



Министерство образования и науки Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»



Геологический факультет
Воронежское отделение Российского минералогического общества

ДОКЛАДЫ НАУЧНОЙ СЕССИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА
ВОРОНЕЖСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
(2-27 АПРЕЛЯ 2012 г.)

Воронеж

2012 г.

УДК 549.01:549.02:549.08

Доклады научной сессии геологического факультета Воронежского государственного университета (2-27 апреля 2012 г.). ФГБОУ ВПО ВГУ. 317 с.

<http://www.minsoe.ru/FilesBase/voronezh2012-1.pdf>

Тезисы докладов не проходили рецензирования и представлены в авторской редакции.

Оглавление

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Th-U-Pb возраст метаморфизма пород воронцовской серии по данным микрозондового датирования монацитов

Асп. Н.С. Базиков.

PhD-student N.S. Bazikov. nickolasss@yandex.ru

6

СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Сравнительная характеристика мамонской и псевдомамонской толщ для уточнения палеотектонических условий их формирования

Асп. Е.Н. Буравлева, доц. Г.С. Золотарева.

PhD-student E.N. Buravleva, Assoc. Prof. G.S. Zolotareva. lenavrn@mail.ru

32

Тектонические и диагенетические факторы формирования селенита в гипсоносных толщах новомосковского бассейна

Соиск. О.Н. Кобылина.

PhD candidate O.N. Kobylina ollyabuh@yandex.ru

47

СЕКЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ ВКМ

К вопросу о первичных источниках (продуцентов) при формировании благороднометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА
On the primary sources (producers) in the formation of precious metals mineralization in iron-ore deposits of Kursk magnetic anomaly

Чл.-корр. РАН, проф. Н.М. Чернышов, асп. М.М. Понамарева

Corresponding member of RAS, Prof. N.M. Chernyshov, PhD-student M.M. Ponamareva. marichka15@mail.ru

58

Формационно-генетические типы даек Елань-Вязовского плутона

Formational-genetic types of dikes of the Elan-Viazovskiy pluton

Проф. М.Н. Чернышова, асп. А.И. Овсянников

Prof. M.N. Chernyshova, A.I. Ovsyannikov. PhD-student. ChernyshovaMN@gmail.com

74

Геохимические критерии расчленения метавулканитов нижней и верхней толщ неоархейского зеленокаменного комплекса КМА

Geochemical criteria of partition of metamorphic volcanic rocks of low and upper layer of neoarchean green-stone complex of Kursk magnetic anomaly

Доц. М.В. Рыборак, доц. А.Ю. Альбеков

Assoc. Prof. M.V. Ryborak, Assoc. Prof. A.Yu. Al'bekov. Ryborak.MV@gmail.com

83

Крупные изверженные провинции (LIPs) и их отражение в геологической эволюции Воронежского кристаллического массива

Large igneous provinces (LIPs) and their reflection in the geological evolution of the Voronezh crystalline massif

Доц. А.Ю. Альбеков, доц М.В. Рыборак

Assoc. Prof. A.Yu. Al'bekov, Assoc. Prof. M.V. Ryborak. sashaalb@list.ru

125

Минералого-петрографические и петрогеохимические особенности пород и признаки частичной контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА

Mineralogical and geochemical features of rocks and signs of contamination of gabbroanorthites of second phase of Zolotukhinsky complex of Kursk magnetic anomaly
Асн. П.С. Бойко
PhD-student P.S. Boiko. plekhanov.lsk@mail.ru 148

Минералы группы шпинели в коматиитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса
 Spinel group minerals in komatiites of Lgovsko-Rakitnyanskiy greenstone belt
Асн. Е.М. Соловьева
PhD-student E.M. Solov'ev., samorodok2006@mail.ru 167

Физико-химическая характеристика пирита и сопутствующих глин Нижнекошелевской термоаномалии (Южная Камчатка)
 Physic-chemical characteristics of pyrite and associated clays of Nizhnecoshelevskaya termoanomaly (Southern Kamchatka)
Н. с. А. В. Сергеева
Research fellow A.V. Sergeeva. valraf2009@yandex.ru 179

Возможные формы переноса платины и палладия в водной среде
 Possible forms of transfer of platinum and palladium in the aquatic environment
Н. с. А. В. Сергеева
Research fellow A.V. Sergeeva. . valraf2009@yandex.ru 200
 Студенческие доклады

СЕКЦИЯ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ

Сравнительная характеристика рудной минерализации в породах Центрального рудопоявления с рудами Елкинского рудопоявления
 Comparative characteristics of ore mineralization in the rocks of the Central'noye ore occurrence and the Elkinskoe ore occurrence
Студ. Е.А. Скирда
Stud. E.A. Skirda. miss.evgeniaskirda2010@yandex.ru 209

Геологическая характеристика девонского магматизма юго-восточной части Воронежской антеклизы
 Geological characteristics of the Devonian magmatism of south-eastern part of Voronezh antecline
Студ. И.О. Ушакова
Stud. I.O. Ushakova. 227

Геологическое строение и минералого-петрографическая характеристика дунит-гарцбургитового комплекса Наранского офиолитового массива (Западная Монголия)
 Geology and mineralogy and petrographic characteristics of dunite-harzburgite complex of Naran ophiolitic massif (Western Mongolia)
Студ. А.О. Долгушина
Stud. A.O. Dolgushina. ahorseisananimal@mail.ru 253

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Геохимия гранитов бобровского комплекса Воронежского кристаллического массива
 Geochemistry of granites of Bobrovskiy complex of Voronezh crystalline massif
Студ. Е.Н. Козлова
Stud. E.N. Kozlova. 274

СЕКЦИЯ СТРАТИГРАФИИ, ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ФАНЕРОЗОЯ

Строение и вещественный состав коры выветривания западного участка
месторождения апатит-штаффелитовых руд Ковдорского массива щелочно-
ультраосновных пород и карбонатитов

The structure and composition of the weathering crust of the western section of apatite-
shtaffelites ore of Kovdor alkaline-ultrabasic and carbonatites massif

Студ. В.А. Жабин

Stud. V.A. Zhabin. zhabin.v.a@gmail.com

290

СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Тектоническая позиция и вещественный состав медно-никелевого месторождения
Шануч (Центральная Камчатка)

Tectonic position and composition of the copper-nickel deposit Shanuch (Central
Kamchatka)

Студ. К.А. Лебеденко

Stud. K.A. Lebedenko. kirillebedenko@gmail.com

308

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Th-U-Pb ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ ПО ДАННЫМ МИКРОЗОНДОВОГО ДАТИРОВАНИЯ МОНАЦИТОВ

Н.С. Базиков

Воронежский государственный университет

Аннотация. По данным Th-U-Pb микрозондового датирования монацитов из палеопротерозойских метатерригенных пород воронцовской серии, занимающих огромную площадь между Сарматией и Волгоуралией, возраст зонального метаморфизма составляет: для ставролитовой зоны: 2039 ± 26 млн. лет, для мусковит-силлиманитовой - 2015 ± 14 млн. лет, для силлиманит-калишпат-кордиеритовой - 2004 ± 19 млн. лет.

Ключевые слова: химическое датирование, монацит.

Abstract. According to the Th-U-Pb dating of monazites from paleoproterozoic metaterrigenous Vorontsovskaya series rocks, which occupy a huge area between Sarmatia and Volgouralia, the ages of zonal metamorphism are: 2039 ± 26 Ma for the staurolite zone, 2015 ± 14 Ma for the muscovite-sillimanite zone, 2004 ± 19 Ma for the sillimanite-potassium feldspar-cordierite zone.

Key words: chemical dating, monazite.

Введение

Исследование парагенезисов акцессорных, прежде всего, редкоземельных (REE) минералов при метаморфизме началось совсем недавно, причем интерес к ним обусловлен быстро развивающимися методами химического *in situ* (CHIME) и локального изотопного (SHRIMP) датирования метаморфических

событий по монациту и другим редкоземельным минералам, которые могут содержать в определенных количествах Th и U. Как широко распространенный акцессорный минерал метаморфических пород монацит является наиболее часто используемым минералом-геохронометром для датирования процессов метаморфизма, так как он характеризуется переменным составом, чутко реагирующим на изменение интенсивных и экстенсивных параметров. В монаците сохраняется геохронологическая информация о его кристаллизации или росте в результате метаморфических реакций с другими акцессорными редкоземельными и породообразующими минералами. Поэтому он является идеальным геохронологическим сенсором метаморфических событий.

В 1990-х годах был разработан метод химического электронно-зондового датирования U-Th-содержащих минералов [1], популярность которого продолжает расти. Большое число публикаций посвящено применению этого метода для определения возраста этих минералов из различных геологических объектов [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 и многие другие]. Техника электронно-зондового анализа постоянно совершенствуется и уже сейчас позволяет измерение количеств Th, U и Pb в монаците с точностью, обеспечивающей получение прецизионных оценок возраста его кристаллизации [9, 10].

Геологическая ситуация и постановка задачи

Объектом настоящего исследования являются палеопротерозойские метатерригенные породы воронцовской серии, занимающие огромную площадь между двумя докембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы – Сарматией и Волгоуралией. Восточно-Воронежская провинция отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы. Площадь ее распространения составляет более 100000 км² при ширине до 300 км и длине свыше 600 км (рис. 1). С запада Восточно-Воронежская провинция ограничена Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим ее от Липецко-Лосевского вулканогенного пояса, с юга – Варваринским выступом архейского фундамента

(рис. 2). На востоке Балашовский блок, сложенный породами воронцовской серии, граничит с палеопротерозойскими структурами Волгоуралии – Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и Южноволжским супракрустальным комплексом [11].

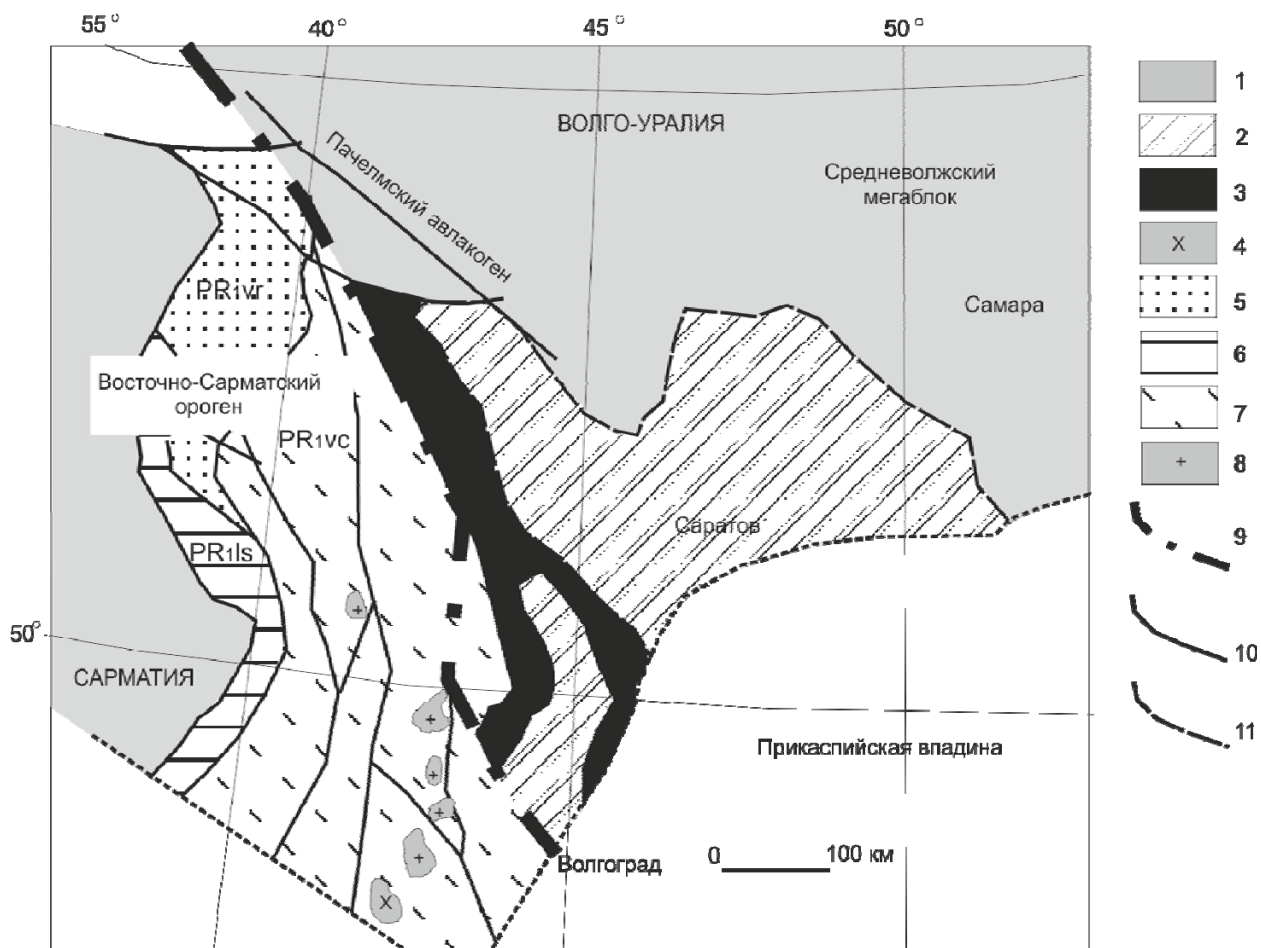


Рис. 1. Схематическая карта зоны сочленения Сарматии и Волгоуралии (по Бибиковой и др., 2009, с изменениями).

1 – архейская кора; 2-8 – палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы: 2 – южноволжский комплекс глиноземистых гнейсов, включая рахмановский комплекс анатектических гранитов, 3 – терсинский комплекс, 4 – гранитоиды Терсинского пояса, 5 – лосевский и усманский комплексы нерасчлененные, 6 – донская серия гнейсов и павловский гранитоидный комплекс, 7 – воронцовская серия, 8 – бобровский комплекс гранитоидов; 9 – предполагаемая сutura (?) Сарматии и Волго-Уралии; 10 – главные зоны разломов; 11 – границы структурно-вещественных комплексов.

Мощность отложений по сейсмическим данным изменяется от 2-3 км в юго-западной части до 6-8 км в районе Новохоперского глубинного разлома. Литологически эта серия весьма однородна и представляет собой толщу метаморфизованных песчаниково-сланцевых флишеидных отложений. Отсутствие вулканитов в разрезах воронцовской серии не позволяет получить оценки возраста ее формирования по магматическим цирконам.

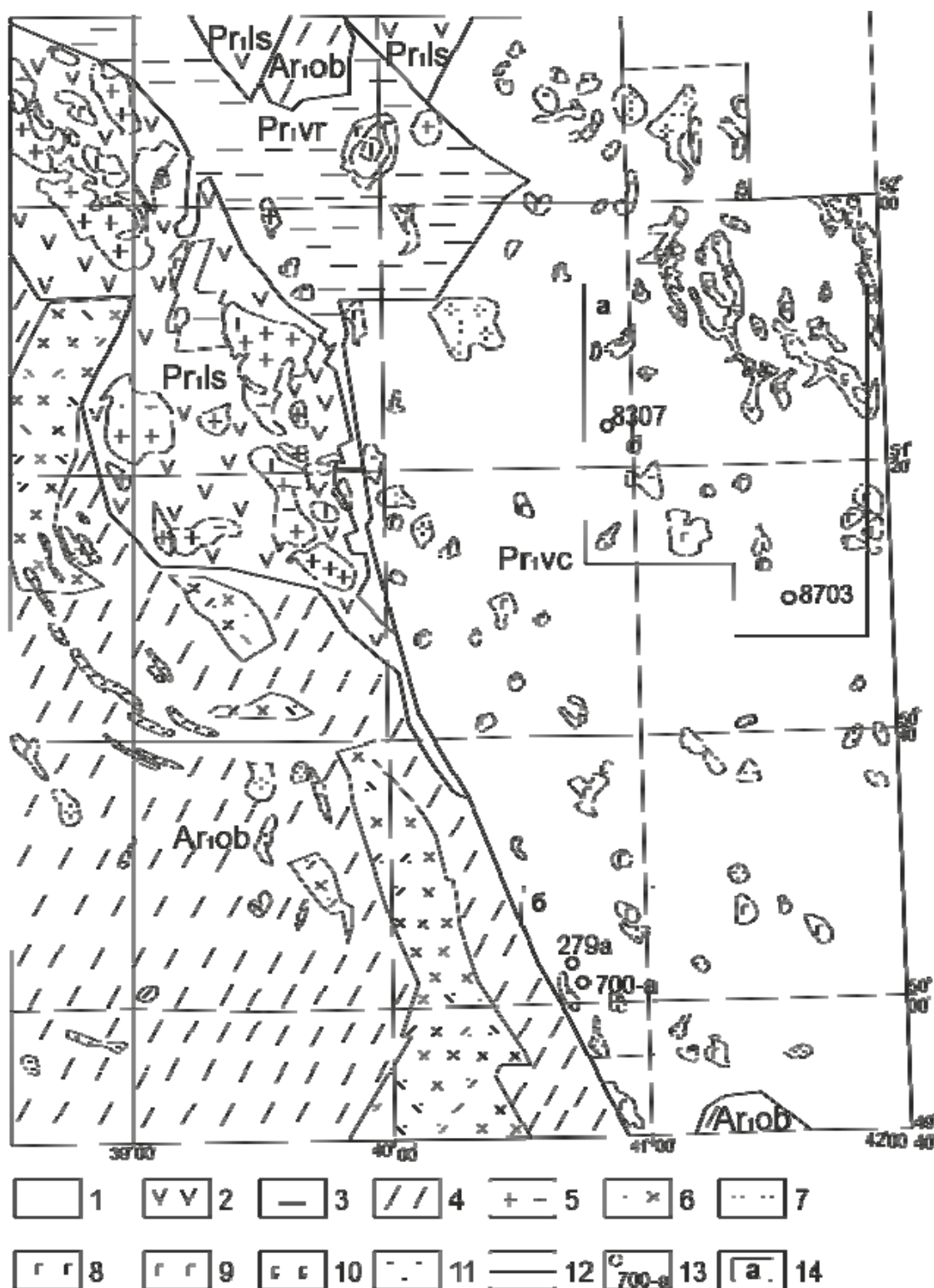


Рис. 2. Схематическая карта востока Воронежского кристаллического массива.

1 – метапесчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 2 – вулканогенные породы лосевской серии; 3 – вулканомиктовые песчаники воронежской свиты; 4 – серые гнейсы (ТТГ) Россошанского блока и Варваринского выступа; 5 – гранитоиды усманского комплекса; 6 – граниты-мigmatиты павловского комплекса; 7 – гранитоиды бобровского комплекса; 8 – нориты еланьского комплекса; 9 – основные и ультраосновные интрузии мамонского комплекса; 10 – габброиды новогольского комплекса; 11 – тела железистых кварцитов; 12 – геологические границы; 13 – местоположения скважин и их номера, 14 – площади картирования метаморфической зональности: а – Елань Эртильская площадь, б – Мамонско-Подколодновская площадь.

Мощные толщи метаосадков воронцовской серии прорваны многочисленными интрузиями палеопротерозойского возраста: дифференцированными массивами дунит-перидотит-габброноритовой формации мамонского (2080 ± 20 млн. лет [12]) и пироксенит-норит-диоритовой формации еланского комплексов (2060 ± 20 млн. лет [12]), гранитоидами бобровского комплекса (2022 ± 8 млн. лет [11]), габбро-долеритами трапповой формации новогольского комплексов (1805 ± 14 млн. лет [13]) и дайками сиенитов артюшкинского комплекса.

Зональный метаморфизм пород Восточно-Воронежской провинции на отдельных участках изучен весьма детально: в пределах Елань-Эртильской (центральная часть структуры) и Мамонско-Подколодновской (юго-западная часть структуры) площадей [14, 15, 16, 17]. В пределах Елань-Эртильской площади были закартированы гранатовая ($430-480$ °C), ставролитовая ($490-520$ °C), ставролит-силлиманитовая ($520-560$ °C) и мусковит-силлиманитовая зоны ($560-600$ °C) (рис. 3 а). Условия наиболее высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны здесь достигнуты не были. В пределах Мамонско-Подколодновской площади не установлены наиболее низкотемпературные метапелиты гранатовой зоны, но присутствуют самые высокометаморфизованные породы воронцовской серии – гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы ($600-750$ °C) (рис. 3 б). Давления при метаморфизме изменяются от 3 кбар в гранатовой зоне до 5 кбар в силлиманит-калишпат-кордиеритовой.

U-Pb конкордантный изотопный возраст метаморфизма, определенный по монофракции циркона из кристаллических сланцев мусковит-силлиманитовой зоны, составляет 2104 ± 4 млн.л. [11]. Таким образом, по этим данным процессы метаморфизма в воронцовской структуре предшествовали активному коллизионному магматизму и складчатости, что противоречит известным геодинамическим моделям развития докембрийских складчатых областей.

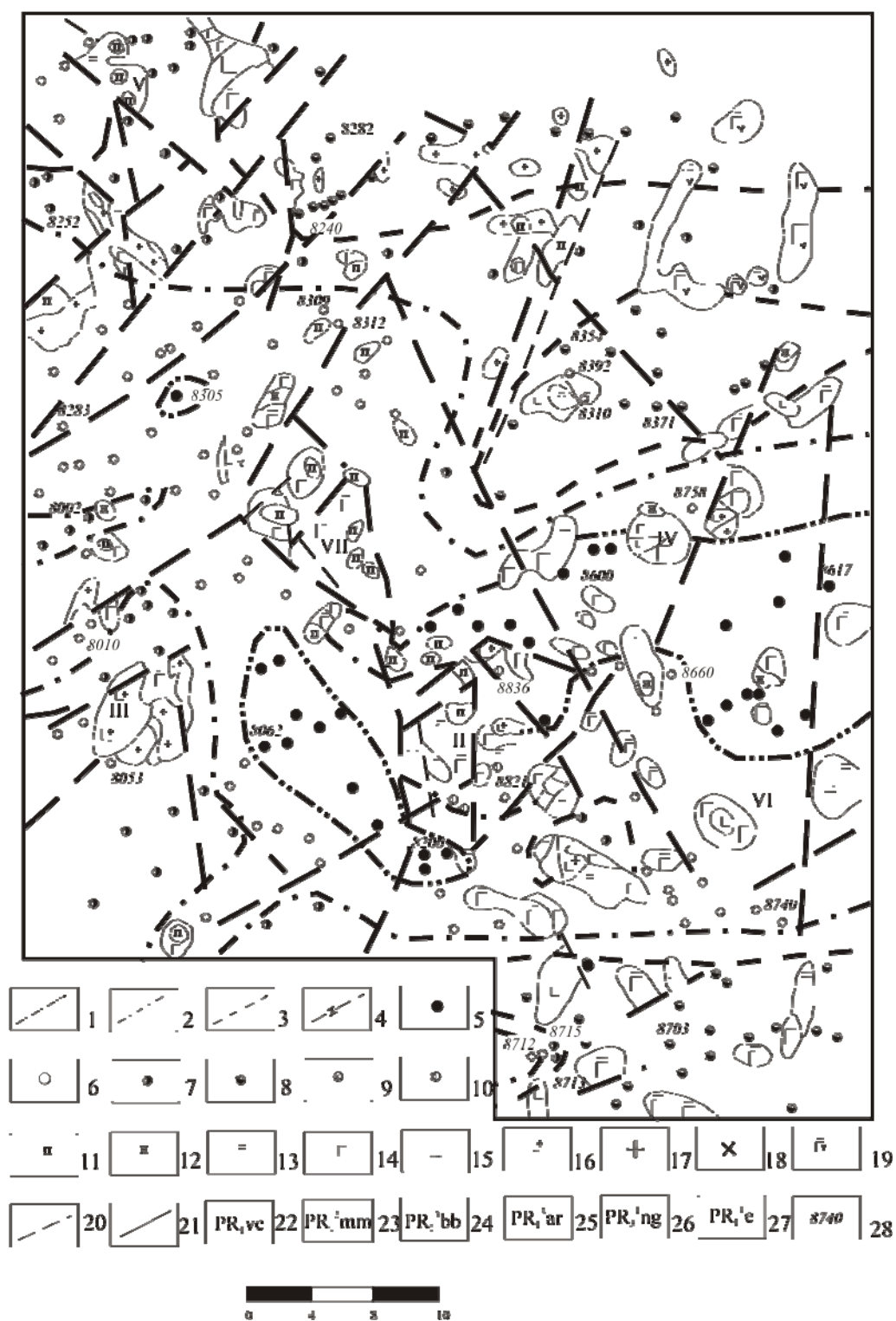


Рис. 3а. Карта метаморфической зональности пород воронцовской серии в пределах Елань-Эртильского участка

Условные обозначения к рис. 3а и 3б.

Изограды: 1 – ставролитовая, 2 – ставролит-силлиманитовая, 3 – силлиманитовая, 4 – силлиманит-калишпат-кордиеритовая. Точки отбора образцов, содержащих парагенезисы: 5 – гранатовой зоны, 6 – ставролитовой зоны, 7 – ставролит-силлиманитовой зоны, 8 – мусковит-силлиманитовой зоны, 9 – силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны, 10 – ксенолитов метapelитов в магматических породах. Интрузивные породы: мамонский комплекс: 11 – перидотиты, 12 – пироксениты, 13 – габбронориты; еланский комплекс: 14 – нориты, 15 – диориты; бобровский комплекс: 16 – гранодиориты, кварцевые диориты, 17 – граниты; артюшкинский комплекс: 18 – сиениты; новогольский комплекс: 19 – габбродолериты; 20 – разрывные нарушения; 21 – геологические границы. Индексы: 22 – воронцовской серии, 23 – мамонского комплекса, 24 – бобровского комплекса, 25 – артюшкинского комплекса, 26 – новогольского комплекса, 27 – еланского комплекса; 28 – номера скважин. Интрузивные массивы: I – Листопадовский, II – Еланский, III – Таловский, IV – Троицкий, V – Демьяновский, VI – Русаноский, VII – Вязовский.

Для решения этой проблемы была предпринята попытка оценить возраст метаморфизма пород воронцовской серии по монациту. Монацит впервые появляется в верхах зеленосланцевой фации, и его интервал стабильности расширяется с увеличением температуры, включая гранулитовую фацию. Многочисленные реакционные структуры предполагают, что он образуется в гранатовой зоне при реакции бастнезита с апатитом и за счет частичного разложения REE содержащего хлорита [18]. В гранатовой и ставролитовой зонах монацит появляется за счет реакции алланита с апатитом и частичного распада REE содержащего апатита [18].

Методика исследований

Все изученные образцы представляют собой керн скважин, детально описанный при проведении полевых работ. Из них были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, изученные сначала оптически, а затем на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энерго-дисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). Для датирования метаморфизма Th-U-Pb методом на микрозонде Cameca SX 100 (ИГГ УРО РАН) были выбраны наиболее крупные зерна монацитов из образцов метapelитов разных зон метаморфизма: ставролитовая зона (ставролитовый сланец: скв. 8307, гл. 358 м), мусковит-силлиманитовая зона (гранат-силлиманит-биотит-мусковитовый гнейс: скв. 8703 гл. 322 м), силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона (гранат-

кордиеритовые гнейсы: скв. 700а гл. 599 м; скв. 279а гл. 480,9 м). Местоположение скважин показано на рис. 2.

Поиск и идентификация зерен монацита в шлифах проводились по их BSE-изображениям и энергодисперсионным спектрам; элементное картирование зерен – на основе измерения интенсивности пика и фона. Пределы обнаружения ThO_2 , UO_2 и PbO в монаците составляют 130, 60 и 53 ppm, соответственно (микрозонд Cameca SX 100, пять волновых спектрометров, стабилизированный температурный режим работы 20 ± 1 °C). Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 15 кВ, ток пучка 240 нА. Время измерения интенсивности на пике для Th, U и Pb составляло по 400 с, для остальных элементов 10 с, на фоне – в два раза меньше. Общее время анализа одной точки – 15 мин, что оптимизировало условия эксперимента по величине отношения сигнал/шум и степени радиационного «выгорания» пробы под электронным пучком. Для каждого из анализируемых элементов подбирались параметры детектора и последовательность проведения измерений; при этом погрешности определения элементов составляли $\Delta\text{Th}/\text{Th} = 3.12\text{-}3.16$, $\Delta\text{U}/\text{U} = 1.92\text{-}9.52$, и $\Delta\text{Pb}/\text{Pb} = 1.90\text{-}2.71$ отн. %. Детальное описание методики анализа приведено в работе [8].

Расчёт возраста монацитов проводился с использованием оригинальной [8] и модифицированной программы Isoplot 3.66 [19] в рамках двух альтернативных подходов: по единичным определениям содержаний U, Th, Pb в точке зерна минерала [2] из Th/Pb-U/Pb – псевдоизохроны [4].

Результаты химического Th-U-Pb датирования монацитов

Ставролитовая зона

Наиболее низкотемпературные монациты были изучены из сланцев ставролитовой зоны метаморфизма (обр. 8307/358) (рис. 3 а). До изограды ставролита главным редкоземельным минералом является бастнезит, а монациты встречаются редко и имеют очень небольшие размеры до 5-10 мкм [18], поэтому получить по ним результаты химического датирования с

удовлетворительной точностью очень сложно. Монацит из обр. 8307/358, выбранный для датирования, представлен удлиненным зерном неправильной формы размером около 20 мкм по длинной оси и шириной 5-10 мкм в ассоциации с биотитом и кварцем. Его количественный анализ был сделан в 10 точках (рис. 4). По составу зерно незонально. Содержания REE составляют: 28.67-29.47 мас. % Ce_2O_3 , 13.81-14.30 мас. % La_2O_3 , 13.13-13.64 мас. % Nd_2O_3 , 3.18-3.46 мас. % Pr_2O_3 , 2.00-2.24 мас. % Sm_2O_3 (табл. 1). В узком интервале находятся концентрации иттрия: 1.47-1.70 мас. % Y_2O_3 . Содержания примесей ThO_2 , UO_2 и PbO , невысокие (0.56-0.95; 0.58-0.79 и 0.28-0.34 мас. %, соответственно), но вполне достаточные для расчета значений возраста кристаллизации монацита.

Таблица 1. Составы монацита из ставролитовой зоны метаморфизма (обр. 8307/358)

№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ThO_2	0.92	0.56	0.81	0.88	0.65	0.95	0.81	0.95	0.81	0.75
UO_2	0.68	0.67	0.71	0.76	0.79	0.68	0.58	0.69	0.72	0.68
PbO	0.31	0.28	0.31	0.34	0.32	0.32	0.27	0.32	0.33	0.30
P_2O_5	29.36	29.29	29.21	29.24	29.14	29.14	29.46	29.31	28.97	28.86
Ce_2O_3	28.67	28.71	29.29	29.05	29.27	29.28	29.47	28.87	28.71	29.35
La_2O_3	13.89	13.84	13.96	13.85	14.3	14.08	13.92	14.16	13.81	13.94
Nd_2O_3	13.50	13.73	13.57	13.42	13.12	13.45	13.54	13.64	13.38	13.13
Pr_2O_3	3.25	3.41	3.26	3.25	3.18	3.21	3.46	3.34	3.19	3.27
Sm_2O_3	2.24	2.20	2.07	2.17	2.10	2.03	2.07	2.00	2.18	2.00
Gd_2O_3	1.71	1.80	1.66	1.68	1.53	1.63	1.75	1.80	1.93	1.50
Dy_2O_3	0.47	0.58	0.49	0.50	0.49	0.47	0.43	0.52	0.57	0.56
Eu_2O_3	0.17	0.15	0.16	0.23	0.20	0.19	0.17	0.12	0.20	0.19
Y_2O_3	1.60	1.59	1.63	1.68	1.70	1.56	1.47	1.50	1.64	1.64
SiO_2	0.16	0.20	0.22	0.17	0.17	0.24	0.23	0.27	0.40	0.23
CaO	0.44	0.35	0.39	0.40	0.41	0.38	0.35	0.40	0.40	0.41
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03
F	0.32	0.31	0.30	0.25	0.32	0.33	0.28	0.31	0.30	0.29
Сумма	97.70	97.66	98.03	97.86	97.71	97.93	98.26	98.21	97.56	97.13

Примечание: номера анализов в таблице соответствуют номерам точек на рис. 4.

По определению содержаний U, Th, Pb в 10 точках были выполнены расчеты возраста монацита по методу Ж.-М. Монтеля с соавторами [2] получены значения в интервале от 2005 до 2088 млн. лет (табл. 2, рис. 4), средневзвешенное значение - 2037 ± 50 млн. лет, СКВО=0,096 (рис. 5). При расчете средневзвешенного значения возраста по усовершенствованной

методике [4] с помощью Th/Pb-U/Pb-диаграммы были получены близкие средневзвешенные оценки – $2039,5 \pm 26$ млн. лет, СКВО=0,38 (рис. 5).

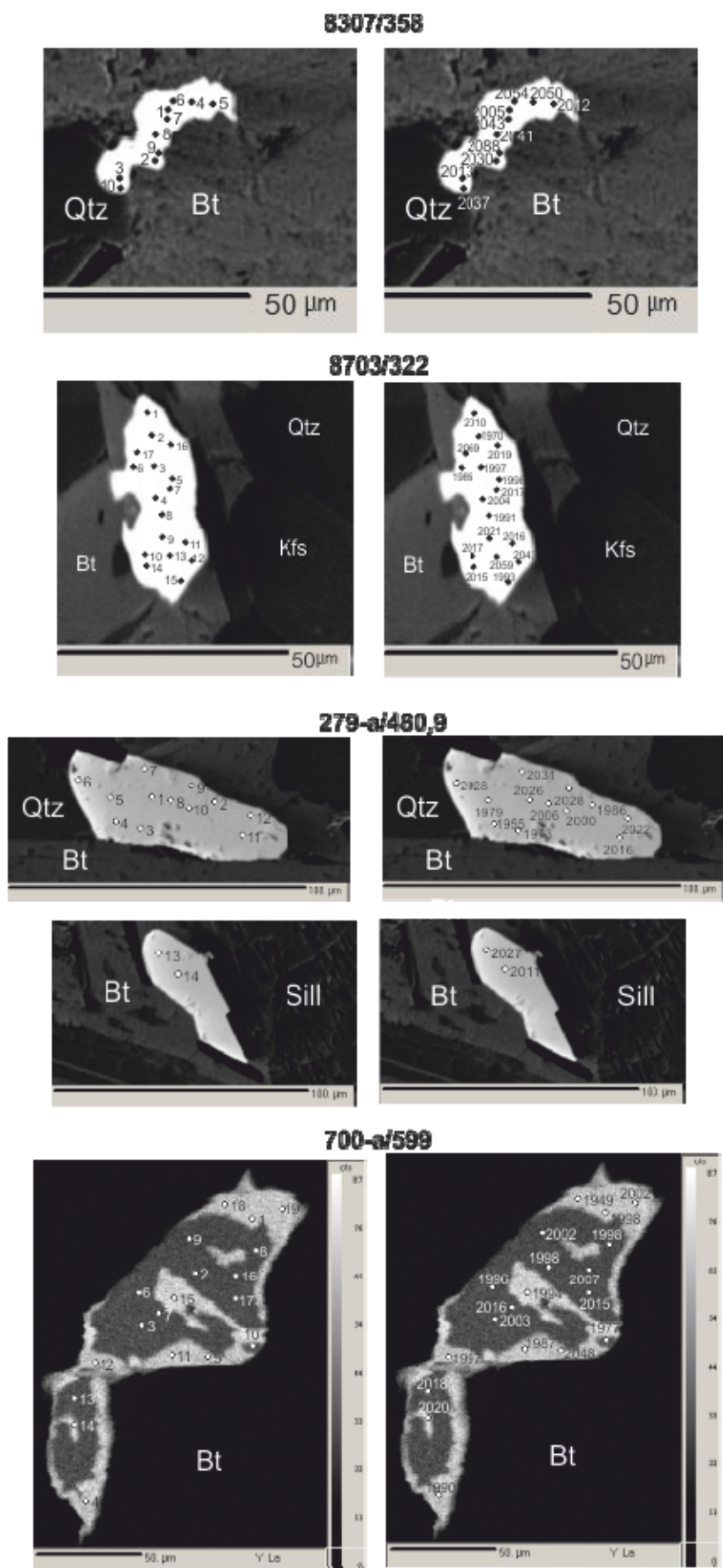


Рис. 4. Местоположения точек датирования монацитов и значения возрастов, полученных в этих точках.

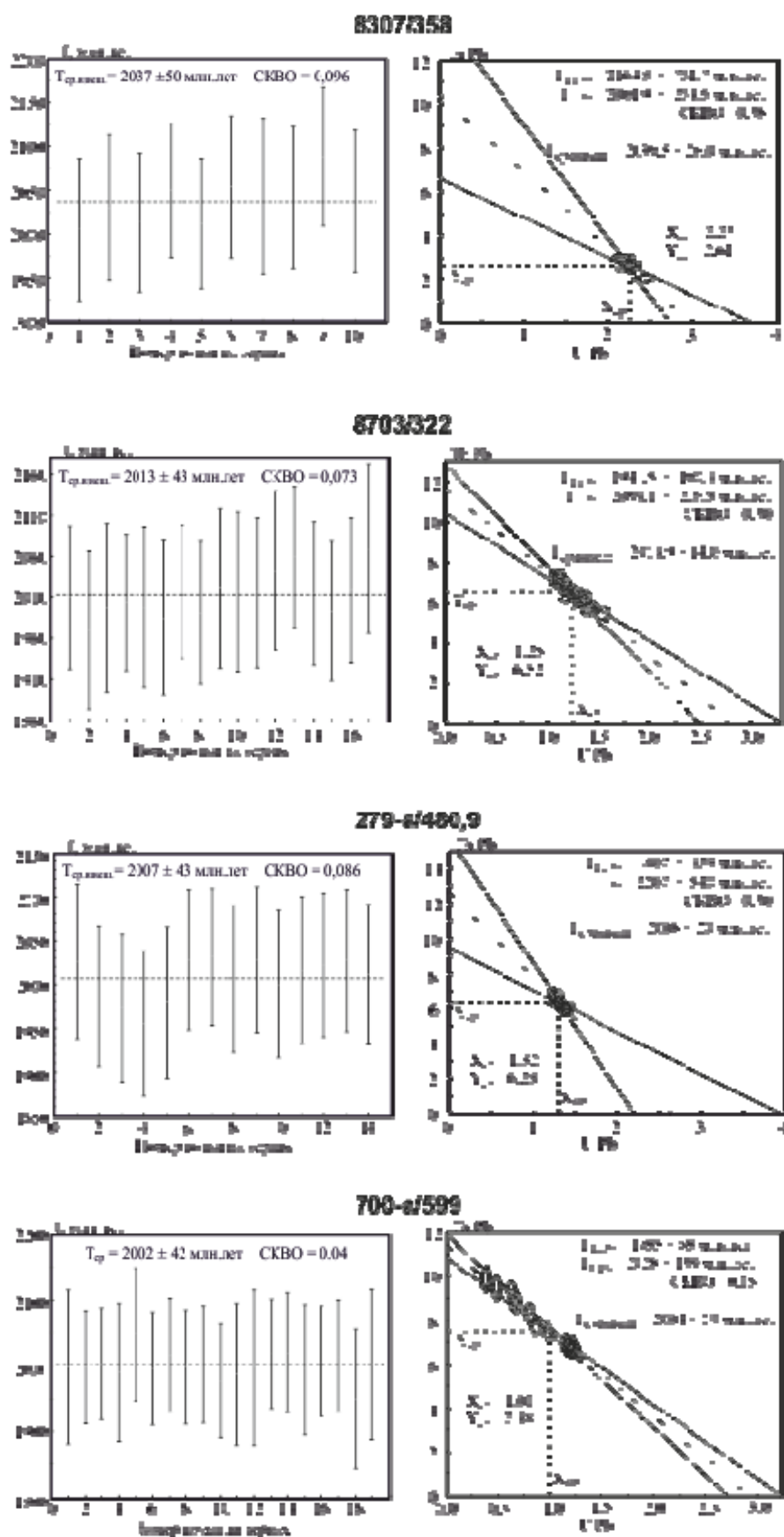


Рис. 5. Вариации значений возрастов монацитов, рассчитанных по единичным точкам, и величина средневзвешенного возраста по [2] и по графикам Th/Pb-U/Pb [4].

Таблица 2. Концентрации тория, урана, свинца и значения возраста в точках анализа, рассчитанные по [2].

Точка	Содержание, ppm			Стандартное отклонение, ppm			Отн. погрешность (%)			Возраст	Ошибка
	ThO ₂	UO ₂	PbO	ThO ₂	UO ₂	PbO	ThO ₂	UO ₂	PbO		
Ставролитовая зона											
8307/358											
1	9186	6815	3095	330	96	77	3.59	1.41	2.49	2005	81
2	5607	6672	2775	234	96	74	4.17	1.44	2.67	2030	83
3	8082	7066	3097	300	97	77	3.71	1.37	2.49	2013	79
4	8797	7576	3408	319	100	79	3.63	1.32	2.32	2050	76
5	6543	7850	3224	258	101	78	3.94	1.29	2.42	2012	74
6	9502	6756	3197	339	96	78	3.57	1.42	2.44	2054	81
7	8094	5830	2732	300	92	75	3.71	1.58	2.75	2043	89
8	9502	6891	3219	339	97	78	3.57	1.41	2.42	2041	81
9	8121	7220	3299	301	98	79	3.71	1.36	2.39	2088	79
10	7504	6789	2997	283	96	75	3.77	1.41	2.50	2037	81
Мусковит-силлиманитовая зона											
8703/322											
1	37133	5384	5104	1165	87	93	3.14	1.62	1.82	2010	87
2	26498	4105	3646	842	82	82	3.18	2.00	2.25	1970	96
3	22394	3565	3162	719	80	78	3.21	2.24	2.47	1997	103
4	41625	6225	5767	1301	91	99	3.13	1.46	1.72	2004	83
5	19629	4298	3163	636	84	78	3.24	1.95	2.47	1998	98
6	28628	4410	3966	907	84	84	3.17	1.90	2.12	1985	94
7	35346	6742	5425	1111	94	96	3.14	1.39	1.77	2017	81
8	31478	5383	4553	993	88	89	3.15	1.63	1.95	1991	87
9	20533	4380	3315	663	84	79	3.23	1.92	2.38	2021	97
10	21275	4316	3352	685	83	79	3.22	1.92	2.36	2017	97
11	27254	4911	4082	865	86	85	3.17	1.75	2.08	2016	91
12	19170	4547	3292	623	85	79	3.25	1.87	2.40	2043	97
13	24415	5997	4302	780	92	87	3.19	1.53	2.02	2059	86
14	36463	5403	5065	1145	88	93	3.14	1.63	1.84	2015	87
15	21336	5979	3863	688	92	84	3.22	1.54	2.17	1993	85
16	22313	5632	3893	717	90	84	3.21	1.60	2.16	2019	88
17	20744	3842	3239	670	82	79	3.23	2.13	2.44	2069	103

Продолжение табл. 2

<i>Силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона</i>											
<i>279-а/480,9</i>											
1	29700	5663	4580	943	94	91	3.17	1.65	1.99	2026	88
2	29547	6987	4900	935	97	91	3.17	1.38	1.86	1986	80
3	31651	5875	4682	999	91	90	3.16	1.55	1.91	1973	84
4	30944	5995	4613	978	91	89	3.16	1.52	1.93	1955	83
5	31118	5546	4544	983	90	88	3.16	1.62	1.95	1979	86
6	29670	6998	5036	939	97	92	3.17	1.38	1.83	2028	80
7	34264	7618	5669	1078	100	98	3.15	1.31	1.73	2031	78
8	32877	6025	4930	1036	92	92	3.15	1.53	1.86	2006	84
9	29295	6411	4803	928	94	90	3.17	1.47	1.88	2028	83
10	30229	6215	4743	956	93	90	3.16	1.50	1.91	2000	84
11	29666	6247	4750	939	93	90	3.17	1.49	1.89	2016	84
12	31077	6554	4995	982	95	92	3.16	1.44	1.84	2022	82
13	29644	6929	5009	938	96	92	3.17	1.39	1.84	2027	81
14	29828	6927	4976	944	96	92	3.16	1.39	1.84	2011	80
<i>700-а/599</i>											
1	34052	1292	3435	1072	67	78	3.15	5.20	2.26	1998	117
2	33779	6213	5052	1063	117	90	3.15	1.88	1.79	1998	86
3	34867	6271	5180	1096	118	91	3.14	1.87	1.75	2003	85
4	34279	2638	3886	1079	81	81	3.15	3.08	2.08	1990	105
5	32132	3572	4137	1014	91	84	3.16	2.55	2.04	2048	101
6	34827	6113	5105	1095	116	91	3.15	1.89	1.77	1996	86
7	35390	6157	5227	1112	117	91	3.14	1.90	1.75	2016	86
8	34292	5743	4940	1079	112	89	3.15	1.94	1.80	1998	87
9	32816	5395	4703	1034	108	88	3.15	2.01	1.87	2002	89
10	34295	5914	4938	1079	114	89	3.15	1.92	1.81	1977	86
11	31920	2341	3574	1007	78	79	3.15	3.32	2.21	1987	108
12	32642	1252	3294	1028	66	76	3.15	5.30	2.31	1997	118
13	37456	6785	5629	1175	123	93	3.14	1.81	1.66	2018	83
14	36610	4780	4884	1149	101	88	3.14	2.11	1.79	2020	91
15	34775	3356	4175	1093	87	82	3.14	2.60	1.97	1994	99
16	35042	6447	5269	1101	119	91	3.14	1.85	1.73	2007	84
17	35661	6250	5279	1120	117	91	3.14	1.87	1.72	2015	85
18	33623	2299	3632	1058	78	79	3.15	3.38	2.17	1949	106
19	32756	1663	3451	1032	72	77	3.15	4.32	2.24	2002	114

Мусковит-силлиманитовая зона

Образец 8703/322 представляет собой гранат-силлиманит-биотит-мусковитовый гнейс, содержащий акцессорный монацит. Хотя монациты в мусковит-силлиманитовой зоне крупнее, чем в ставролитовой, зерен диаметром более 40 мкм нам не встретилось. Выбранное для определения возраста зерно имеет удлинённую форму и размеры 15x40 мкм в тесной ассоциации с биотитом, кварцем и калиевым полевым шпатом. Для определения возраста по соотношениям U, Th и Pb это зерно было проанализировано в 17 точках (рис. 4). Концентрации REE составляют в мас. %: Ce_2O_3 – 26.76-28.68, La_2O_3 – 13.16-14.40, Nd_2O_3 , - 12.90-13.80, Pr_2O_3 – 3.10-3.49, Sm_2O_3 – 2.05-2.35 (табл. 3). Зональности по иттрию не установлено, и его содержания (1.25-1.67 мас. % Y_2O_3) такие же, как в монаците из ставролитовой зоны. Содержания тория обнаруживают широкий интервал значений (1.92-4.16 мас. % ThO_2), но какая-либо закономерность в его распределении по зерну отсутствует. Сами концентрации ThO_2 в 2-4 раза выше, чем в монаците из ставролитовой зоны. Так же, как и в монацитах ставролитовой зоны, присутствует фтор в количестве 0,22-0,31 мас. %. Содержания UO_2 и PbO значительно ниже, чем ThO_2 (0.36-0.67 и 0.32-0.58) и также не обнаруживают закономерного распределения. Отметим, что в отдельных образцах из мусковит-силлиманитовой зоны в зернах монацита отмечаются узкие каймы, обогащенные иттрием.

По точечным определениям содержания U, Th, Pb в 17 точках выполнены расчеты возраста монацита из образца 8703/322 и получены значения в интервале от 1970 до 2069 млн. лет, средневзвешенное значение 2013 ± 43 млн. лет, СКВО = 0.073 (табл. 2 и рис. 4, рис. 5). При расчете значений возраста с помощью построения Th/Pb-U/Pb-диаграммы были получены близкие средневзвешенные оценки с меньшей погрешностью 2014.9 ± 14 млн. лет СКВО=0,30 (рис. 5).

Таблица 3. Составы монацита из мусковит-силлиманитовой зоны метаморфизма (обр. 8703/322)

№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9
ThO ₂	3.71	2.65	2.24	4.16	1.96	2.86	3.53	3.15	2.05
UO ₂	0.54	0.41	0.36	0.62	0.43	0.44	0.67	0.54	0.44
PbO	0.51	0.36	0.32	0.58	0.32	0.40	0.54	0.46	0.33
P ₂ O ₅	29.94	29.91	30.10	30.11	29.97	30.08	29.88	30.12	30.16
Ce ₂ O ₃	27.27	28.43	28.58	27.36	28.68	28.17	26.76	27.70	28.54
La ₂ O ₃	13.43	13.69	13.92	13.19	14.27	14.21	13.35	13.59	14.04
Nd ₂ O ₃	13.17	13.28	13.80	12.90	13.21	12.85	12.96	13.31	13.57
Pr ₂ O ₃	3.25	3.42	3.49	3.17	3.32	3.37	3.10	3.27	3.18
Sm ₂ O ₃	2.31	2.10	2.35	2.10	2.17	2.17	2.17	2.24	2.30
Gd ₂ O ₃	1.77	1.69	1.68	1.57	1.67	1.60	1.75	1.78	1.70
Dy ₂ O ₃	0.62	0.48	0.43	0.44	0.47	0.46	0.59	0.51	0.57
Eu ₂ O ₃	0.29	0.23	0.26	0.17	0.29	0.29	0.38	0.31	0.34
Y ₂ O ₃	1.67	1.48	1.40	1.61	1.40	1.25	1.66	1.57	1.47
SiO ₂	0.21	0.20	0.20	0.28	0.23	0.59	0.35	0.30	0.27
CaO	0.94	0.61	0.56	0.98	0.56	0.76	0.95	0.71	0.51
F	0.30	0.30	0.30	0.28	0.27	0.25	0.28	0.27	0.27
Сумма	99.92	99.24	99.99	99.52	99.20	99.75	98.91	99.81	99.76

Продолжение табл. 3.

