes and tectonic mélange	210
4.2. Palinspastic reconstruction and basin dimensions	213
4.3. Absolute masses of silica and manganese accumulation	216
4.4. Landscapes and climate on the adjacent areas	
4.5. Sea-level changes and their influence on sedimentation and the siliceous formations forming	218 220
Chapter 5. Holocene siliceous oozes of the Sea of Okhotsk	221
5.1. Structure of Holocene horizon	224
5.2. Physical properties of siliceous oozes	227
5.3. Component and mineral compositions of Holocene oozes	228
5.4. Clay mineral of Holocene sediments	231
5.5. Chemical composition of Holocene oozes	236
5.6. Rates of sedimentation and absolute masses of silica accumulation	238
5.7. Submarine slumps	241
5.8. Conclusions	243
Chapter 6. Quaternary siliceous oozes of the Philippine Sea	245
6.1. Distribution and geological setting of siliceous oozes	247
6.2. Lithology and petrographic description of cores, age of siliceous oozes	252
6.3. Clay mineral composition	253
6.4. Pleistocene ooze geochemistry	265
6.5. Mode of sedimentation, rates and environment condition of siliceous oozes accumulation	266 267
6.6. Conclusions	
Chapter 7. Neogene-Quaternary siliceous deposits of the Sea of Japan	267
7.1. Earth's crust, morphostructures and origin of the Sea of Japan	271
7.2. Composition of the sedimentary cover of deep depressions	273
7.3. Neogene-Quaternary siliceous sediments	283
7.4. Carbonaceous rocks units	284
7.5. Diagenesis of the Neogen-Quaternary sediments	285
7.6. Climatic influences on deposition and diagenesis of sediments of the Sea of Japan	288 291
7.7. Conclusions	291
Chapter 8. Siliceous sedimentation in other basins of the Pacific Ocean	296
8.1. Miocene-Quaternary silica accumulation in the Bering Sea	296
8.2. Miocene-Quaternary silica accumulation in the northern Pacific	
8.3. Holocene silica accumulation in the equatorial Pacific	303
8.4. Holocene silica accumulation in the Gulf of California	304
8.5. Mesozoic silica accumulation in the Pigafetta basin	306
Conclusion	315
Appendix (tables of chemical composition of rocks and minerals)	317
Plates and their explanations	362
References	397