	10	11	12	13	14	15	16	17
ThO ₂	2.13	2.73	1.92	2.44	3.65	2.13	2.23	2.07
UO ₂	0.43	0.49	0.45	0.60	0.54	0.60	0.56	0.38
PbO	0.34	0.41	0.33	0.43	0.51	0.39	0.39	0.32
P ₂ O ₅	29.89	29.78	29.94	29.96	30.02	29.75	29.56	29.81
Ce ₂ O ₃	28.58	28.04	28.62	27.68	27.38	28.04	28.18	28.14
La ₂ O ₃	14.40	13.66	14.03	13.34	13.16	13.53	13.67	13.94
Nd ₂ O ₃	13.22	13.24	13.28	13.27	13.15	13.24	13.14	13.39
Pr ₂ O ₃	3.32	3.24	3.28	3.35	3.17	3.29	3.20	3.17
Sm ₂ O ₃	2.05	2.24	2.16	2.26	2.27	2.15	2.09	2.32
Gd ₂ O ₃	1.72	1.71	1.79	1.67	1.74	1.87	1.89	1.84
Dy ₂ O ₃	0.55	0.54	0.57	0.57	0.57	0.59	0.56	0.51
Eu ₂ O ₃	0.24	0.26	0.35	0.24	0.28	0.32	0.37	0.31
Y ₂ O ₃	1.42	1.55	1.43	1.63	1.58	1.58	1.59	1.34
SiO ₂	0.30	0.36	0.27	0.35	0.35	0.35	0.31	0.38
CaO	0.69	0.66	0.52	0.69	0.87	0.65	0.66	0.60
F	0.27	0.28	0.28	0.27	0.22	0.31	0.29	0.21
Сумма	99.55	99.18	99.20	98.75	99.46	98.80	98.71	98.73

Силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона

Химическое Th-U-Pb датирование монацитов было выполнено для двух образцов 700а/599 и 279а/480,9 гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Монациты в самой высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоне имеют более крупные размеры, чем в других зонах.

В первом образце гранат-биотит-кордиерит-силлиманитового гнейса 700а/599 было выбрано крупное, удлиненное (50 x 100 мкм) зерно монацита

(его изображение в рентгеновских лучах Y, U, Pb, Th представлено на рис. 6).

Количественный анализ состава зерна выполнен в 19 точках (табл. 4; рис. 4).

Таблица 4. Составы монацита из силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны метаморфизма (обр. 700а/599)

№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ThO ₂	3.41	3.38	3.49	3.43	3.21	3.48	3.54	3.43	3.28	3.43
UO ₂	0.13	0.62	0.63	0.26	0.36	0.61	0.62	0.57	0.54	0.59
PbO	0.34	0.51	0.52	0.39	0.41	0.51	0.52	0.49	0.47	0.49
P ₂ O ₅	29.65	29.60	29.57	29.74	29.58	29.79	29.50	29.36	29.38	29.28
Ce ₂ O ₃	27.70	29.50	29.39	27.20	28.74	29.52	29.01	29.60	29.33	28.70
La ₂ O ₃	13.38	14.62	14.29	13.11	14.11	14.22	14.14	14.54	14.50	13.98
Nd ₂ O ₃	12.44	12.46	12.84	12.24	12.62	13.03	12.84	12.88	12.60	12.67
Pr ₂ O ₃	3.22	3.23	3.32	2.98	3.22	3.43	3.36	3.23	3.46	3.48
Sm ₂ O ₃	1.65	1.74	1.79	1.64	1.74	1.75	1.77	1.64	1.79	1.68
Gd ₂ O ₃	1.46	1.11	1.12	1.44	1.31	1.18	1.11	1.03	1.01	1.11
Dy ₂ O ₃	0.75	0.27	0.36	0.73	0.51	0.17	0.24	0.24	0.22	0.26
Eu ₂ O ₃	0.18	0.29	0.28	0.21	0.27	0.29	0.31	0.28	0.25	0.29
Y ₂ O ₃	3.31	0.91	0.93	3.33	1.61	0.96	0.97	0.91	0.86	0.94
SiO ₂	0.20	0.21	0.23	0.21	0.28	0.26	0.33	0.27	0.26	0.32
CaO	0.75	0.89	0.83	0.81	0.72	0.83	0.88	0.80	0.86	0.87
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0.24	0.26	0.27	0.26	0.26	0.31	0.31	0.26	0.28	0.30
Сумма	98.81	99.60	99.85	97.98	98.97	100.33	99.43	99.53	99.08	98.38

Продолжение табл. 4

№ точки	11	12	13	14	15	16	17	18	19
ThO ₂	3.19	3.26	3.75	3.66	3.48	3.50	3.57	3.36	3.28
UO ₂	0.23	0.13	0.68	0.48	0.34	0.64	0.63	0.23	0.17
PbO	0.36	0.33	0.56	0.49	0.42	0.53	0.53	0.36	0.35
P ₂ O ₅	29.79	29.84	29.34	29.88	29.54	29.27	29.26	29.55	29.40
Ce ₂ O ₃	28.64	28.08	29.41	28.25	27.97	28.83	28.77	27.80	27.53
La ₂ O ₃	14.03	13.70	14.15	13.71	13.87	14.41	14.12	13.67	13.11
Nd ₂ O ₃	12.71	12.70	12.85	12.52	12.63	12.63	12.88	12.82	12.83
Pr ₂ O ₃	3.21	3.05	3.17	3.20	3.23	3.31	3.44	3.16	3.19
Sm ₂ O ₃	1.55	1.58	1.60	1.85	1.76	1.65	1.76	1.56	1.82
Gd ₂ O ₃	1.43	1.57	1.30	1.49	1.44	1.20	1.04	1.53	1.79
Dy ₂ O ₃	0.67	0.74	0.16	0.51	0.61	0.26	0.28	0.53	0.82
Eu ₂ O ₃	0.22	0.28	0.34	0.30	0.30	0.32	0.29	0.30	0.22
Y ₂ O ₃	2.30	3.12	0.99	2.24	3.03	0.93	0.97	3.14	3.33
SiO ₂	0.25	0.24	0.34	0.23	0.26	0.32	0.34	0.26	0.30
CaO	0.68	0.68	0.96	0.86	0.80	0.94	0.87	0.81	0.75
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0.25	0.29	0.25	0.28	0.24	0.26	0.28	0.24	0.22
Сумма	99.53	99.60	99.85	99.94	99.92	99.01	99.02	99.32	99.09

Содержание Ce₂O₃ варьирует от 27.20 до 29.60, La₂O₃=13.11-14.54, Nd₂O₃=12.24-13.03, Pr₂O₃=2.98-3.48, Sm₂O₃=1.55-1.82 и Y₂O₃=0.86-3.33 мас. %. Содержания примесей ThO₂, UO₂ и PbO невысокие (3.19-3.75, 0.13-0.68 и 0.33-0.56 мас. %, соответственно), SiO₂=0.20-0.34, CaO=0.68-0.96 и F=0.22-0.31

мас.%. В составе LREE (La-Sm) доля Ce составляет около 47-49 % при соотношении La/Nd от 1.06 до 1.17.

Монацит имеет зональное строение (рис. 6). Центральные и краевые части кристалла отчетливо различаются по содержанию иттрия и урана, но при этом содержание тория в них близкое. Концентрация иттрия в центральной зоне зерна достаточно высокая – 2.3-3.3 мас. % Y_2O_3 , а урана пониженная – 0.13-0.23 мас. % UO_2 . В зоне каймы кристалла концентрация иттрия падает до 0.86-0.99 мас. % Y_2O_3 , а урана возрастает до 0.54-0.68 мас. % UO_2 .

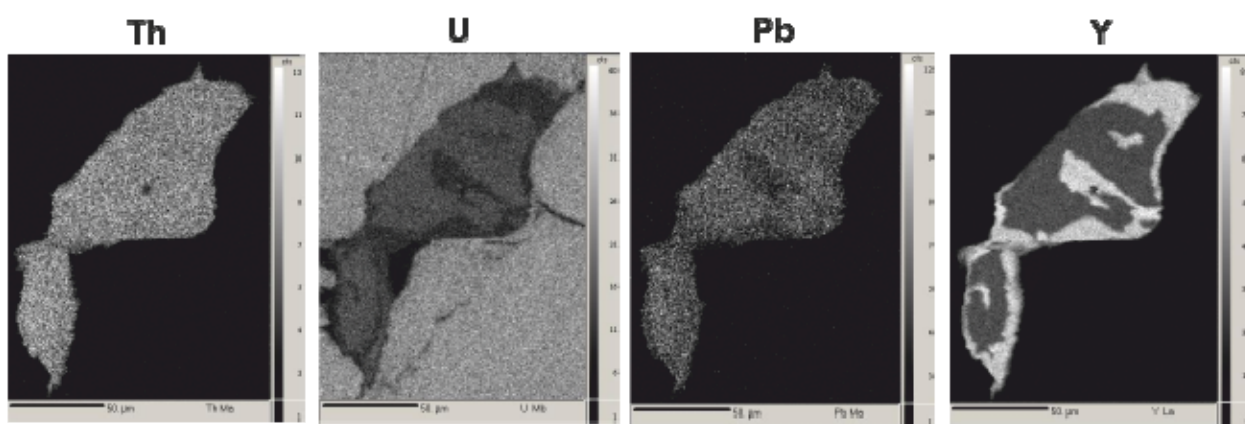


Рис. 6. Изображение в характеристическом рентгеновском излучении линий $Th\alpha$, $U\beta$, $Pb\alpha$, $Y\beta$ зерна монацита, обр. 700-а/599.

Из точечных определений содержания U, Th, Pb были выполнены расчеты возраста монацита и получены значения в интервале от 1949 до 2048 млн. лет (табл. 2), средневзвешенное значение – 2002 ± 42 млн. лет, СКВО=0.040 (см. табл. 2 и рис. 5). В высоко- и низкоиттриевых зонах точечные значения возрастов лежат в пределах погрешности измерений, и основания выделять по возрасту центральную и периферическую зоны отсутствуют.

Наличие для зерна монацита из образца 700а/599 значимой дисперсии содержаний Th и U позволяет выполнить изохронные построения. На Th/Pb-U/Pb-диаграмме (рис. 5) аналитические точки группируются в двух областях – около оси ординат и в центральной части диаграммы, вследствие чего построение изохроны и оценка возрастов представляются вполне корректными, а средневзвешенное значение возраста составляет 2004.3 ± 19 млн. лет

(СКВО=0.15), что сопоставимо со средневзвешенным значением 2002 ± 42 млн. лет, определенным по точечным содержаниям U, Th, Pb.

Таблица 5. Составы монацита из силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны метаморфизма (обр. 279-а/480,9)

№ точки	1	2	3	4	5	6	7
ThO ₂	2,97	2,95	3,17	3,09	3,11	2,97	3,43
UO ₂	0,57	0,70	0,59	0,60	0,55	0,70	0,76
PbO	0,46	0,49	0,47	0,46	0,45	0,50	0,57
P ₂ O ₅	30,35	29,41	29,80	30,10	29,73	30,12	29,80
Ce ₂ O ₃	27,07	27,05	27,85	27,71	27,90	28,54	28,12
La ₂ O ₃	12,47	12,56	13,31	12,81	12,97	13,53	13,44
Nd ₂ O ₃	13,26	12,63	12,50	12,96	13,14	12,29	13,04
Pr ₂ O ₃	3,22	3,11	3,10	3,25	3,33	3,32	3,15
Sm ₂ O ₃	2,41	2,04	1,99	2,18	2,26	1,71	2,18
Gd ₂ O ₃	2,07	1,77	1,62	1,98	1,95	1,46	1,61
Dy ₂ O ₃	0,89	0,73	0,80	0,70	0,79	0,67	0,45
Eu ₂ O ₃	0,05	0,12	0,11	0,02	0,00	0,02	0,17
Y ₂ O ₃	3,07	2,87	2,52	2,43	2,41	2,79	1,43
SiO ₂	0,13	0,75	0,19	0,19	0,17	0,16	0,28
CaO	0,77	0,95	0,90	0,83	0,89	0,88	0,88
SrO	-	-	-	-	-	-	-
F	0,23	0,29	0,31	0,23	0,29	0,27	0,27
Сумма	99,99	98,41	99,20	99,54	99,95	99,93	99,59

Продолжение табл. 17.

№ точки	8	9	10	11	12	13	14
ThO ₂	3,29	2,93	3,02	2,97	3,11	2,96	2,98
UO ₂	0,60	0,64	0,62	0,62	0,66	0,69	0,69
PbO	0,49	0,48	0,47	0,47	0,50	0,50	0,50
P ₂ O ₅	30,00	29,96	30,07	30,38	30,42	30,04	30,04
Ce ₂ O ₃	27,70	27,32	27,95	27,22	27,80	27,84	27,76
La ₂ O ₃	13,14	12,86	13,24	12,60	13,17	13,19	13,27
Nd ₂ O ₃	12,90	12,85	12,89	12,84	12,88	12,86	13,04
Pr ₂ O ₃	3,18	3,25	3,22	3,20	3,38	3,24	3,29
Sm ₂ O ₃	1,98	2,03	2,01	2,20	1,98	2,07	2,19
Gd ₂ O ₃	1,99	1,99	1,66	2,12	1,69	1,84	1,73
Dy ₂ O ₃	0,78	0,79	0,68	0,91	0,75	0,78	0,75
Eu ₂ O ₃	0,11	0,08	0,16	0,16	0,00	0,07	0,05
Y ₂ O ₃	2,42	3,03	2,30	3,08	2,64	2,78	2,82
SiO ₂	0,25	0,21	0,25	0,18	0,20	0,13	0,17
CaO	0,92	0,81	0,84	0,83	0,85	0,77	0,79
SrO	-	-	-	-	-	-	-
F	0,30	0,27	0,27	0,29	0,26	0,30	0,27
Сумма	100,07	99,50	99,67	100,07	100,28	100,08	100,33

В образце из силлиманит-кордиеритового гнейса 279а/480,9 было проанализировано два небольших зерна монацита. Более крупное удлиненное зерно размером 30 х 60 мкм в ассоциации в кварцем и биотитом было

проанализировано в 12 точках, более мелкое (2х50 мкм) в контакте с силлиманитом и биотитом – еще в двух точках (рис. 4). В отличие от монацита из обр. 700a/599 четкой зональности по иттрию и урану не наблюдается. Содержания иттрия такие же, как и в центральных частях монацита из обр. 700a/599 (2.30-3.07 мас. % Y_2O_3) (табл. 5), а урана – как в краевых (0.55-0.70 мас. % UO_2). Близки и концентрации REE, тория и свинца.

По точечным определениям содержания U, Th, Pb выполнены расчеты возраста монацита из образца 279a/480,9 и получены значения в интервале от 2024 до 2074 млн. лет (табл. 2), средневзвешенное значение 2007 ± 43 млн. лет, СКВО=0.086 (рис. 5). При расчете возраста с помощью Th/Pb-U/Pb-диаграммы были получены близкие средневзвешенные оценки с меньшей погрешностью 2008 ± 20 млн. лет (рис. 5), очень близкие к полученным значениям для монацита из обр. 700a/599 из той же силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны.

Химические критерии замкнутости системы монацитов

Известно, что перекристаллизация минерала при метасоматизме, его растворение-осаждение могут приводить к нарушению замкнутости U-Th-Pb-системы или ее полной переустановке (например, [20, 21]), что ограничивает возможности использования монацита в датировании. В литературе (см. например: [9, 22 и другие]) большое внимание уделяется поиску кристаллохимических критериев, в частности, особенностей распределения Y по зерну, как основы для выявления возрастной гетерогенности зерен монацитов и выделения кластеров разновозрастных данных. Несмотря на наличие большого числа публикаций по данной тематике, в особенности для монацитов из древних метаморфических комплексов, вопрос во многом остается дискуссионным и до настоящего времени.

В качестве показателя замкнутости системы был предложен параметр β равный отношению $(Ca+Si)/(Th+U+Pb+S)$ [7], который характеризует степень зарядовой компенсации гетеровалентных примесей тория, урана и серы (при ее наличии в монаците). Это отношение рассматривается как показатель

замкнутости Th-U-Pb-системы минерала: последняя считалась замкнутой при условии полной зарядовой компенсации примесей по хаттонитовому и чералитовому типам (при близости β к 1). При высоких значениях β увеличивается разброс единичных значений возрастов и соответственно возрастает среднее квадратичное отклонение при расчете псевдоизохрон.

В проанализированных нами монацитах присутствие серы не зафиксировано, и параметр β близок к 1. Коэффициент β практически одинаков для центральной части и каймы зонального кристалла из обр. 700a/599. Таким образом, в монаците из образца 700a/599 при ярко выраженной зональности по Y и U различий в изоморфизме по зонам не прослеживается. По содержанию F и значению параметра β зональность не проявлена.

В большинстве проанализированных монацитов имеется некоторый избыток ионов (Si+Ca) над (Th+U+Pb). Однако представляется, что в изучаемых монацитах он является следствием не вторичных преобразований минерала и нарушения замкнутости его Th-U-Pb-системы, а вхождения Si и Ca по другим схемам, в частности, при замещении ортофосфорной группировки кремнекислородной с компенсацией заряда ионами фтора – $\text{PO}_4^{3-} \rightarrow \text{SiO}_3^{2-} + \text{F}^-$ [10]. Это предположение подтверждается постоянным присутствием в монаците значительного (0.22-0.33 мас. %) количества фтора.

Выводы

Наименее метаморфизованные породы ставролитовой зоны имеют несколько более древний возраст 2039 ± 26 млн. лет, чем метапелиты мусковит-силлиманитовой (2015 ± 14 млн. лет) и наиболее высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны (2008 ± 20 и 2004 ± 18 млн. лет). Тот факт, что получены практически одинаковые возраста для монацитов из образцов пород воронцовской серии, удаленных друг от друга почти на 300 км, подтверждает их надежность. Хотя все эти оценки для разных зон метаморфизма находятся в пределах ошибки измерений, тем не менее, можно утверждать, что метаморфизм терригенной толщи воронцовской серии имел

место после внедрения огромного объема магм основного и ультраосновного состава еланского и мамонского комплексов в период 2060-2090 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Suzuki K.* Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study // K. Suzuki, M. Adachi, T. Tanaka // *Sedim. Geol.* 1991. V. 75. P. 141-147.
2. *Montel J.M.* Electron microprobe ages of monazite / J.M. Montel, S. Forest, M. Veschamber, C. Nicolett, A. Provost // *Chemical Geology*, 1996. V. 131. P. 37-53.
3. *Rhede D.* A three-dimensional method for calculating independent chemical U/Pb- and Th/Pb-ages of accessory minerals / D. Rhede, L. Wendt, H.-J. Forster // *Chemical Geology*. 1996. V. 130. P. 247-253.
4. *Cocherie A.* An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite / A. Cocherie, F. Albarede // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 2001. V. 65. No. 24. P. 4509–4522
5. *Dahl P.S.* Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U-Th-Pb dating by electron microprobe: An example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (USA) / P.S. Dahl, M.A. Hamilton, M.J. Jercinovic, M.P. Terry, M.L. Williams, R. Frey // *Amer. Min.* 2005. V. 90. P. 619-638.
6. *Pyle J.M.* Contributions to precision and accuracy of monazite microprobe ages / J.M. Pyle, F.S. Spear, D.A. Wark, C.G. Daniel, L.S. Storm // *Amer. Min.* 2005. V. 90. P. 547-577.
7. *Suzuki K.* CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data / K. Suzuki, T. Kato // *Gondwana Research*. 2008. V. 14. P. 569-586.
8. *Вотяков С.Л.* Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты /

С.Л. Вотяков, В.В. Хиллер, Ю.В. Шапова, А.В. Поротников // Литосфера, 2010, № 4, С.94-115.

9. *Williams M.L.* Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages / W.L. Williams, M.J. Jercinovic, P. Goncalves, K. Mahan // *Chemical Geology*. 2006. V. 225. P. 1-15.

10. *Williams, M.L.* Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology / M.L. Williams, M.J. Jercinovic, C.J. Hetherington // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2007. V. 35. P. 137–175.

11. *Бибикова Е.В.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов / Е.В. Бибикова, С.В. Богданова, А.В. Постников, Л.П. Попова и др. // *Стратиграфия и геологическая корреляция*. 2009. №6. С. 3-16.

12. *Чернышов Н.М.* Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, А.Н. Пономаренко, Е.Н. Бартницкий // *ДАН УССР*. 1990. Сер. Б. № 6. С. 11-19.

13. *Чернышов Н.М.* Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ / Н.М. Чернышов, Т.Б. Баянова, А.Ю. Альбеков, Н.В. Левкович // *Доклады РАН*. 2001. Т. 380. № 5. С. 1 – 3.

14. *Савко К.А.* Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) / К.А. Савко // *Изв. АН СССР, сер. геол.* 1990. № 11. С. 79-87.

15. *Савко К.А.* Низкотемпературные породы в метаморфической зональности воронцовской серии ВКМ / К.А. Савко // *Геология и геофизика*. 1994. № 3. С. 50-59.

16. *Савко К.А.* Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива. / К.А. Савко, Ю.В. Герасимов // *Труды НИИГ Воронеж. ун-та, вып. Воронеж, вып. 8, 2002. 131 с.*

17. *Герасимов В.Ю.* Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метapelитов Воронежского кристаллического массива / В.Ю. Герасимов, К.А. Савко // Петрология, 1995. Т. 3. № 6. С. 563-577.

18. *Савко К.А.* Фазовые равновесия акцессорных редкоземельных минералов в метаморфических породах воронцовской серии, восток Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко, Н.С. Базиков // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2010. № 1. С. 102-120.

19. *Ludwig K.* Users manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. / K. Ludwig // Berkeley Geochronology Center: Spec. Pub. №1a. 1999. 120 p.

20. *Hetherington C.L.* Experimental metasomatism of monazite and xenotime: mineral stability, REE mobility and fluid composition | C.L. Hetherington, D.E. Harlov, B. Budzyń // Miner. Petrol. 2010. V. 99. P. 165–184.

21. *Harlov D.E.* Partial high-grade alteration of monazite using alkali-bearing fluids: Experiment and nature / D.E. Harlov, C.L. Hetherington // Amer. Min. 2010. V. 95. P. 1105-1108.

22. *Goncalves P.* Electron-microprobe age mapping of monazite / P. Goncalves, M.L. Williams, M.J. Jercinovic // Amer. Min. 2005. V. 90. P. 578-585.

Воронежский государственный университет

Н.С. Базиков, аспирант кафедры полезных ископаемых и недропользования

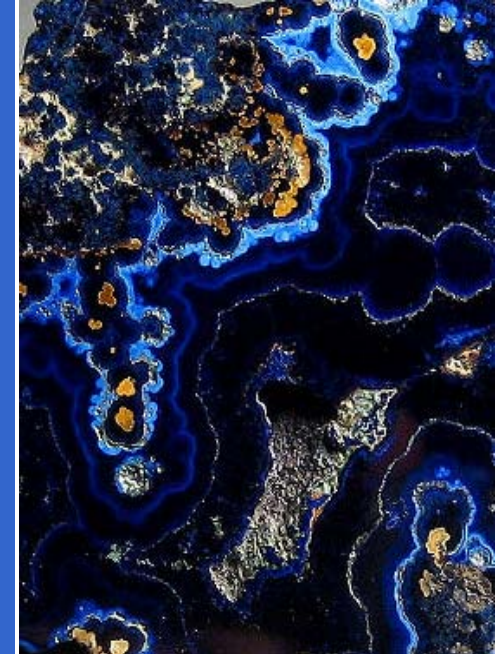
nickolasss@yandex.ru

+79034200897

Voronezh State University

N.S. Bazikov, post-graduate student, the chair of mineral resource

СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ



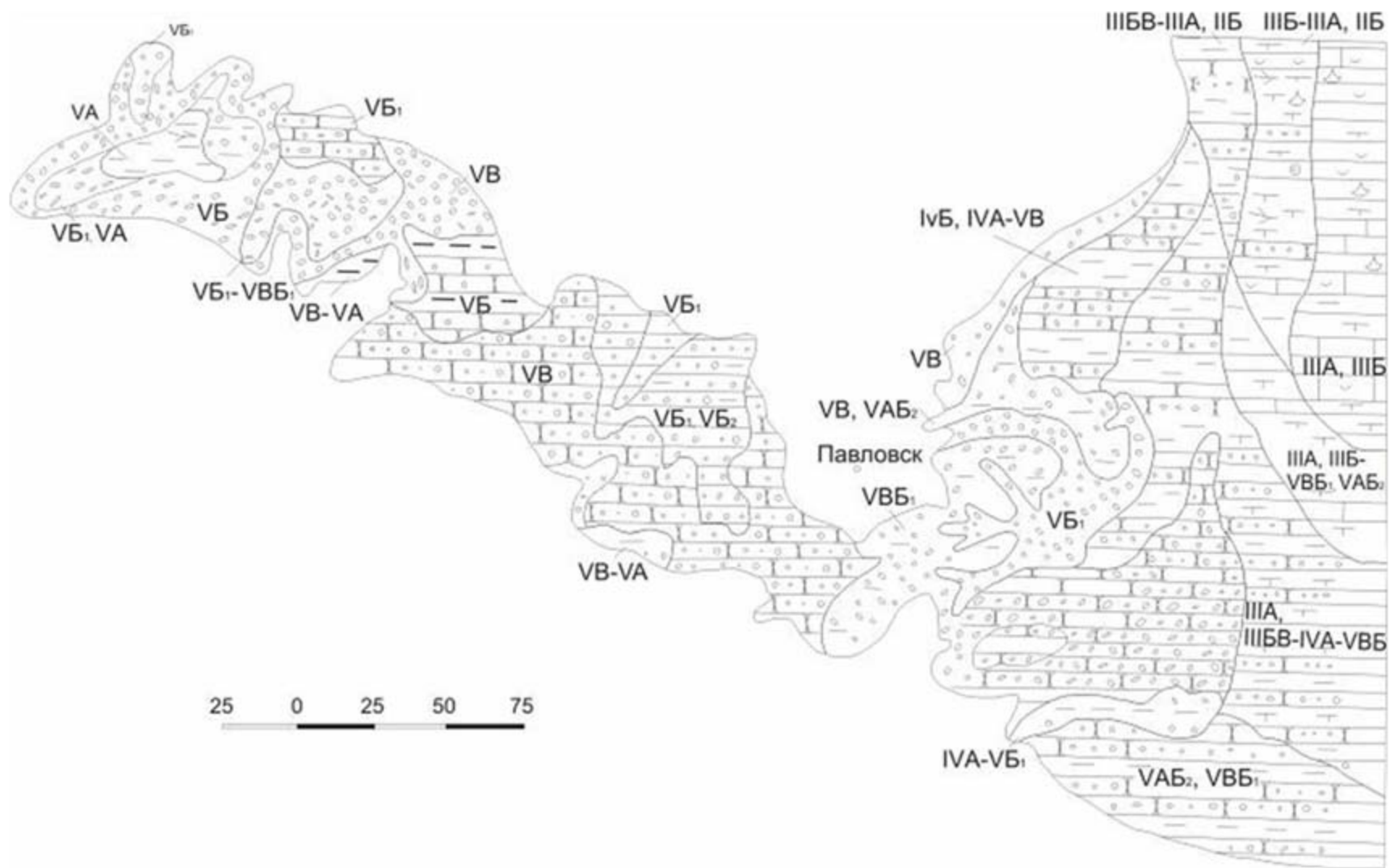
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАМОНСКОЙ И ПСЕВДОМАМОНСКОЙ ТОЛЩ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Федеральное Государственное Бюджетное Образовательное Учреждение
Высшего Профессионального Образования Воронежский Государственный Университет

научный руководитель д.г.-м.н., проф. Ненахов В.М.
асп. Буравлева Елена Николаевна



**СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАМОНСКОЙ
ТОЛЩИ (САВКО А.Д., 2001)**

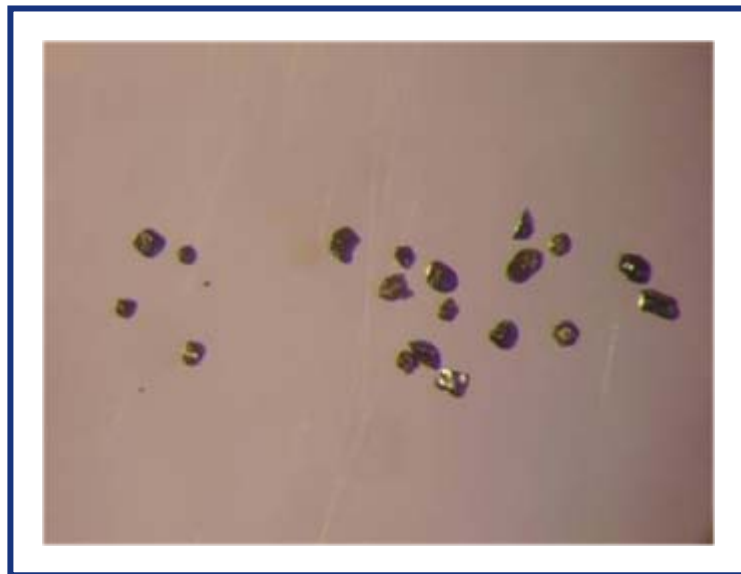






МАГНЕТИТ

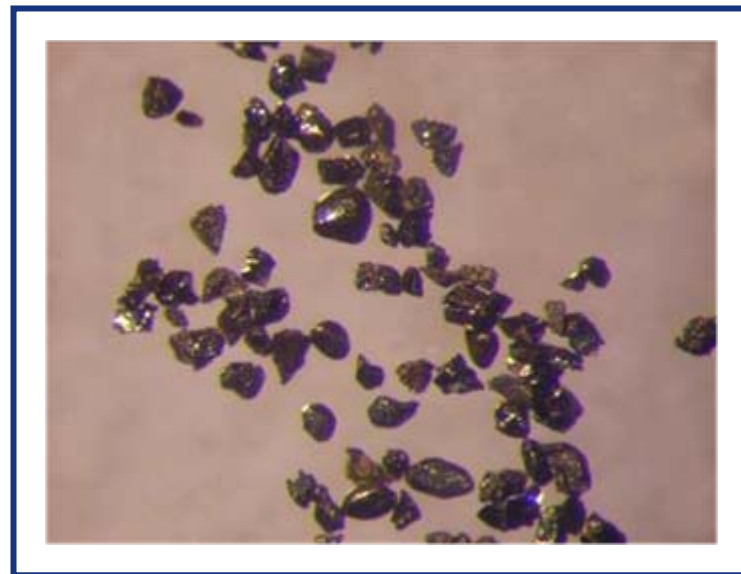
Псевдомамонская толща



*в виде угловатых обломков, часть
зерен окатана; цвет черный; на
гранях не окатанных зерен видна
штриховка*

фр. -0,1+0,063 мм

Мамонская толща

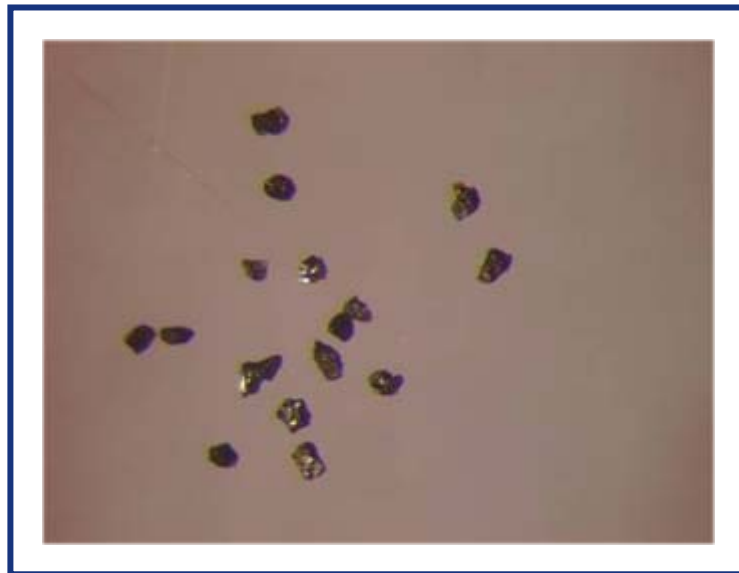


*в виде угловатых и угловато-
окатанных обломков; отмечаются
зерна в виде октаэдров; цвет черный;
на гранях не окатанных зерен видна
штриховка*



ИЛЬМЕНИТ

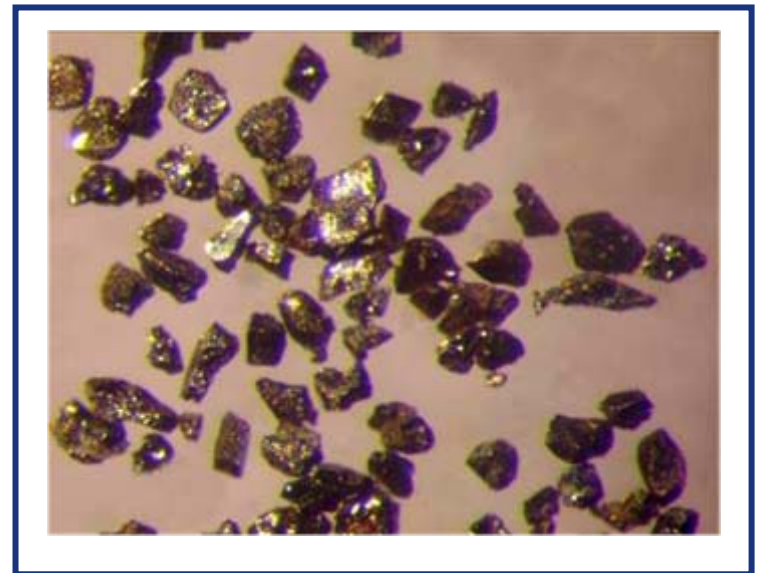
Псевдомамонская толща



представлен в виде угловатых обломков, небольшая часть зерен окатана; цвет черный, встречаются тонкие зерна, в которых черный ильменит просвечивается бурым; характерен раковистый излом, блеск металлический

фр. -0,1+0,063 мм

Мамонская толща



представлен в виде угловатых обломков, небольшая часть зерен окатана; цвет черный; характерен раковистый излом, блеск металлический



ТУРМАЛИН

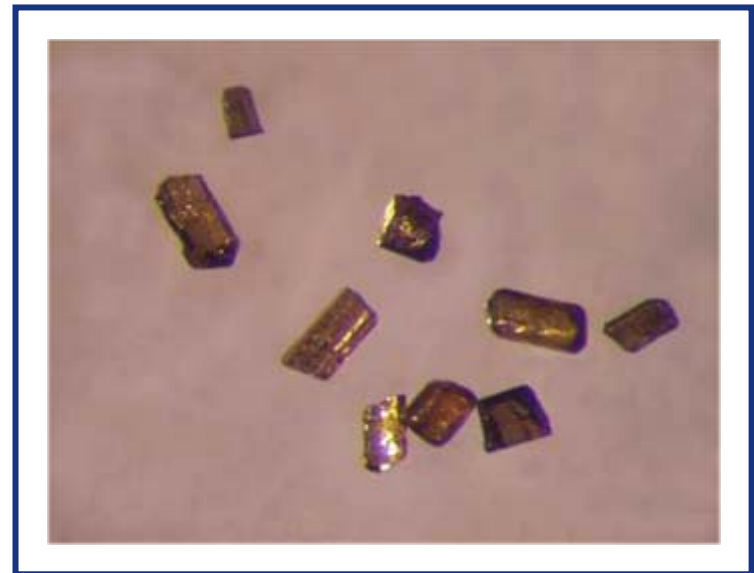
Псевдомамонская толща



встречается как в виде столбчатых удлинённых кристаллов, так и в виде угловатых обломков призматических кристаллов; цвет коричневато-зелёный, буро-коричневый; зерна прозрачные; встречаются окатанные мутные зерна

фр. -0,1+0,063 мм

Мамонская толща

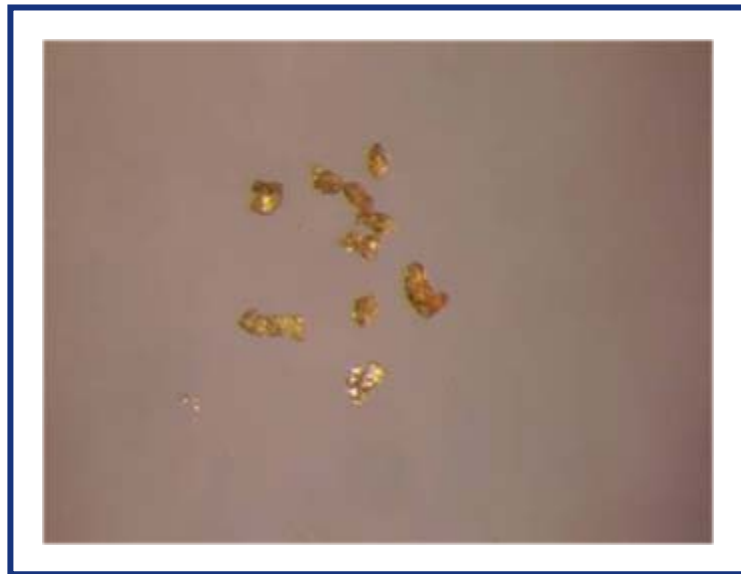


встречается в виде окатанных обломков болотно-зелёного цвета; отмечается небольшая часть столбчатых удлинённых кристаллов; зерна прозрачные



ТИТАНИТ

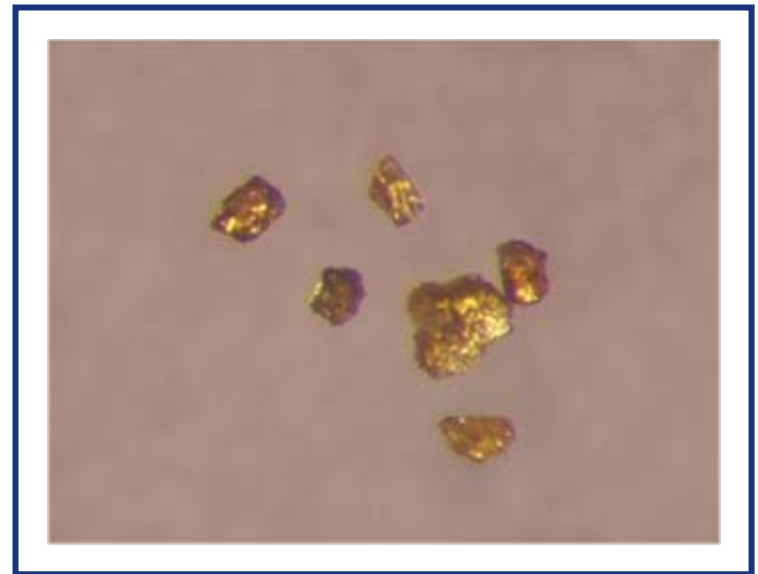
Псевдомамонская толща



*развит в виде угловатых обломков,
изредка встречаются окатанные
зерна; цвет медово-желтый; зерна
практически прозрачные*

фр. -0,1+0,063 мм

Мамонская толща



*развит в виде угловатых обломков;
цвет медово-желтый; зерна
практически прозрачные*



ГРАНАТ

**Мамонская
толща**



фр. -0,1+0,063 мм



*встречается в виде угловатых
обломков; цвет бледно-розовый,
блеск стеклянный, зерна прозрачные*

На данном этапе исследования гранат в псевдомамонской толще не был обнаружен

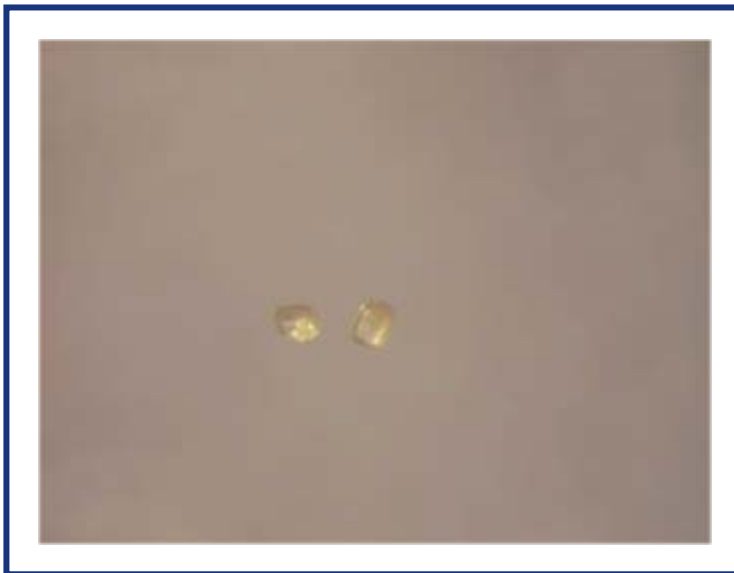


АПАТИТ

**Мамонская
толща**



фр. $-0,1+0,063$ мм



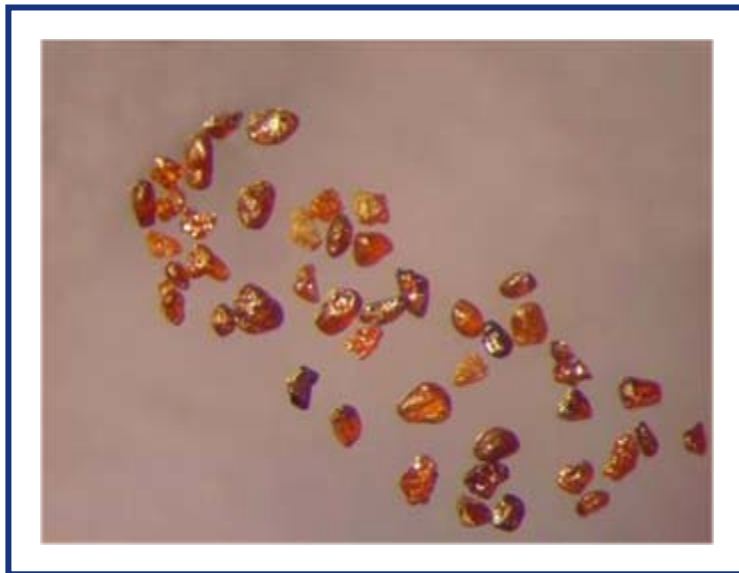
встречается в виде угловато-окатанных изометричных обломков, наряду с ними наблюдаются единичные короткостолбчатые кристаллы; зерна прозрачные, бесцветные, на гранях некоторых зерен наблюдаются следы растворения. В апатите встречаются газово-жидкие включения

На данном этапе исследования апатит в псевдомамонской толще не был обнаружен



РУТИЛ

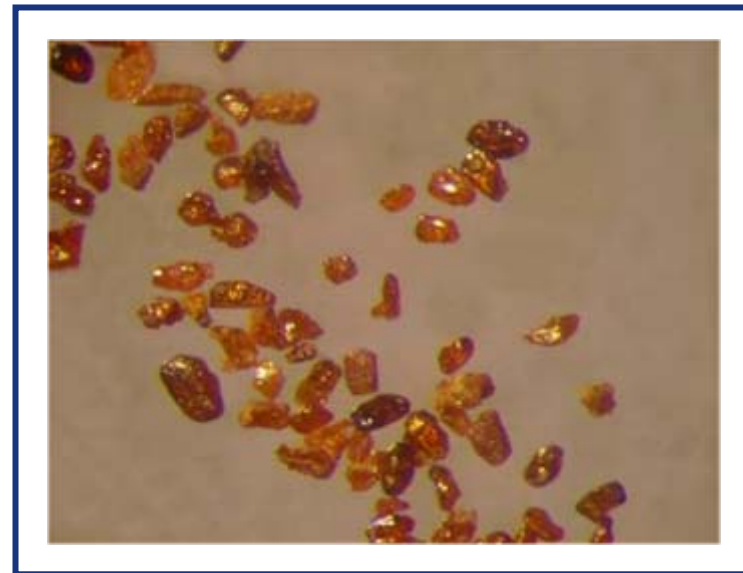
Псевдомамонская толща



*встречается в виде столбчатых
окатанных и угловато-окатанных
зерен; цвет красно-бурый, реже
встречаются темно-бурые зерна.
Зерна прозрачные*

фр. -0,1+0,063 мм

Мамонская толща



*встречается в виде изометричных
окатанных и угловато-окатанных зерен;
цвет красно-бурый, оранжево-красный.
Зерна прозрачные*



ЛЕЙКОКСЕН

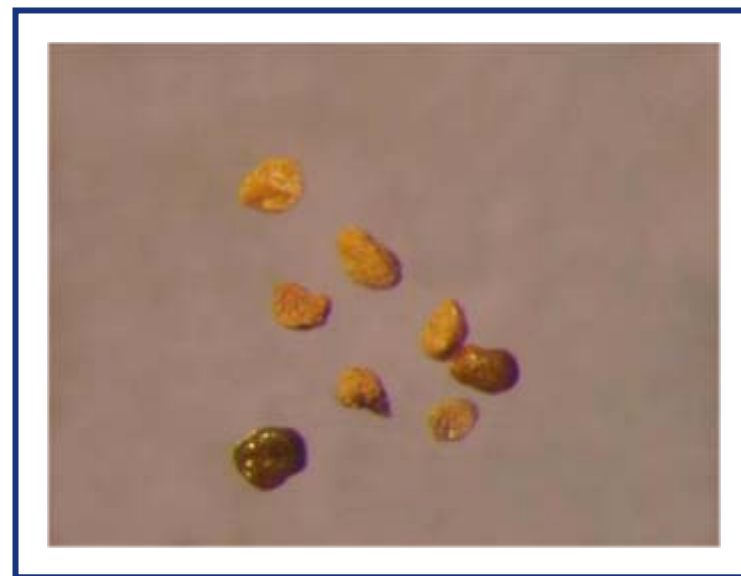
Псевдомамонская толща



встречается в виде неправильных, окатанных зерен лепешкообразных форм. Зерна имеют гладкую, глянцевую поверхность; цвет кремово-желтый

фр. $-0,1+0,063$ мм

Мамонская толща



встречается в виде неправильных, угловатых зерен. Зерна имеют гладкую, глянцевую поверхность; цвет болотно-коричневый

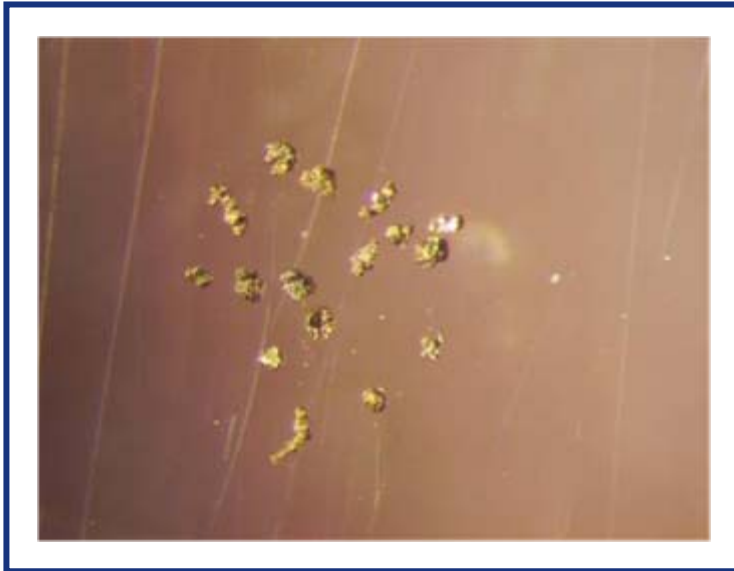


ПИРИТ

Псевдомамонская толща



фр. $-0,1+0,063$ мм



основная форма выделения в виде дендритов; реже наблюдаются кристаллы кубической и октаэдрической формы; встречаются единичные конкреции пирита; цвет латунно-желтый; блеск металлический

В мамонской толще пирит не обнаружен

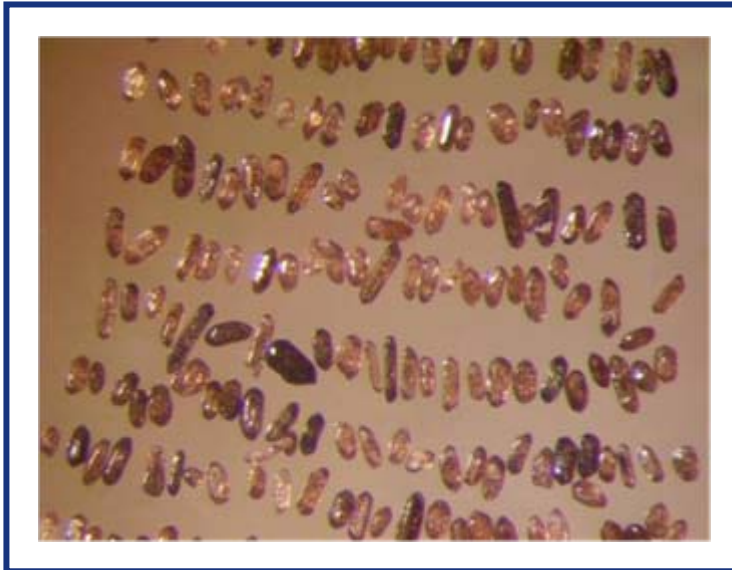


ЦИРКОН

**Псевдомамонская
толща**



фр. -0,1+0,063 мм



*Цирконы представлены обломками и кристаллами
гиацинтового типа. Встречаются окатанные зерна.*

*Реже наблюдаются единичные зерна
цирконового и переходного типов. Цвет от
прозрачного светло-розового до мутного или
непрозрачного «молочного». В некоторых
прозрачных зернах наблюдаются включения
цирконов ранних генерации*

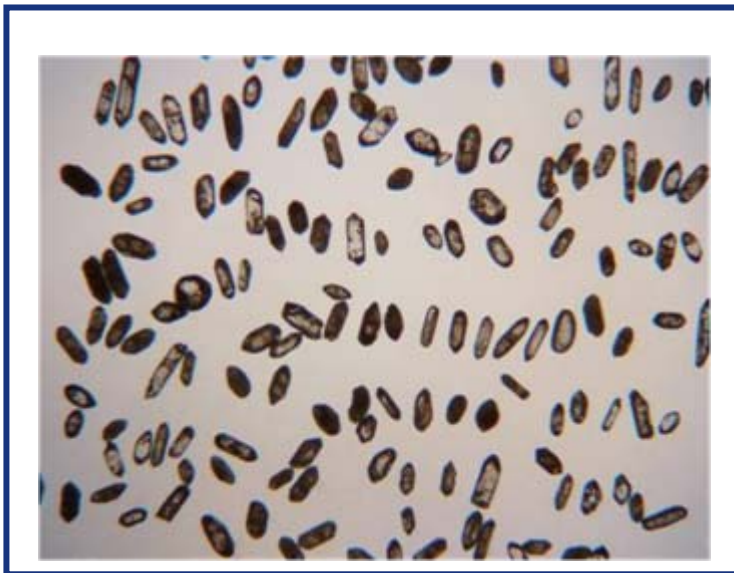


ЦИРКОН

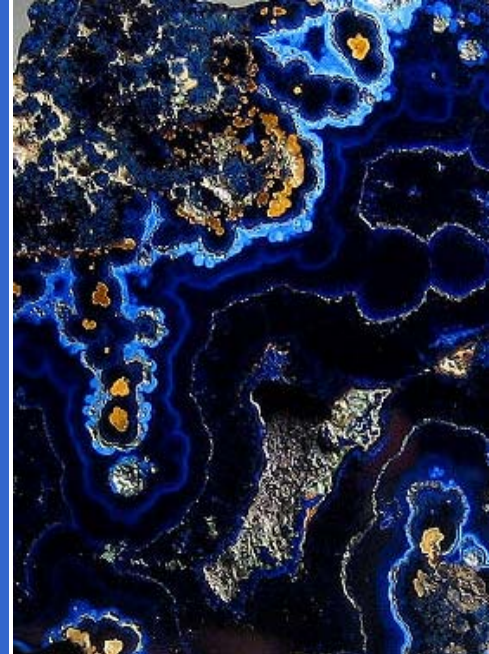
**Мамонская
толща**



фр. $-0,1+0,063$ мм



Цирконы в большей или меньшей степени представлен гиацинтовым и цирконовым типами соответственно. На ряду с ними встречаются единичные зерна переходного, копьевидного и дипирамедального типов. Зерна представлены как в виде кристаллов, так и обломков. Наблюдаются окатанные зерна и обломки, но в большинстве случаев с сохранением кристаллографических свойств. Зерна окрашены в коричневые тона (от светло-коричневого до темно-коричневого). За исключением небольшого количества зерен, которые окрашены в розовые тона или являются абсолютно бесцветными. Выделяют прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные разности. В некоторых зернах наблюдаются газово-жидкие включения либо включения циркон ранних генераций, либо рутила. Небольшая часть зерен характеризуется зональным строением. В отдельных зернах отмечается наличие трещиноватости



Спасибо за внимание

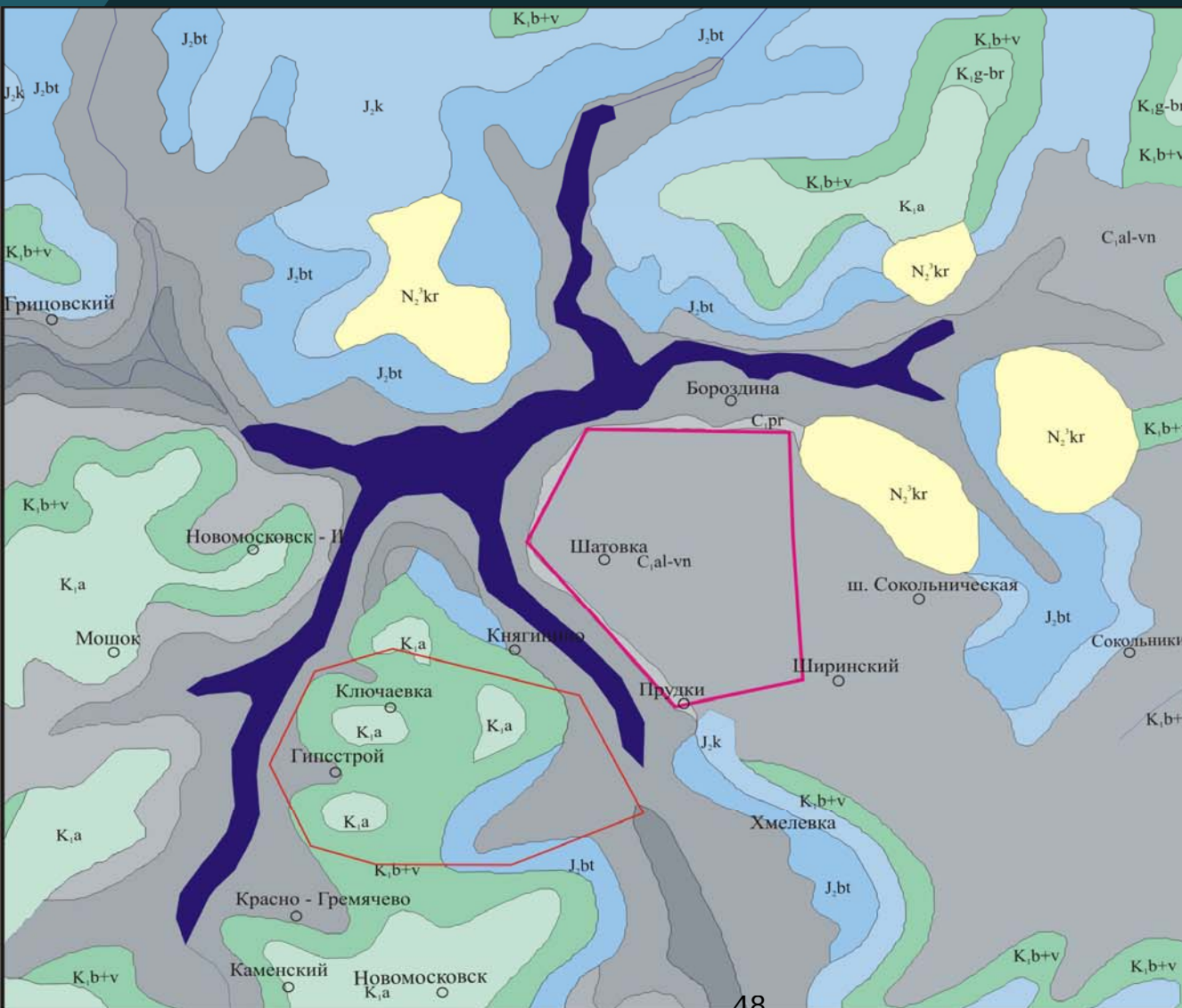
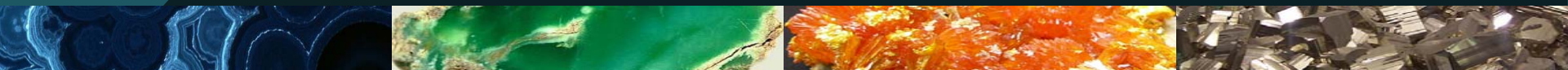
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕНИТА В ГИПСОНОСНЫХ ТОЛЩАХ НОВОМОСКОВСКОГО БАССЕЙНА



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО
ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

научный руководитель д.г.-м.н., проф. Ненахов В.М.
преп. Кобылина О.Н.

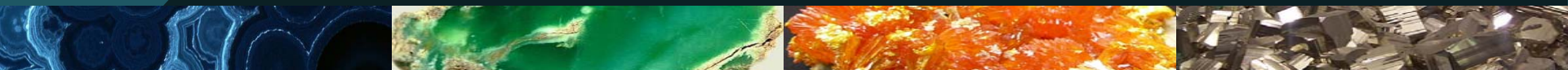
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА



Условные образования

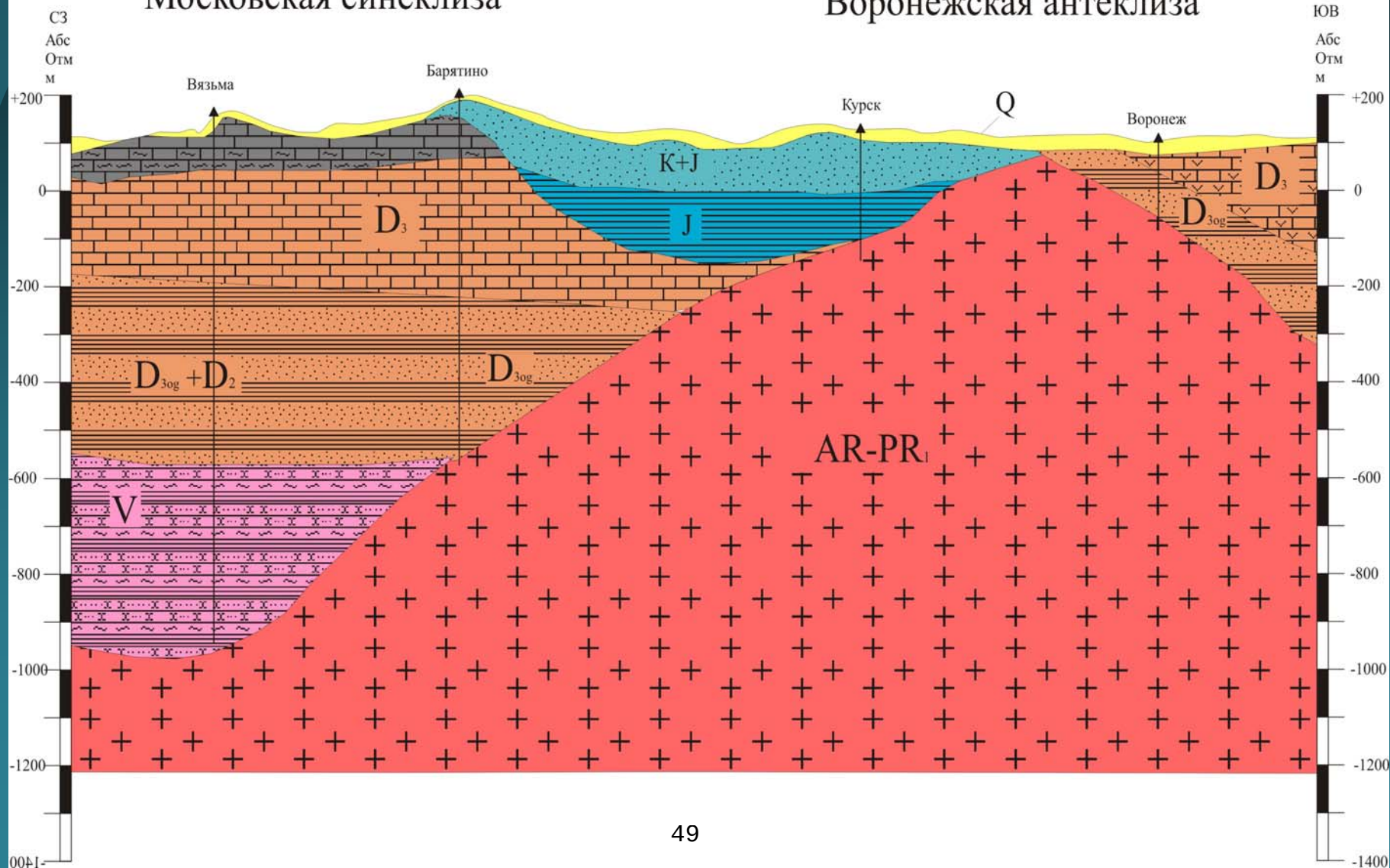
ПОСТЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	N ₂ ^{kr}	Нерасчлененные отложения. Пески с линзами глин и суглинков. Мощность до 27м.
МЕЖЭВА СИСТЕМА	K ₁ ^a	Аптский ярус. Пески с прослоями глин и алевроитов. Мощность до 40м.
	K ₁ ^{g-br}	Готеринский, барренский ярусы нерасчлененные. Глины, алевроиты, пески. Мощность до 28м.
	K ₁ ^{b+v}	Берриаский и валлажиский ярусы объединенные. Пески глауконитовые с прослоями глин и песчаников. Мощность до 23м.
ЮССКАЯ СИСТЕМА	J ₂ ^o	Оксфордский ярус. Глины, алевроиты. Мощность до 20м.
	J ₂ ^k	Келловейский ярус. Глины с железистыми оолитами. Мощность до 35м.
	J ₂ ^{bt}	Батский ярус. Алевроиты, глины, пески. Мощность до 23м.
КАМЕНЕОТЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	C ₁ ^{pr}	Верхний подярус. Протвинский горизонт. Известняки часто окременные. Мощность до 22м.
	C ₁ ^{tr-st}	Нижний подярус. Тарусский и стешевский горизонты объединенные. Известняки, внизу с прослоями глин. Мощность до 32м.
	C ₁ ^{al-vn}	Алексинский, михайловский, венецкий горизонты нерасчлененные. Известняки, глины, пески. Мощность до 64м.
	C ₁ ^{tl}	Тулский горизонт. Глины, известняки, пески с прослоями бурых углей. Мощность до 87м.
	C ₁ ^{bb}	Нижний подярус. Бобринковский горизонт. Глины, пески, прослой углей. Мощность до 45м.
	C ₁ ^{crp}	Верхний подярус. Черенетский горизонт. Глины с прослоями углей. Мощность до 12м.
	C ₁ ^{ml+up}	Нижний подярус. Малевский и упинский горизонты объединенные. Известняки, глины. Мощность до 48м.
		Северо-восточный участок работ
		Новомосковское месторождение гипса

СТЫК ДВУХ КРУПНЕЙШИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

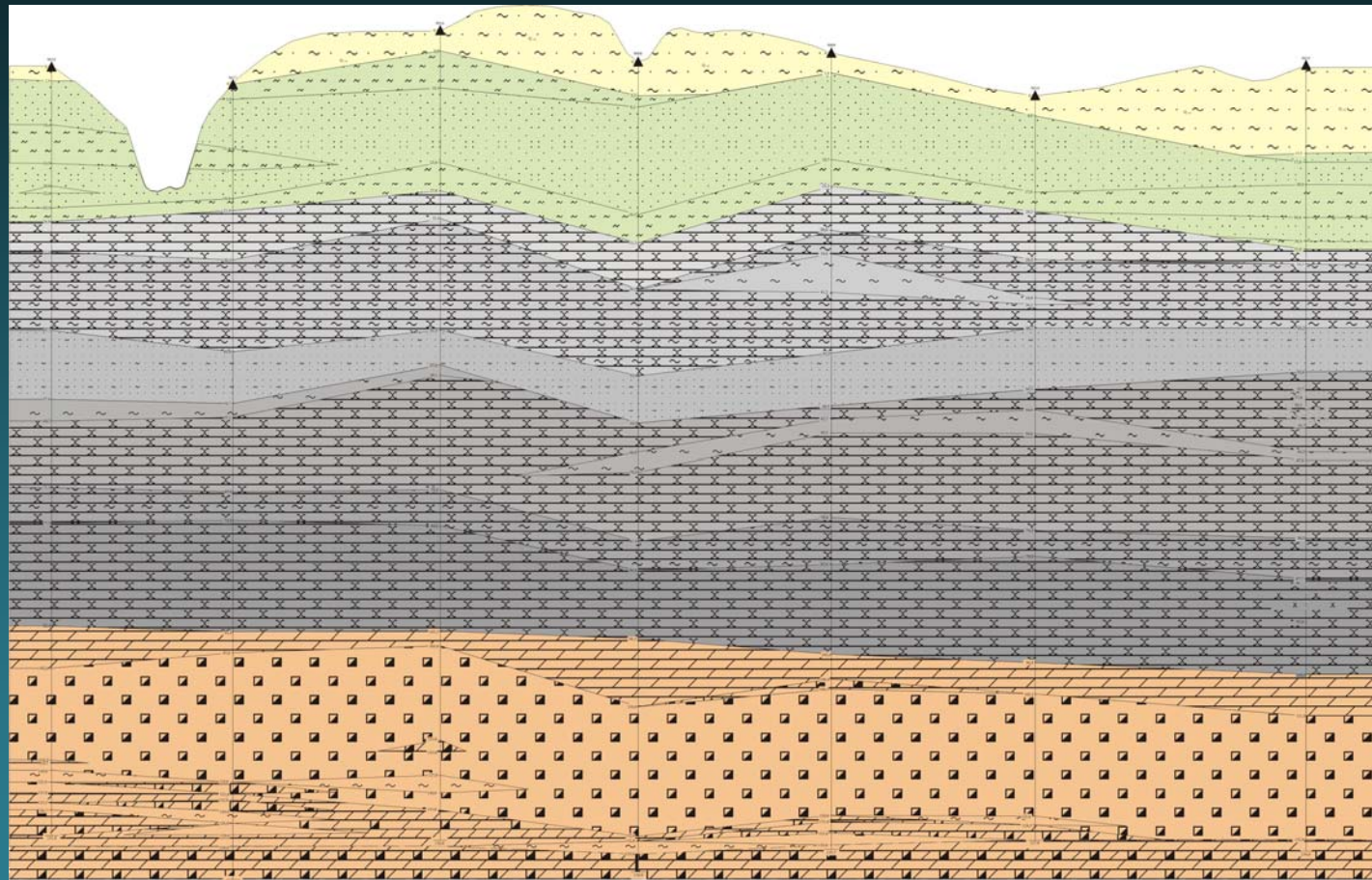


Московская синеклиза

Воронежская антеклиз

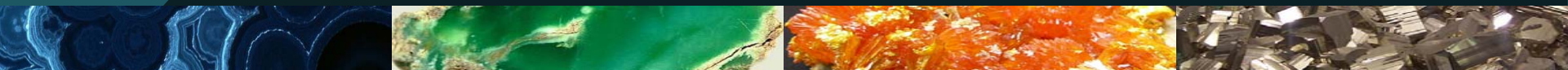


СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ ГИПСА

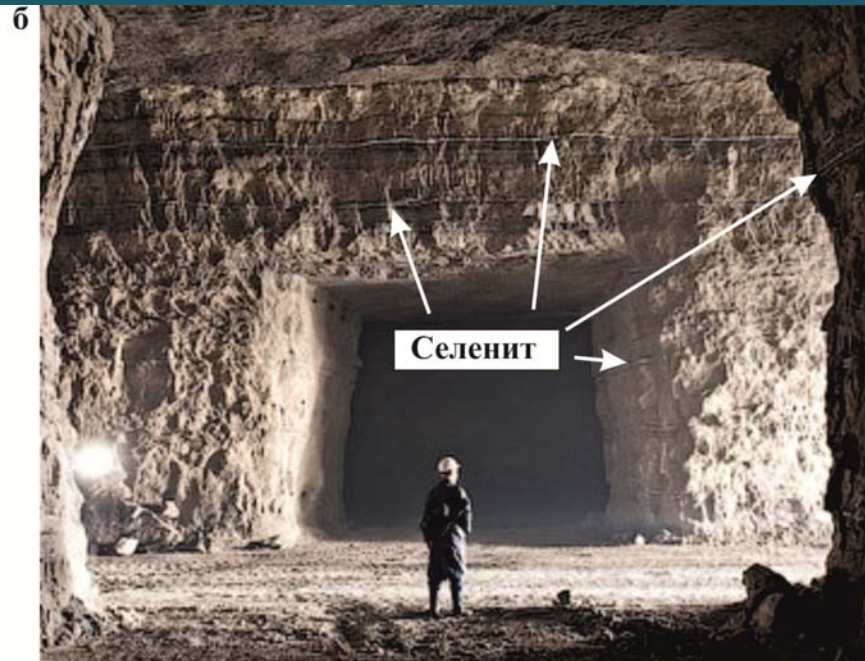


	Суглинки		Известняки
	Пески		Известняки глинистые
	Глины		Гипс доломитизированный (глинистый)
	Гипсы		Доломиты с тонкими прослоями гипсов

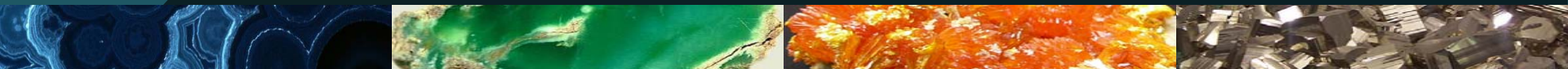
СЕЛЕНИТ В ГИПСОНОСНЫХ ТОЛЩАХ



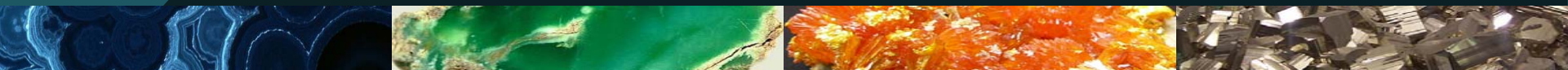
а - прожилки заполненные селенитом
в глинах; б – горизонтальные прослойки селенита



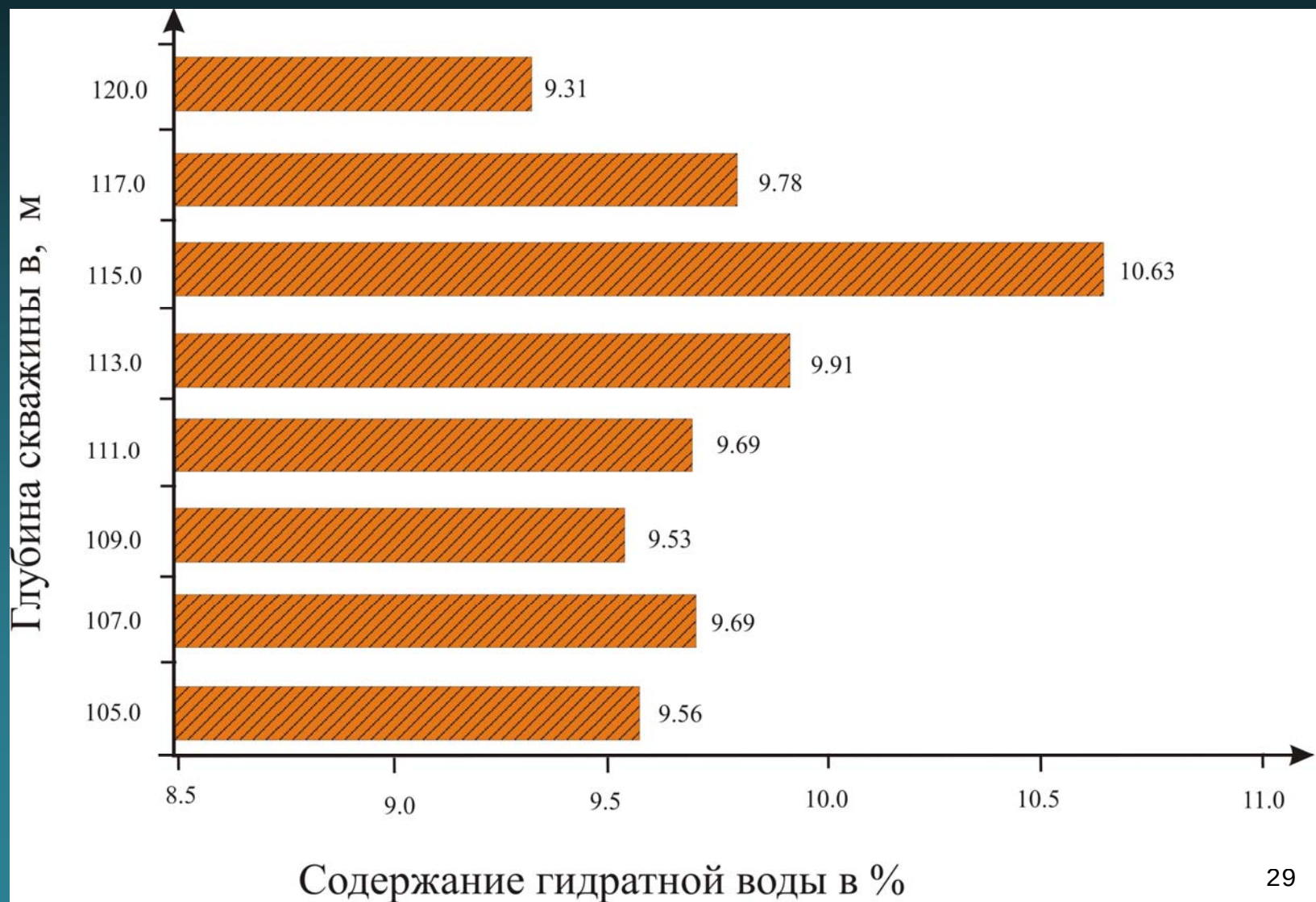
ПРОСЛОИ СЕЛЕНИТА В ШАХТЕ



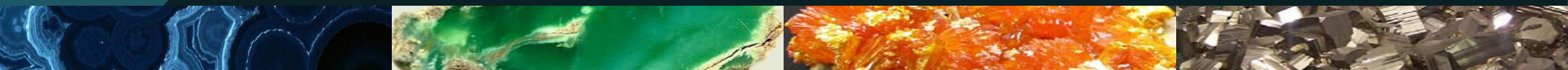
ПРОСЛОИ СЕЛЕНИТА В ШАХТЕ



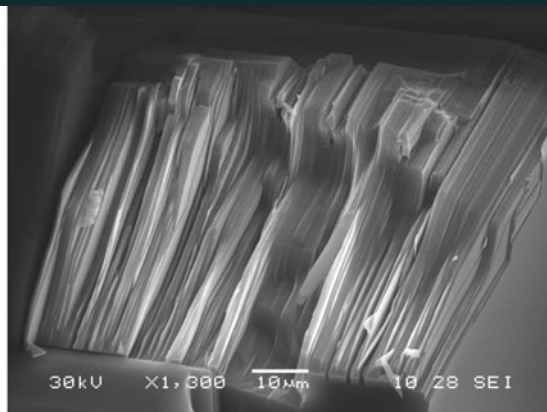
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРАТНОЙ ВОДЫ В ПОРОДАХ ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ 9003



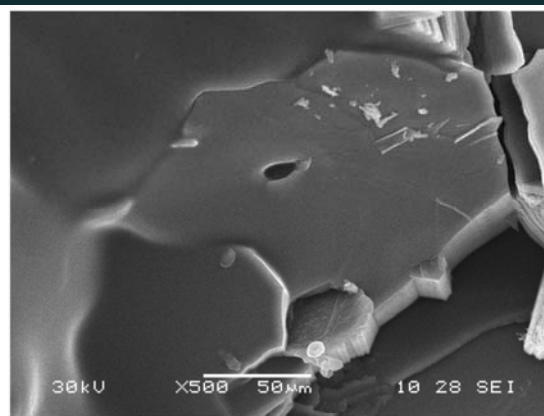
МИКРОСКОПИЧЕСКИЙ ЭЛЕКТРОННЫЙ СНИМОК СЕЛЕНИТА



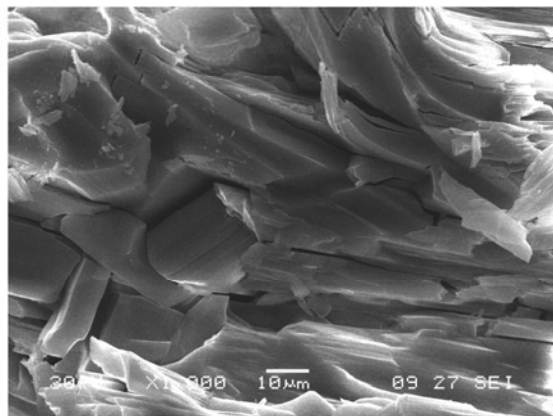
а



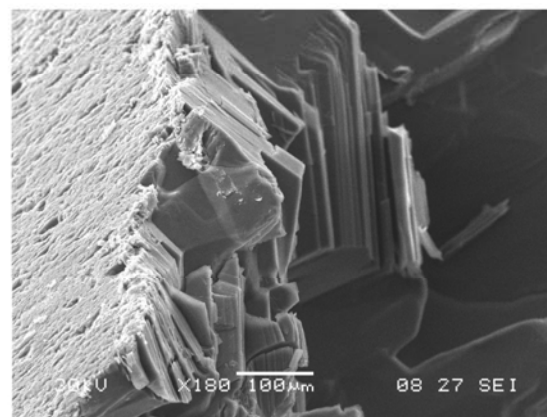
б



в



г



а – вдоль волокон селенита; б – перпендикулярно волокнам селенита; в – зернистая разновидность гипса;
г – звездчатая разновидность гипса

Спасибо за внимание



СЕКЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ ВКМ

К вопросу о первичных источниках (продуцентов) при формировании благороднометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА

Чл.-корр. РАН, проф. Чернышов Н.М.,
асп. Понамарёва М.М.

Одним из важнейших компонентов железорудных месторождений-гигантов России являются благородные металлы. Их распределение, соотношение тяжелых и легких платиноидов, состав минеральных фаз, как и состав вмещающих их пород и руд, в значительной мере определяется положением Михайловского и Старооскольского рудных районов в структуре КМА, их пространственной сопряженностью с различными по внутреннему строению и составу породных и рудных ассоциаций, степени эродированности и последующей структурно-вещественной эволюции Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского неоархейских зеленокаменных поясов (ЗП), выступающих в качестве одного из продуцентов платиноидов и золота при формировании курской железорудной серии палеопротерозоя (Чернышов, 2004).

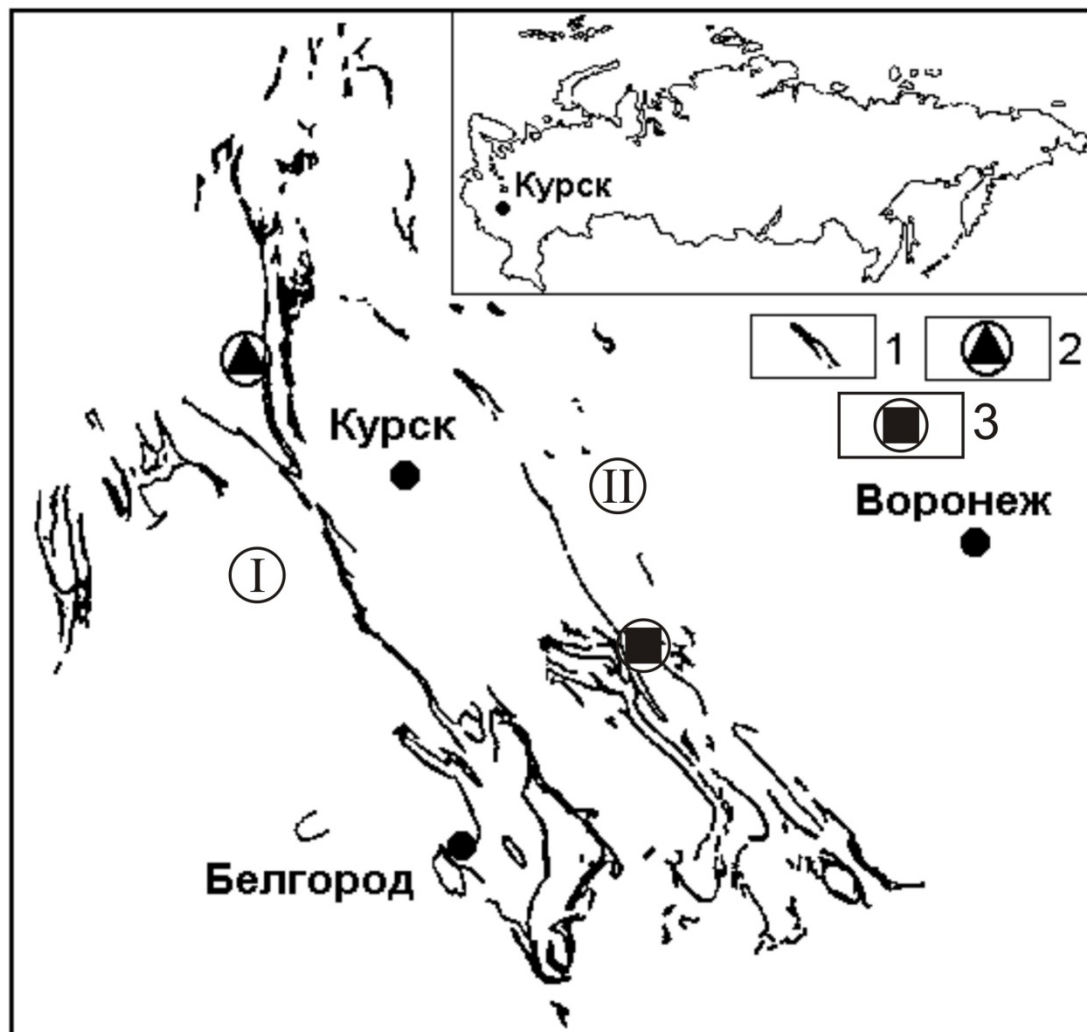


Рис.1. Схема местоположения Белгородско-Михайловского (I) и Орловско-Тимского (II) зеленокаменных поясов КМА [1]: 1- железистые кварциты (железисто-кремнисто-сланцевая формация нижнего карелия); 2- Михайловское месторождение; 3- Лебединское месторождение

Определяющими (граничными) признаками Белгородско-Михайловского ЗП, являются: наличие двух типичных для ЗП других континентов породных ассоциаций – а) нижней (в объеме александровской свиты михайловской серии) вулканогенной коматиит-базальтовой с редкими прослоями железистых кварцитов и комагматичными субвулканическими телами дунит-перидотитового состава с проявлением сульфидной медно-никелевой минерализации, обогащенной ЭПГ (Pt, Pd) и Au (табл. 1); б) верхней (в объеме лебединской свиты михайловской серии), включающей бимодальную базальт-риолитовую вулканогенную и габбро-диабазовую дайковую, в которой подобно ранней породной ассоциации, отмечается преобладание Pt над Pd (см. табл.1). Важно особо подчеркнуть крайне ограниченное развитие в последующей палеопротерозойской эволюции вулканитов.

Содержание (мг/т) Pt, Pd и Au в породах зеленокаменных поясов ранне- и позднеархейского циклов развития ВКМ (по [1])

Рудовмещающие формации (комплексы, серии, свиты)	Породы (в т.ч. их минерализованные разновидности)	Число анализов	Pt	Pd	Au	Pd/Pt
2. позднеархейского рифтогенеза (3,0-2,5 млрд.лет; олимпийский тип)						
Габбродиабазовая (тарасовский комплекс)	Габбро, габбродиабазы	2	20	8,5	3,2	0,42
Дунит-перидотитовая (железногорский комплекс)	Дуниты и их серпентиниты	5	44	10,7	4,6	0,37
	Перидотиты и их серпентиниты	6	35	7,1	4,4	0,23
	То же с сульфидной минерализацией	2	110-140	23-75	30	0,40
Коматиит-базальтовая (александровская свита михайловской серии)	Перидотитовые коматииты	6	20	4,7	4,6	0,23
	То же с сульфидной минерализацией	1	60	23,3	-	0,38
	Пироксеновые коматииты	2	14,5	5,3	2,5	0,36
	Коматиитовые базальты	20	9,0	4,0	-	0,44
	Толейтовые базальты	5	7,5	5,5	-	0,73
1. раннеархейского цикла (> 3,0 млрд.лет; бесединский тип)						
Перидотит-пироксенит-габброноритовая	Габбронориты	8	10	5,2	3,4	0,52
	Перидотиты с сульфидной минерализацией	2	170	14	4,5	0,08
	Пироксениты с сульфидной минерализацией	1	240	15	-	0,06
	Горнблендиты рудные	1	1300	360	-	0,28
Коматиит-пикрит (?) - базальтовая	Толейтовый базальт	3	12	5,3	2,8	0,44

Для Орловско-Тимского неоархейского зеленокаменного пояса характерно:

1) практически полное отсутствие коматиитов (в отличие от Белгородско-Михайловского ЗП) и широкое развитие вулканитов бимодальной базальт-риодацитово́й формации; 2) пространственное сонахождение углеродсодержащих осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород неоархейской александровской свиты михайловской серии, одного из продуцентов золота и платиноидов – колчеданного благороднометалльносодержащего оруденения авильского типа ($Pt = 0,007-0,13$ г/т; $Pd = 0,03-0,17$ г/т, при существенном преобладании Pd над Pt – $Pt/Pd = 1,7-4,6$; постоянном присутствии $Au = 0,19$ г/т; Ag до $2,1$ г/т и др.), присутствие их собственных минеральных фаз [1, 3]; 3) наличие в основании курской серии конгломератов с многочисленными разномасштабными проявлениями уран-золото-платиноносного оруденения (стойленский тип), источником формирования которого являлись докурские химически зрелые коры выветривания по породам мезо- и неоархейских структур, включая плагиограниты салтыковского типа. Результаты анализов конгломератов, конглогравеллитов и перекрывающих их алевросланцев стойленской свиты в пределах Лебединского железорудного карьера показали (табл.2) постоянное присутствие Au и ЭПГ, преобладание Pd над Pt ($Pd/Pt > 1$), повышенные содержания Ru и Ir , а также Ag .

Содержание (мг/т) благородных металлов в конгломератах и конглогравеллитах из верхней части разреза стойленской свиты (Лебединский железорудный карьер;[1])

№ п/п	Au	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Ag
1	51	20	38	4	20	20	2110
2	71	20	30	4	20	20	1190
3	10	20	22	4	20	20	1620
4	52	25	71	4	20	20	1510
5	75	20	84	20	20	20	1930

Примечание: 1-3-сульфидизированные конгломераты олигомиктовые кварцевые с кварц-фукситовым (1) и биотит-фуксит-кварцевым цементом (2,3); 4-сульфидизированный алевросланец из кровли конгломератовой пачки; 5-конглогравеллит. Юго-западный забой Лебединского карьера, горизонт (+)75 м. Анализы выполнены в КНЦ РАН (пламенно-фотометрический метод, аналитик Филиппычева Л.В.).

Существенные различия внутреннего строения СВК Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского ЗП заметно сказались на условиях предрифтового палеопротерозойского этапа формирования железистых кварцитов КМА, их составе и в известной мере на характере распределения, концентрациях благородных металлов и составе их минеральных фаз.

При однотипности строения продуктивной коробковской свиты курской серии, включающей две железорудных и две сланцевых подсвит, состав благороднометалльносодержащих железистых кварцитов в Михайловском и Старооскольском рудном районе существенно различен. Первый из них характеризуется преимущественным развитием магнетитовых, магнетит-гематитовых, гематит-магнетитовых, гематитовых при ограниченной роли карбонатно-магнетитовых, безрудных и крайне редко силикатно-гематит-магнетитовых кварцитов.

В месторождениях Старооскольского рудного района ведущая роль принадлежит силикатно-магнетитовым (куммингтонит-, биотит-, щелочно-амфибол-, актинолит- и эгирин-ребикитовым-), гематит-магнетитовым и слабрудным кварцитам, в каждом из этих типов присутствуют карбонаты.

Следует особо подчеркнуть, что особенность строения и состава железных руд месторождений рудных районов, общие закономерности размещения благороднометалльной минерализации определяются, пространственной сопряженностью железорудных рифтогенных по своей природе структур нижнего карелия с реактивизированными золото-платиноносными позднеархейскими зеленокаменными поясами.

Содержание Pt, Pd и Au в разных типах железистых кварцитов Михайловского месторождения [4, 5]

Номер пробы	Химико-спектральный анализ (г/т)			
	Au	Pt	Pd	Pd/Pt
М-06	0,15	0,14	0,14	1,00
М-07	0,39	0,25	0,13	0,52
М-184	0,005	0,08	0,04	0,50
М-185	0,005	0,02	0,015	0,75
М-189	0,005	0,03	0,03	1,00
М-194	-	0,04	0,022	0,55
6190	0,02	0,03	< 0,02	-
6209	0,02	0,03	0,01	0,33
6144	0,03	0,03	0,02	0,67
6150	0,03	0,03	0,02	0,67
6178	0,08	0,02	0,01	0,50
854	1,53	0,2	0,05	0,25
368-24	1,01	0,03	0,02	0,67
868	0,45	0,03	0,02	0,67
865	3,29	0,04	0,02	0,50
862	0,14	0,05	< 0,02	-

Примечание: М-06,07, 185- гематитовый кварцит; М-184, 189, 193 – магнетитовый кварцит с прожилками кварца; М-194 – магнетитовый кварцит с пиритом; 6190, 6209 – безрудный кварцит; 6144, 6150, 6178 – малорудный кварцит; 854, 368-24 – железнослюдково-магнетитовый кварцит; 868, 865 – силикатно-магнетитовый кварцит; 862 – карбонатно-магнетитовый кварцит.

Содержание Pt, Pd и Au в разных типах железистых кварцитов Лебединского месторождения [6, 7]

Номер пробы	Химико-спектральный анализ (г/г)			
	Au	Pt	Pd	Pd/Pt
1 (1)	0,56	0,03	0,15	5,00
2 (2)	0,19	0,03	0,11	3,70
3 (1)	0,05	0,01	0,13	1,30
4 (2)	0,13	0,03	0,17	5,60
5 (3)	0,15	0,04	0,37	9,20
6 (3)	0,13	0,09	0,32	3,60
7 (1)	0,22	0,11	0,50	4,50

Примечание: 1- сульфидизированный железистый (гематит-магнетитовый) кварцит; 2- сульфидизированный биотит-магнетитовый кварцит; 3- малорудный железистый кварцит с сульфидами; 4- сульфидизированный железистый кварцит из зоны контакта с углеродсодержащими сульфидизированными (внутрирудными) сланцами; 5- внутрирудные сульфидизированные углеродсодержащие сланцы; 6- магнетит-сульфидно-карбонатная порода (лебеденит); 7- жила крупнокристаллического эгиринина с сульфидами из магнетитовых кварцитов. В скобках количество анализов.

**Содержание благородных металлов в разных типах и разновидностях железистых кварцитов
Стойленского месторождения (г/т) [8]**

Номер пробы	Au	Pt	Pd	Rh	Ir	Pd/Pt
Ст-39	0,15	0,0046	0,043	0,024	0,005	9,35
526/1	0,045	0,03	0,1	0,0005	0,0005	3,33
529/1	0,24	0,03	0,2	0,0005	0,0005	6,67
М-127	0,05	0,01	0,13	Н.о.	Н.о.	13,00
М-560	0,09	0,04	0,11	0,002	0,001	2,75
Ст-105	1,75	0,001	0,002	Н.о.	Н.о.	2,00
Ст-71	0,08	0,001	0,184	0,0002	0,0001	184,00
118	0,12	0,015	0,07	0,0005	0,0005	4,67
137	0,1	0,015	0,07	0,0005	0,0005	4,67
М-561	0,26	0,03	0,04	0,0005	0,0005	1,33
528	0,56	0,03	0,15	0,0005	0,0005	5,00
М-131	0,13	0,02	0,04	Н.о.	Н.о.	2,00
Ст-9	0,35	0,0068	0,022	0,0034	0,0002	3,24
Ст-14	0,51	0,025	0,204	0,0002	0,000	8,16
353	0,13	0,015	0,06	0,0005	0,0005	4,00
Ст-139	0,13	0,025	2,19	Н.о.	Н.о.	87,60

Примечание: Ст-39, 526/1, 529/1, М-127, М-560, Ст-105- слабобудный кварцит; Ст-71, 118, 137, М-561, 528, М-131- силикатно-магнетитовый кварцит; Ст-9, Ст-14- магнетитовый кварцит; 353- магнетитовый кварцит с гематитом; Ст-139- окисленный кварцит. Н.о. – элемент не определялся.

В результате гравитационного обогащения кварцитов Михайловского месторождения концентрации благородных металлов установлены (г/т): а) исходная проба– $Au > 0,012$, $Pt > 0,008$, $Pd > 0,004$; б) концентрат (г/т) – $Au = 10$, $Pt = 6,5$, $Pd = 3,3$). Преобладание тяжелых платиноидов, в частности Pt над Pd, отчетливо проявляется в минеральном составе благороднометалльных фаз Михайловского месторождения, присутствующих как в самих железистых кварцитах (табл.6), так и корях их выветривания (табл. 7). На Лебединском месторождении широко развита золото-палладийсодержащая кора выветривания железистых кварцитов ($Pd = 0,12-0,46$ г/т; $Au = 2,4-5,0$ г/т) [6, 7], что характерно в частности для «якутингитов» гипергенных образований Бразилии (Pd до 7,65 кг/т) [9]. Содержание Pt в богатых криворожских мартитовых рудах до 0,5 г/т, а отношение $Pd/Pt = 0,5$ [10].

Следует отметить, что установленные соотношения Pd и Pt в железорудных районах нарушаются преимущественно в гидротермально-метасоматических жилах и прожилках, значительно обогащенных щелочными силикатами и сульфидами. В породах подверженных процессу метасоматоза чаще всего обнаруживается Pd геохимическая специализация [11, 12].

Химический состав (мас.%) минералов платиновой группы и золота в железистых кварцитах Михайловского месторождения [1, 4, 5, 13]

Элементы	1	2	3	4
Fe	0,2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ni	1,2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cu	0,8	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ru	26,6	3,3	35,2	19,8
Rh	0,3	0,3	0,7	н.п.о.
Pd	0,2	0,3	н.п.о.	н.п.о.
Os	56,5	95,6	25,1	19,8
Ir	12,9	0,5	28,1	20,0
Pt	1,3	н.п.о.	10,9	40,4
Кристаллохимические формулы				
1	$\text{Os}_{0,44}\text{Ru}_{0,39}\text{Ir}_{0,1}\text{Ni}_{0,03}\text{Cu}_{0,02}\text{Pt}_{0,01}$			
2	$\text{Os}_{0,92}\text{Ru}_{0,06}$			
3	$\text{Ru}_{0,5}\text{Ir}_{0,21}\text{Os}_{0,19}\text{Pt}_{0,08}\text{Rh}_{0,01}$			
4	$\text{Pt}_{0,34}\text{Ru}_{0,32}\text{Os}_{0,17}\text{Ir}_{0,17}$			

Примечание: 1-рутениридосмин; 2-осмий самородный; 3-платиносодержащий рутениридосмин; 4-платосмиридий. Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит», CatScan-4, с детектором LINK-10000, аналитик Ю.Л.Крецер, данные анализа нормализованы; н.п.о. – ниже предела обнаружения.

**Химический состав (мас.%) минералов платиновой группы в коре
выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения [14]**

Элемент	1 (n=4)	2 (n=1)	3 (n=1)	4 (n=4)	5 (n=7)	6 (n=1)	7 (n=2)	8 (n=5)	9 (n=2)	10 (n=1)
Fe	-	0,33	0,90	0,67	3,30	1,62	0,87	0,34	0,35	0,31
Ni	-	-	0,89	0,34	0,09	-	1,12	-	0,46	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ru	6,38	8,69	-	-	2,38	26,71	23,04	17,53	24,83	44,56
Rh	-	-	-	0,22	0,20	-	4,53	-	-	2,92
Os	57,42	58,92	57,07	43,66	30,08	23,84	13,38	40,66	34,61	17,70
Ir	36,20	32,06	41,15	55,12	63,82	26,39	17,96	41,47	33,61	27,79
Pt	-	-	-	-	-	21,43	39,11	-	5,68	6,72
Кристаллохимические формулы										
1	Os _{0,55} Ir _{0,34} (Ru _{0,11})									
2										
3										
4	Ir _{0,53} Os _{0,43} (Fe _{0,02} , Ni _{0,01} , Rh _{0,004})									
5										
6	Ir _{0,21} Os _{0,19} Pt _{0,16} (Fe _{0,04} , Ru _{0,003})									
7										
8	Os _{0,35} Ir _{0,35} Ru _{0,28} Fe _{0,01}									
9	Ru _{0,38} Os _{0,28} Ir _{0,27} Pt _{0,04} (Fe _{0,01} , Ni _{0,01})									
10	Ru _{0,59} Ir _{0,19} Os _{0,12} Pt _{0,05} Rh _{0,04} (Fe _{0,01})									

Примечание: 1-3 – сысертскит; 4-5 – невьянскит; 6-7 - рутенистый платосмирид; 8 – рутениридосмин; 9 – платиносодержащий рутениридосмин; 10 - рутений, иридий, осмий (незванный минерал). Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр-Инжиниринг Аналит» (аналитик А. Антонов). В скобках – число анализов, использованных для расчета среднего состава. Нумерация строк соответствует номерам столбцов. Прочерк – не найдено.

Пространственная сопряженность Михайловского и Старооскольского рудных районов с различными по составу СВК архейских поясов, с заметным преобладанием щелочных парагенезисов в последнем, существенно сказалась не только на составе железных руд, но и характере распределения и формах нахождения в них благородных металлов.

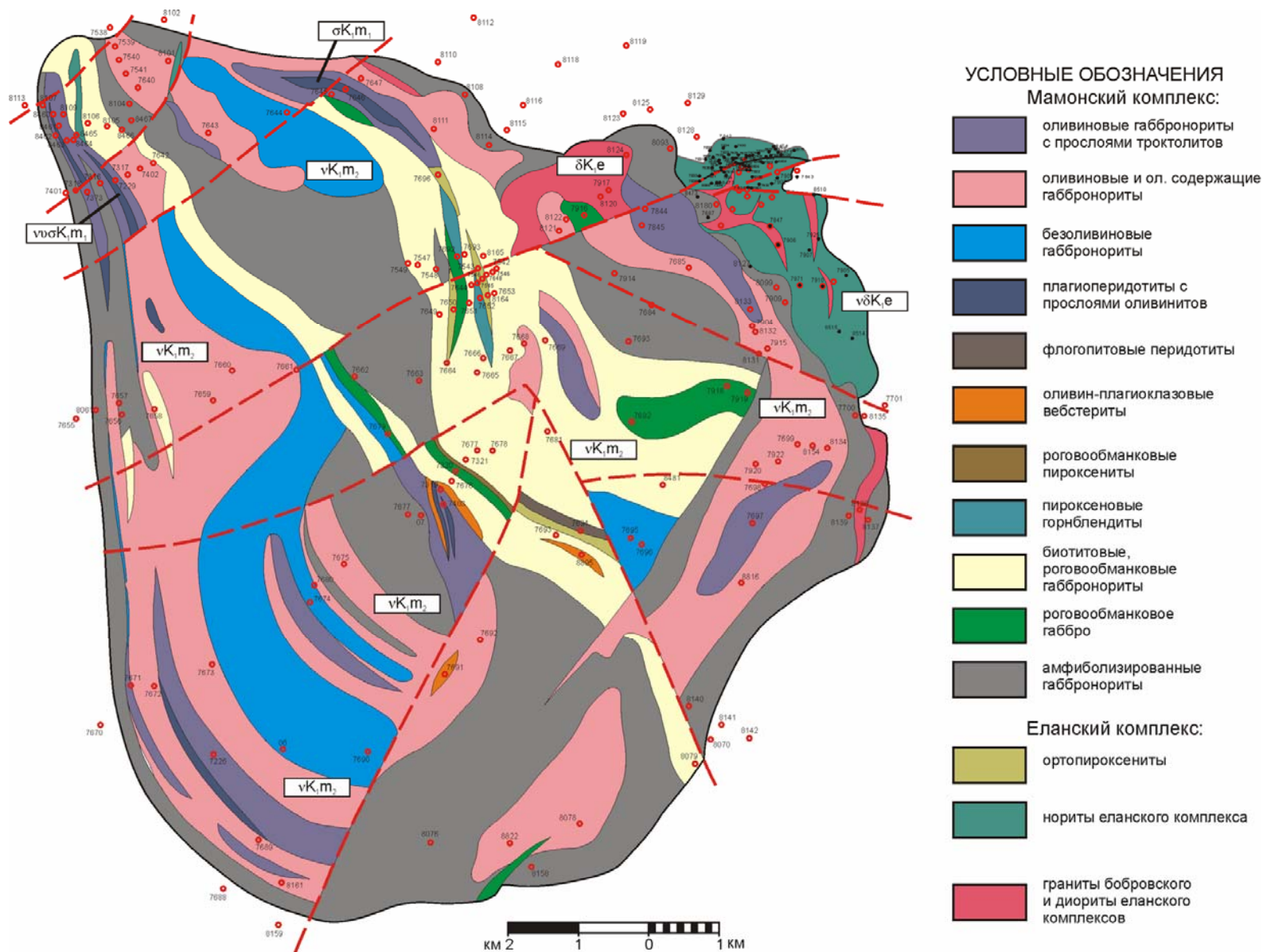
Спасибо за внимание!

Формационно-генетические типы даек Елань-Вязовского плутона

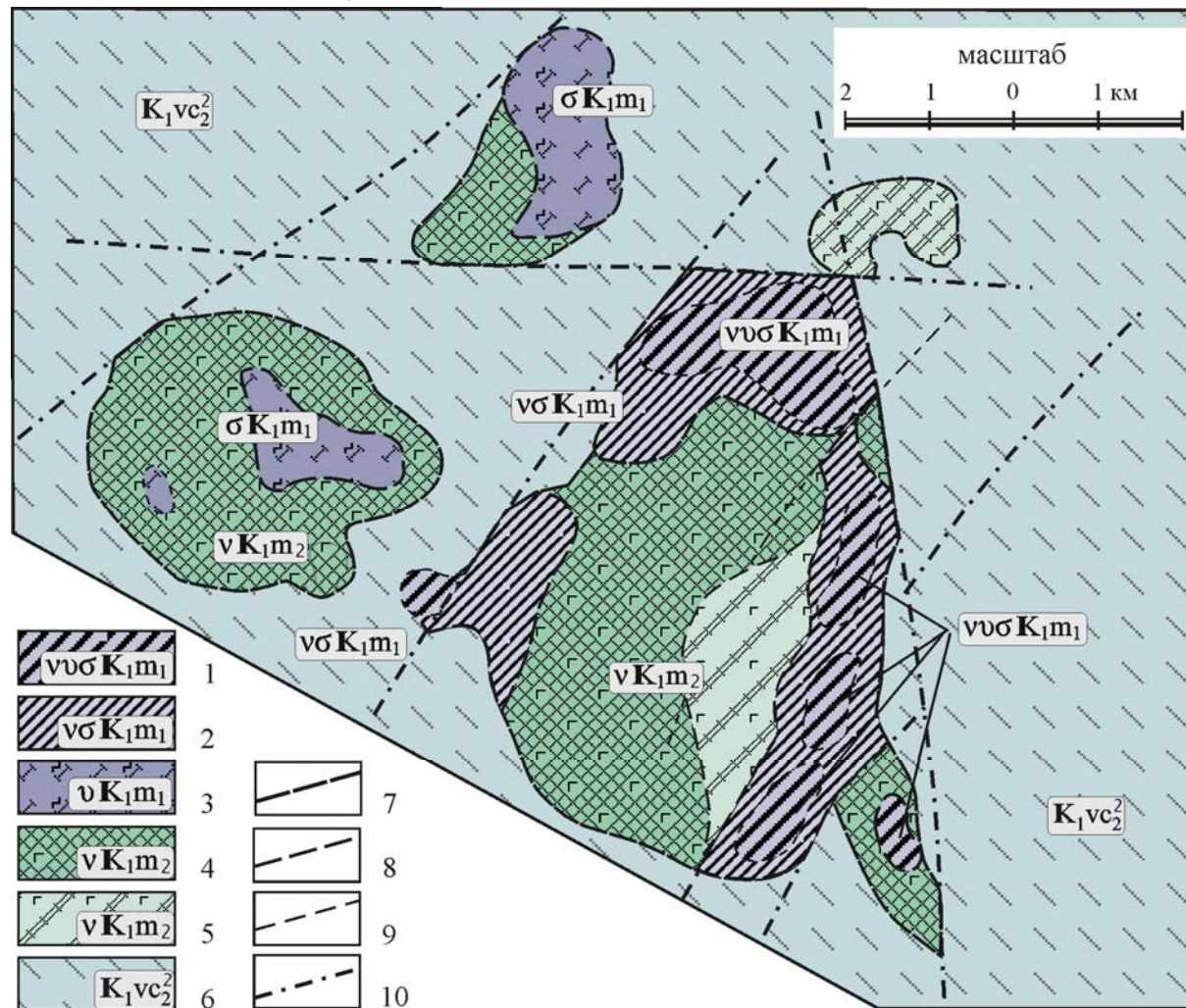
Проф. М.Н. Чернышова,
асп. А.И. Овсянников

Елань-Коленовский плутон

(по Фролову С.П., с изменениями)



Вязовский плутон (по Чернышову Н.М., Синюкову Ю.Д.)



1-2 - ультрамафит-мафитовые породы I интрузивной фазы: 1 – ритмично-расслоенная серия перидотит - пироксенит - меланократовый габбронорит (троктолит) - габбронорит; 2 - чередование троктолитов и оливиновых габброноритов с редкими слоями перидотитов. 3 - измененные ультрамафиты (серпентиниты): 4-6 - мафитовые породы дифференцированной серии габброноритов II интрузивной фазы: 4 - оливиновые и оливин-ортоклазовые габбронориты, 5 - биотит-амфиболовый габбронорит, 6 – метапесчаники воронцовской серии, 7-10 - контакты интрузивных пород: 7 - интрузивные контакты с вмещающими метапесчаниками воронцовской серии, 8 - межфазовые интрузивные контакты, 9 - постепенные петрографические границы, 10 - тектонические разрывные нарушения.

Петролого-генетическая классификация дайковых образований в Елань-Вязовском плутоне

Структурно-вещественный тип интрузивного массива	Группы дайковых образований		
	1. Сингенетические (комагматичные мамонскому комплексу)		2. Дайковые образования, связанные с более поздними магматическими комплексами других формационных типов
	Генетически связанные с главной интрузивной фацией (структурно-вещественным типом интрузивов)		
	1.1. Дайки-апофизы интрузивных эквивалентов во вмещающих породах (перимагматические дайки)	1.2. Дифференциаты собственно интрузивных фаз – жильные отщепления (интрамагматические дайки)	
Ультрамафит (плагиоклазсодержащие)-мафитовые сложнодифференцированный (елань-вязовский тип)	Мелкозернистые по структуре и однотипные по составу с интрузивными породами елань-вязовского типа жильные тела (дайки, силлы) во вмещающих породах воронцовской серии	Микрогаббро (?), габбро-порфириты, диоритовые порфириты, биотит-плагиоклазовые породы и плагиоклазиты (анортозиты)	Ортопироксениты, нориты, норит-порфириты, диоритовые порфириты, диориты еланского комплекса; grano-диориты, биотит-микроклиновые граниты и их пегматоидные разновидности, пегматиты бобровского комплекса, лампрофиры

Мощность дайковых пород в Елань-Вязовском дифференцированном плутоне

Мощность (м) <u>интрузивных пород</u> дайковых пород	<u>10046,9</u> 571,1	Количество изученных скважин	38	Распространённость даек, %	5,6
1. Дайки сингенетические (комагматичные мамонскому комплексу)		Плагиоклазиты (анортозиты)	<u>8,9</u> 5,8	Диориты	<u>210,2</u> 50,2
Породы: Ортопироксениты	+	Мощность (м) даек группы 1	152,3	Бобровский тип	
Габбро роговообманковое, Bt-роговообманковое и пегматоидное	<u>15,4</u> 10,2	Относительный % даек группы 1	26,7	Плагиограниты, гранодиориты	<u>9,3</u> 2,2
Микрогаббро	±			Граниты Bt-Mcr-вые, Mus- Bt-вые и пегматоидные	<u>27,7</u> 6,7
Габбро-порфириды	<u>2,5</u> 1,6	2. Дайки, связанные с более поздними магматическими комплексами		Пегматиты, аплиты	±
Диориты Bt-Hbl-вые, Hbl-вые и Qtz-Bt-вые	<u>34,8</u> 22,8	Еланский тип		Плагиоклазиты (альбититы)	<u>0,2</u> 0,9
Диоритовые порфириды	<u>8,3</u> 5,4	Ортопироксениты	+	Мощность (м) даек группы 2	418,8
Лампрофиры	<u>82,4</u> 54,2	Нориты, норит-порфириды	<u>171,6</u> 40,9	Относительный % даек группы 2	73,3

Количественная распространённость дайковых образований в Елань-вязовском плутоне (в %)

1. Дайки сингенетические (комагматичные мамонскому комплексу)		2. Дайки, связанные с более поздними магматическими комплексами	
Лампрофиры	14,4	2.1. Дайки сингенетические (комагматичные еланскому комплексу)	
Диориты Bt-Hbl-вые, Hbl-вые и Qtz-Bt-вые	6,1	Диориты	36,8
Габбро роговообманковое, Bt-роговообманковое и пегматоидное	2,7	Нориты, норит-порфириды	30,0
Плагииоклазиты (анортозиты)	1,5	Ортопироксениты	+
Диоритовые порфириды	1,4	Относительный % даек еланского типа	66,8
Габбро-порфириды	0,4	2.2. Дайки сингенетические (комагматичные бобровскому комплексу)	
Ортопироксениты	+	Граниты Bt-Msc-вые, Mus-Bt-вые и пегматоидные	4,8
Микрогаббро	±	Плагииграниты, гранодиориты	1,6
Относительный % даек группы 1	26,7	Плагииоклазиты (альбититы)	0,03
Относительный % даек группы 2	73,3	Пегматиты, аплиты, лампрофиры	±
Всего	100	Относительный % даек бобровского типа	6,7

Типы сложнопостроенных даек Елань-Вязовского плутона

Типы	Примеры и особенности взаимоотношений дайковых пород
Дайки, сложнопостроенные одноактного внедрения сравнительно однородного состава	
Дайки дифференцированные	Микрогаббро-микрогаббронориты; спессартиты-керсантиты; диориты-кварцевые диориты; гранодиориты-кварцевые диориты
Дайки (и дайковые зоны) псевдосложные	Близкорасположенные и параллельные дайки однородного состава с ксенолитами и «прослоями» вмещающих пород
Дайки, сложнопостроенные многократного внедрения	
Группа даек одного или двух никель-платиноносных комплексов	Пространственное сонахождение разнотипных дайковых пород (пироксениты – габбро – габбро-порфириты – микрогаббро-диориты – диоритовые порфириты; ± нориты, норит-порфириты, диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, лампрофиры)
Группа производных разновозрастных магматических комплексов	Пироксениты – габбро – габбро-порфириты – микрогаббро-диориты – диоритовые порфириты; ± нориты, норит-порфириты, диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, лампрофиры + дайки-апофизы гранодиоритов, плагиоклазитов и пегматитов бобровского комплекса
«Эруптивные» в составе сложных даек многократного внедрения	Дайки диоритов и гранодиоритов с ксенолитами интрузивных и жильных пород еланского (ортопироксениты, нориты, норит-порфириты, диориты) и мамонского (перидотиты, пироксениты, габбронориты и др.) комплексов

Выводы

- В Елань-Вязовском плутоне устанавливается резкое преобладание даек, комагматичных еланскому комплексу (67 % от всех дайковых образований), среди которых диориты являются самыми распространёнными породами (55 %).
- Дайки в Елань-Вязовском плутоне слагают порядка 5,6 % его объёма.

Среди рудонесущих даек в Елань-Вязовском массиве установлены:

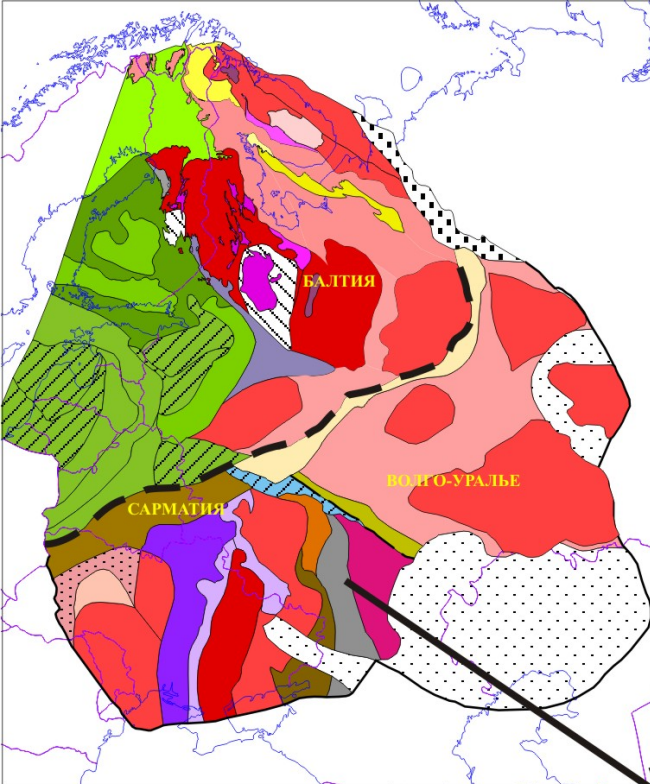
- Нориты и норит-порфириды еланского типа месторождений;
- Ортопироксениты, которые играют роль рудовмещающих пород на Центральном рудопроявлении.
- Дайки, секущие горизонты тонкоритмичного чередования интрузивных пород, которые в ряде случаев сложены микрогабброноритами и плагиоклазитами (анортозитами). С аналогичными типами дайковых пород связаны месторождение Луккулайсваара (микрогаббронориты, анортозиты) и рудопроявление интрузива Кивакка (плагиоклазиты), расположенные в Северной Карелии.

СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ



Геохимические критерии расчленения
метавулканитов нижней и верхней толщ
неоархейского зеленокаменного
комплекса КМА

М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков



Курский (КМА) мегаблок составляет юго-западный склон Воронежского кристаллического массива и относится к восточной окраине Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона.

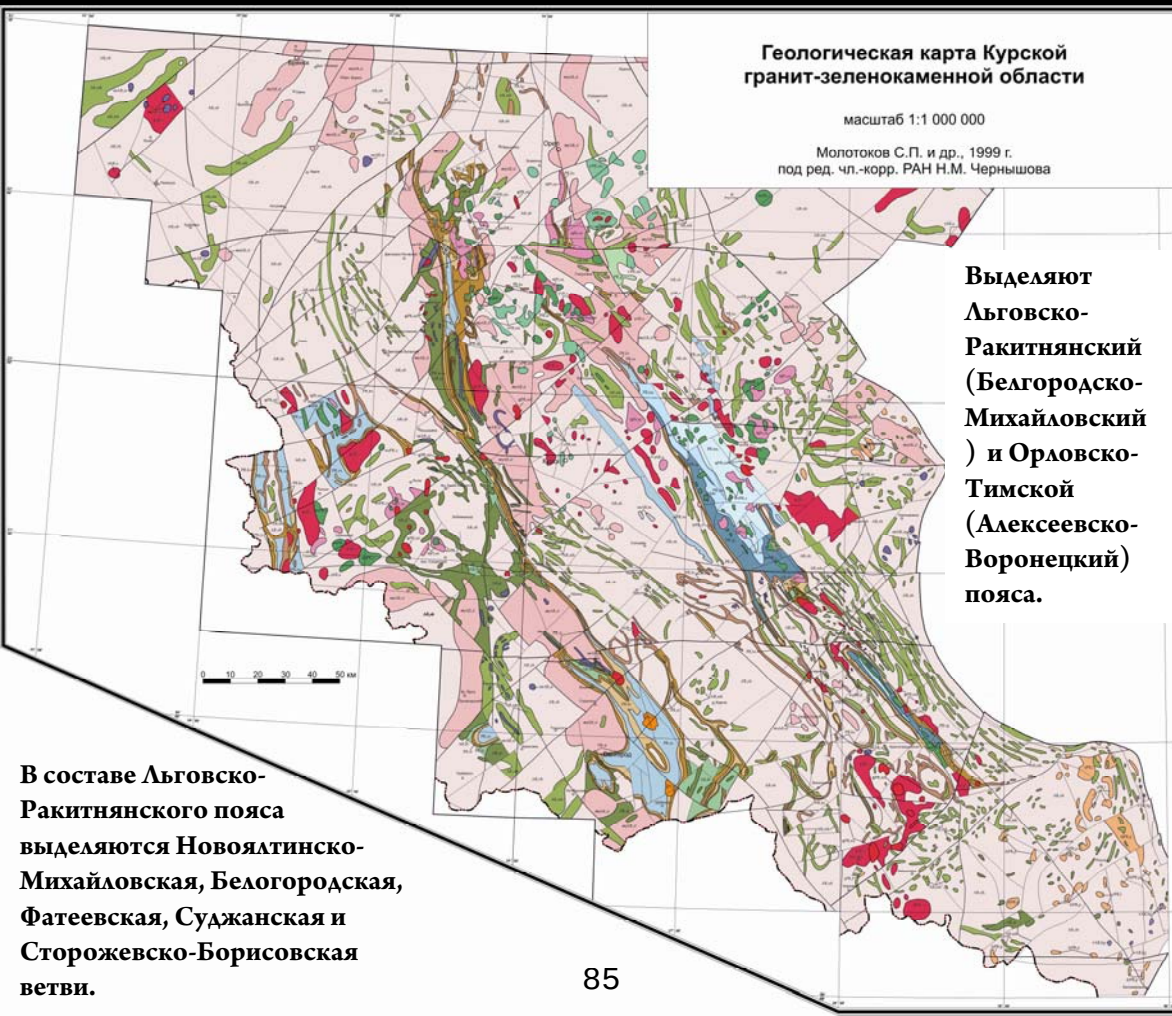
Основные структурно-тектонические элементы КМА коррелируют со структурами Украинского щита



КМА является типичной гранит-зеленокаменной областью, где супракрустальные толщи преимущественно основных вулканитов, слагающих зеленокаменные пояса, окружены полями гранитоидных пород.

В пределах Курской ГЗО выделяют архейские зеленокаменные пояса двух генераций:

- палео(?) - мезоархейские (раннеархейские)
- неоархейские (позднеархейские).



В составе Льговско-Ракитнянского пояса выделяются Новоялтинско-Михайловская, Белгородская, Фатеевская, Суджанская и Сторожевско-Борисовская ветви.

Реликты ранних зеленокаменных поясов распознаются по характерным глубокометаморфизованным высокожелезистым породам в составе обоянской серии. Предполагается их формирование в условиях подвижных зон межплюмового торошения.

Неоархейские зеленокаменные пояса в современном эрозионном срезе Курской ГЗО представлены полосовидными выходами тектонических блоков метаморфизованных вулканогенно-осадочных и осадочно-вулканогенных пород.

Структурно-вещественные комплексы неоархейской зеленокаменной ассоциации идентифицируются в разрезе КМА как занимающие промежуточное положение между мезоархейскими гранито-гнейсами обоянской серии и палеопротерозойскими метаосадочными образованиями ВІF-формации (курская серия).

Наиболее полно разрез неоархейских зеленокаменных структур КМА изучен на примере центральной части Льговско-Ракитнянского пояса (Дичняно-Реутецкие, Косиновские аномалии), в области пересечения региональных разломов СЗ и субширотного простирания, где располагается мощный узел магматогенных образований.

Количественная распространенность типов пород в Льговско-Ракитнянском зеленокаменном поясе, согласно Н.Ф. Которгину (2001 г.), составляет:

ультраосновные – основные - 5 – 10 %;

основные до кислых - 40 %;

метаосадочные (в том числе туфогенные) - 50 %.

Разрез зеленокаменной ассоциации Льговско-Ракитнянского пояса характеризуется двучленным строением. Основание разреза составляют базит-ультрабазитовые метавулканы мощностью сотни – первые тысячи метров, вмещающие маломощные пластовые тела дунит-гарцбургитового состава (согласно «Корреляционная схема..., 2001 г.», александровская свита михайловской серии, сергиевский комплекс). Верхняя часть сложена метариолит-базальтовой ассоциацией лебединской свиты михайловской серии. Метаосадочные породы составляют около 10-15 % в нижней и до 40-50 % в объеме верхней толщ.

Нижняя толща. Метавулканиты нижней толщи представлены коматиит-толеитовой ассоциацией. В ее составе преобладают метаморфизованные высокожелезистые низкоглиноземистые толеиты, тогда как ультраосновные и сопутствующие им высокомагнезиальные разновидности (перидотитовые коматииты, базальтовые коматииты, высокомагнезиальные базальты) составляют не более 20 % объема вулканогенных пород.

Коматииты описаны на западе и востоке Новоялтинско-Михайловской структуры, в области сочленения Белгородской, Суджанской ветвей, в Сторожевско-Борисовской и Белгородской ветви. Преобладающие в разрезе Льговско-Ракитнянского ЗКП высокожелезистые низкоглиноземистые метатолеиты геохимически однородны и составляют отдельную группу пород, отличную от высокомагнезиальных метавулканитов, как по вещественному составу, так и по характеру залегания.

Выше, без видимых признаков стратиграфического перерыва и тектонического несогласия, залегает верхняя метатерригенно-вулканогенная толща.

Верхняя толща (согласно «Корреляционная ..., 2001» - базальт-риодацитовая формация). В ее составе выделяются метаморфизованные базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты и риолиты. Для нее характерно широкое развитие пирокластических разновидностей, а также субвулканических малых тел и аппаратов центрального типа. Значительная роль в составе верхней толщи принадлежит метаосадочным образованиям.

Наблюдаемая контрастность состава метавулканитов коматиит-толеитовой и АДР ассоциаций, их структурная обособленность могут быть следствием формирования вулканических толщ в результате деятельности разнородных магматических источников.

Подобное двучленное строение характерно для большинства архейских зеленокаменных поясов. Среди петролого-геодинамических моделей их формирования преобладают гомодромные модели с мантийно-плюмовым механизмом формирования базит-ультрабазитовых вулканитов на ранних стадиях развития и образованием средних-кислых расплавов верхних частей разреза либо в результате проявления субдукционных процессов, либо различными способами вовлечения в магмообразование ранее сформировавшейся коры континентального типа.

Для отдельных зеленокаменных поясов (Белингве, кратон Зимбабве) предложена антидромная модель, согласно которой на начальных стадиях формируются значительные объемы коматиитовых базальтов за счет ассимиляции высокотемпературным коматиитовым расплавом верхнекоровых образований, тогда как толщи коматиитов формировались позднее, по мере возрастания интенсивности восходящего магматического потока и расширения подводящих магмоводов.

Для зеленокаменных поясов КМА имеющиеся петрогенетические построения предполагают высокие температуры и значительные степени плавления мантийного источника (Бочаров, 93). Метатерригенный комплекс, составляющий до 50% объема ЗКП, практически не изучен.

В настоящей работе приведены результаты исследования вещественного состава метавулканитов Льговско-Ракитнянского пояса и намечены основные положения петролого-геодинамической модели генезиса исходных расплавов.

Нами предполагаются три уровня магмогенерации, которым соответствуют:

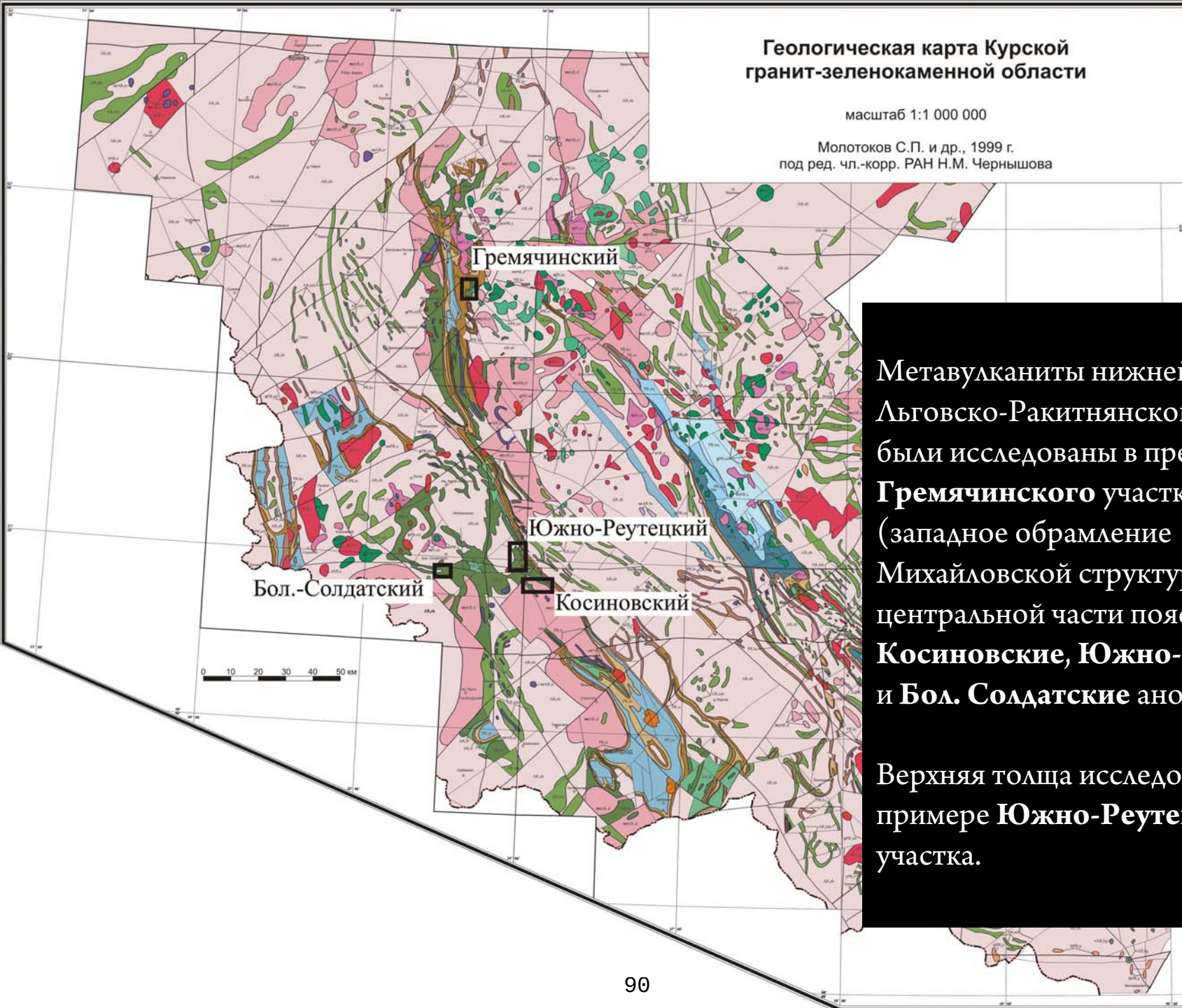
- 1) Слагающая низы разреза Льговско-Ракитнянского ЗКП, собственно мантийная ассоциация, включающая перидотитовые и базальтовые коматииты и высокомагнезиальные базальты;
- 2) Толеитовые базальты нижней толщи, составляющие основной объем вулканитов ЗКП, которые могли сформироваться в результате частичного плавления нижних мафических уровней раннеархейской коры континентального типа, либо подстилающей кору сублитосферной мантии;
- 3) Андезит-дацит-риолитовая, с резко подчиненным количеством базальтоидов, толеитовая серия, источником которой могли быть гранито-гнейсовые комплексы верхних уровней коры.

В рамках предлагаемой петролого-геодинамической модели нами выделены геохимические критерии расчленения нижней и верхней толщ Льговско-Ракитнянского ЗКП, отражающие дискретность состава магматических источников и позволяющие разделить базальтоиды коматиит-толеитовой и риолит-базальтовой ассоциаций.

Геологическая карта Курской
гранит-зеленокаменной области

масштаб 1:1 000 000

Молотоков С.П. и др., 1999 г.
под ред. чл.-корр. РАН Н.М. Чернышова



Метавулканыты нижней толщи Льговско-Ракитнянского ЗКП были исследованы в пределах **Гремячинского участка** (западное обрамление Михайловской структуры) и в центральной части пояса – **Косиновские, Южно-Реутецкие и Бол. Солдатские аномалии.**

Верхняя толща исследована на примере **Южно-Реутецкого участка.**

Вулканогенно-осадочная толща Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса метаморфизована, преимущественно, в условиях зеленосланцевой (до низов амфиболитовой) фации (Лебедев, 1999).

К обсуждению привлечены аналитические данные, прошедшие строгую отбраковку, исключаящую из рассмотрения породы, претерпевшие какие либо виды метасоматических изменений.

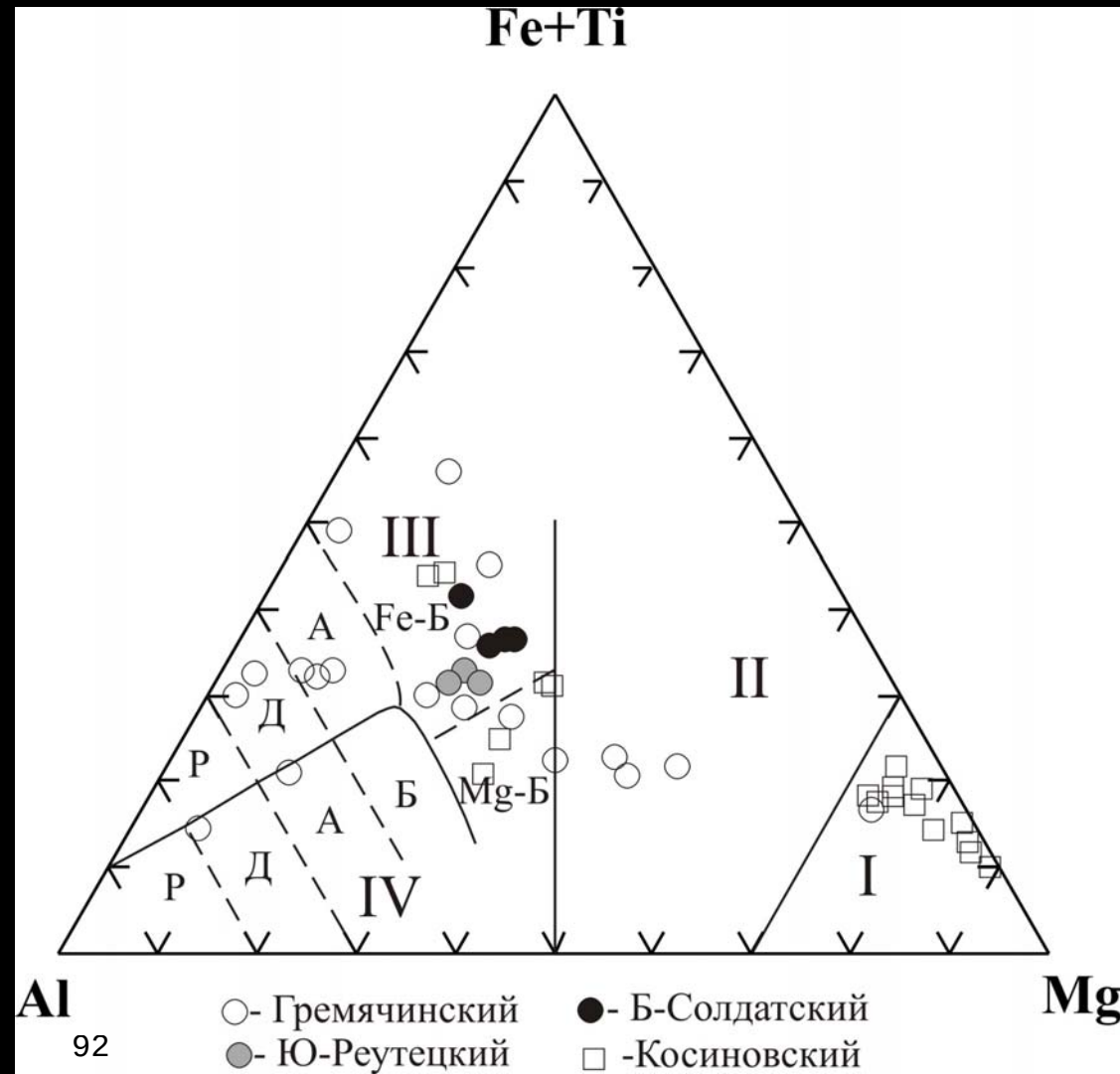
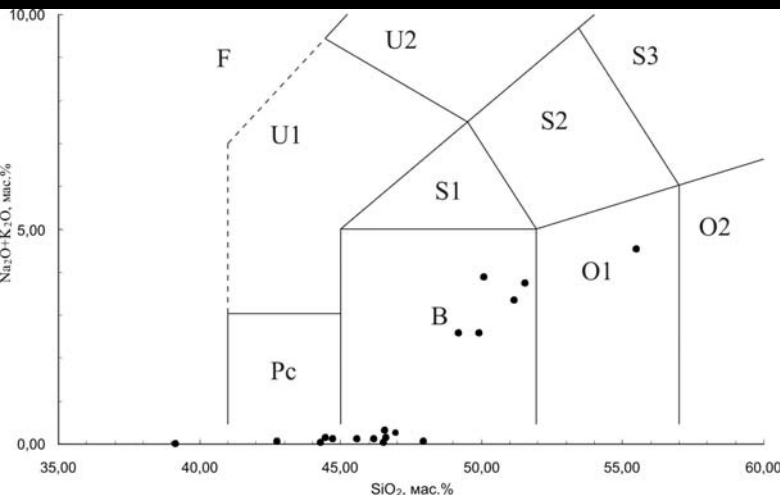
Определение первичной природы протолитов позднеархейских метавулканитов рассматривалось ранее (Рыборак, Альбеков, 2011, 2012).

В настоящей работе для разделения пара- и ортопород использовалась, главным образом, FAK – диаграмма А.А. Предовского.

Нижняя толща

Метавулканиды нижней толщи представлены серпентинитами, тремолитовыми и роговообманковыми амфиболитами, габброамфиболитами, тремолит-серпентиновыми и актинолит-тремолитовыми сланцами, которые соответствуют, согласно существующей классификации:

- перидотитовые коматииты,
- базальтовые коматииты,
- высокомагнезиальные базальты,
- высокожелезистые толеиты.



Химические составы пород метаморфизованной коматиит-толеитовой ассоциации Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (мас. %)

	3722/1	3722/2	2549/1	2549/2	2549/3	3719/1	3719/2	3719/6	2503/1	2503/2	2503/3	2503/4	3772/18	3772/1	3772/4	3772/6	3772/17
	перидотитовые коматииты													базальтовые коматииты			
SiO ₂	46,95	46,56	39,16	46,18	46,64	44,47	45,58	44,72	47,97	44,31	42,76	46,55	47,59	50,07	48,97	54,61	51,86
TiO ₂	0,07	0,04	0,20	0,21	0,23	0,33	0,29	0,24	0,31	0,06	0,24	0,04	0,32	0,99	1,03	1,14	0,17
Al ₂ O ₃	1,14	1,00	2,82	2,50	2,28	3,16	3,15	4,57	3,12	0,65	2,44	0,63	4,71	14,88	15,84	15,64	9,19
Fe ₂ O ₃	1,09	1,18	1,54	1,28	1,24	1,52	1,40	1,47	0,95	0,99	1,80	1,09	12,07	14,84	16,17	12,99	11,17
FeO	9,78	10,61	13,85	11,49	11,13	13,60	12,54	13,22	8,56	8,89	16,12	9,77	10,86	13,35	14,55	11,69	10,05
MnO	0,14	0,13	0,27	0,20	0,19	0,21	0,21	0,20	0,24	0,18	0,17	0,38	0,25	0,12	0,13	0,10	0,25
MgO	39,89	39,75	32,18	36,76	29,13	30,56	29,19	31,53	19,20	44,24	31,68	30,82	27,85	18,23	17,06	12,43	13,94
CaO	0,69	0,41	9,91	1,25	8,95	5,99	7,51	3,91	19,57	0,65	4,72	10,68	7,17	0,80	0,42	0,77	13,22
Na ₂ O	0,10	0,25	0,00	0,08	0,13	0,11	0,09	0,10	0,06	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,27	2,22	0,16
K ₂ O	0,15	0,06	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,06	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,06	0,06	0,01
#Mg	87,92	86,96	80,63	85,09	82,23	79,94	80,62	80,93	80,13	89,84	77,82	84,89	81,99	70,80	67,62	65,32	70,99

	2546/1	2546/2	2546/5	3772/3	3719/3	3719/4	3772/8	3772/10	3772/12	2574/1	2574/2	2574/3	2574/4	3538/28	2562/3	2562/5
	высоко-Mg базальты				высоко-Fe толеиты											
SiO ₂	50,08	49,21	51,15	52,36	51,57	55,50	48,76	51,85	63,31	45,47	48,12	46,73	51,81	44,19	48,52	48,10
TiO ₂	0,61	0,47	0,66	1,31	1,46	1,32	0,97	1,22	0,94	1,23	1,04	0,88	0,90	1,26	0,91	0,94
Al ₂ O ₃	14,72	15,45	11,33	16,35	11,68	10,35	12,49	15,88	14,32	14,43	12,73	14,00	11,18	14,47	13,68	14,17
Fe ₂ O ₃	1,29	1,14	1,51	15,92	1,89	1,73	15,46	14,63	14,07	24,71	17,65	19,45	16,43	15,61	15,70	15,82
FeO	11,55	10,24	13,58	14,33	16,97	15,54	13,92	13,16	12,66	22,24	15,89	17,50	14,79	14,05	14,13	14,23
MnO	0,19	0,16	0,19	0,11	0,21	0,19	0,36	0,21	0,05	3,87	0,25	0,26	0,22	0,24	0,20	0,21
MgO	8,69	8,58	8,52	10,16	4,65	3,50	5,23	7,45	5,72	6,26	7,31	7,43	6,50	6,51	6,32	7,12
CaO	8,92	12,14	9,66	1,12	7,71	7,16	13,64	6,50	0,13	2,93	10,19	8,61	10,90	15,01	12,41	10,01
Na ₂ O	3,09	2,35	3,13	2,18	3,46	4,18	2,66	0,76	0,10	0,89	2,54	2,47	1,88	2,20	1,95	2,90
K ₂ O	0,80	0,22	0,22	0,40	0,27	0,35	0,36	1,42	1,30	0,13	0,11	0,11	0,10	0,40	0,21	0,64
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,04	0,09	0,12	0,18	0,06	0,07	0,05	0,08	0,07	0,06	0,07	0,12	0,09	0,08
#Mg	57,45	62,10	52,62	55,85	27,61	28,71	40,06	50,54	44,34	33,62	45,02	42,86	43,87	45,10	44,32	47,48

Примечание: скважины 3772 – Гремячинский участок; 2574 – Бол. Солдатский профиль; 3538, 2562 – Южно-Реутецкий участок; 3722, 2549, 3719 - Косиновские (Шевелевские) аномалии.

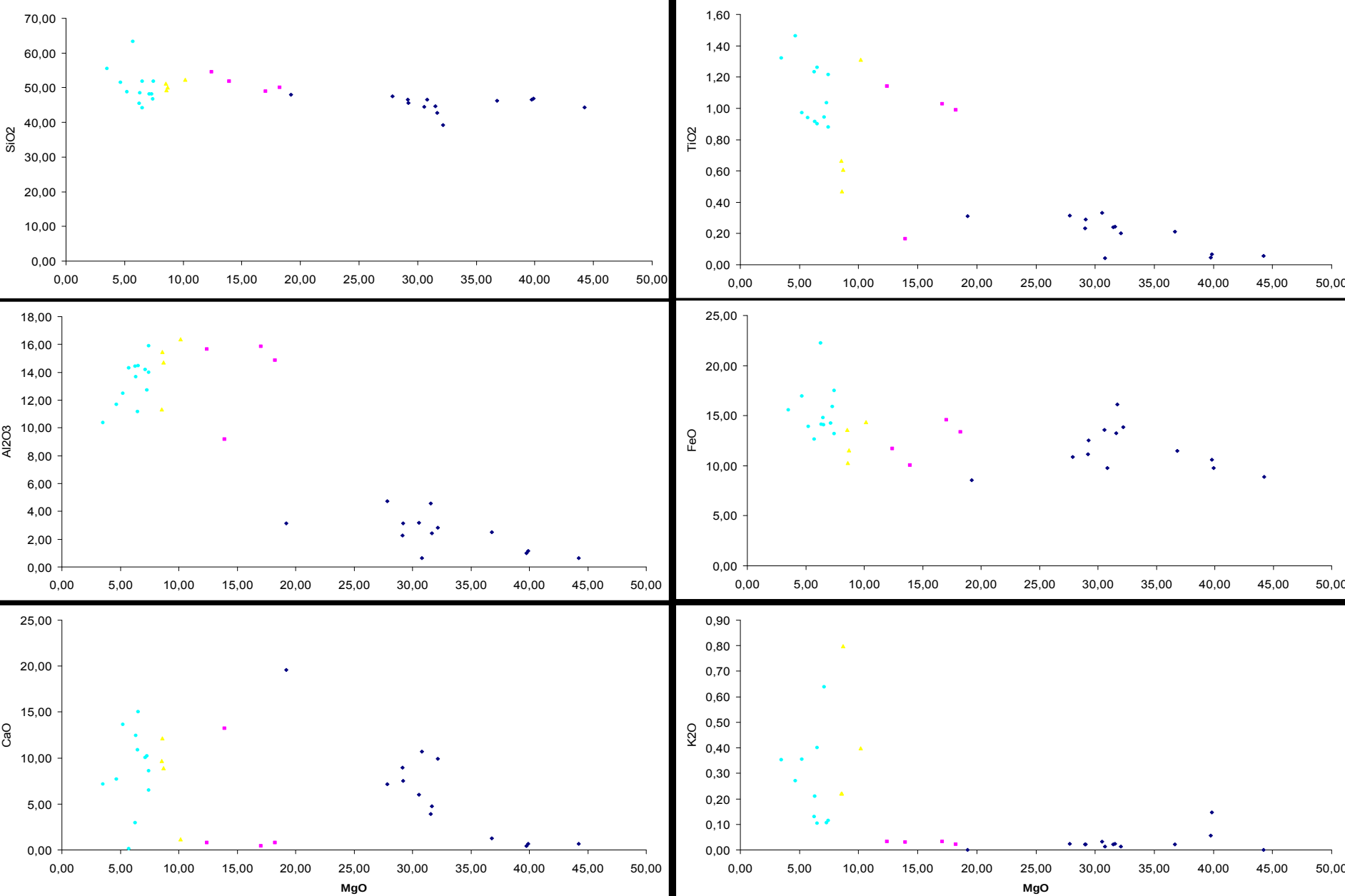
Химические составы пород метаморфизованной коматиит-толеитовой ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (ppm)

	3772/1	3772/2	2549/1	2549/2	2549/3	3719/1	3719/2	3719/6	2503/1	2503/2	2503/3	2503/4	3772/18	3772/4	3772/6	3772/17
	перидотитовые коматиты													базальтовые коматиты		
Rb	1,61	20,60	0,53	0,58	0,37	0,40	0,42	0,51	2,29	0,80	5,09	0,60	0,80	1,74	0,89	1,28
Ba	6,35	311,33	6,14	2,38	4,95	2,60	2,43	3,17	5,86	2,55	2,00	6,05	5,28	6,59	6,51	2,43
U	0,23	0,13	0,20	0,04	0,12	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,10	0,15	0,02
Th	0,27	0,37	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,13	0,08	0,10	0,17	0,04	0,07	0,28	0,31	0,06
Nb	2,97	3,47	0,39	0,47	0,85	0,64	0,56	0,58	0,45	0,31	0,52	0,21	0,66	1,75	2,79	0,42
La	0,75	2,37	0,86	0,65	6,28	0,59	0,63	0,73	0,96	0,22	0,78	0,59	1,07	2,81	0,95	0,81
Ce	2,31	6,72	1,70	1,60	11,70	1,81	1,90	1,97	2,63	0,54	1,77	1,07	2,58	7,86	2,70	1,56
Sr	2,98	27,08	87,17	7,00	47,66	20,44	22,28	27,76	25,10	3,27	29,24	94,18	29,22	3,74	17,75	184,48
Nd	2,78	5,87	1,37	0,94	4,93	1,71	1,67	1,29	2,31	0,31	0,85	0,53	1,83	6,70	2,45	1,07
Zr	65,57	61,74	1,90	2,92	5,89	3,71	3,49	4,56	5,41	5,63	6,19	3,13	13,55	62,51	65,42	13,40
Sm	1,39	2,10	0,50	0,33	1,10	0,61	0,62	0,40	0,76	0,12	0,22	0,11	0,48	2,05	1,28	0,37
Eu	0,72	0,63	0,15	0,11	0,36	0,22	0,23	0,12	0,24	-	0,06	0,03	0,16	0,55	0,57	0,27
Gd	2,00	3,55	0,78	0,54	1,40	0,94	0,87	0,58	0,97	0,17	0,35	0,13	0,50	2,29	2,41	0,61
Ti	5514	8152	1206	1253	1389	1966	1733	1428	1853	339	1457	246	1618	5694	6474	959
Dy	1,94	4,77	0,84	0,51	1,53	1,01	0,91	0,71	1,12	0,21	0,30	0,15	0,49	2,25	2,81	0,79
Er	1,19	2,71	0,55	0,30	0,83	0,62	0,58	0,47	0,62	0,11	0,21	0,08	0,28	1,17	1,71	0,55
Y	11,48	23,37	4,68	2,56	7,72	5,05	4,56	3,97	5,72	1,08	1,73	0,80	2,29	10,10	15,63	4,69
Yb	1,25	2,38	0,50	0,23	0,69	0,51	0,50	0,45	0,54	0,10	0,15	0,08	0,31	1,13	1,62	0,59
Lu	0,21	0,34	0,07	0,04	0,11	0,07	0,08	0,06	0,08	0,02	0,02	0,01	0,05	0,17	0,25	0,10

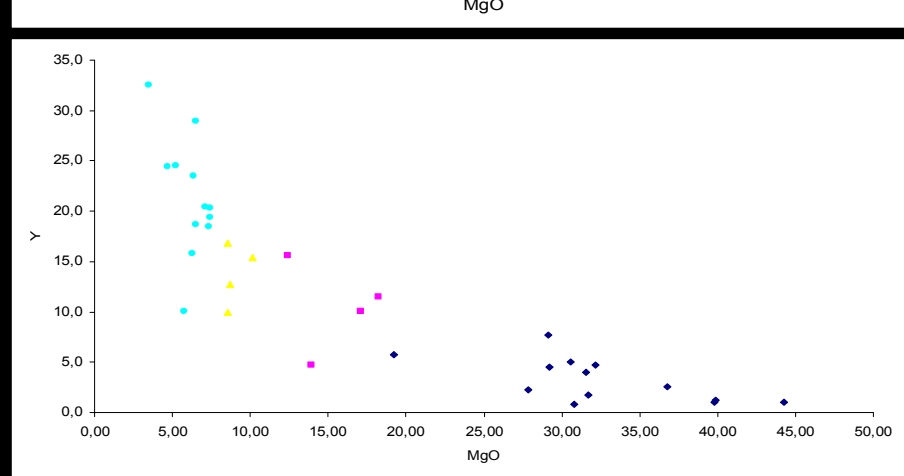
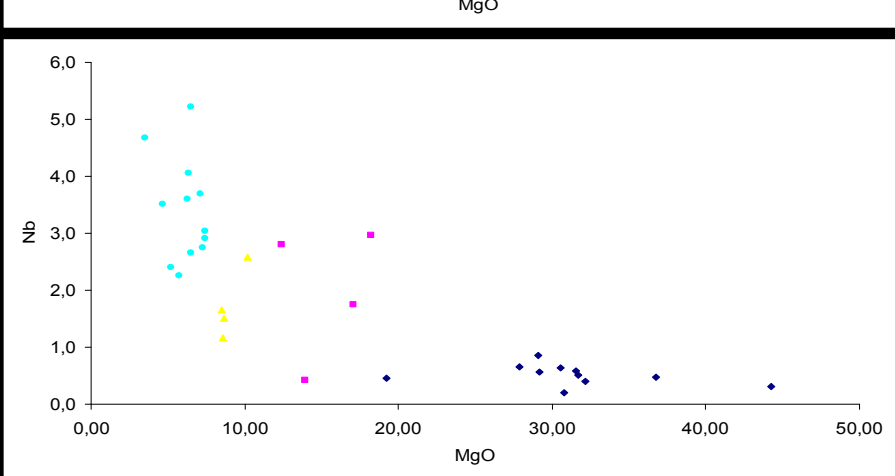
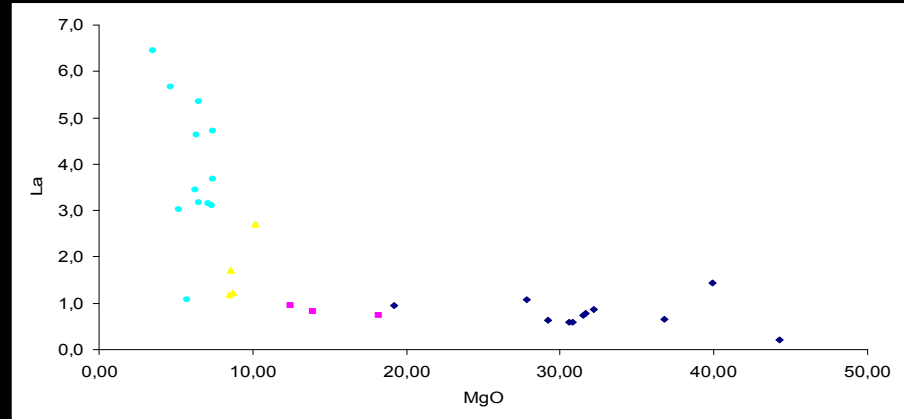
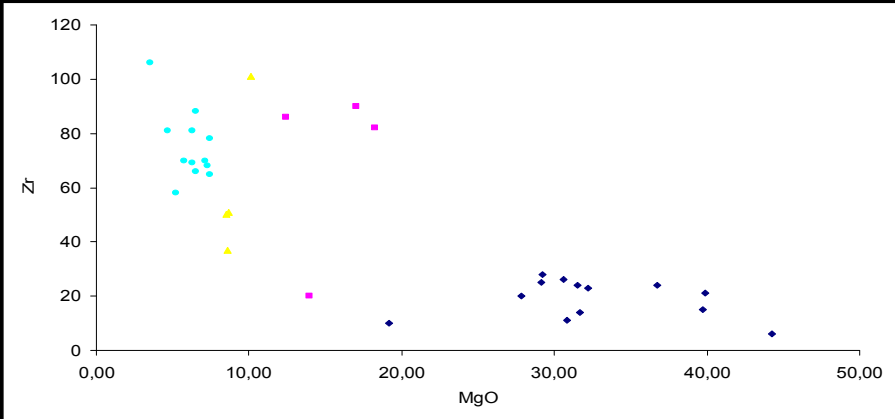
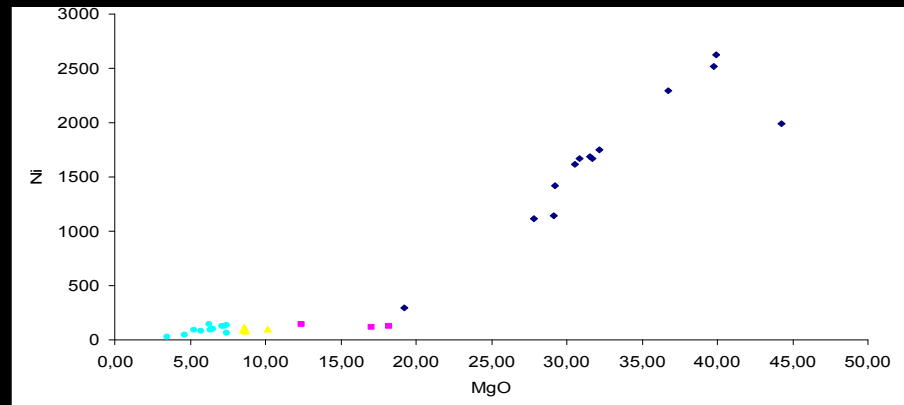
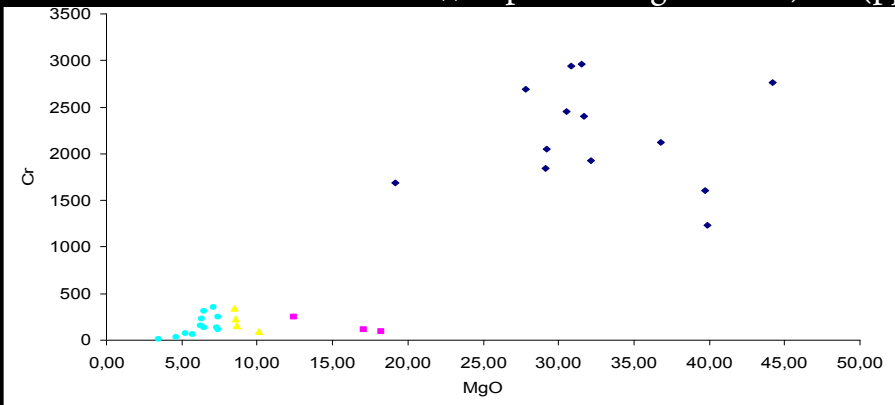
	2546/1	2546/2	2546/5	3772/3	3719/3	3719/4	3772/10	3772/12	2574/1	2574/2	2574/3	2574/4	3538/28	2562/3	2562/5
	высоко-Mg базальты					высоко-Fe толеиты									
Rb	160,52	7,31	3,34	10,44	26,07	28,12	37,26	20,39	2,38	1,86	1,80	1,87	20,34	2,64	28,19
Ba	246,44	55,84	55,17	112,20	131,99	189,87	113,73	49,32	37,00	28,82	29,23	27,12	76,05	29,07	76,63
U	0,16	0,10	0,10	0,13	0,24	0,37	0,21	0,10	0,10	0,09	0,11	0,10	0,18	0,13	0,12
Th	0,61	0,36	0,31	0,35	0,87	1,22	0,31	0,18	0,45	0,39	0,41	0,40	0,68	0,51	0,50
Nb	1,51	1,17	1,66	2,58	3,52	4,66	2,91	2,25	3,60	2,75	3,04	2,66	5,22	4,06	3,69
La	1,23	1,71	1,17	2,71	5,66	6,45	4,73	1,09	3,45	3,11	3,68	3,18	5,35	4,62	3,15
Ce	3,64	4,53	3,24	8,15	14,48	17,65	12,81	3,04	5,87	8,22	9,10	8,22	13,91	11,90	8,11
Sr	132,67	137,73	133,11	19,24	131,93	142,75	48,18	7,18	90,78	91,48	149,91	158,70	241,49	220,44	288,67
Nd	3,15	3,20	3,58	7,10	9,24	11,51	9,96	2,51	5,22	6,07	7,25	6,18	10,02	9,15	6,27
Zr	32,71	12,47	26,19	66,25	45,71	77,36	66,25	43,75	44,98	31,36	14,02	16,24	39,52	30,37	35,97
Sm	1,18	1,00	1,54	2,50	2,79	3,64	3,03	1,00	1,66	1,96	2,22	1,91	3,02	2,70	2,14
Eu	0,43	0,41	0,60	0,50	0,98	1,26	1,19	0,33	0,61	0,67	0,85	0,68	0,99	1,01	0,81
Gd	1,96	1,42	2,52	3,09	3,92	5,08	3,69	1,62	2,54	2,67	3,00	2,65	4,15	3,69	3,08
Ti	3611	2803	3956	7493	8714	7861	6953	5455	6773	5874	5095	5215	7193	5455	5574
Dy	2,16	1,72	2,98	3,14	4,33	5,86	3,85	1,73	2,68	3,15	3,52	3,17	4,84	4,08	3,64
Er	1,37	1,11	1,99	1,70	2,97	3,99	2,08	1,13	1,70	1,96	2,16	2,05	3,24	2,54	2,24
Y	12,74	9,97	16,83	15,35	24,41	32,57	19,43	10,02	15,81	18,45	20,34	18,73	28,96	23,46	20,39
Yb	1,26	1,01	1,87	1,52	2,77	3,56	1,85	1,09	1,60	1,82	1,92	1,79	2,95	2,43	2,09
Lu	0,18	0,16	0,28	0,24	0,41	0,57	0,28	0,17	0,24	0,25	0,27	0,24	0,40	0,34	0,30

Примечание: скважины 3772 – Гремячинский участок; 2574 – Бол. Солдатский профиль; 3538, 2562 – Южно-Реутецкий участок;
3722, 2549, 3719 - Косиновские (Шевелевские) аномалии.

Положение фигуративных точек составов неархейской коматиит-толеитовой ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO – петрогенные окислы (мас. %).

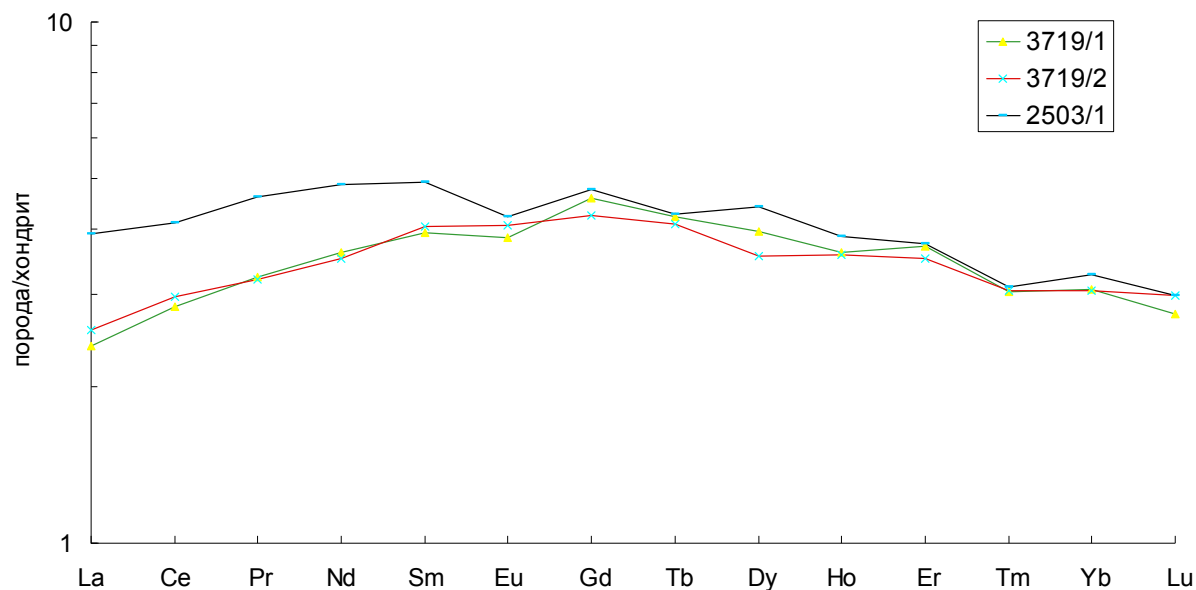


Положение фигуративных точек составов неогарейской коматит-толейтовой ассоциации Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO – REE, TE (ppm).

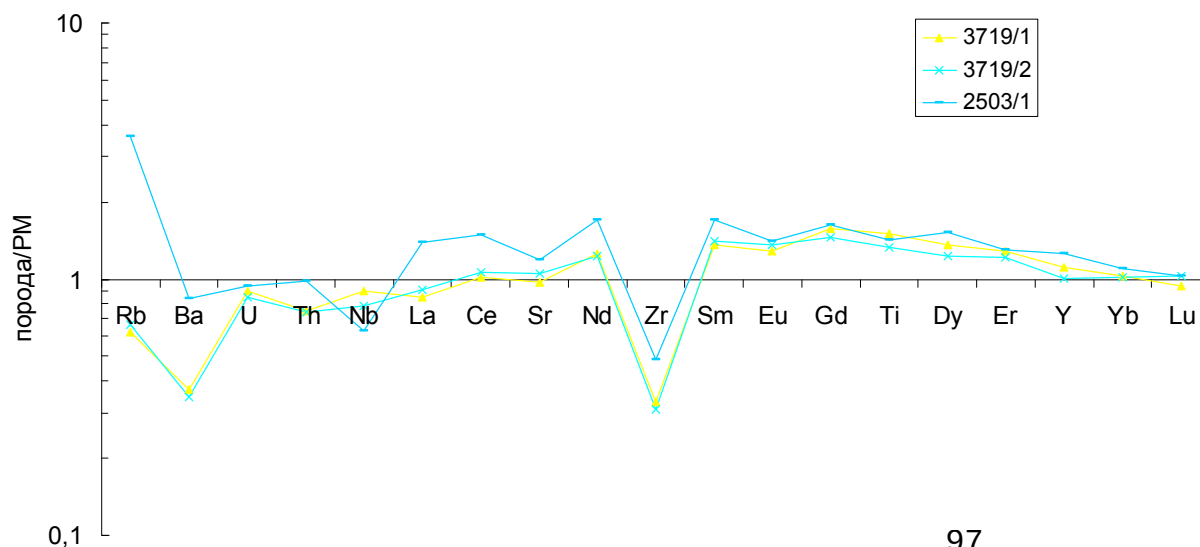


◆ перидотитовые коматиты ■ базальтовые коматиты ▲ высокомагнезиальные базальты ● высокожелезистые толеиты

Коматииты Косиновского участка



Коматииты Косиновского участка

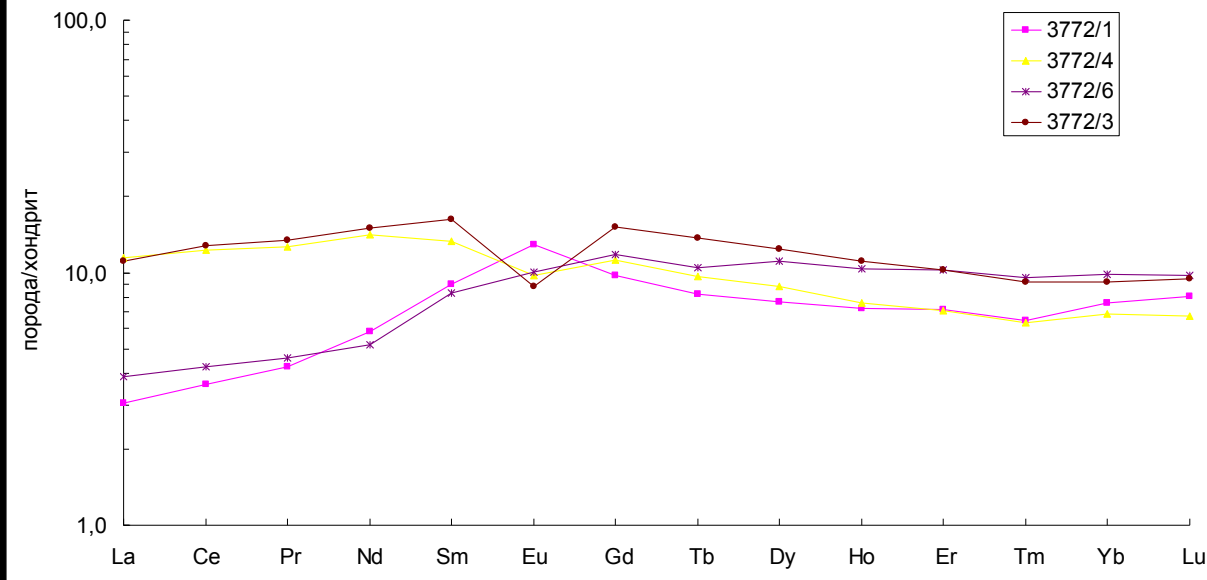


Перидотитовые коматииты.

В Львовско-Ракитнянском поясе коматииты известны в обрамлении Новоялтинско-Михайловской структуры, в центральной части пояса (Косиновские аномалии) и в Белгородской структуре. Коматииты центральной части Львовско-Ракитнянского ЗКП относятся к деплетированному глиноземом типу – $Al_2O_3=1,00-4,57$ мас. %, $CaO/Al_2O_3=1,76$, $Al_2O_3/TiO_2=14,30$, $(Gd/Yb)NPM=1,49$. Содержание MgO в них больше 18,0 мас. % (29,13-39,89 мас. %), содержание $TiO_2 < 1,0$ мас. % (0,04-0,33 мас. %).

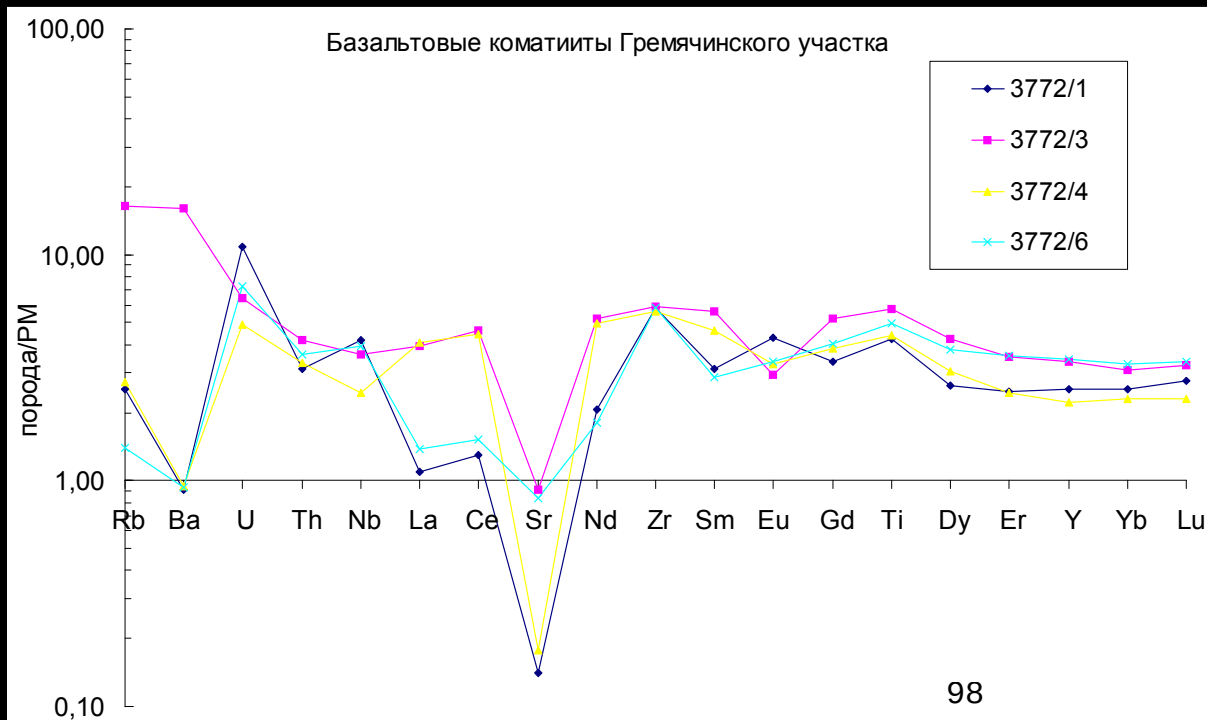
Магнезиальность варьирует в пределах 0,8-0,9. В сравнении с составом примитивной мантии описываемые породы обеднены Zr по отношению к Ti ($Ti/Zr=332$), Y ($Zr/Y=2,0$) и Nb ($Zr/Nb=5,1$), а также обеднены Y относительно Ti ($Ti/Y=333$). Средние содержания Ni и Cr составляют 1883 и 2024 ppm, V и Co – 76,6 и 73,1 ppm, соответственно.

Базальтовые коматииты Гремячинского участка

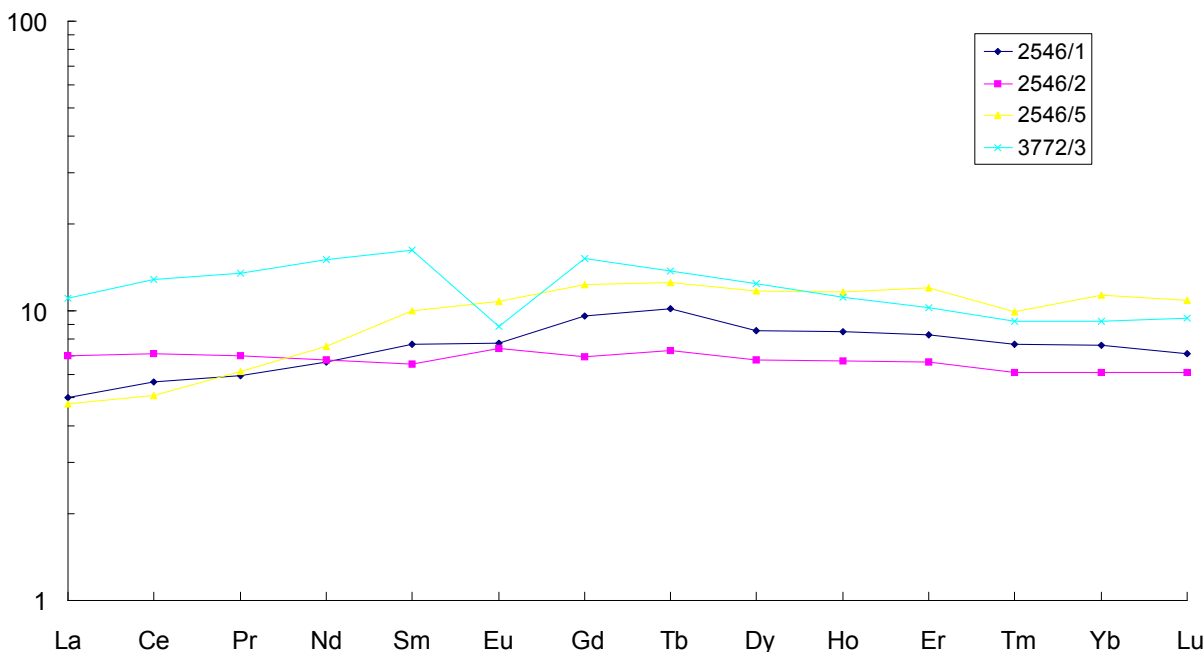


Базальтовые коматииты.

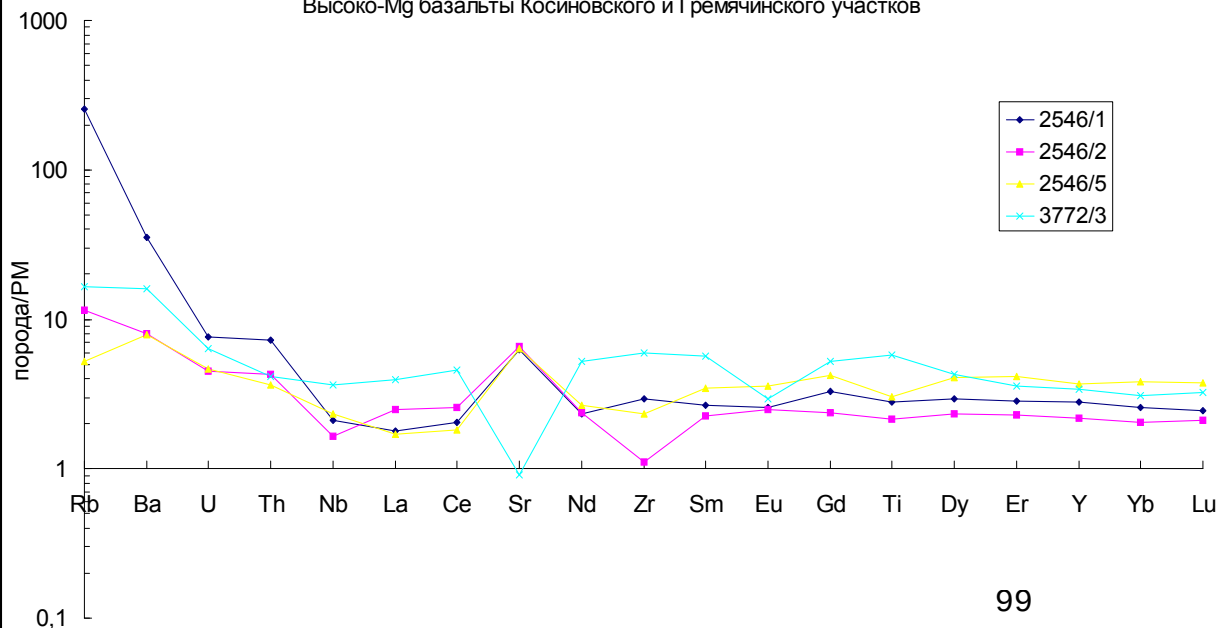
Базальтовые коматииты северной части Льговско-Ракитнянского ЗКП содержат MgO от 12,43 до 18,23 %, величина магнезиальности составляет 0,7. По характеру распределения редкоземельных элементов выделяются обедненные LREE ($(La/Sm)_n = 0,3-0,5$, $(La/Yb)_n = 0,4$, и нефракционированные разновидности с плоским спектром распределения REE - $(La/Sm)_n = 0,7-0,9$, $(La/Yb)_n = 1,2-1,7$. Относительный дефицит европия достигает 0,8. Породы характеризуются наличием нормативного кварца в количестве 10–14 %.



Высоко - Mg базальты Косиновского и Гремячинского участков



Высоко-Mg базальты Косиновского и Гремячинского участков

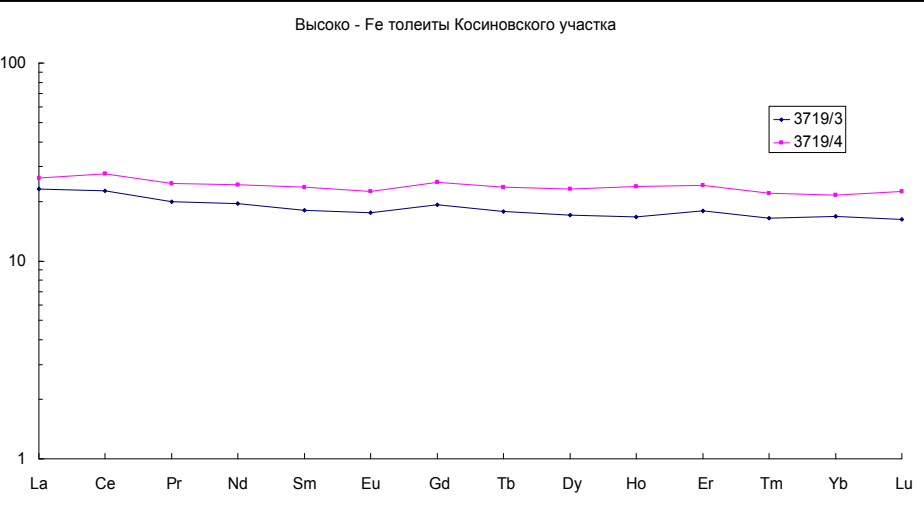
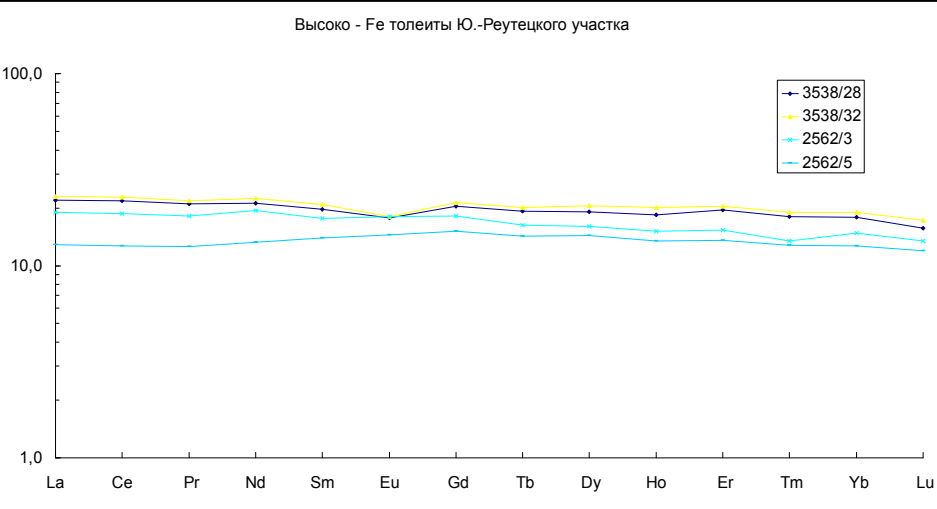
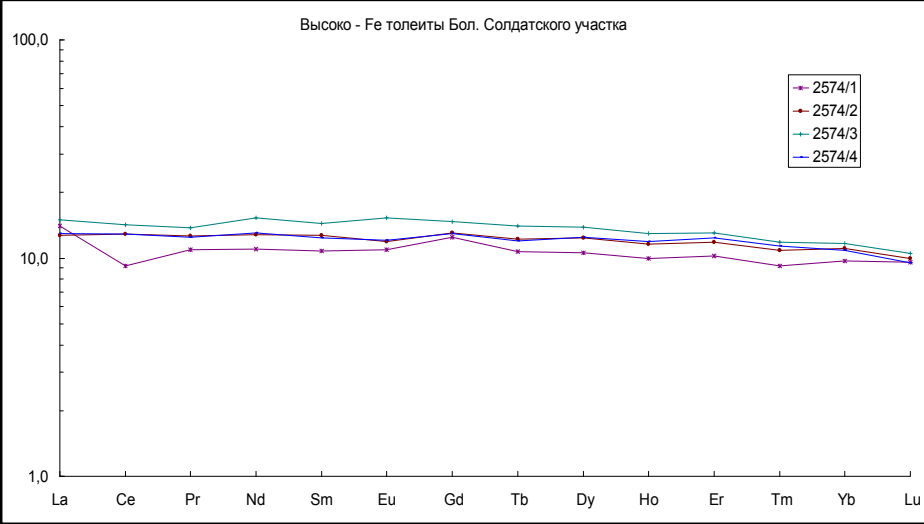
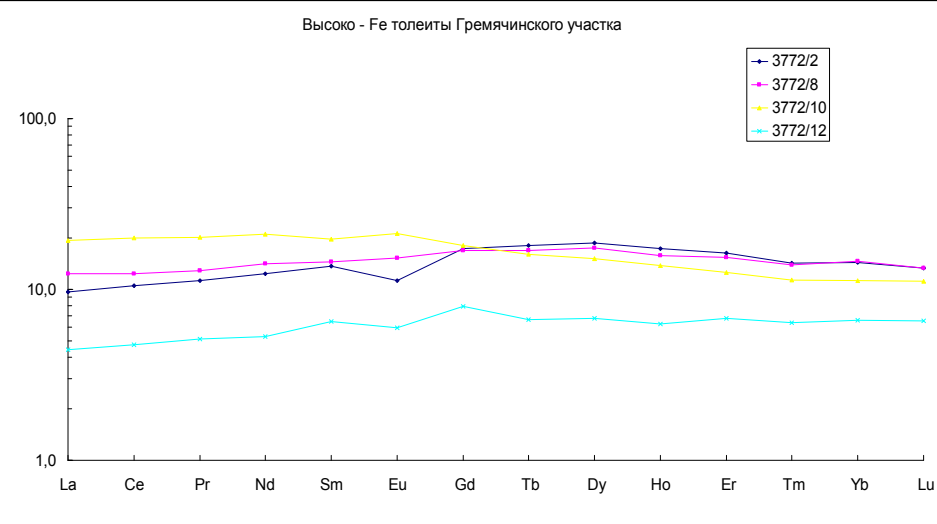


Высокомagneзиальные базальты

центральной части Льговско-Ракитнянского ЗКП содержат MgO от 8,52 до 8,81 мас. %, $\#Mg = 0,5-0,5$. В сравнении с составом примитивной мантии породы обогащены Zr относительно Ti, и обеднены Zr относительно Y, Zr/Nb и Ti/Y отношения близки к таковым для РМ. По распределению редкоземельных элементов описываемые породы характеризуются 5-10-кратным превышением хондритового уровня и незначительным обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких - $(La/Yb)N=0,42-1,14$, $(La/Sm)N=0,48-1,07$, $(Sm/Yb)N=0,88-1,07$, $(Gd/Yb)N=1,09-1,14$, при отсутствии европиевых аномалий. На мультиэлементной диаграмме характерными чертами являются обогащенность крупноионными литофилами Rb, Ba, U, Th, положительная Sr и отрицательная Zr аномалии.

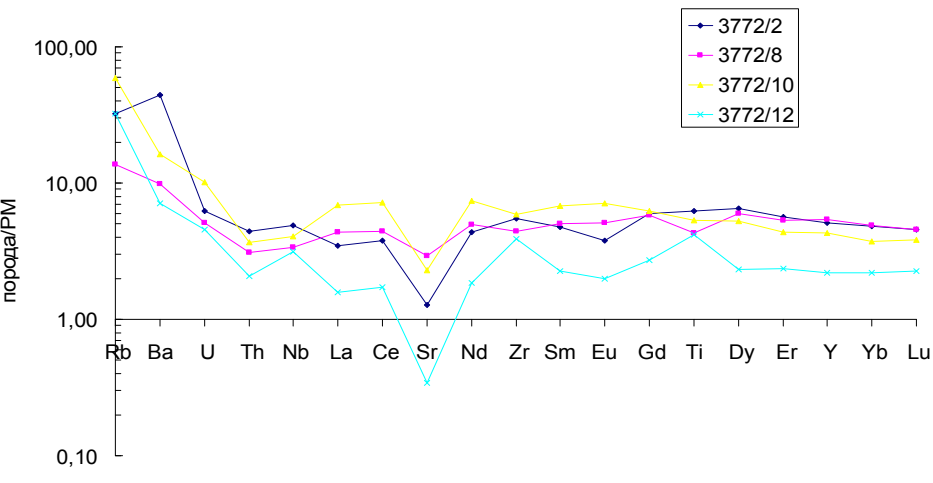
Высокожелезистые толеиты.

Высокожелезистые толеиты, составляющие около 80 % вскрытого скважинами разреза нижней зеленокаменной толщи, соответствуют архейским толеитам ТН-1 по классификации К. Конди, с характерным практически нефракционированным спектром - $(La/Yb)N=1,2-1,4$, $(La/Sm)N=1,1-1,3$, $(Sm/Yb)N=1,1$, $(Gd/Yb)N=1,1-1,2$, $Eu/Eu^*=0,9$. По нормативному минеральному составу эти породы располагаются на границе оливин- и кварцнормативных разновидностей, содержания нормативного кварца редко превышают 7 %, нормативный оливин до 38 %.

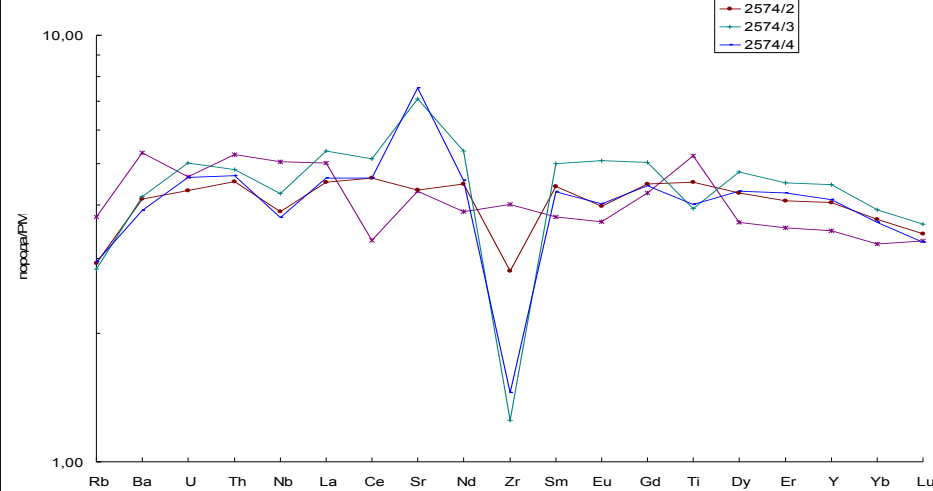


На мультиэлементных диаграммах высокожелезистые толеиты Льговско-Ракитнянского пояса характеризуются относительно пологими спектрами с аномалиями Sr, Zr, редко Nb

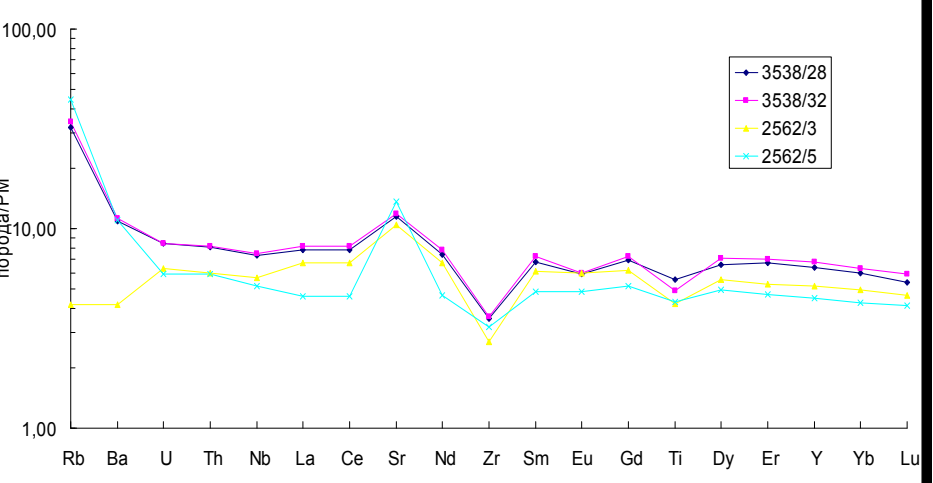
Высоко- Fe толеиты Гремячинского участка



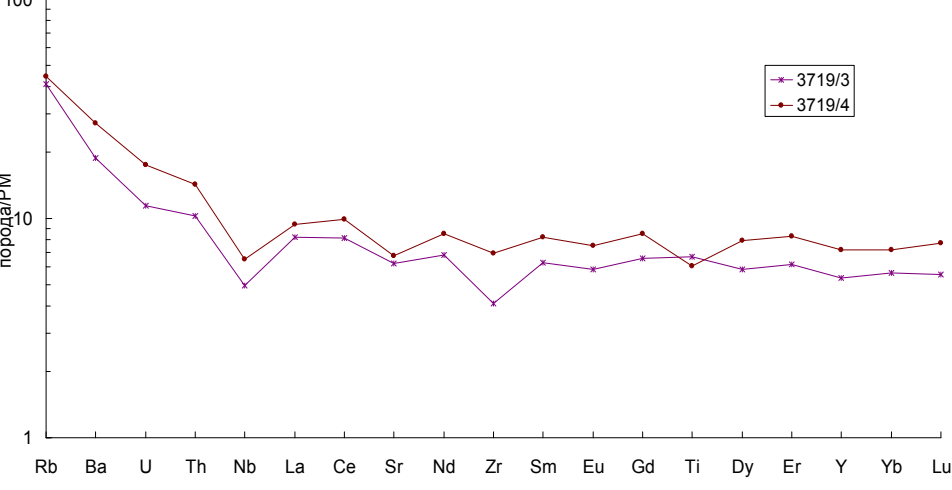
Высоко-Fe толеиты Бол. Солдатского участка



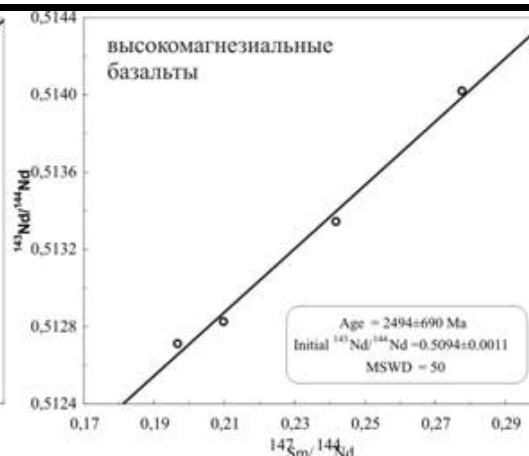
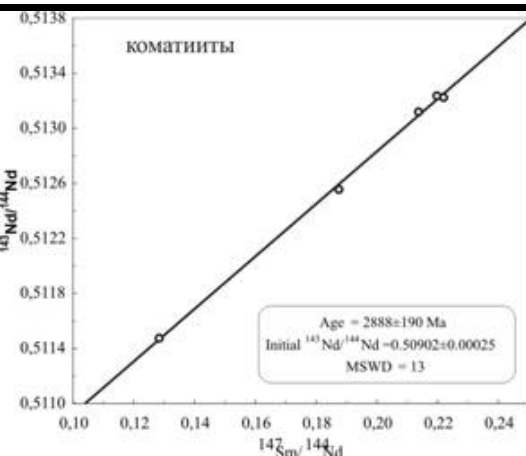
Высоко- Fe толеиты Ю.-Реутецкого участка



Высоко-Fe толеиты Косиновского участка



	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+/-2 σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(2500)$
3719/1	0,64	1,74	0,2219	0,513224	14	3,3
3719/2	0,63	1,72	0,2197	0,513235	9	4,3
3719/6	0,39	1,26	0,1875	0,512556	8	1,4
2549/3	0,86	4,06	0,1284	0,511475	5	-0,7
2549/1	0,51	1,45	0,2137	0,513119	7	3,9
2546/1	1,17	2,94	0,2417	0,513345	5	-0,7
2546/2	0,97	2,98	0,1967	0,512713	5	1,5
2546/4	1,58	4,55	0,2098	0,512827	7	-0,5
2546/5	1,37	2,98	0,2776	0,514021	7	1,0

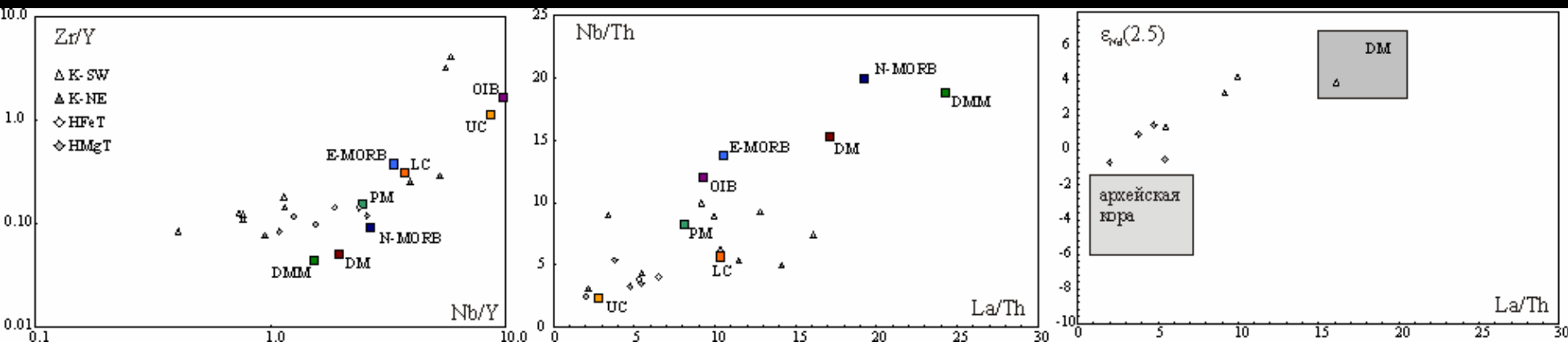


Полученные изотопные данные не позволяют получить удовлетворительной изохронной зависимости.

Эрохронная зависимость, построенная для коматиитов, отвечает позднеархейскому возрасту ($2,89 \pm 0,19$ млрд. лет, СКВО=13), данные для высокомagneзиальных базальтов показывают ($2,45 \pm 0,69$ млрд. лет, СКВО=50).

Метакоматииты характеризуются высокими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(2500) = +1,4 - +4,3$, отвечающими деплетированной мантии. Высокомagneзиальные базальты характеризуются пониженными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(2500) = -0,7 - +1,5$, указывающими на обогащённый источник этих пород.

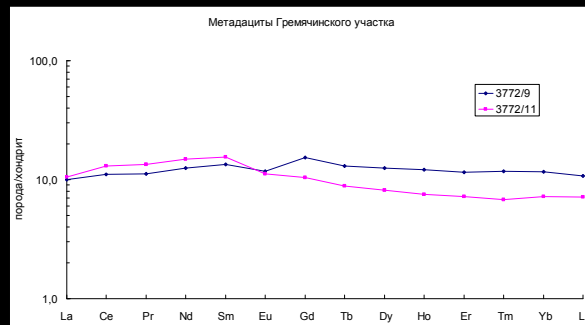
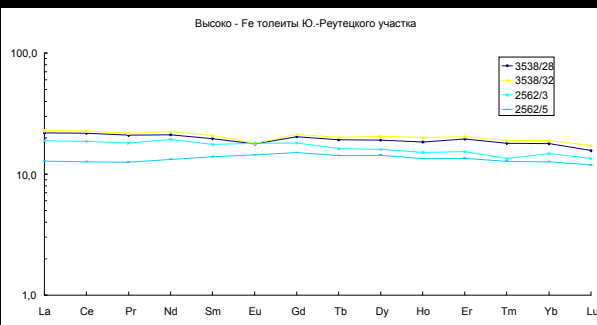
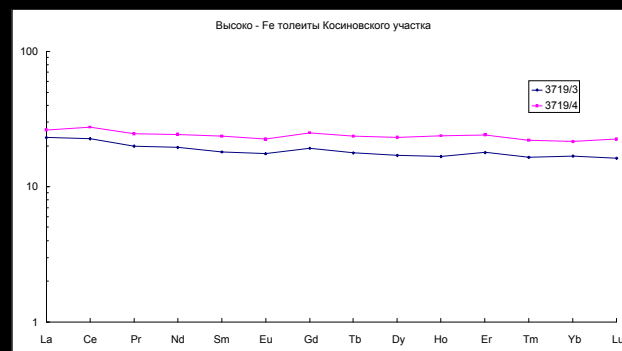
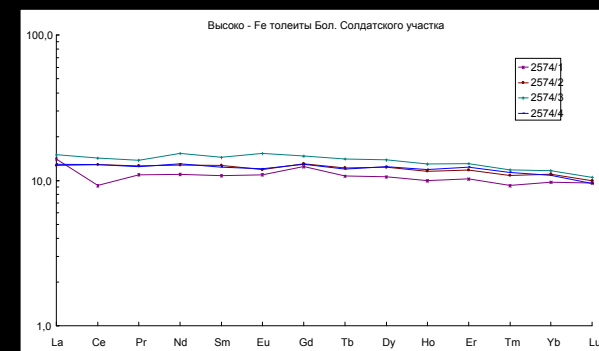
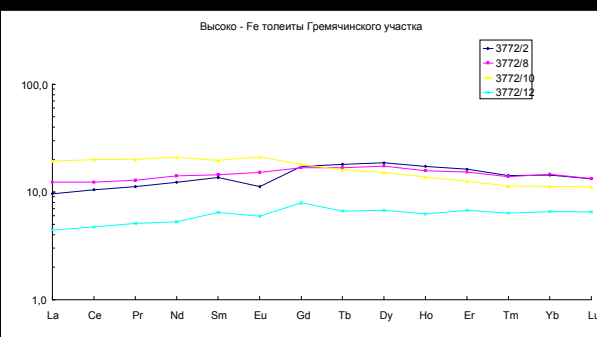
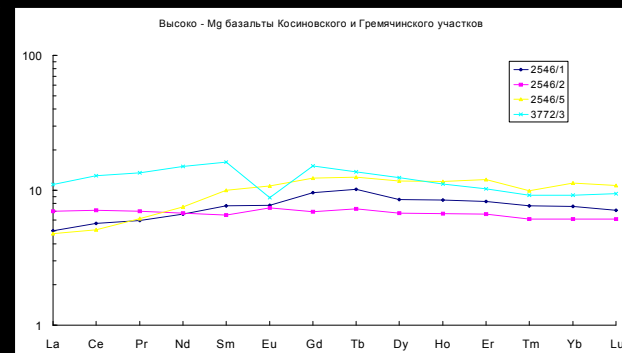
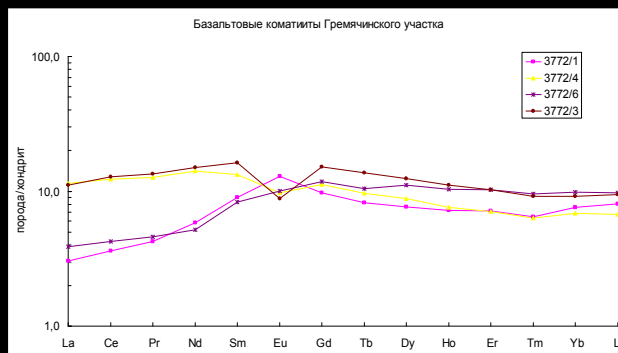
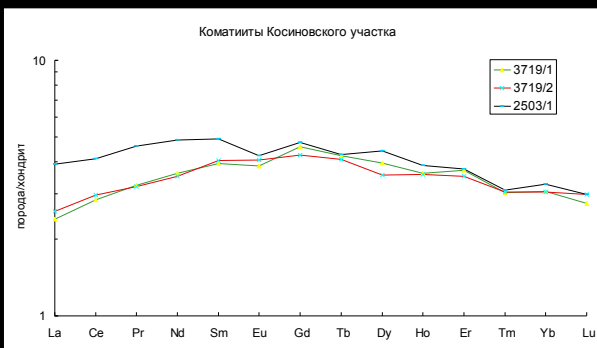
Образец метакоматиита, характеризующийся наиболее низким отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1284$, позволяет рассчитать Sm-Nd модельный возраст равный (согласно модели Гольдштейна и Якобсена) – $2,98$ млрд. лет.



Геохимические характеристики метакоматиитов, представленные на диаграммах в координатах Zr/Y-Nb/Y и La/Th-Nb/Th, отвечают области мантийных дериватов, в тоже время фигуративные точки высокомагнезиальных базальтов смещены в область континентальной коры. Совокупность изотопных и геохимических данных позволяет предположить, что образование коматиитов связано с плавлением сублитосферной, либо астеносферной мантии. В источник родоначальных расплавов для высокомагнезиальных базальтов в значительных объемах могло входить вещество ранеархейской мафической нижней коры. Низкие содержания несовместимых элементов, а также формы спектра РЗЭ, как в метакоматиитах, так и в высокомагнезиальных базальтах свидетельствуют об их формировании за счёт высокой степени плавления деплетированных мантийных и нижнекоровых пород на относительно малых глубинах в сходном температурном режиме. Полученные данные позволяют оценить возраст базит-ультрабазитового магматизма Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА как позднеархейский 2,9-2,5 млрд. лет с более поздними значениями для высокомагнезиальных базальтов, что согласуется с геологическими данными. Источник метакоматиитов мог ассоциировать с истощенным мантийным диапиром, тогда как источник высокомагнезиальных метабазальтов включал существенную долю нижней мафической коры раннеархейского возраста. Согласно существующим методикам оценены некоторые параметры условий формирования коматиитов: температура ликвидуса (T_{liq}) составляет 1582 – 1624 Со, потенциальная температура мантийного источника (T_{pot}) = 1812 – 1862 Со. Оценка величин давления составляет P_{CaO} = 9,4 – 9,7 ГПа, $P_{Al_2O_3}$ = 11,7 – 11,8 ГПа. Суммарная мощность коры, рассчитываемая с использованием показателя потенциальной температуры, составляет 60 – 70 км.

Петрогенезис высокожелезистых толеитов, составляющих большую часть объема Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса, связывается с выплавлением родоначальных магм на глубинах менее 100 км. Моделирование в программном комплексе “Comagmat” показывает невозможность образования толеитов из коматиитов или высокомагнезиальных базальтов путем фракционной кристаллизации. Совокупность имеющихся данных позволяет предположить формирование толеитовых расплавов в результате плавления нижних мафических частей раннеархейской континентальной коры.

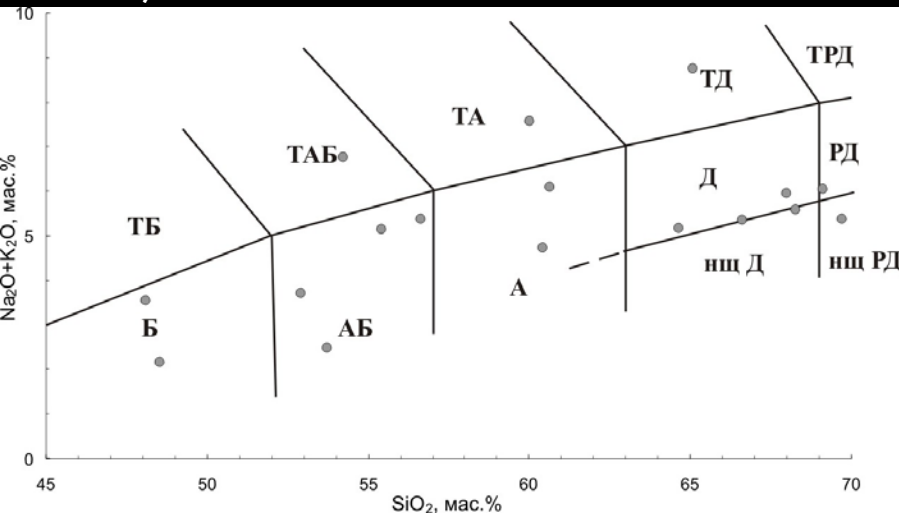
Таким образом, позднеархейские вулканиты нижней толщи Льговско-Ракитнянского ЗКП могут являться производными магматической системы, эволюционировавшей в условиях возрастающей интенсивности мантийно-корового взаимодействия. Собственно мантийными, в различной степени контаминированными раннеархейской континентальной корой, дериватами являются Al-деплетированные коматииты и высокомагнезиальные базальты. Формирование значительных объемов недифференцированных низкоглиноземистых высокожелезистых толеитов верхней толщи связывается с плавлением раннеархейского мафического вещества нижней коры.



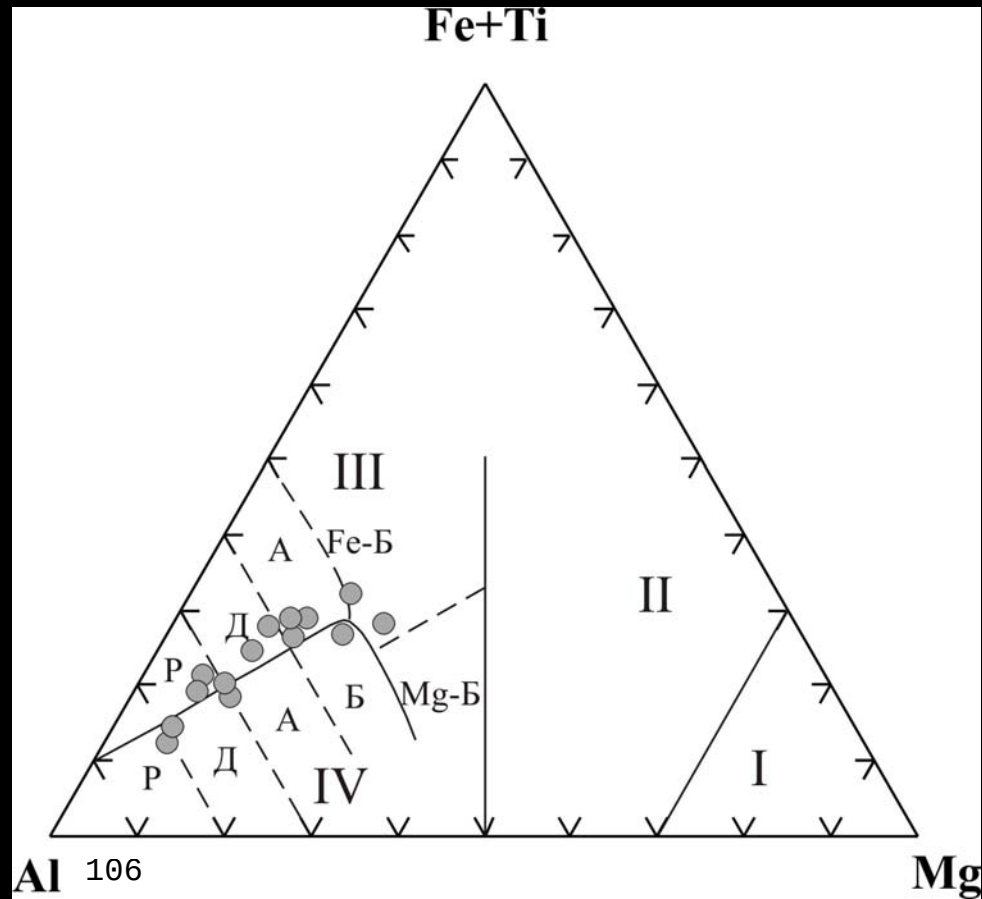
Характерной геохимической особенностью вулканитов нижней толщи является недифференцированный хондрит-нормализованный спектр распределения редкоземельных элементов, сохраняющийся для всех разновидностей от коматиитов до толеитовых базальтов и единичных метадацитов.

Верхняя толща

Метавулканы верхней толщи представлены биотит-амфиболовые и преобладающими кварц-слюдисто-полевошпатовыми сланцами, часто с реликтами порфировых вкрапленников плагиоклаза и кварца. Нами исследованы метавулканы верхней толщи по скважинам 2563 и 3538 Южно-Реутецкого участка. В разрезе прослеживаются различные по составу потоки метавулканитов как с четкими резкими контактами, так и с постепенными переходами. В исследованном разрезе кислые метавулканы составляют 50%, средние – 40%, основные – 10 %. По химическому составу эти породы составляют базальт – андезит – дацит – риолитовую (БАДР) ассоциацию толеитовой серии. Незначительный объем базальтов позволяет идентифицировать данную серию как АДР – андезит – дацит – риолитовую, до получения новых данных.



Уран-свинцовый возраст (изохрона по цирконам) метавулканитов верхней толщи показывает возраста 2660 ± 30 , 2590 ± 88 млн. лет (Артеменко, 1991)



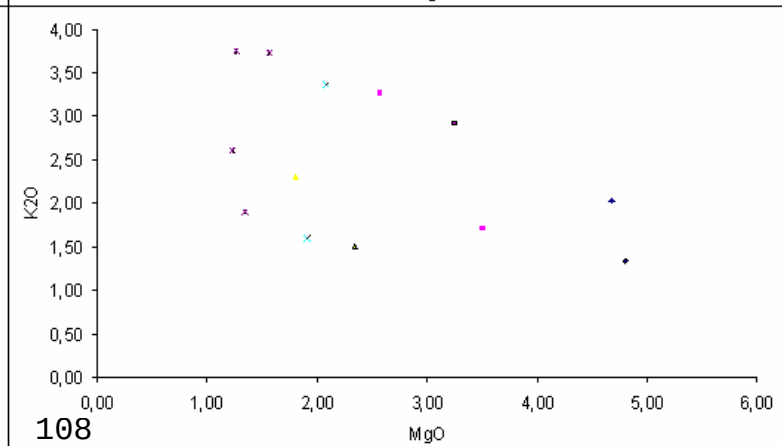
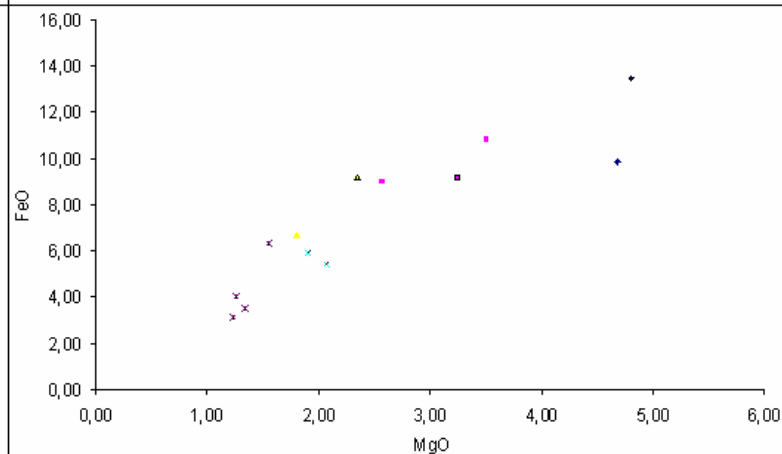
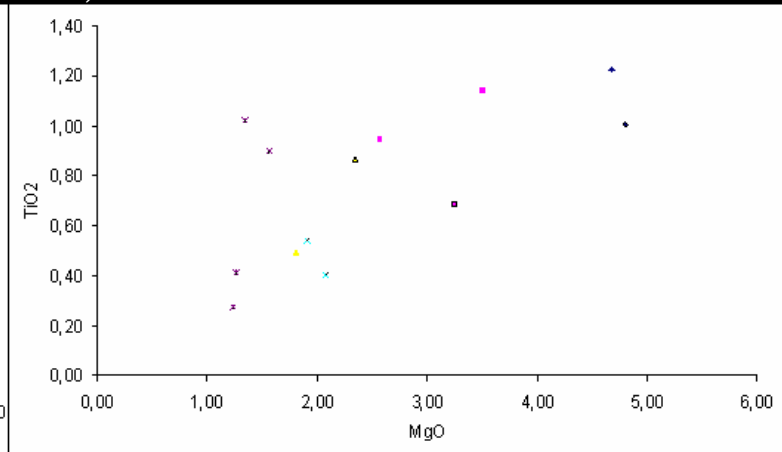
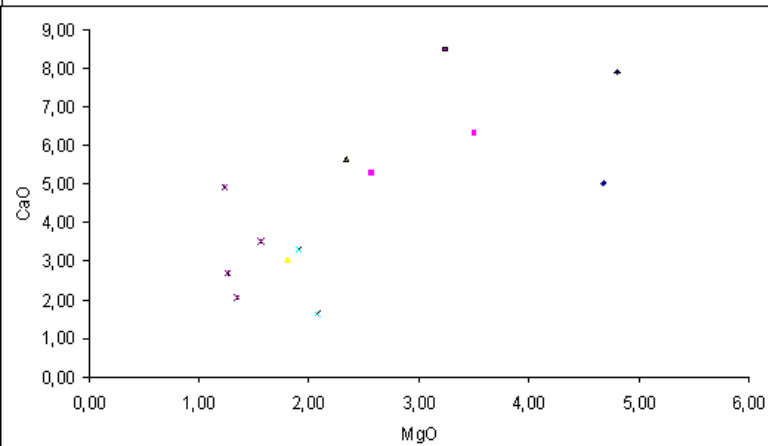
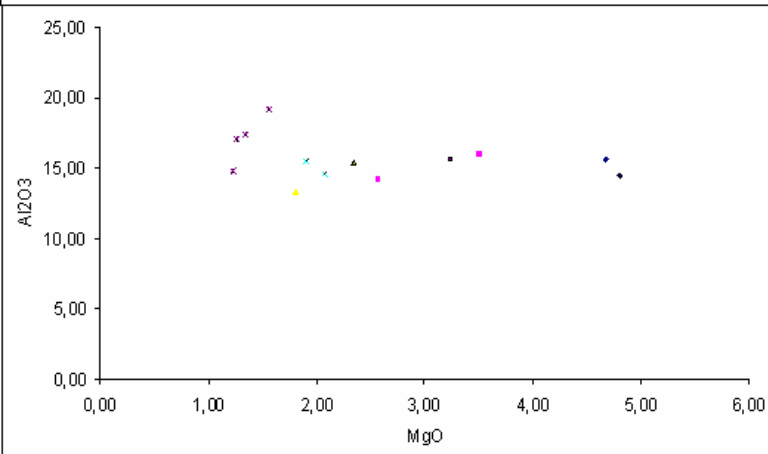
Химические составы пород метаморфизованной АДР - ассоциации

Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (мас. %, ppm)

	3538/29	3538/23	3538/6	3538/9	3538/31	3538/11	2563/3	3538/30	2563/1	3538/12	3538/14	3538/5	3538/15
	базальты		андезиты			дациты		риодациты		риолиты			
SiO ₂	52,90	56,61	54,20	60,61	55,42	60,39	68,24	66,59	69,10	69,70	67,97	65,08	59,99
TiO ₂	1,01	1,22	0,68	0,95	1,14	0,87	0,49	0,54	0,40	0,27	0,41	1,02	0,90
Al ₂ O ₃	14,48	15,63	15,63	14,26	16,05	15,41	13,30	15,51	14,60	14,84	17,08	17,39	19,21
Fe ₂ O ₃	14,95	10,93	10,18	9,99	12,00	10,21	7,42	6,55	6,03	3,47	4,49	3,91	7,03
FeO	13,45	9,83	9,17	8,99	10,80	9,19	6,68	5,90	5,42	3,12	4,04	3,52	6,33
MnO	0,19	0,12	0,08	0,05	0,12	0,13	0,07	0,06	0,05	0,12	0,04	0,03	0,03
MgO	4,68	4,80	3,24	2,57	3,50	2,35	1,81	1,91	2,08	1,23	1,26	1,34	1,56
CaO	7,89	5,02	8,48	5,27	6,32	5,64	3,04	3,31	1,63	4,93	2,70	2,06	3,52
Na ₂ O	2,38	3,35	3,84	2,81	3,43	3,23	3,27	3,76	2,68	2,77	2,19	6,85	3,83
K ₂ O	1,34	2,03	2,92	3,27	1,71	1,50	2,30	1,60	3,37	2,61	3,75	1,90	3,73
P ₂ O ₅	0,19	0,29	0,73	0,22	0,30	0,27	0,06	0,17	0,06	0,07	0,10	0,42	0,21
#Mg	38,36	46,30	38,16	34,21	36,71	30,81	32,61	35,43	40,94	41,10	36,36	39,51	31,25

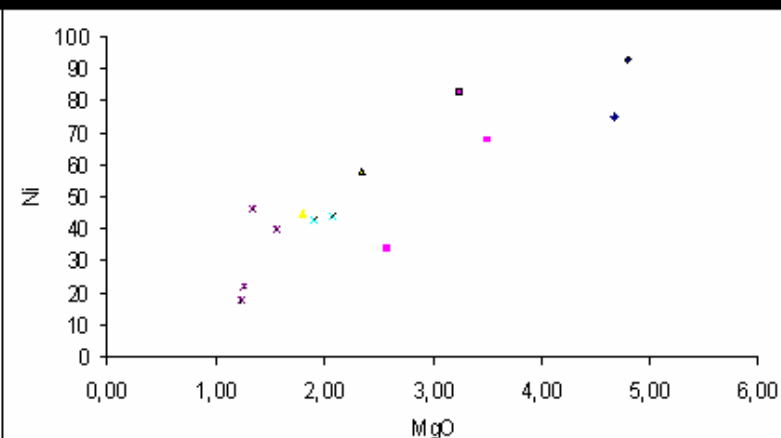
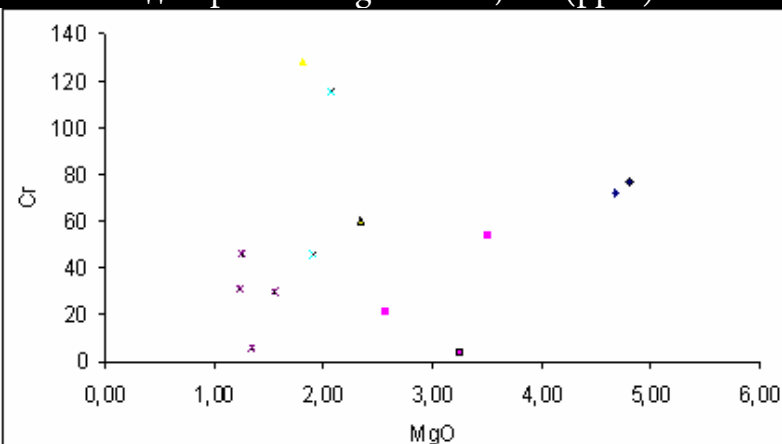
	3538/29	3538/23	3538/6	3538/9	3538/31	3538/11	2563/3	3538/30	2563/1	3538/12	3538/14	3538/5	3538/15
	базальты		андезиты			дациты		риодациты		риолиты			
Rb	43,08	69,45	102,81	124,02	54,86	50,81	60,32	47,65	87,48	99,90	94,27	48,71	104,64
Ba	335,70	670,43	776,62	894,84	589,43	760,30	986,15	1124,39	986,67	874,12	894,65	753,12	1282,47
U	0,63	1,83	8,65	2,06	1,77	1,74	0,95	2,43	2,18	1,79	1,75	4,16	2,75
Th	3,46	7,42	17,85	8,39	6,56	7,64	3,14	9,30	9,28	5,07	5,14	9,34	11,61
Nb	3,65	9,03	9,60	8,74	10,67	6,67	4,31	9,89	8,81	3,08	3,92	13,19	11,02
La	25,83	35,04	17,09	43,75	35,10	53,45	23,22	31,86	35,14	14,20	15,71	64,87	57,45
Ce	54,94	95,52	40,90	88,58	78,73	107,38	46,42	64,53	81,57	25,43	29,95	123,74	112,26
Sr	370,10	362,49	398,14	242,67	429,64	371,74	193,13	244,73	168,03	260,24	172,26	347,05	416,91
Nd	26,36	41,21	18,71	32,99	36,26	38,65	15,55	24,76	25,02	8,59	11,24	42,63	35,75
Zr	70,04	186,18	202,27	178,57	127,25	133,65	128,48	151,70	191,85	84,88	97,85	237,10	215,88
Sm	4,60	6,80	3,64	5,35	6,24	5,82	2,35	4,10	3,47	1,34	1,84	7,21	5,63
Eu	1,23	1,40	0,93	1,13	1,45	1,37	0,62	0,94	0,48	0,31	0,43	1,55	1,27
Gd	3,72	5,43	3,73	4,02	5,24	4,14	1,94	3,24	2,65	0,98	1,41	5,25	3,97
Ti	5814	7253	3993	5455	6773	5155	2937	3224	2398	1618	2398	6112	5215
Dy	2,93	4,51	3,57	3,11	4,18	2,73	1,47	2,72	2,45	0,70	0,94	4,28	2,96
Er	1,72	2,37	2,19	1,61	2,24	1,44	0,97	1,44	1,54	0,34	0,51	2,44	1,56
Y	16,37	24,13	22,37	16,98	22,92	14,92	9,58	13,99	15,54	3,48	5,54	25,12	15,55
Yb	1,68	2,07	2,03	1,50	1,82	1,32	0,85	1,18	1,68	0,32	0,45	2,27	1,28
Lu	0,25	0,31	0,32	0,23	0,26	0,19	0,14	0,17	0,27	0,04	0,07	0,34	0,17

Scatter plot showing the relationship between SiO_2 (Y-axis, ranging from 30,00 to 75,00) and MgO (X-axis, ranging from 0,00 to 6,00). The data points are categorized by sample type, indicated by different symbols: 'x' (purple), '+' (yellow), 'o' (cyan), 'Δ' (black), '■' (pink), and '♦' (dark blue). The plot shows a general trend where SiO_2 content decreases as MgO content increases, with some scatter observed at lower MgO values.

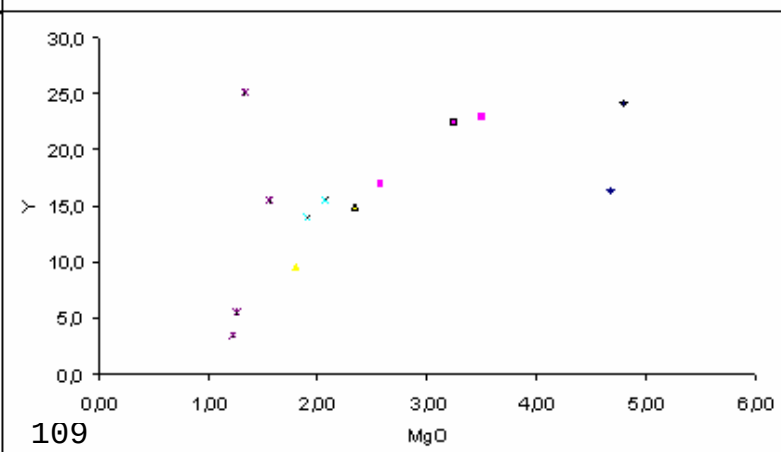
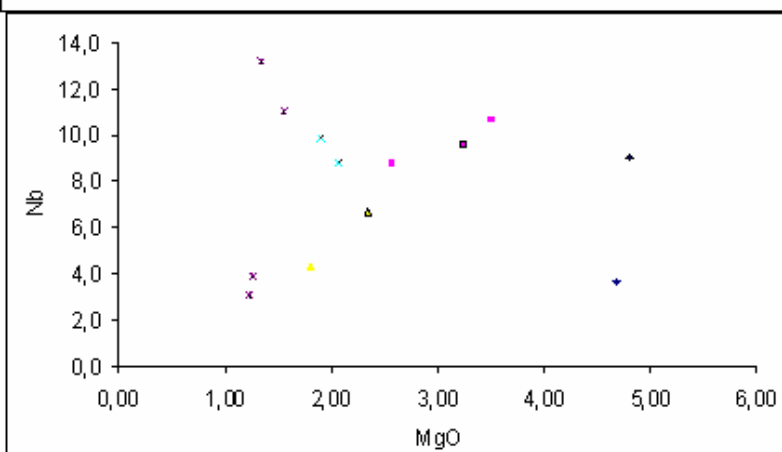
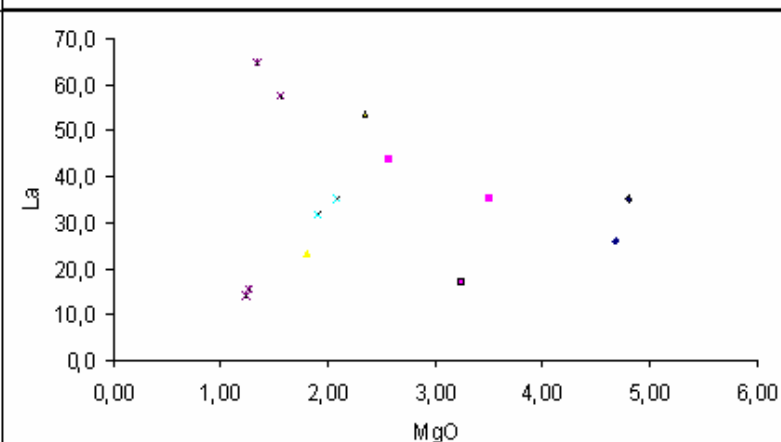
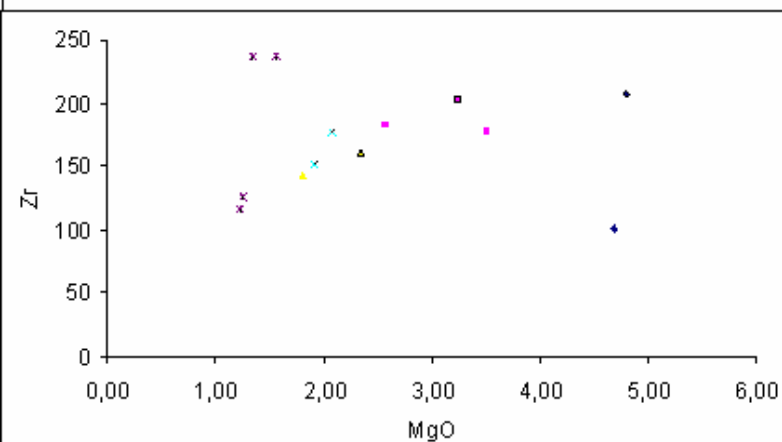


- ◆ базальты
- андезиты
- ▲ дациты
- × риодациты
- ✱ риолиты

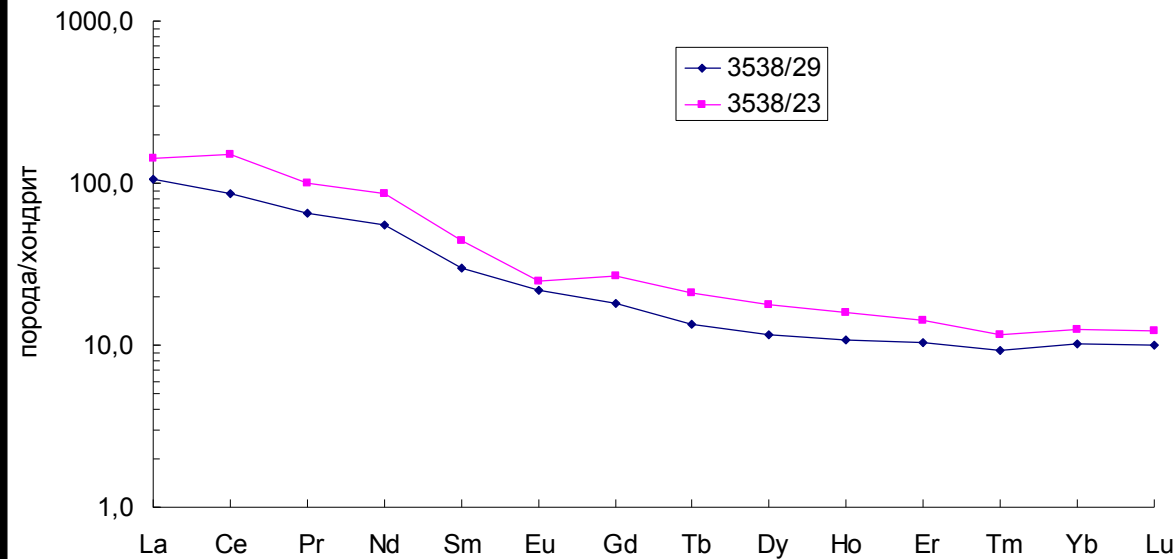
Положение фигуративных точек составов неогарейской АДР - ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO - REE, TE (ppm).



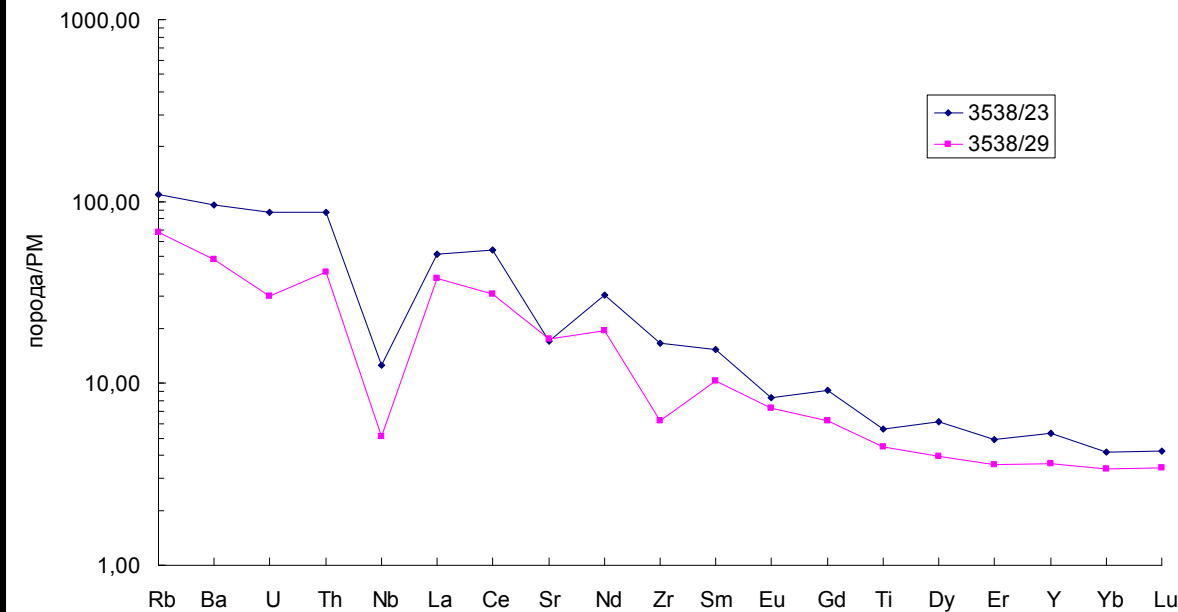
◆ базальты
■ андезиты
▲ дациты
× риодациты
× риолиты



Базальты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



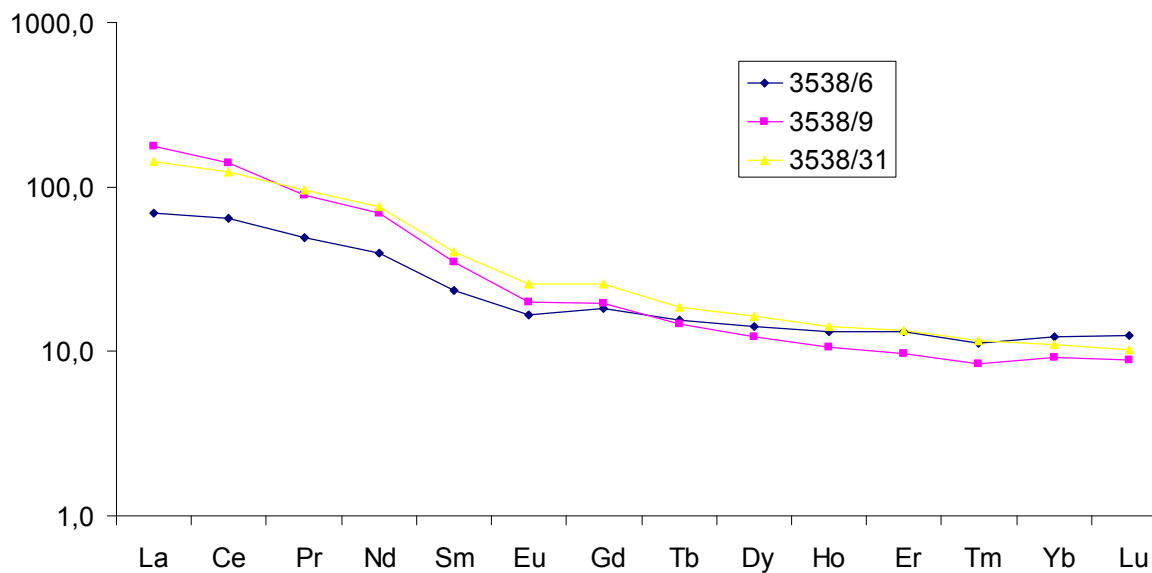
Базальты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



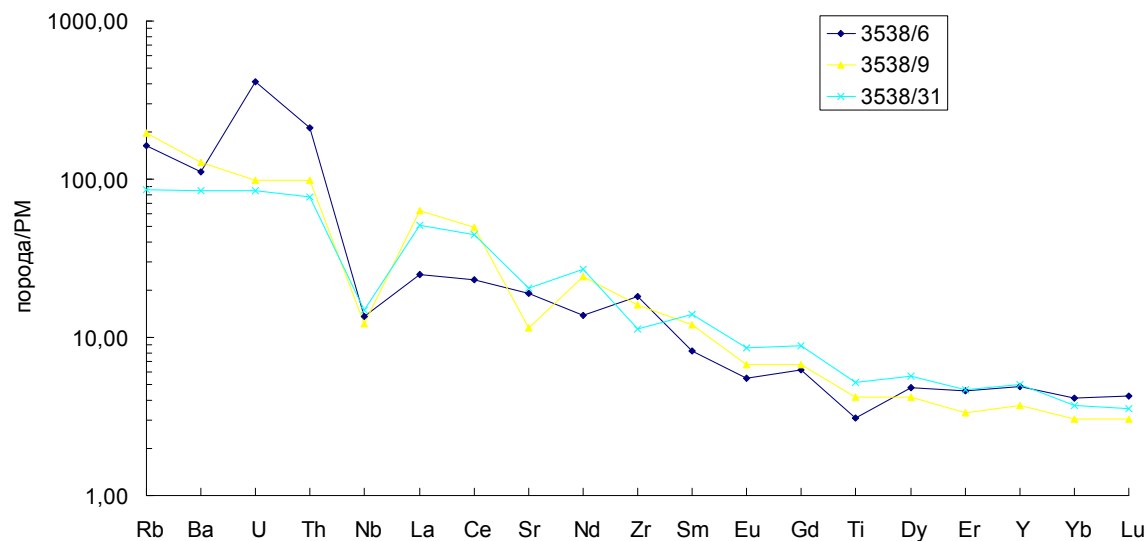
Базальты (высокожелезистые толеиты).

Представлены средне-мелкозернистыми кварц-биотит-амфиболовыми сланцами с реликтовой плагиопорфировой структурой, слагающими прослой мощностью до 20 м среди кислых метаэффузивов. Содержание MgO в них составляет 4,68 – 4,80 мас.%, показатель магнезиальности 38-45. Породы содержат нормативный кварц 5- 7 %. Характерной особенностью метатолеитов верхней толщи является отчетливо фракционированный спектр распределения РЗЭ, обогащенный группой легких (La/Sm) $n=3,3-3,5$, (La/Yb) $n=10,4-11,4$ с превышением хондритового уровня тяжелыми РЗЭ в 10 раз, легкими в 100 раз и слабо проявленным европиевым минимумом $Eu/Eu^*=0,7-0,9$. На мультиэлементной диаграмме составы метатолеитов характеризуются наиболее ярко проявленным Nb – минимумом и слабо выраженными Sr и Zr отрицательными аномалиями при полого наклонном спектре распределения.

Андезиты верхней толщи

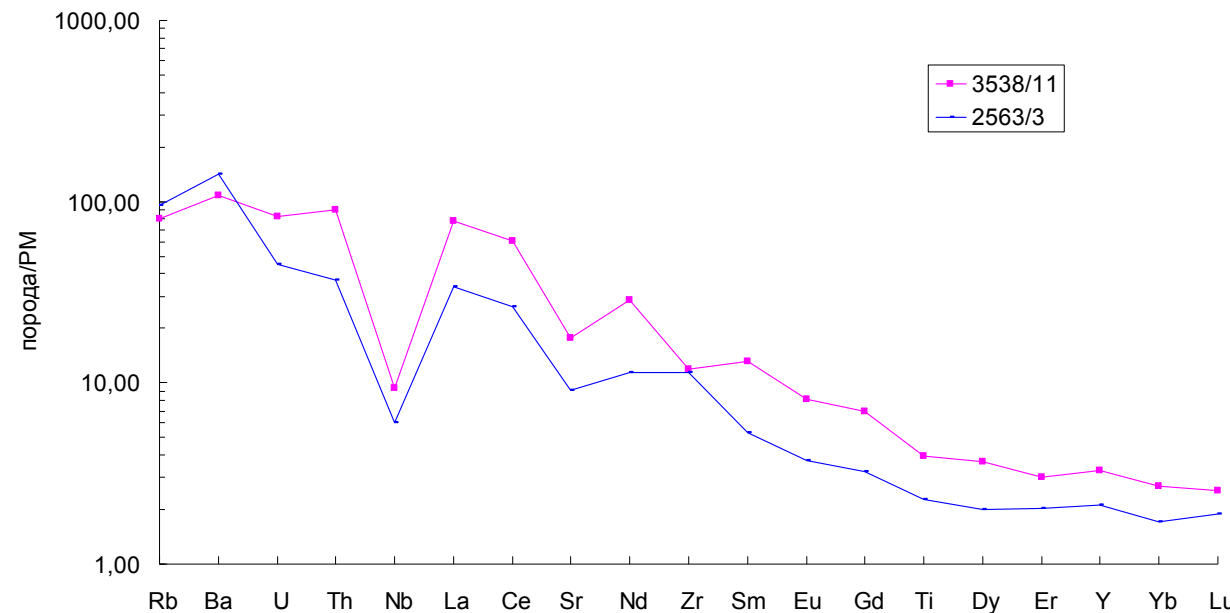
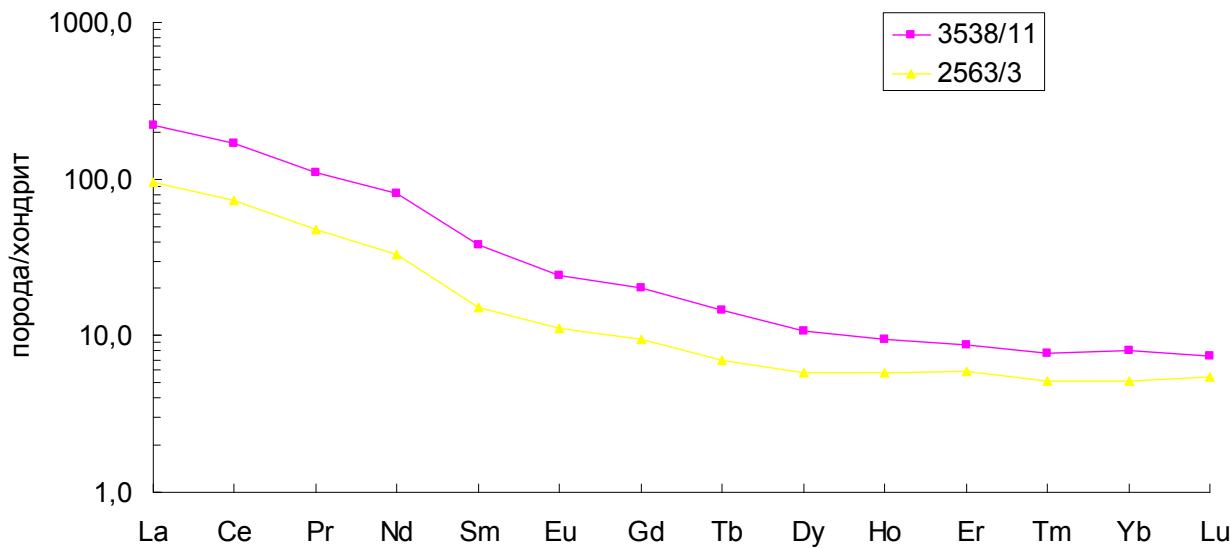


Андезиты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



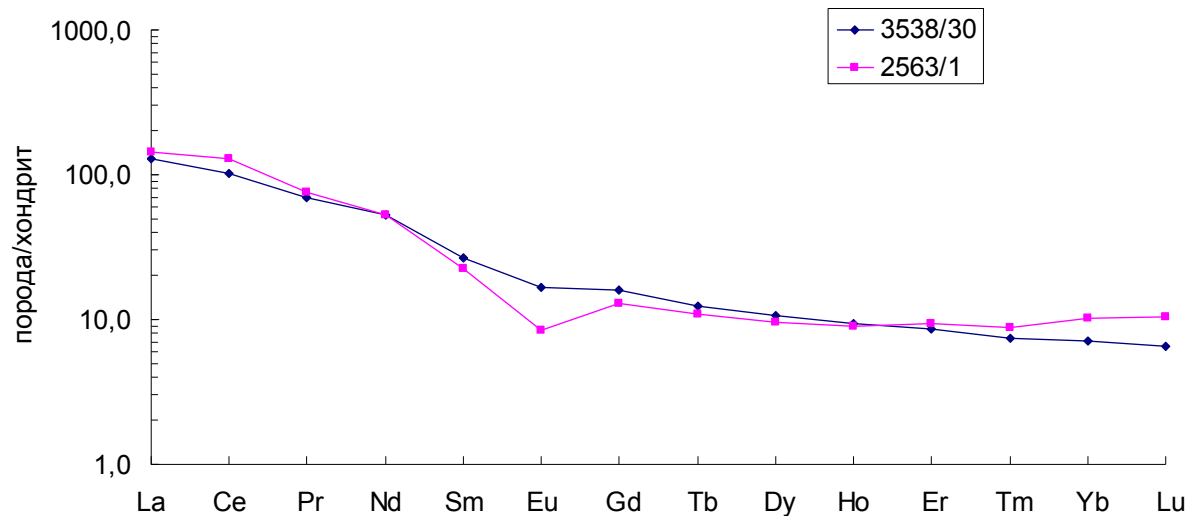
Андезиты. Представлены кварц-слюдисто-полевошпатовыми сланцами с реликтами порфировидных выделений плагиоклаза и, реже, кварца, облекаемых мелкозернистыми чешуйчатыми агрегатами биотита и мусковита, слагающими прослойки мощностью первые десятки метров. Магнезиальность андезитов составляет 34- 38. Спектр распределения РЗЭ схож с толеитами верхней толщи – обогащенность легкими РЗЭ (La/Sm) $n=2,9-5,1$, (La/Yb) $n=5,7-19,6$ при незначительном дефиците европия $Eu/Eu^*=0,7-0,8$. На мультиэлементной диаграмме отчетливо фиксируется Nb – минимум. От метатолитов верхней толщи метаандезиты отличаются более ярко выраженным обогащением группой легких РЗЭ.

Дациты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)

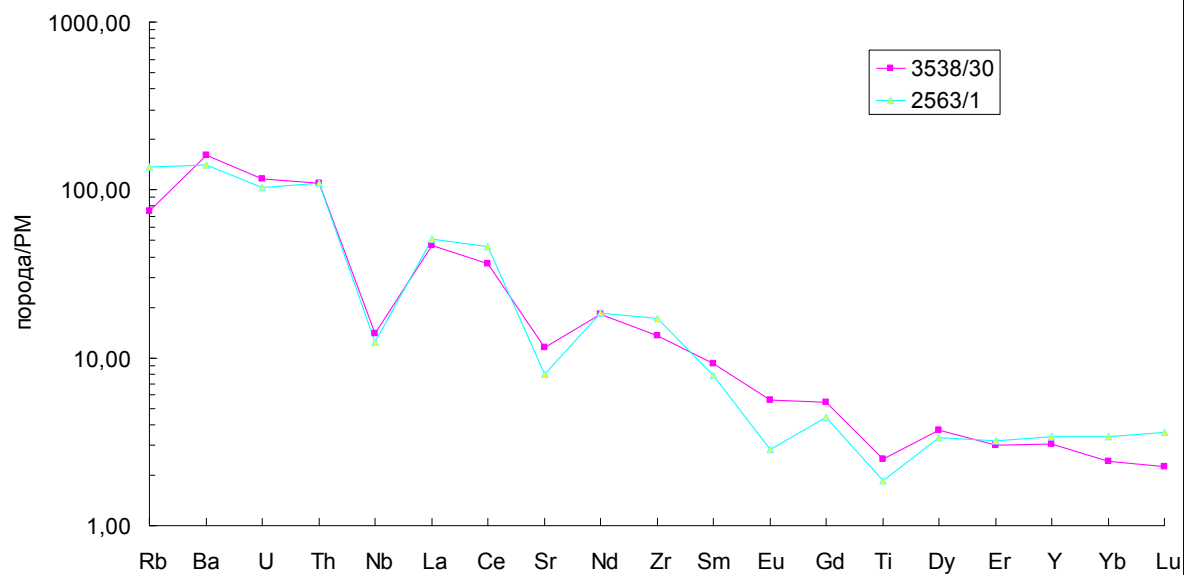


Дациты. Представлены слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами с порфиробластами кварца и плагиоклаза, слагающими потоки мощностью первые десятки метров. Магнезиальность составляет 31 – 33. В этих породах также прослеживается обогащение группой легких РЗЭ - $(La/Sm)_n = 5,8-6,2$, $(La/Yb)_n = 10,4-11,4$, при слабо проявленном европиевом минимуме $Eu/Eu^* = 0,8-0,9$.

Риодациты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)

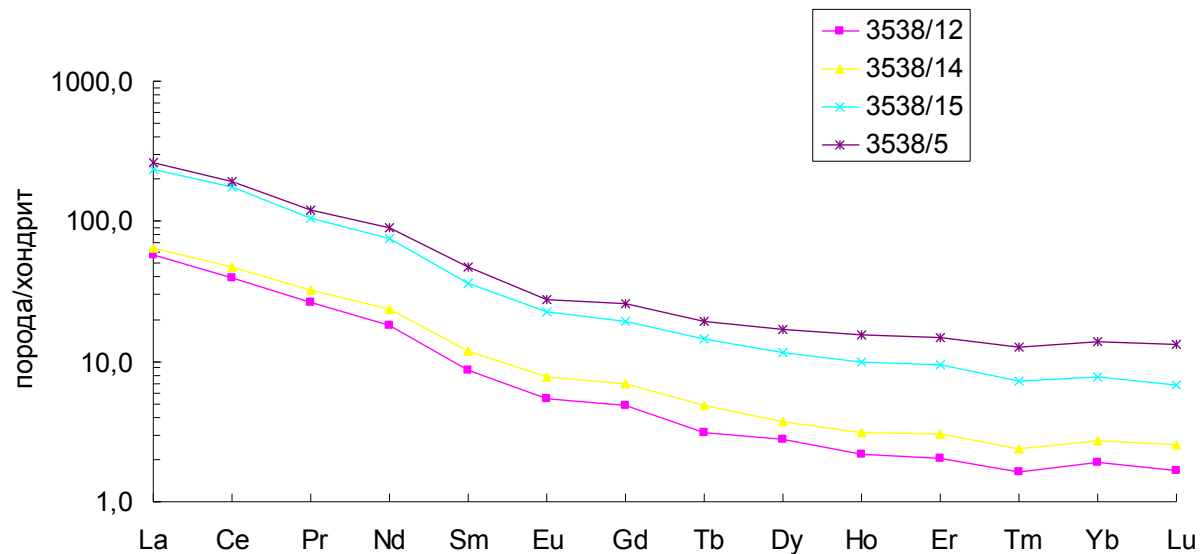


Риодациты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)

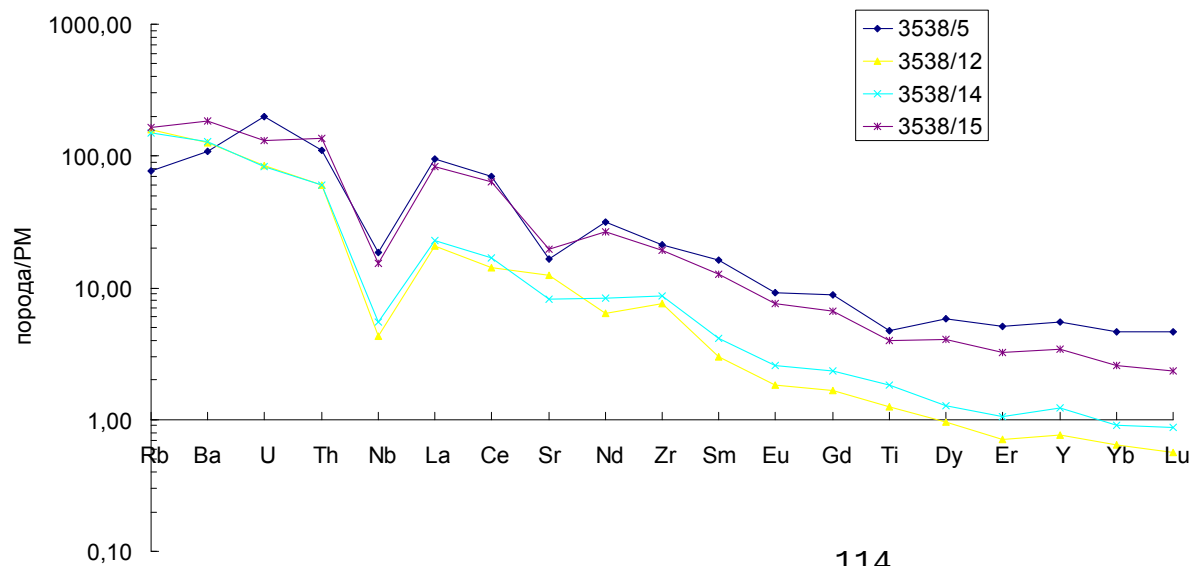


Риодациты. Представлены слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами с реликтами порфировых выделений кварца и плагиоклаза. Магнезиальность составляет 35 - 41. В риодацитах обогащение легкими РЗЭ проявлено в еще большей степени, чем в дацитах - $(La/Sm)_n = 4,9-6,4$, $(La/Yb)_n = 14,1-18,1$, дефицит европия достигает 0,5. На мультиэлементной диаграмме фиксируются Nb, Sr и Ti минимумы.

Риолиты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



Риолиты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)

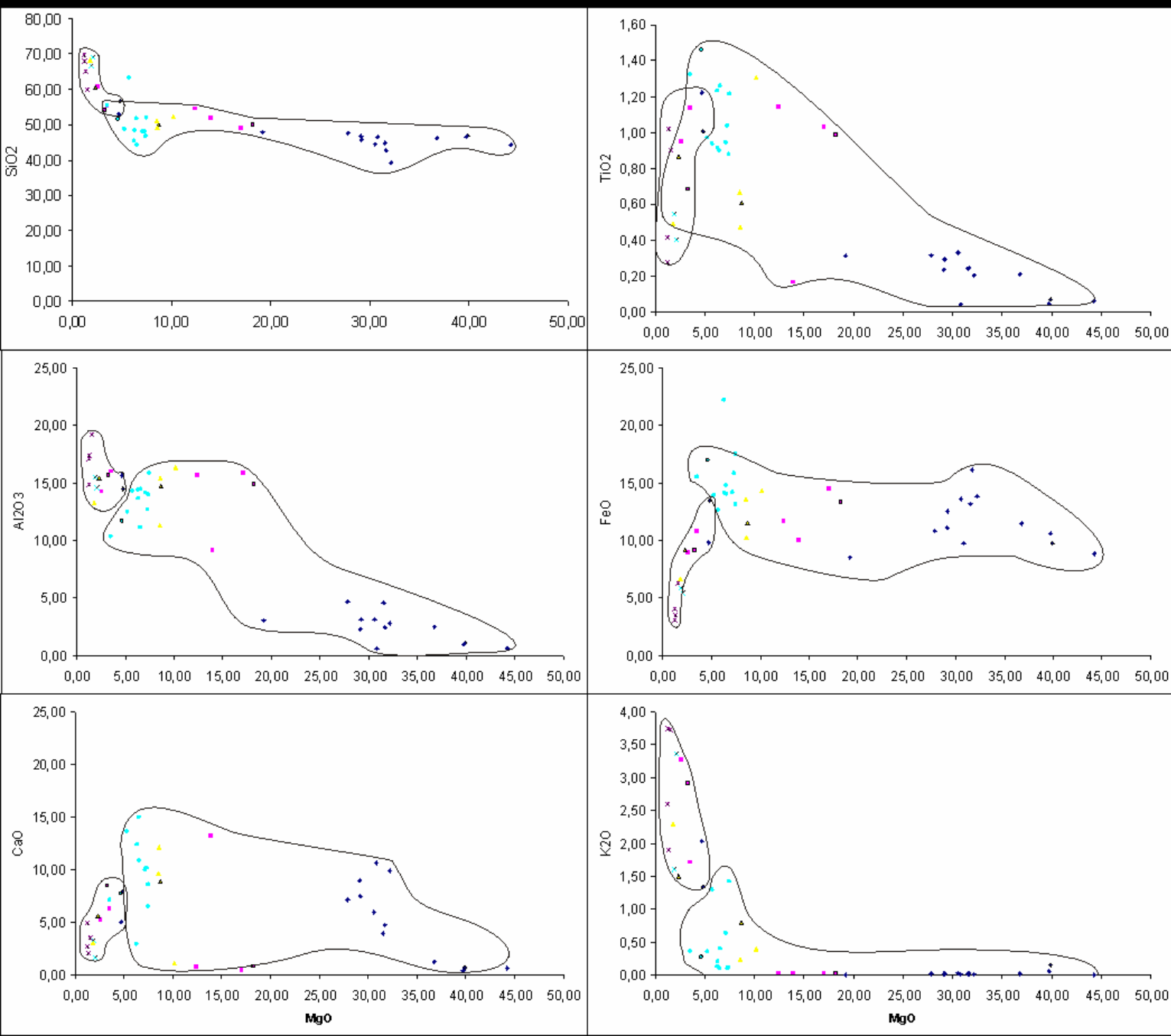


Риолиты. Составу риолитов соответствуют слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы с реликтами порфировидных выделений кварца и плагтоклаза. Биотит преобладает над мусковитом. Слагают потоки мощностью 20-40 м. Магнезиальность метариолитов составляет 31-41, содержания кремнезема достигают 70 мас. %. По общему содержанию РЗЭ выделяются две группы пород: в риолитах интервала 393,2-436,2 м и 568,7-609,1 м скважины 3538 концентрации РЗЭ в 4-5 раз превышают концентрации лантаноидов в риолитах интервалов 512,4-536,6 м и 557,6-568,7 м те же скважины. Обе группы характеризуются максимальным, для описываемой толеитовой АДР – ассоциации обогащением группой легких РЗЭ: в метариолитах с высоким содержанием РЗЭ $(La/Sm)_n=5,7-6,4$, $(La/Yb)_n=19,2-30,2$, при незначительном $(Eu/Eu^*=0,8)$ дефиците европия; в риолитах с относительно низким содержанием РЗЭ $(La/Sm)_n=5,4-6,7$, $(La/Yb)_n=2,38-30,3$ с незначительной отрицательной аномалией европия $(Eu/Eu^*=0,8)$. На мультиэлементной диаграмме отмечается деплетация Nb.

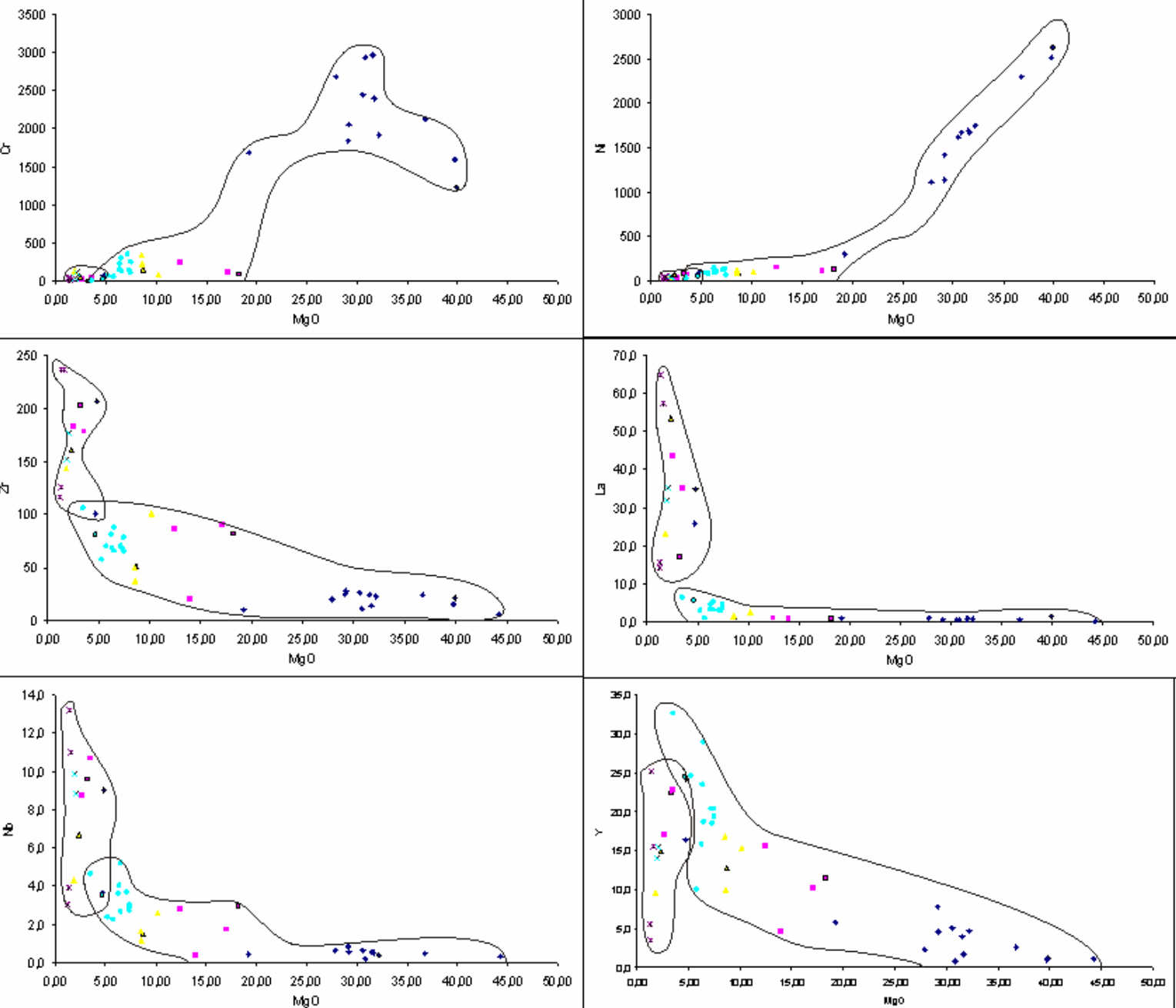
Петрогенезис верхней толщи. Моделирование в программном комплексе “Comagmat” показывает невозможность образования ни одного из дифференциатов АДР – ассоциации верхней толщи в результате кристаллизационной дифференциации (как равновесной, так и фракционной) расплавов, отвечающих составу породам коматиит-толеитовой ассоциации нижней толщи.

На диаграммах MgO – петрогенные компоненты и REE, TE фигуративные точки составов пород нижней и верхней толщ образуют самостоятельные поля, пересекающиеся, в ряде случаев, в области базальтоидов.

Положение фигуративных точек составов нижней и верхней толщ Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO - петрогенные компоненты (мас.%).



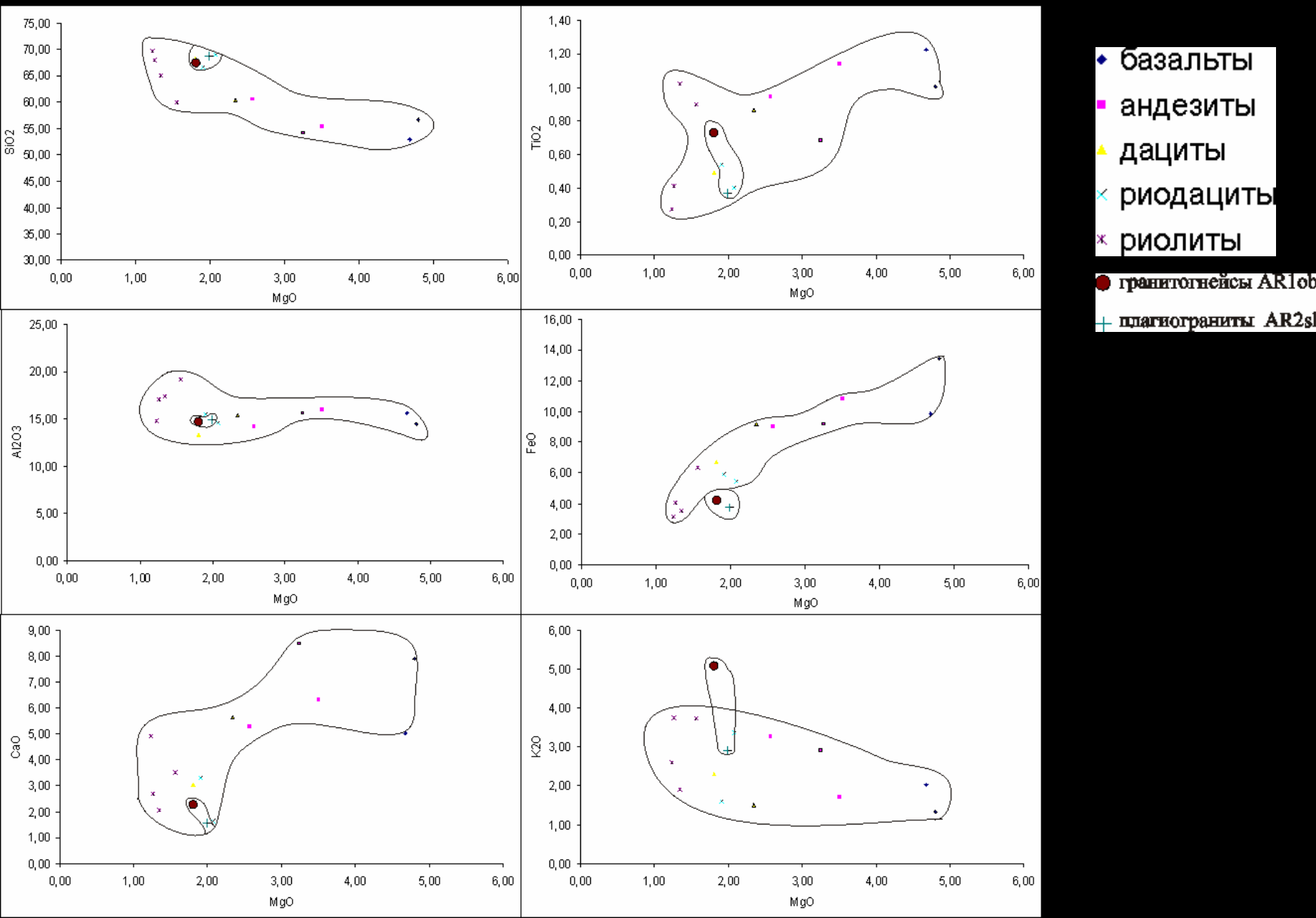
Положение фигуративных точек составов нижней и верхней толщ Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO - REE, TE (pmm).



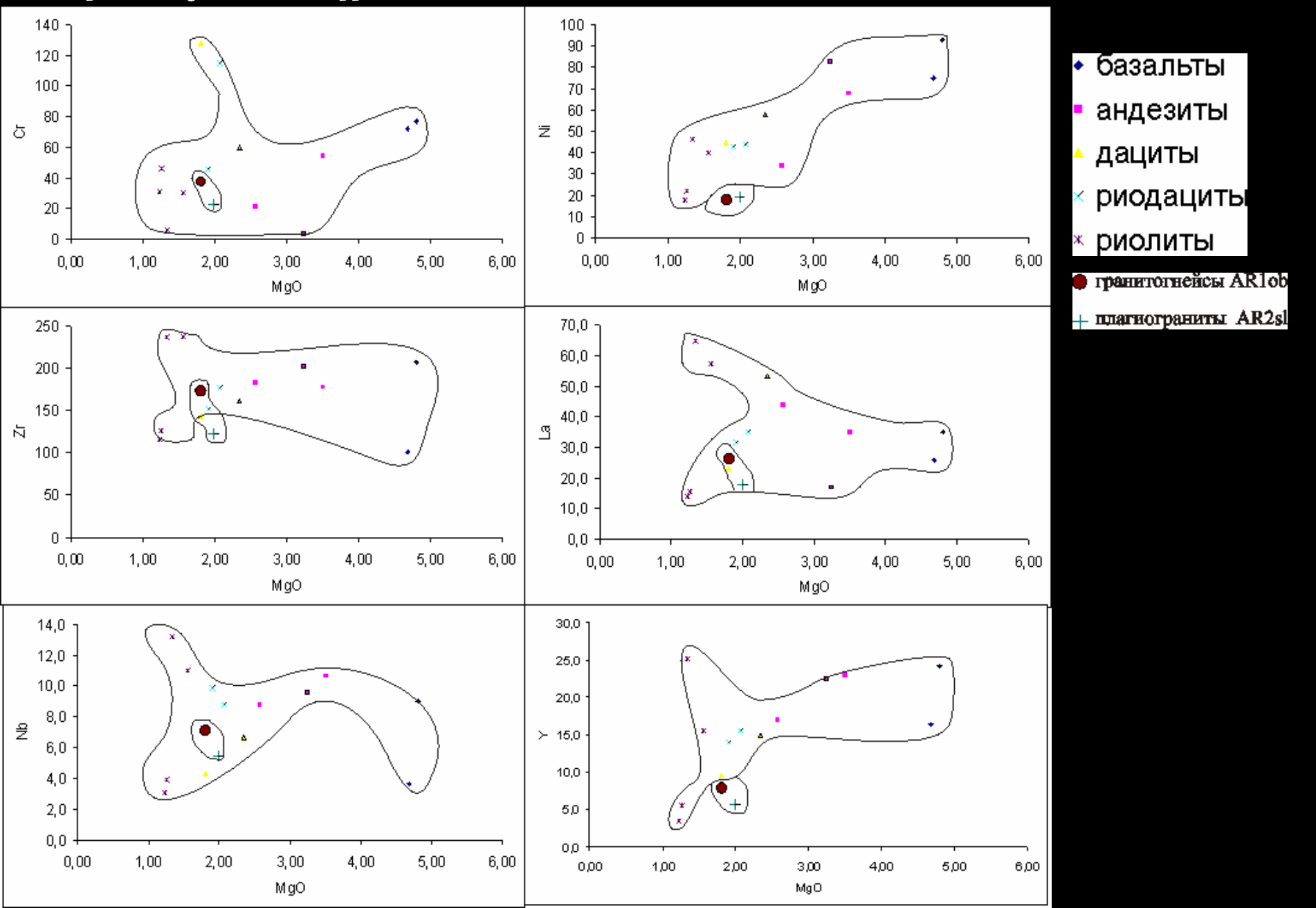
Принимая отсутствие прямой генетической связи между коматиит-толеитовой и АДР ассоциациями в качестве возможного субстрата при образовании исходных расплавов для пород верхней толщи нами рассматриваются раннеархейские гнейсы обоянской серии.

Сравнение составов пород АДР – ассоциации с гнейсами обоянской серии и позднеархейскими плагиогранитами салтыковского комплекса показывает наибольшую сходимость состава предполагаемого субстрата с риодацитами верхней толщи.

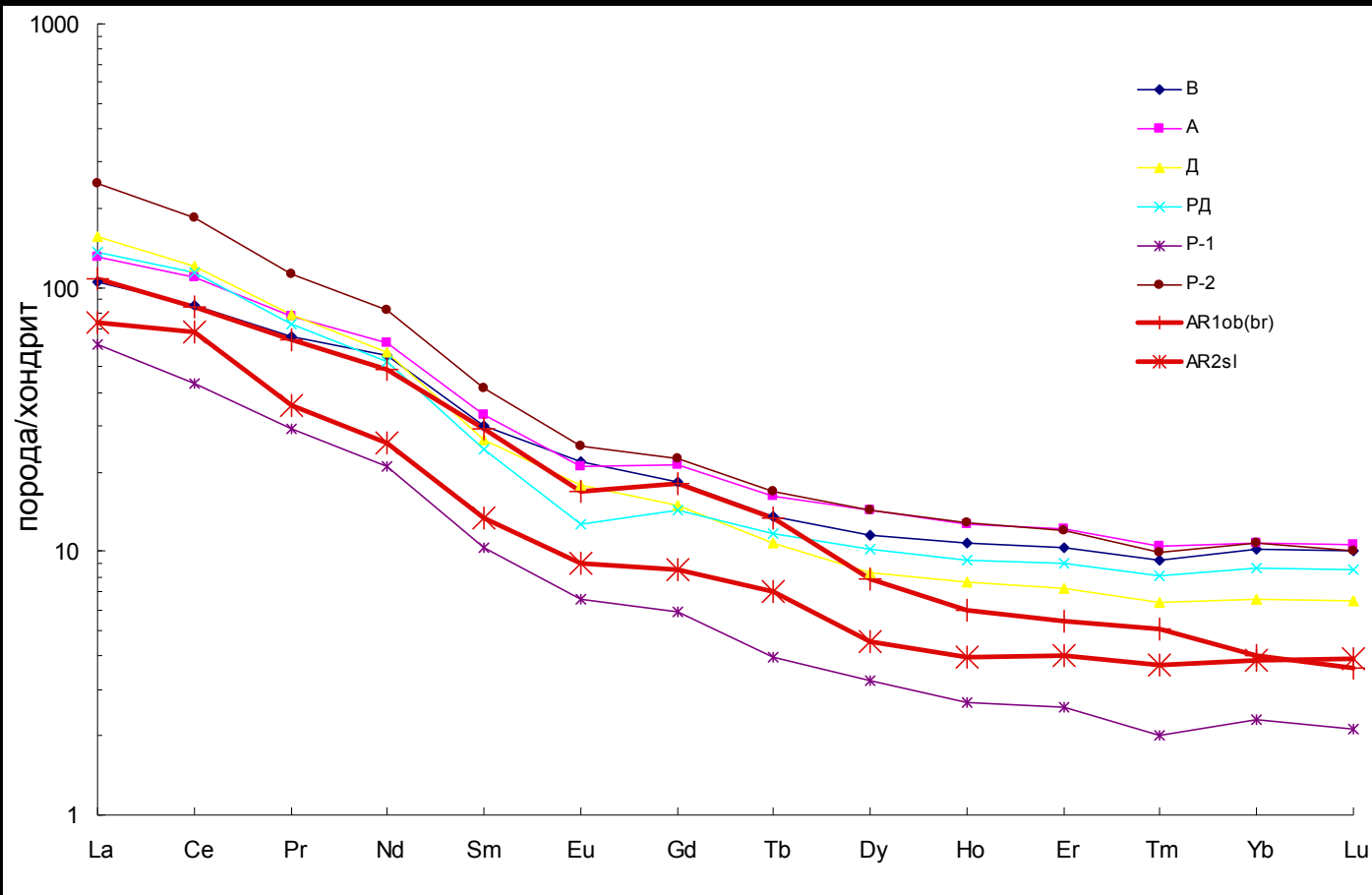
Положение фигуративных точек составов неоархейской АДР - ассоциации Львово-Ракитнянского зеленокаменного пояса, гранито-гнейсов обоянской серии и плагиогранитов салтыковского комплекса КМА на диаграммах MgO - петрогенные компоненты (мас.%).



Положение фигуративных точек составов неогархейской АДР - ассоциации Львово-Ракитнянского зеленокаменного пояса, гранито-гнейсов обоянской серии и плагиогранитов салтыковского комплекса КМА на диаграммах MgO - REE, TE (ppm).



Хондрит-нормализованные спектры распределения редкоземельных элементов в породах верхней толщи Льговско-Ракитнянского пояса и возможном субстрате палингенного расплава



Моделирование показывает возможность формирования андезитов верхней толщи в результате фракционной (Срх–Pl+Mgt ассоциации) кристаллизации расплава, отвечающему составу толеитовых базальтов верхней толщи. Риолиты, согласно данным моделирования, могли сформироваться в условиях фракционной кристаллизации андезитового расплава.

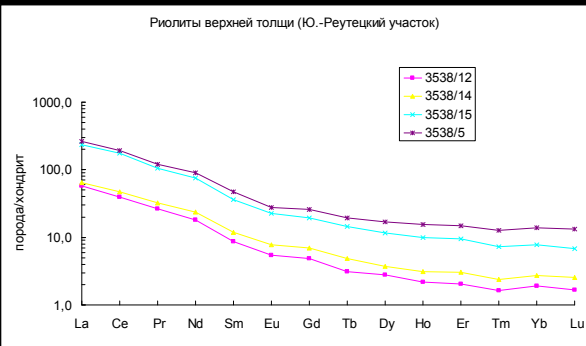
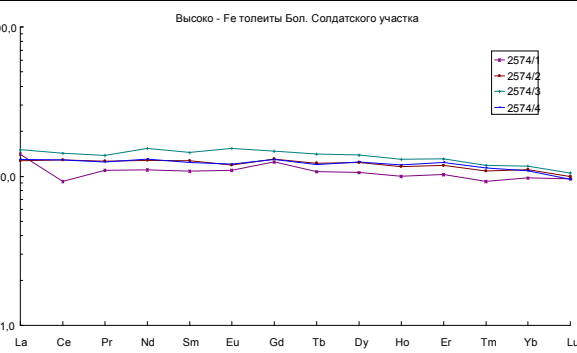
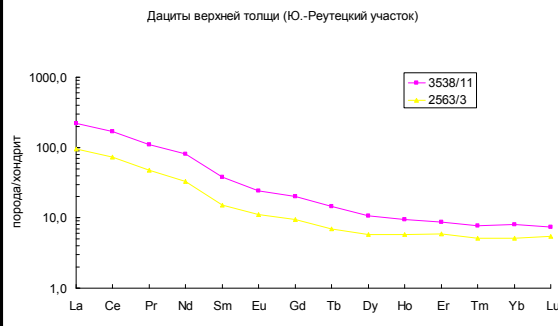
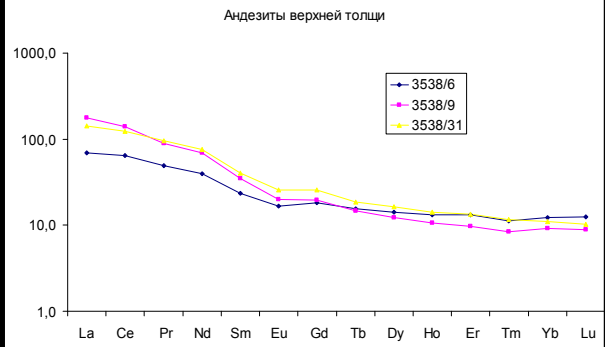
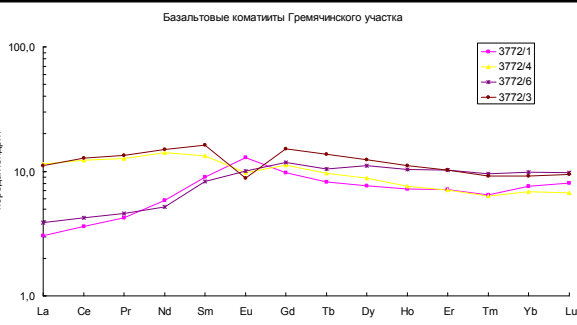
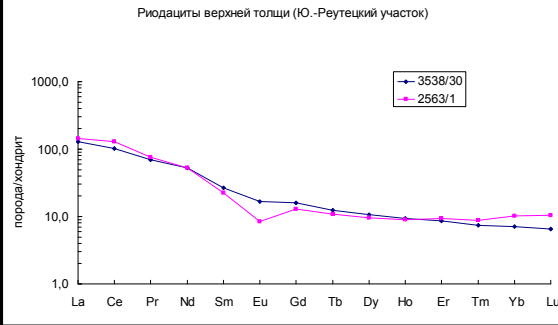
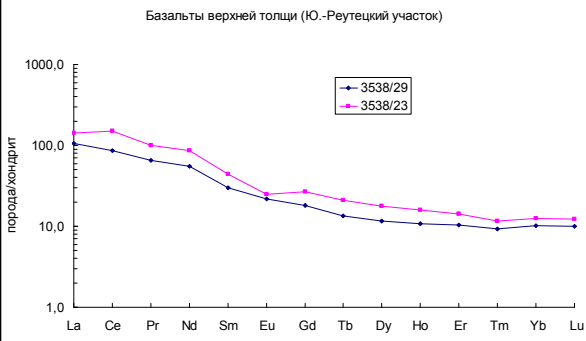
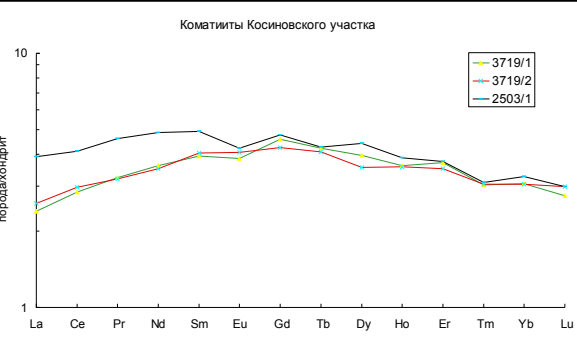
Совокупность геохимических данных (принадлежность к толеитовой, а не известково-щелочной серии) позволяет предположить отсутствие субдукционных процессов при формировании расплавов верхней толщи. Их формирование может быть связано с плавлением верхних уровней раннеархейской континентальной коры мантийно-плюмовым тепловым потоком.

Таким образом, формирование коматиит-толеитовой и АДР ассоциаций нижней и верхней толщ позднеархейского зеленокаменного Льговско-Ракитнянского пояса КМА может быть обусловлено эволюцией независимых мантийно-коровых источников, не связанных, вероятно, с субдукционными процессами.

Нами предполагаются три уровня магмогенерации, которым соответствуют:

- 1) Слагающая низы разреза Льговско-Ракитнянского ЗКП, собственно мантийная ассоциация, включающая перидотитовые и базальтовые коматииты и высокомагнезиальные базальты;
- 2) Толеитовые базальты нижней толщи, составляющие основной объем вулканитов ЗКП, которые могли сформироваться в результате частичного плавления нижних мафических уровней раннеархейской коры континентального типа, либо подстилающей кору сублитосферной мантии;
- 3) Андезит-дацит-риолитовая, с резко подчиненным количеством базальтоидов, толеитовая серия, источником которой могли быть гранито-гнейсовые комплексы верхних уровней коры.

Различие способов формирования исходных расплавов коматиит-базальтовой и АДР ассоциаций зеленокаменной ассоциации проявляется в геохимических характеристиках, среди которых наиболее значимой является обогащенность пород верхней толщи группой легких редкоземельных элементов, что определено нами в качестве ведущего геохимического критерия расчленения пород нижней и верхней толщ Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА.



Благодарим за внимание!



Крупные изверженные
провинции (LIPs)
и их отражение в
геологической эволюции
Воронежского
кристаллического массива

доценты, к.г.-м.н. А.Ю. Альбеков, М.В. Рыборак
2012

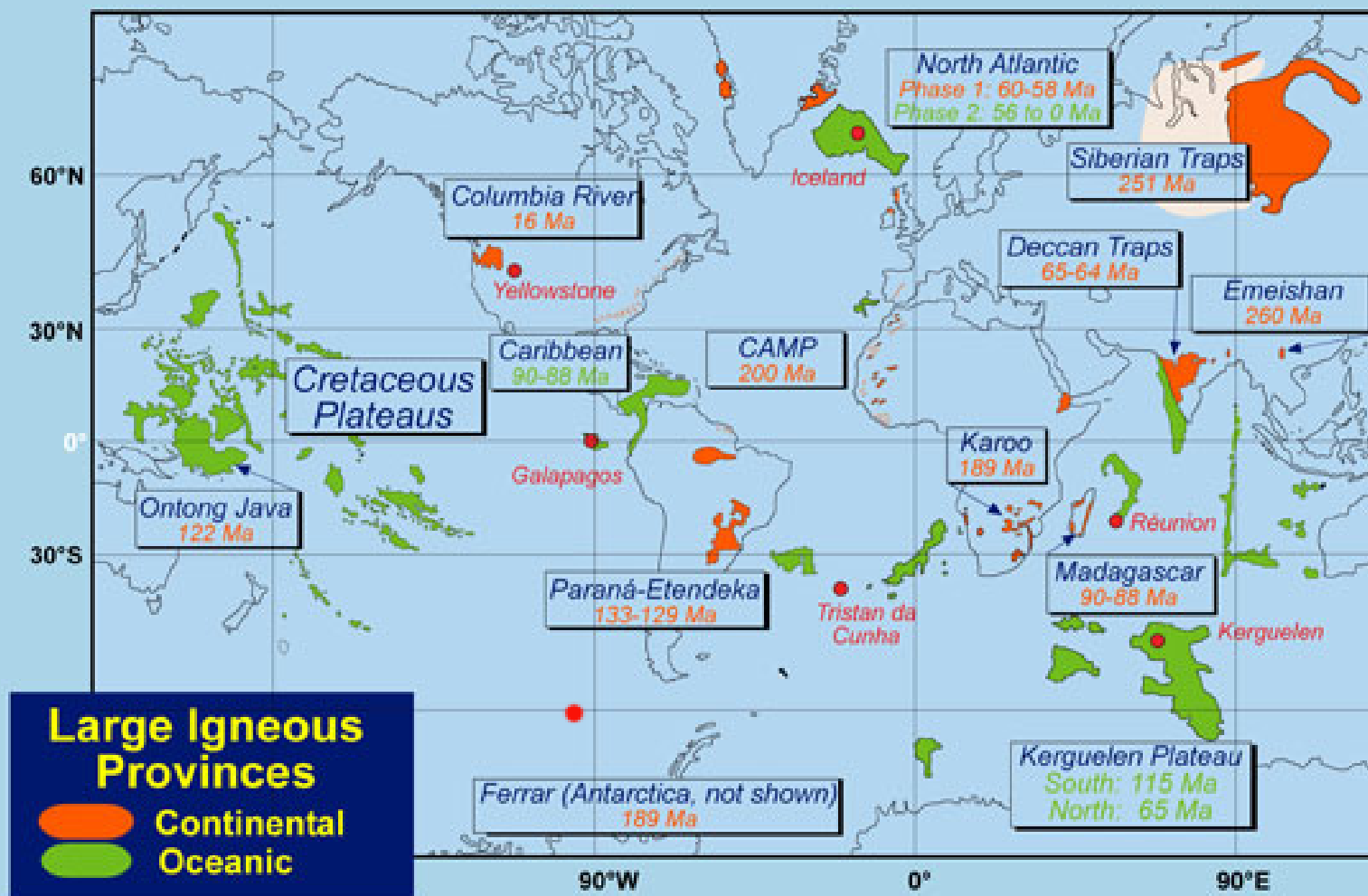
Крупные изверженные провинции (Large Igneous Provinces - LIPs)

- это магматические провинции с площадью распространения более 0,1 миллиона кв.км, объемом магматитов более 0,1 миллиона куб.км и максимальной общей продолжительностью формирования около 50 млн. лет, которые имеют внутриплитные тектонические параметры или геохимическое сходство, и характеризуются магматическим импульсом (импульсами) малой длительности (около 1-5 млн. лет), в течение которых была сформирована их большая часть (> 75% от общего объема)

В настоящее время исследование крупных изверженных провинций осуществляется по двум взаимодополняемым направлениям:

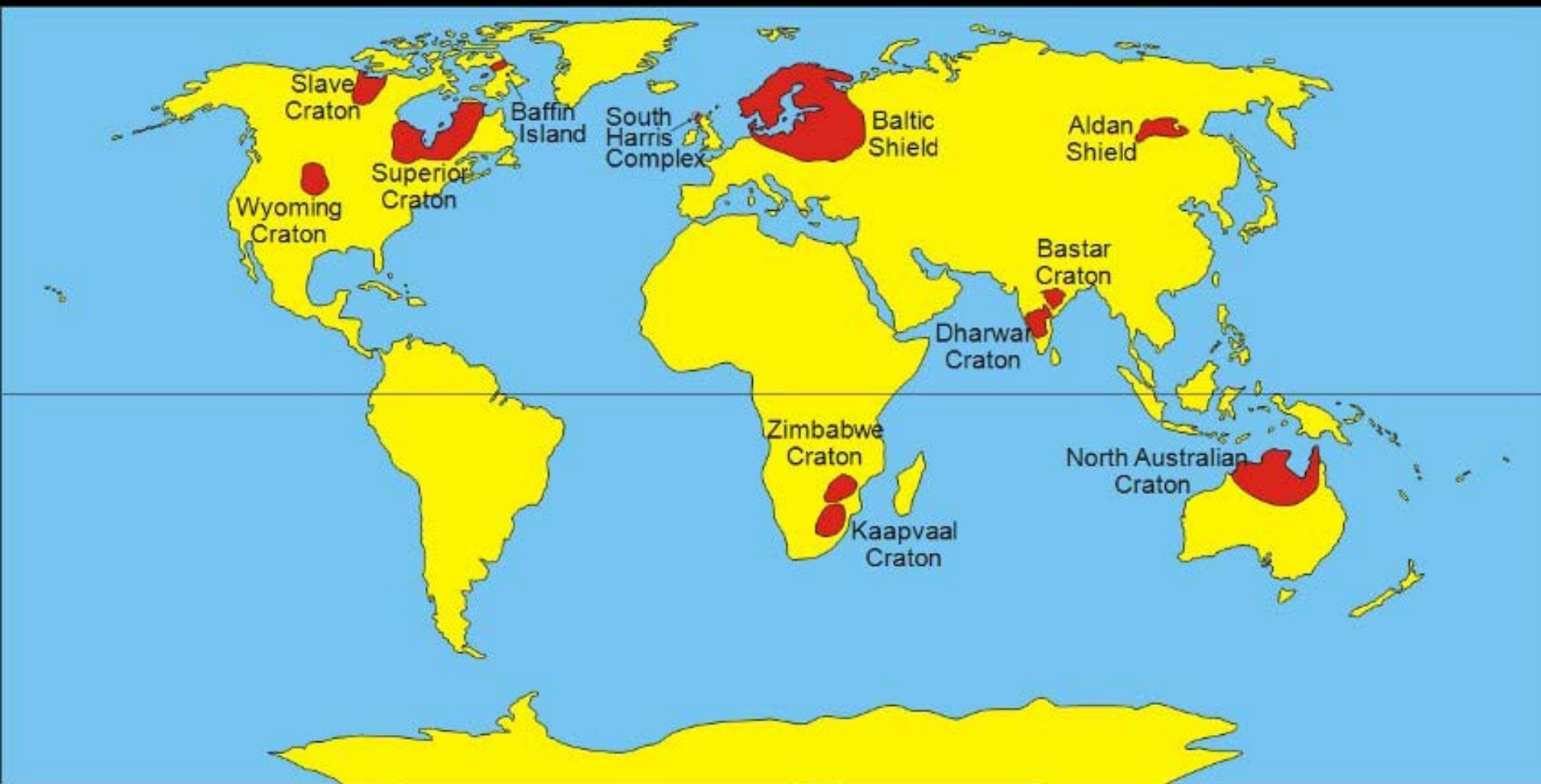
- а) установление временного распределения LIPs (частота встречаемости, суперплюмовые события, связь с изменением климата);
- б) выявление пространственного распределения LIPs (размеры, связь с плюмовым куполом, рифтогенезом и распадом суперконтинентов)

Схема основных мезозойских и кайнозойских LIPs



Coffin and Eldholm (1992)

Текущее глобальное распределение магматических пород LIPs событий с возрастом около 1880 Ма



M. Minifie, R. Ernst, A. Kerr, 2011

Классификация LIPs

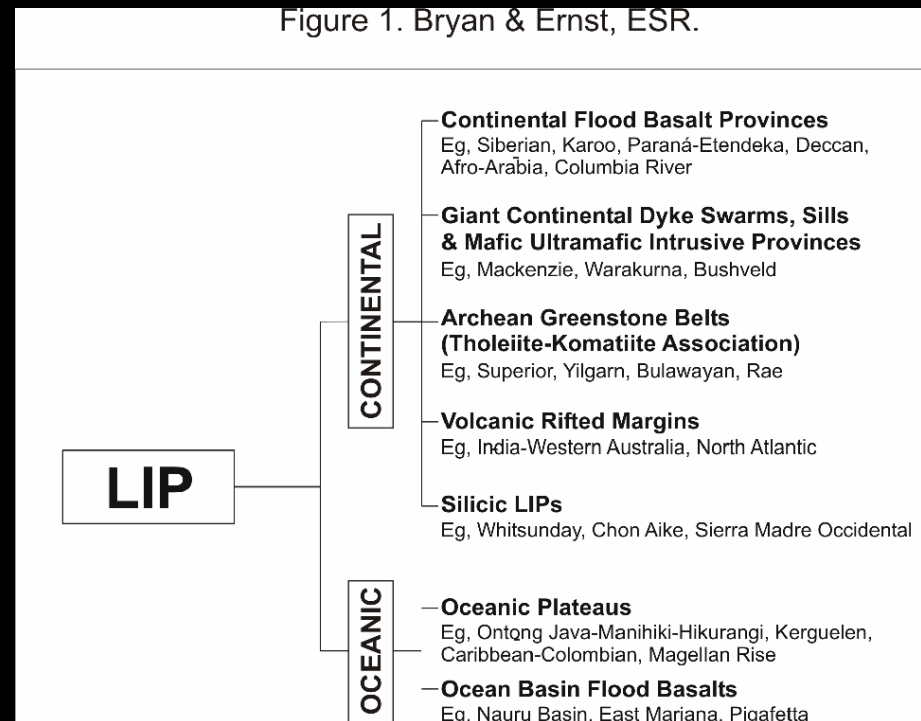
Континентальные

- а.1) континентальные плато-базальтовые провинции (Parana-Etendeka – Ю.Америка-Африка, Сибирские траппы и др.);
- а.2) вулканические рифтовые поля (Индия - Западная Австралия, Северная Атлантика и др.);
- а.3) гигантские поля (рои) континентальных даек, провинции силлов и мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузии (Bushveld – Ю.Африка, Warakurna – Австралия и др.);
- а.4) зеленокаменные пояса, обширные толеит-коматиитовые $\pm$ риолиты вулканические ассоциации и комагматичные им силлы (Barberton – Ю.Африка, кратоны Superior и Slave – С.Америка и др.);
- а.5) высокообъемные кислые (высококремнистые) провинции (Whitsandey – Австралия, Chron Aike – Ю.Америка-Антарктида и др.).

Океанические

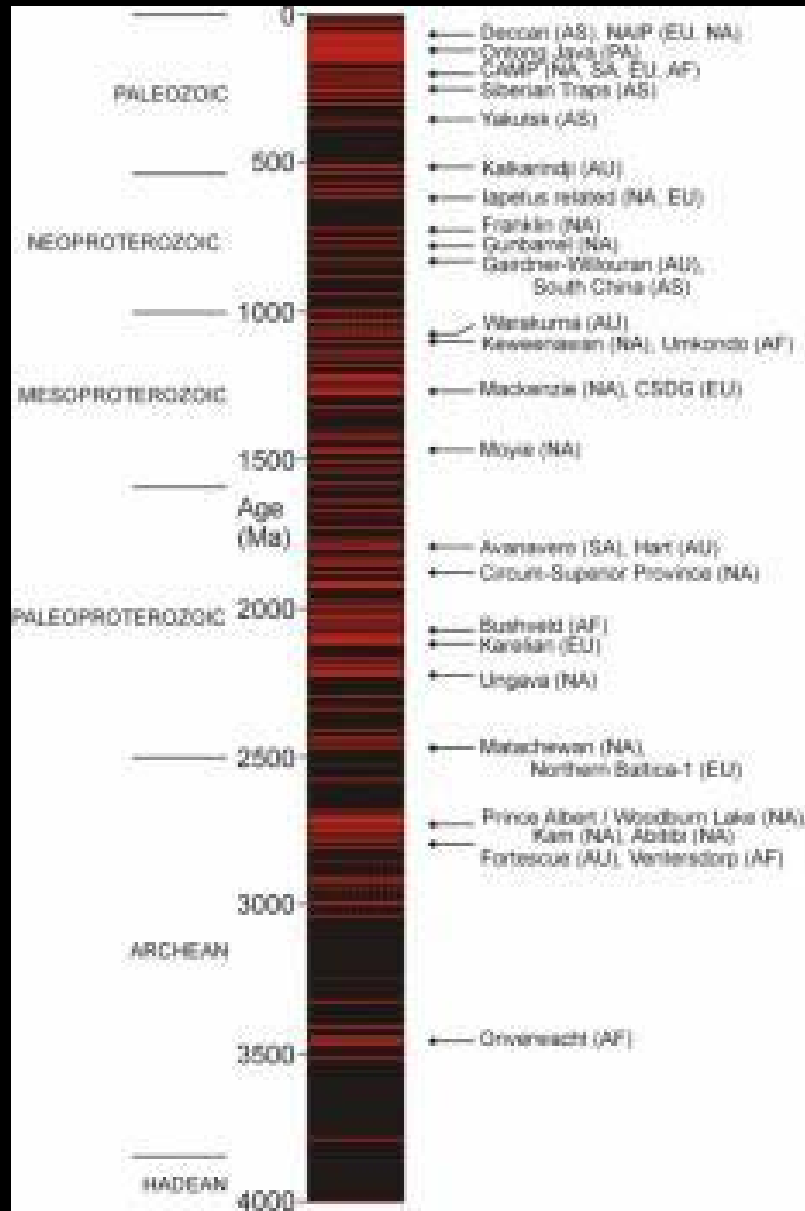
- б.1) океанических плато (Ontong Java-Manihiki-Hikurangi – Тихий океан и Kergelen – Индийский океан);
- б.2) плато-базальты океанических бассейнов (Nauru Basin, East Mariana и Pigafetta – Тихий океан).

Figure 1. Bryan & Ernst, ESR.



Глобальные возрастные штрих-коды LIPs

(по R. Ernst et.al., 2005)



Сокращения:

НА - Северная Америка,

SA - Южная Америка,

ЕС - Европа,

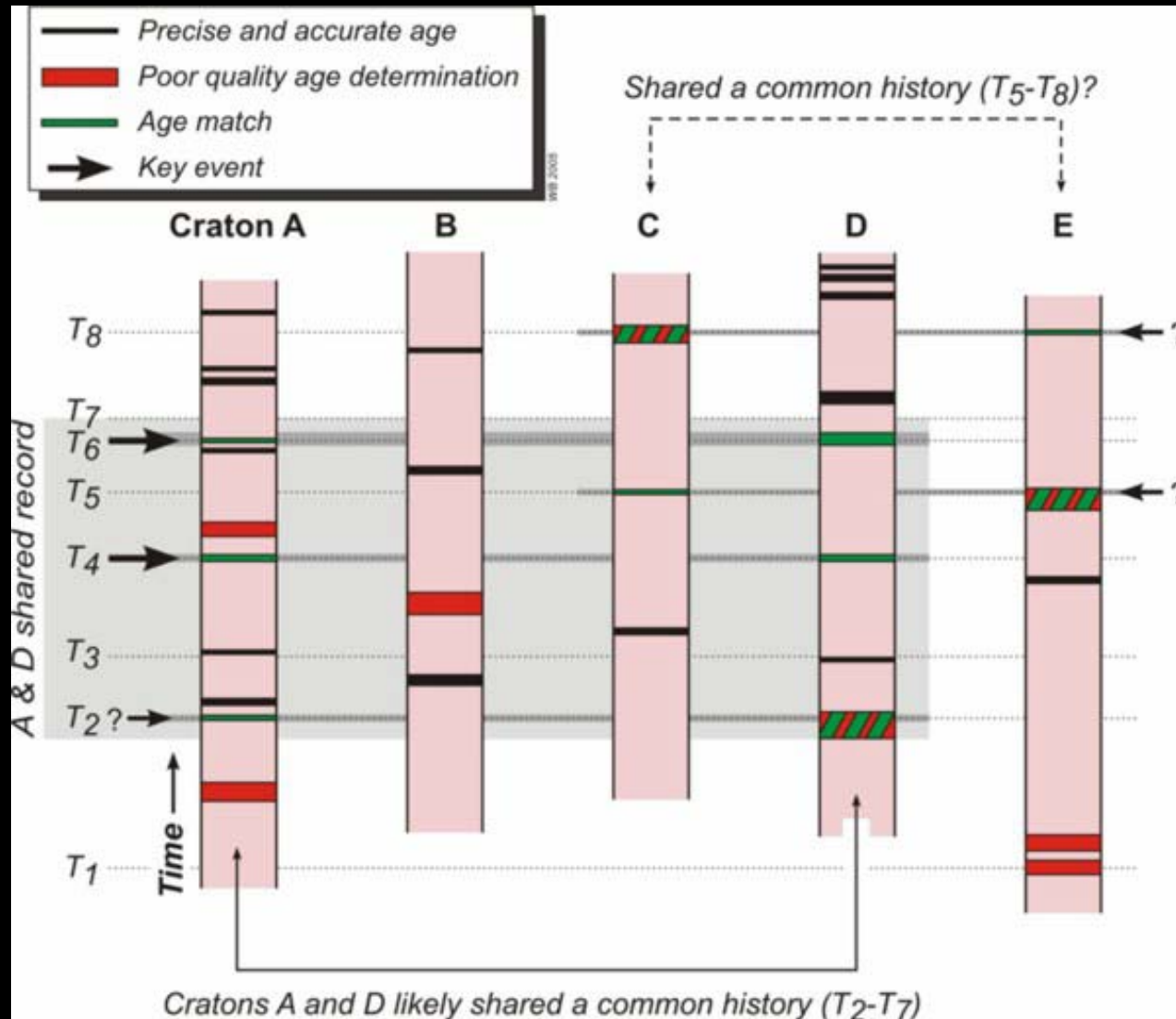
AF - Африка,

AS - Азия,

AU - Австралия,

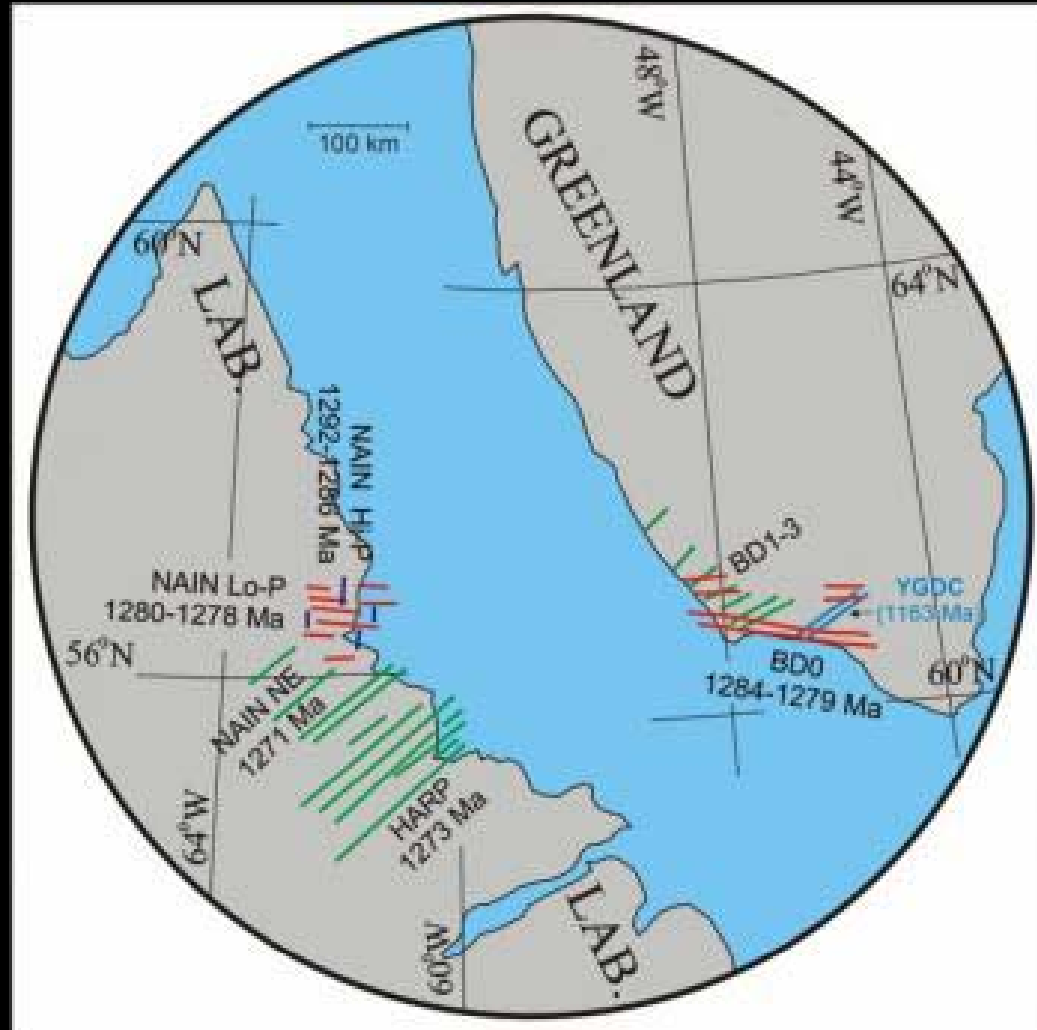
РА - Тихий океан

Пример методологии работы: Гипотетические возрастные «бар-коды» пяти кратонов



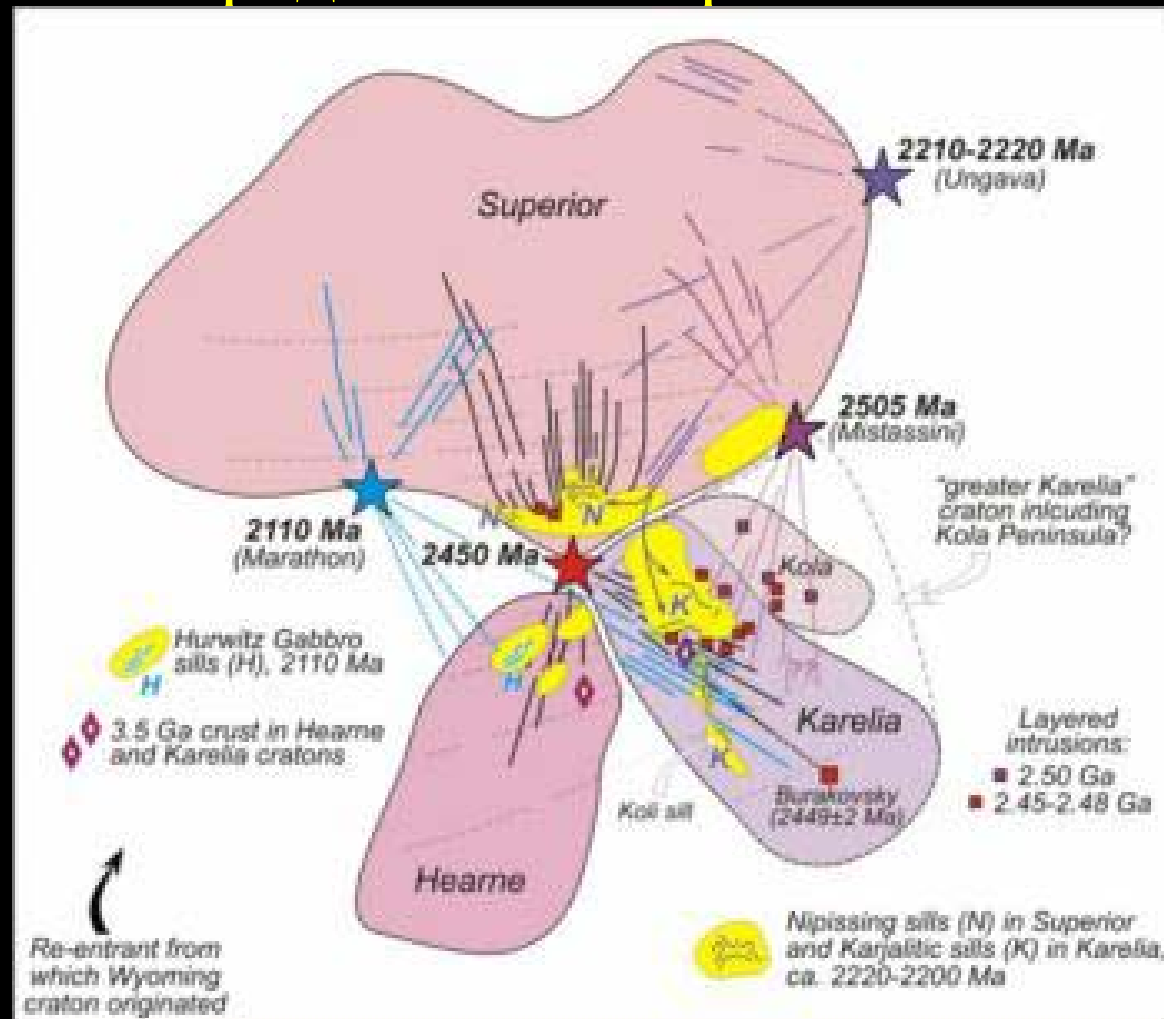
(W.Bleeker and R. Ernst, 2006)

Рои даек, как контрольные точки в реконструкции совмещения границ Гренландии и Лабрадора (Канада)



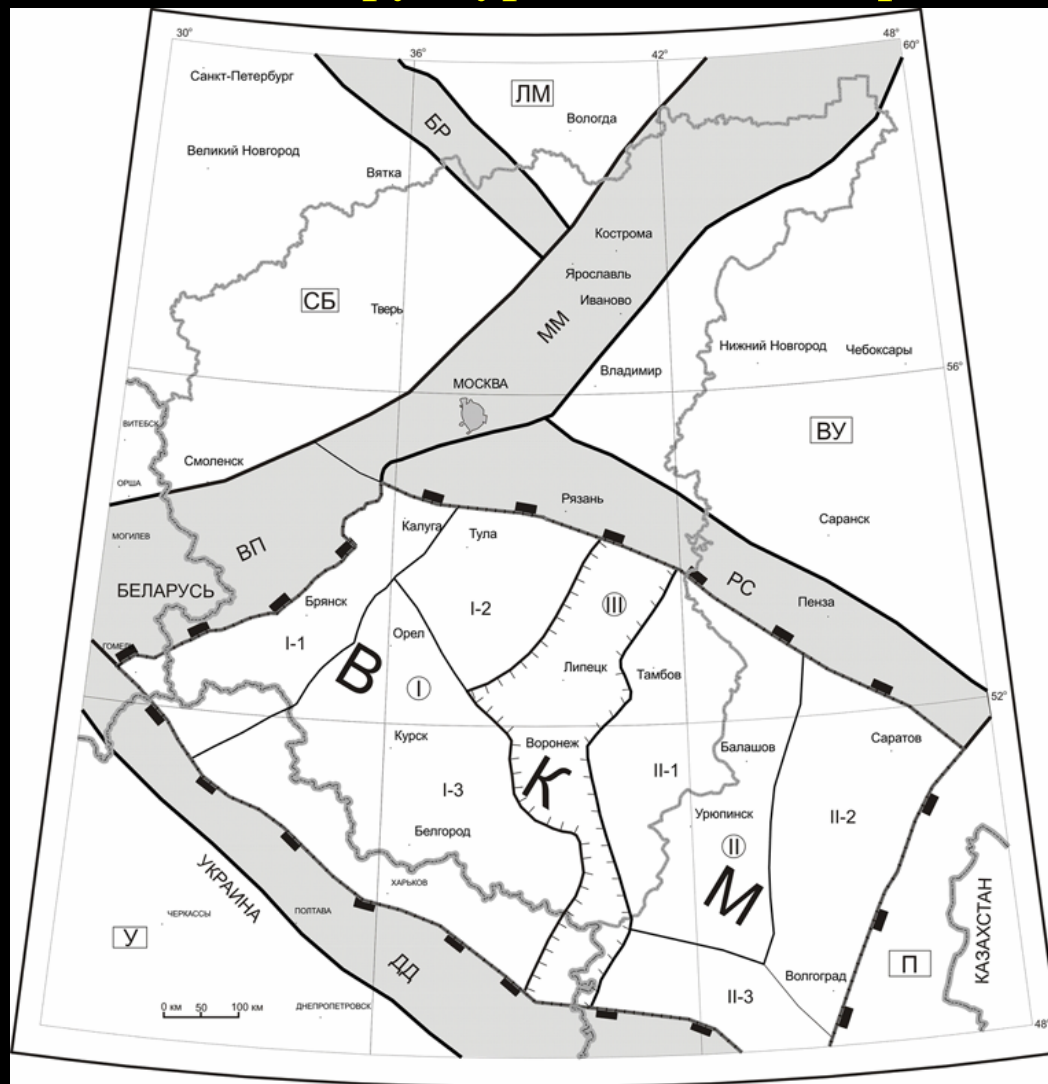
(K.L. Buchan et al., 1996)

Реконструкция палеопротерозойского сочленения кратонов Супериор, Карелия, Кола, Херн и Вайоминг на основе определения возрастов LIP-событий



(W.Bleeker and R. Ernst, 2006)

Воронежский кристаллический массив и его обрамление в структуре Восточно-Европейской платформы



- СБ** 1 Крупнейшие сегменты Восточно-Европейской платформы (БЕП): СБ - Скандинавско-Белорусский, ЛМ - Лапландско-Мезенский, ВКМ - Воронежский кристаллический массив, ВУ - Волго-Уральский, У - Украинский, П - Приазовский
- БР** 2 Межблоковые пояса: БР - Балтийско-Рыбинский, ММ - Московско-Мезенский, ВП - Вольно-Подольский, РС - Рязано-Саратовский, ДД - Днепров-Донецкий
- 3** Граница Воронежского кристаллического массива (ВКМ)
- 4** Мегаблоки ВКМ: I - Курский (КМА), II - Хоперский
- 5** Лосевская (Ливенско-Богучарская) шовная зона в пределах ВКМ
- 6** Макроблоки: КМА - I-1 - Брянско-Калужский, I-2 - Ливенско-Ефремовский, I-3 - Орловско-Курский (Курско-Белгородский); Хоперского мегаблока - II-1 - Варваринский, II-2 - Калачско-Эртильский, II-3 - Камышинский
- 7** Государственные границы
- 8** Границы Центрального Федерального округа



В эволюции ВКМ выделяется 4 глобальные эпохи

- 1) раннеархейская;
- 2) позднеархейская;
- 3) палеопротерозойская;
- 4) фанерозойская.

Раннеархейская

Формирование блоков
высокометаморфизованного метабазит–
гранулит-гранито-гнейсового основания
Курской гранит-зеленокаменной области.

На территории Хоперского блока не
установлена.

Позднеархейская

развитие зеленокаменных ассоциаций с последующей сменой условий растяжения коллизией обстановкой, маркируемой ареальной гранитизацией и мигматизацией, а также появлением значительных масс субщелочных гранитоидов.

Палеопротерозойская

- а) раннего рифтогенеза - накопление площадных (латеральных) железисто-кремнистых толщ и заложение рифтогенных структур;
- б) поздний рифтогенный - в палеопротерозойских рифтогенных структурах происходило формирование вулканитов, преимущественно пикрит-базальтового состава и терригенных толщ;
- в) коллизионный этап, маркируемый гранитоидными комплексами;
- г) этап внутриплитного платформенного магматизма, ознаменовавшийся внедрением траппов, щелочных и субщелочных магматитов.

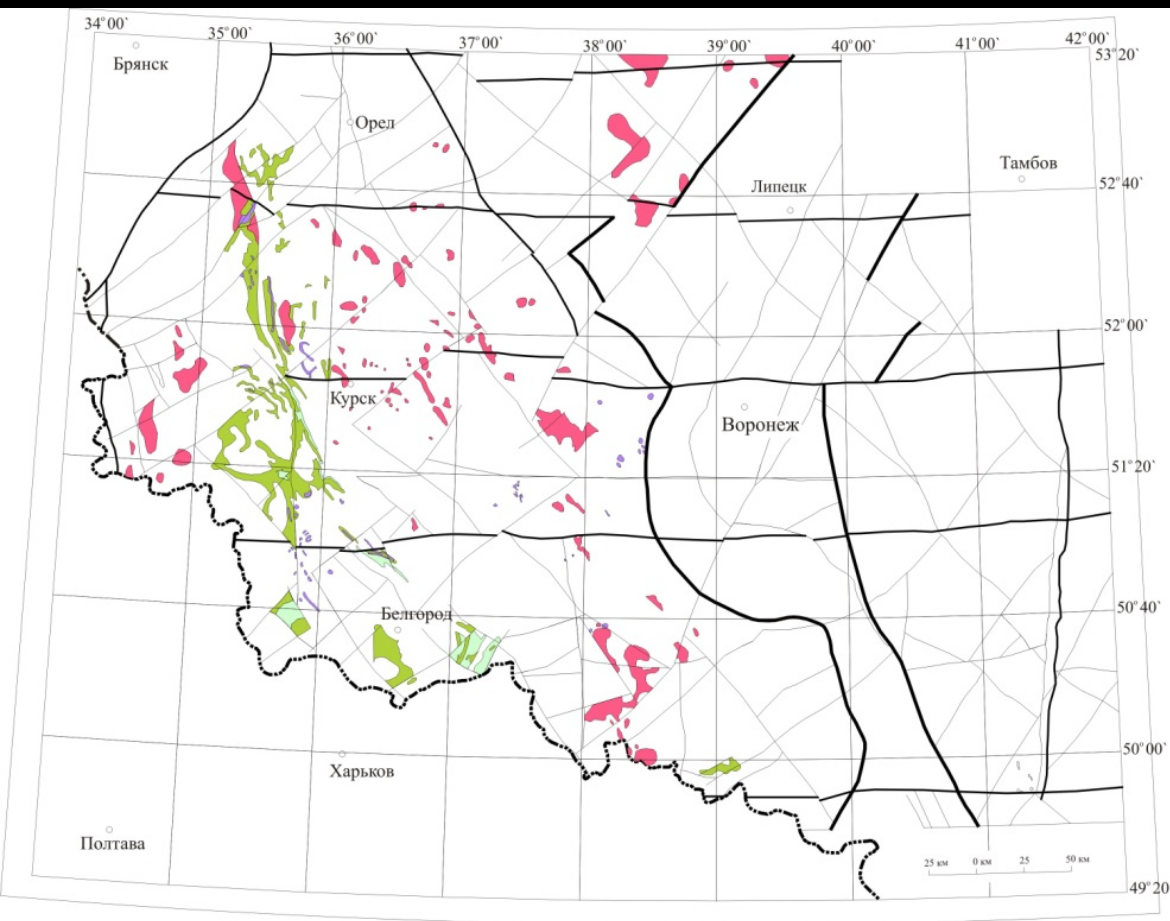
Фанерозойская

формирование осадочного чехла
платформы с проявлениями
магматической активности в
среднедевонское время

4 вероятных проявлений LIPs на территории ВКМ

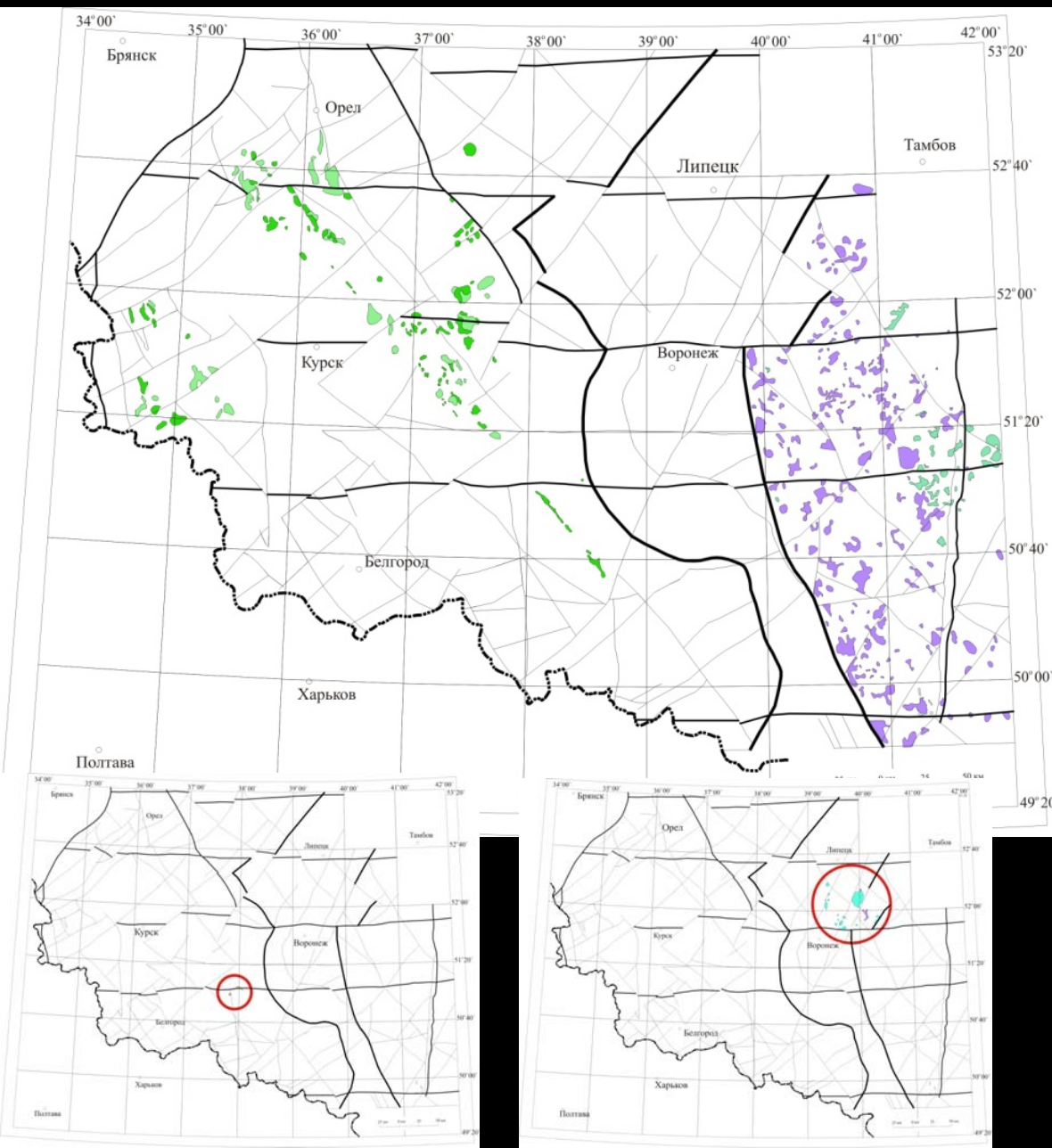
- 1) Образования позднеархейского высокомагнезиального коматиит-базальтового магматизма.
- 2) Палеопротерозойские рифтогенные породные ассоциации.
- 3) Палеопротерозойские платформенные проявления плато-базальтов.
- 4) Среднепалеозойские (девонские) проявления щелочно-базальтоидной и плато-базальтовой вулканогенных формаций.

Образования позднеархейского высокомагнезиального коматиит-базальтового магматизма



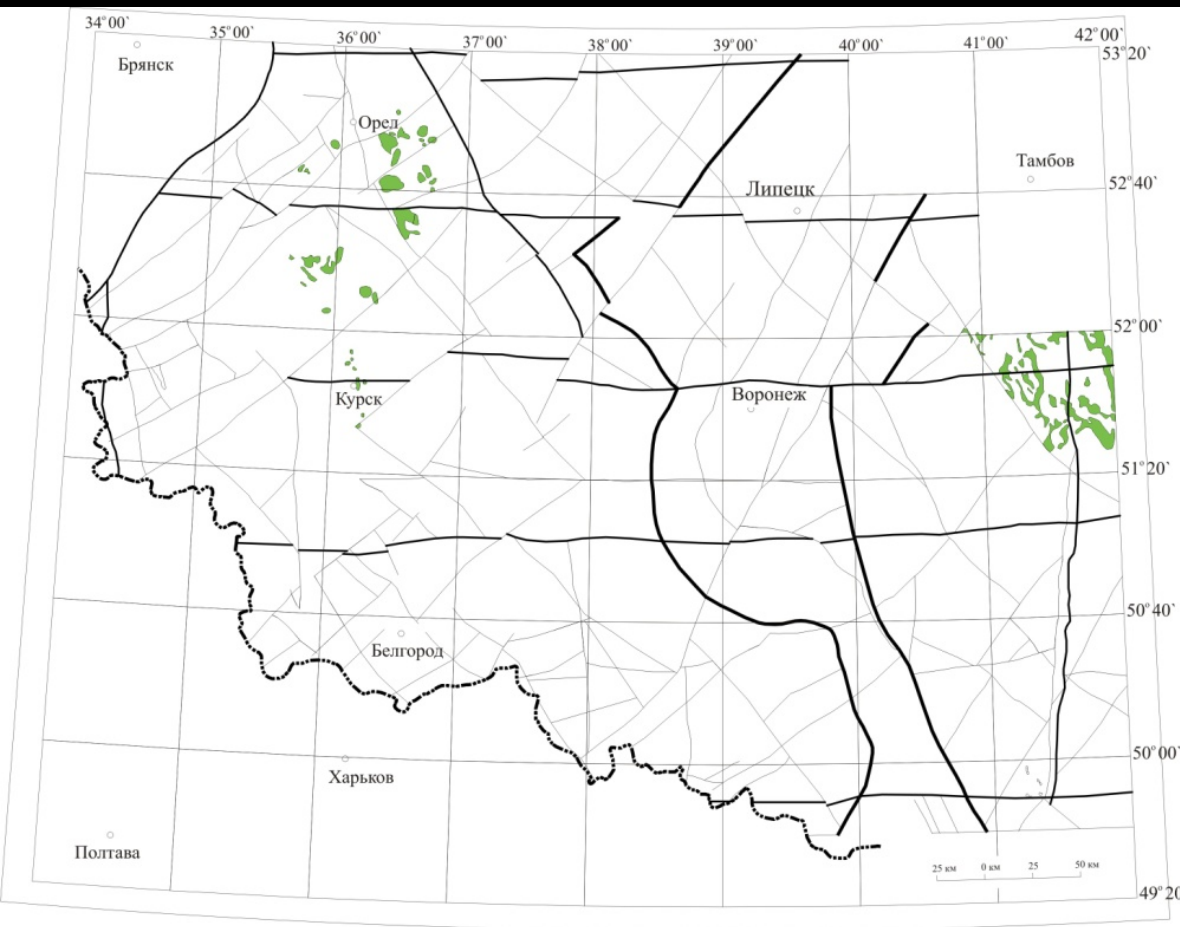
Наиболее вероятным возрастом формирования этой ассоциации, по имеющимся TIMS U-Pb (изохроны по циркону [Артеменко Г.В., 1998]) и Sm-Nd (эрохрона, вал по породам; авторские данные) определениям, является интервал 2,6-2,5 млрд. лет. Предполагается, что исходные расплавы Al-деплетированных коматиитов и высокомагнезиальных базальтов [Рыборак, 2012] сформировались в результате декомпрессионного плавления астеносферного мантийного вещества и его контаминации мафическим нижнекоровым веществом

Палеопротерозойские рифтогенные породные ассоциации



Возраст около 2066 млн. лет (U-Pb изохрона). Образованы воздействием мантийного плюма, выраженного в формировании рифтогенных структур на более жестком блоке КМА и рассеянных линейных зон разломов на территории Хоперского мегаблока. Выражены широким развитием ультрамафит-мафитовых магматических образований, вещественный состав которых зависит от региональных особенностей литосферы: золотухинского перидотит-габброноритового комплекса на КМА, ольховского комплекса (габбронорит-кварцмонцонитовая ассоциация) в Лосевском блоке и ультрамафит-мафитовых породных ассоциаций мамонского и еланского комплексов на площади Хоперского блока.

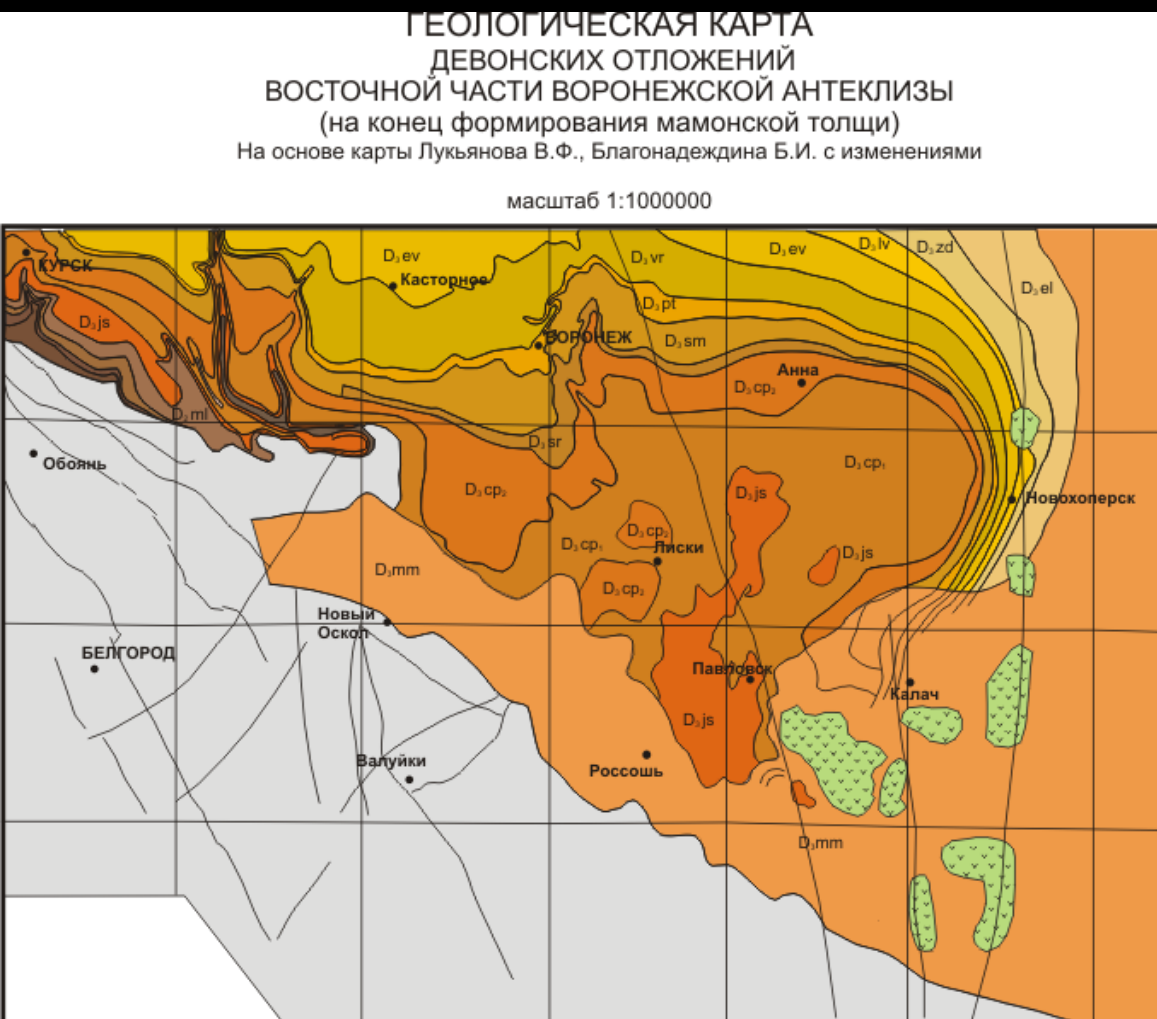
Палеопротерозойские платформенные проявления плато-базальтов



Возраст от 1805+14 млн. лет [49] до около 1790 млн. лет – U-Pb изохрона).

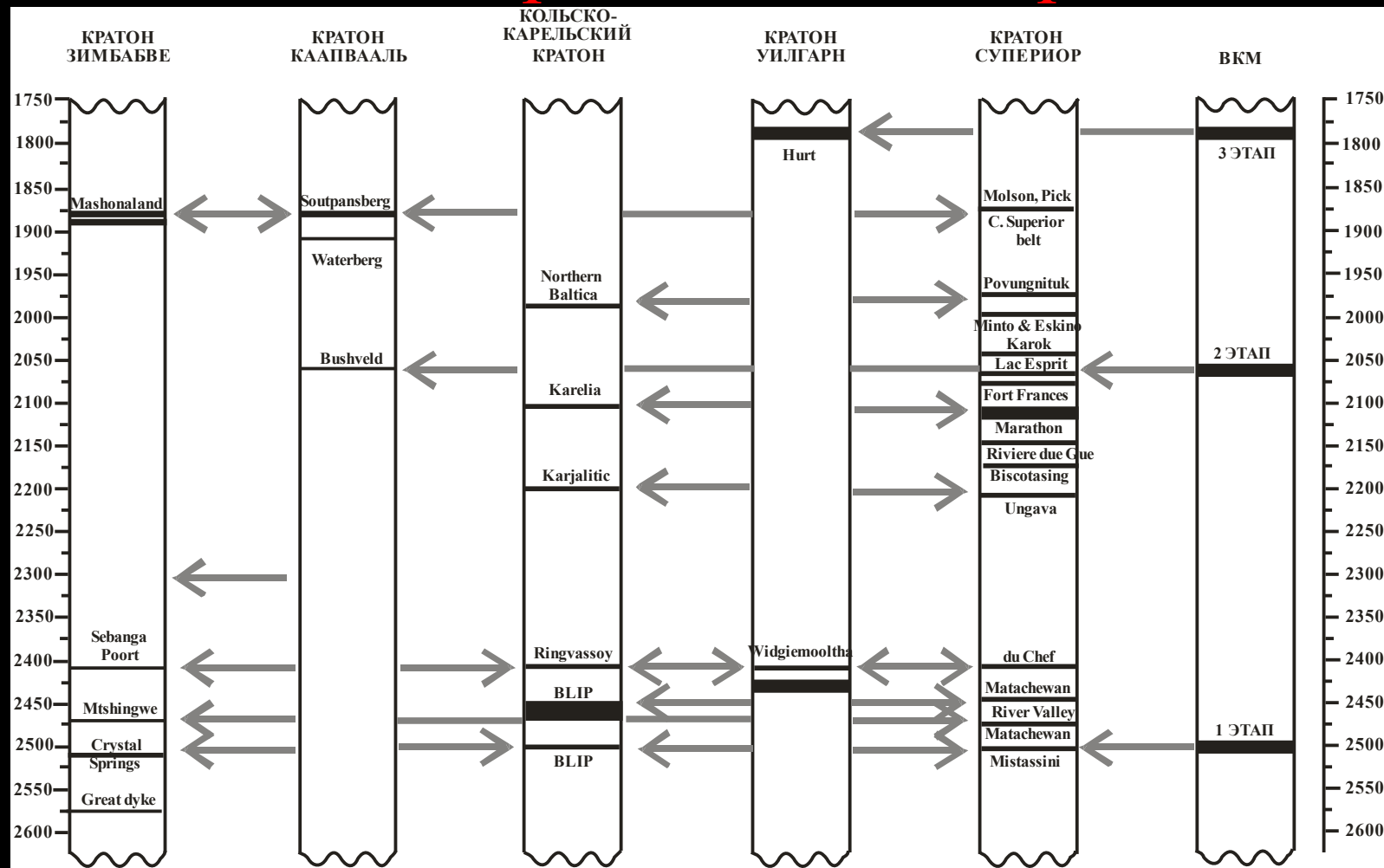
В настоящее время сохранились в виде широко проявленных в современной северной части ВКМ одновозрастных силлов троктолит-габбродолеритов смородинского (мегаблок КМА) и новогольского (Хоперский мегаблок) комплексов

Среднепалеозойские (девонские) проявления щелочно-базальтоидной и плато-базальтовой вулканогенных формаций



Установлены в восточной части ВКМ в зоне контроля Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома [Быков И.Н., 1975]. Возраст их формирования определен исключительно по стратиграфическим данным. Однако девонская магматическая активизация этой области и породные ассоциации вулканитов предполагают, что они могли являться частью глобальных магматических процессов Восточно-Европейского кратона в конце среднего палеозоя (390-365 млн. лет назад) связанных с событием объединения Балтии и Лаврентии, которые в итоге образовали континент Лавразию около 400 млн. лет назад.

Сопоставление проявлений докембрийских LIPs ВКМ и ряда типовых кратонов



Стрелками показаны возможные совпадения возраста мафического платформенного магматизма. BLIP – Балтийская крупная изверженная провинция

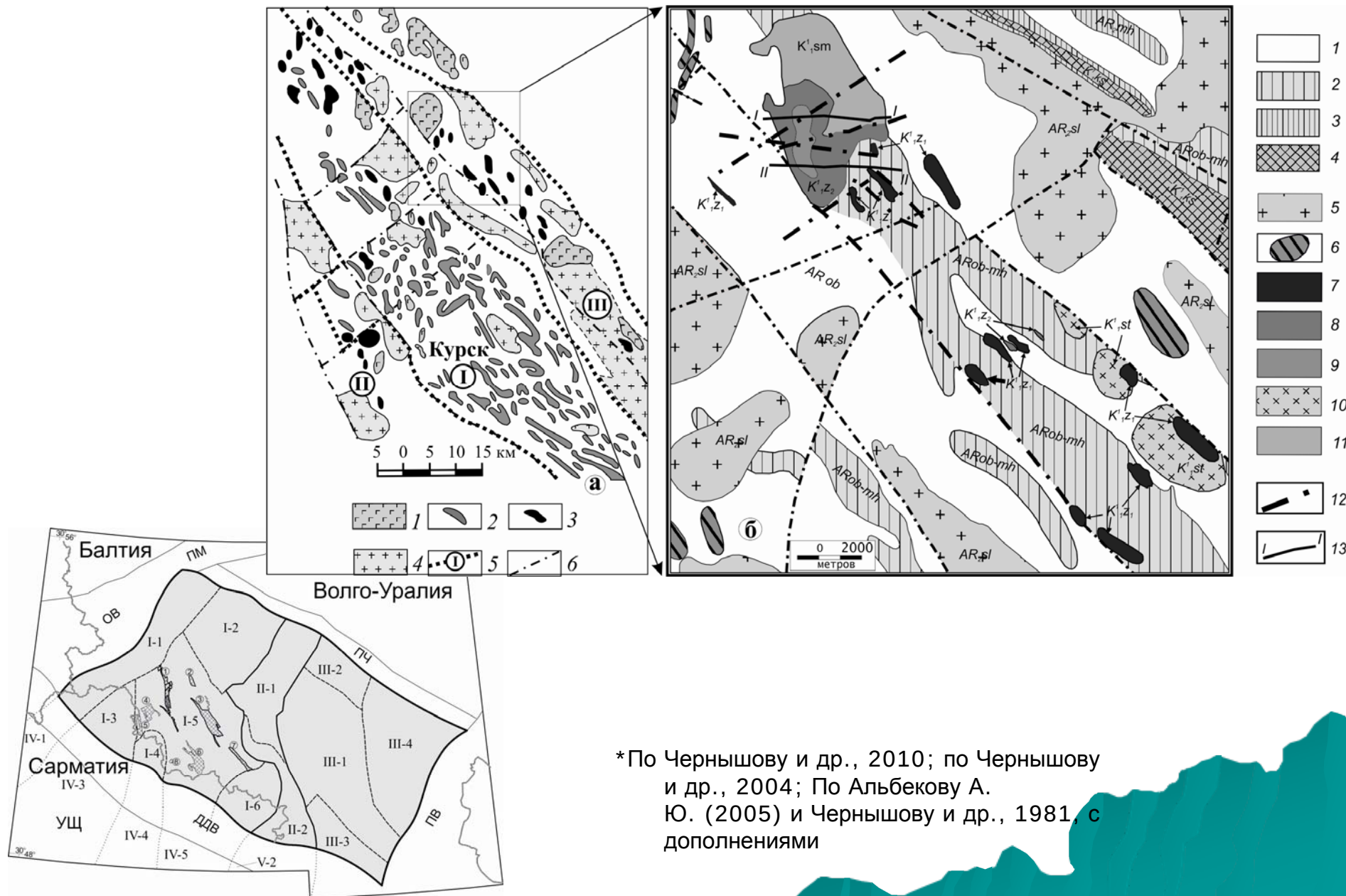
Благодарим за внимание!



Минералого-петрографические и петрогеохимические особенности пород и признаки частичной контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА.

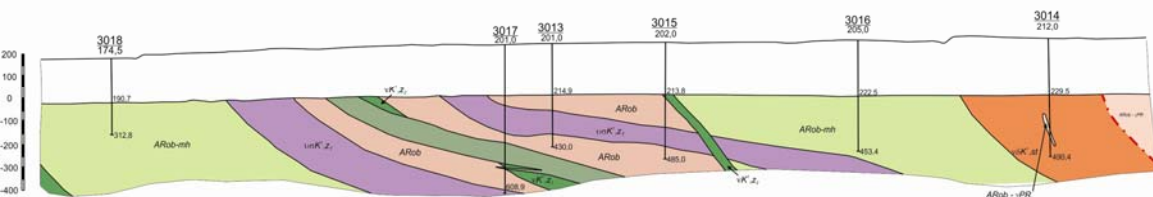
*П.С. Бойко
кафедра минералогии,
петрографии и геохимии
Воронежского госуниверситета
boyko@geol.vsu.ru*

Схема размещения интрузий в пределах ВКМ, Курско-Бесединского блока и схематическая карта Смоординского и Золотухинского участков*

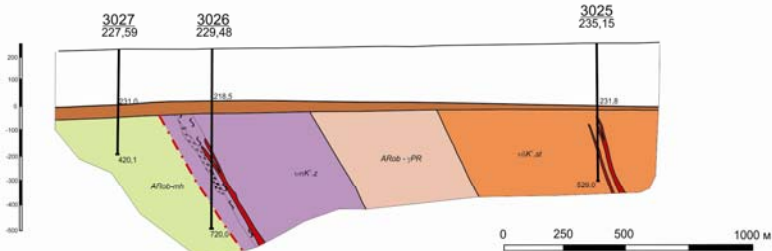


*По Чернышову и др., 2010; по Чернышову и др., 2004; По Альбекову А. Ю. (2005) и Чернышову и др., 1981, с дополнениями

Геологический разрез Золотухинского участка по профилю III - III

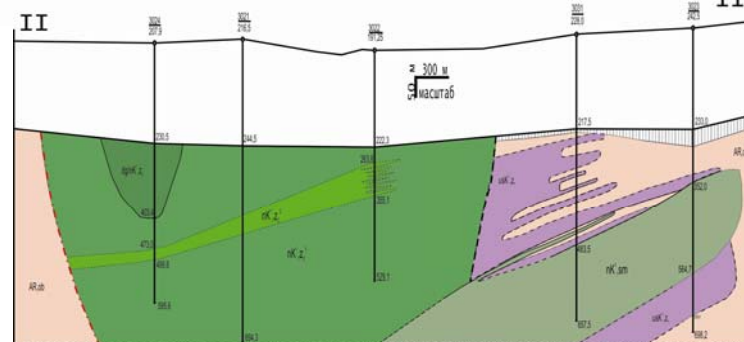
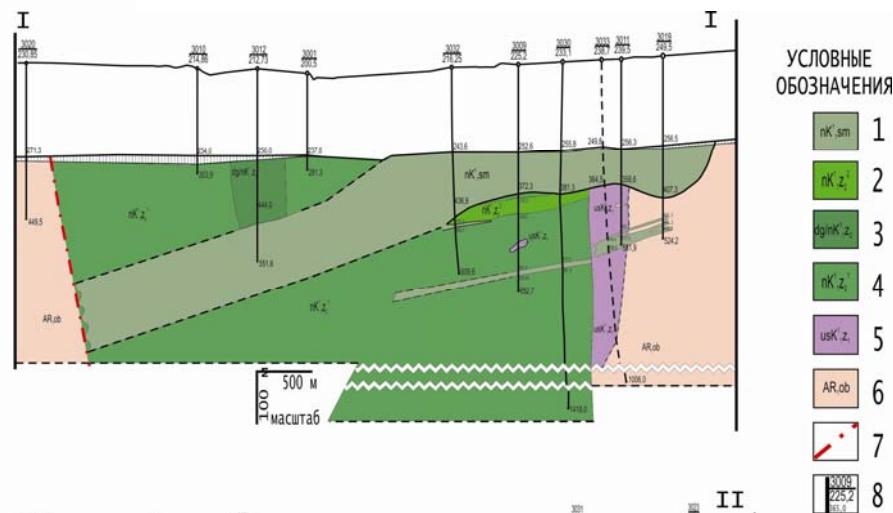


Геологический разрез Золотухинского участка по профилю IV - IV



По Чернышову Н.М. и др., 1973, с дополнениями

Геологический разрез Смородинского плутона



По Альбекову А.Ю., 2001, с дополнениями

Породные ассоциации золотухинского комплекса

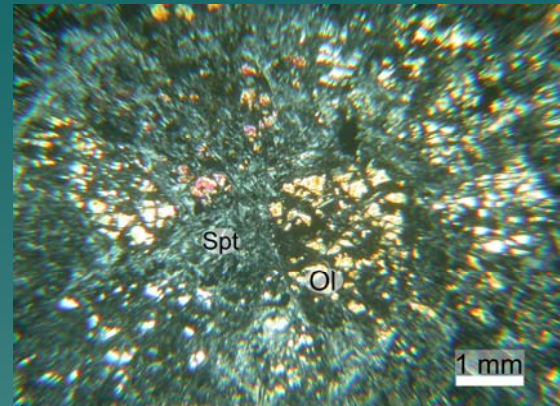
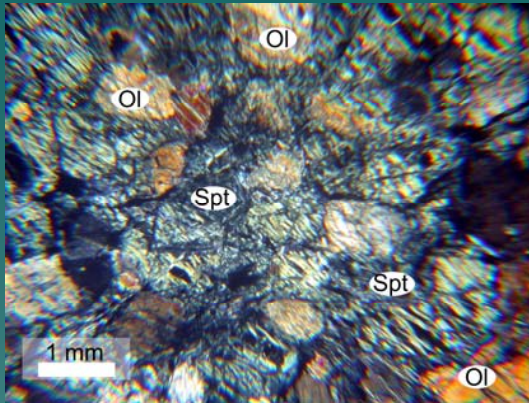
Ультрамафитовая ассоциация первой фазы включает:

- Аподунитовые и
- Аоперидотитовые серпентиниты;
- Амфиболитизированные оливиновые пироксениты;
- тремолититы (контактовые образования)

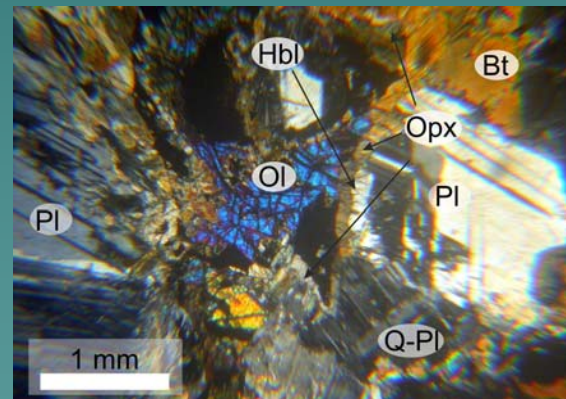
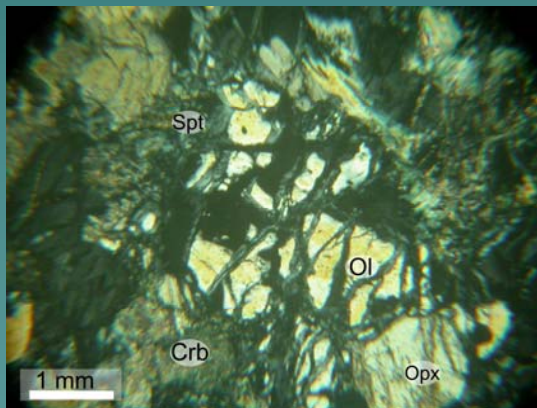
Мафитовая ассоциация второй фазы:

- а) крупно-среднезернистые габбронориты в разной степени амфиболитизированные биотит-кварцсодержащие, среди них:
 - Мезократовые габбронориты (нориты) свежие и амфиболитизированные;
 - лейкогаббронориты, без Рх или с их содержанием (или amf по ним) до 10-15% -
- б) дайковые образования:
 - мелко-среднезернистые габбронориты интермагматических даек
 - микрогаббро (нориты)

Ol

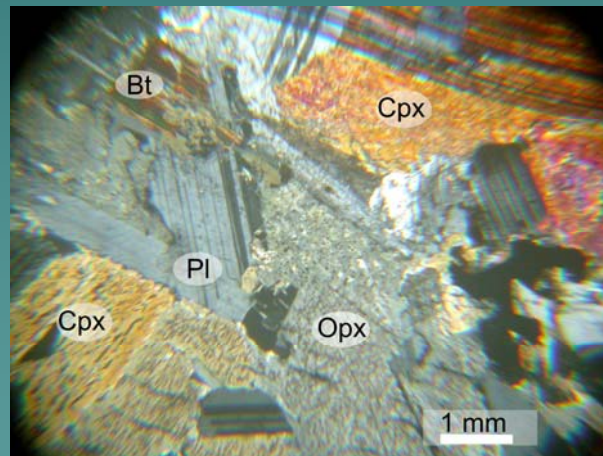
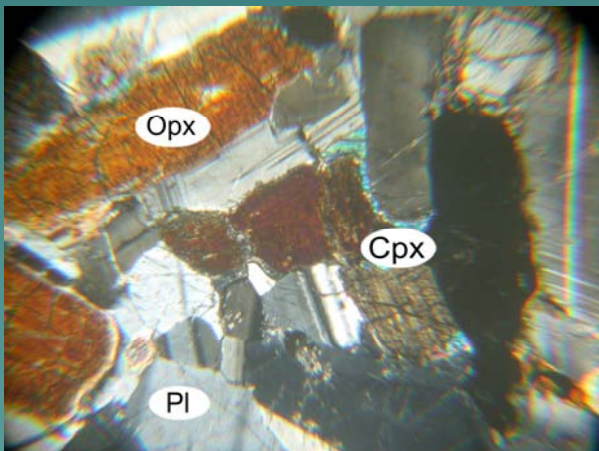
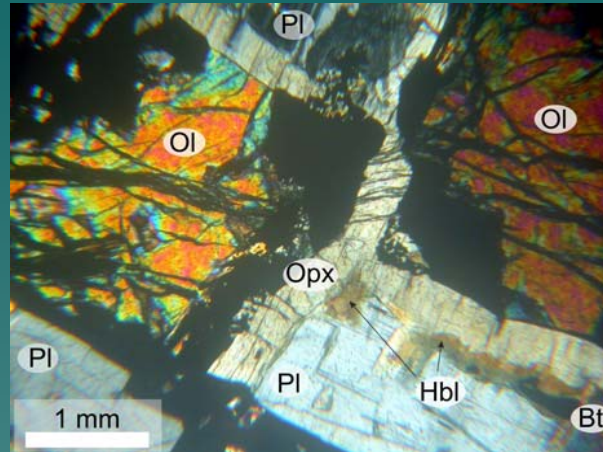
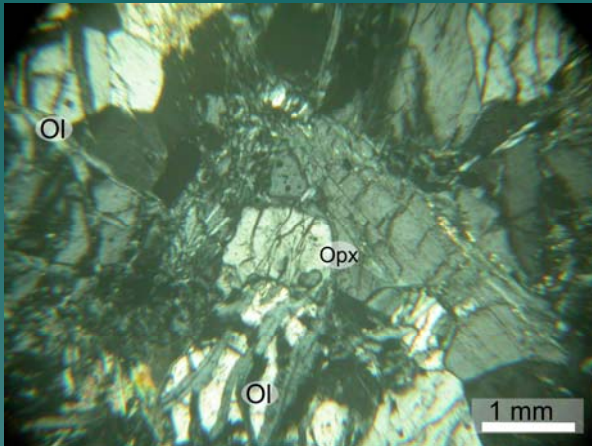


Оливин хризолит
($\text{Fa}_{0,15-0,17}$)



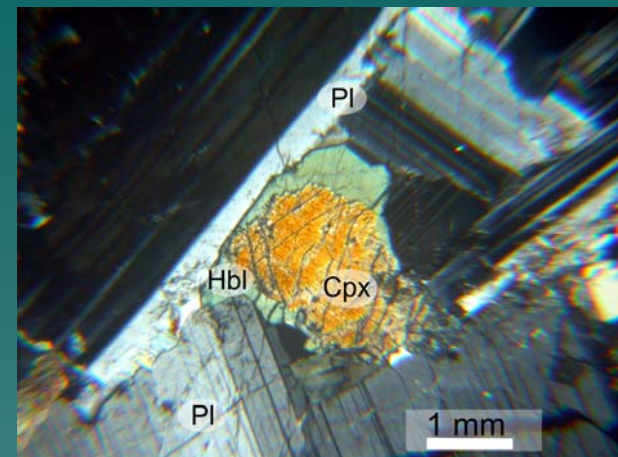
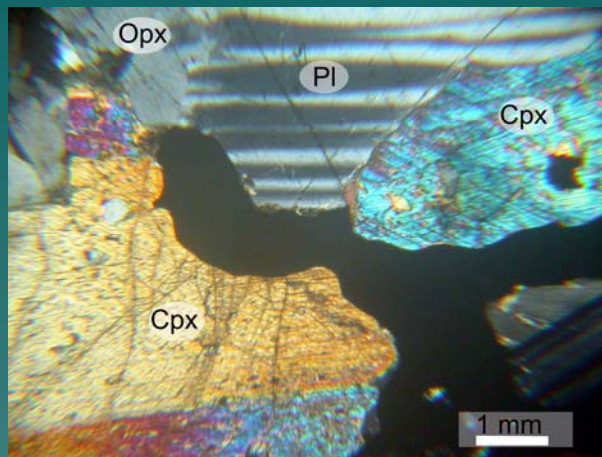
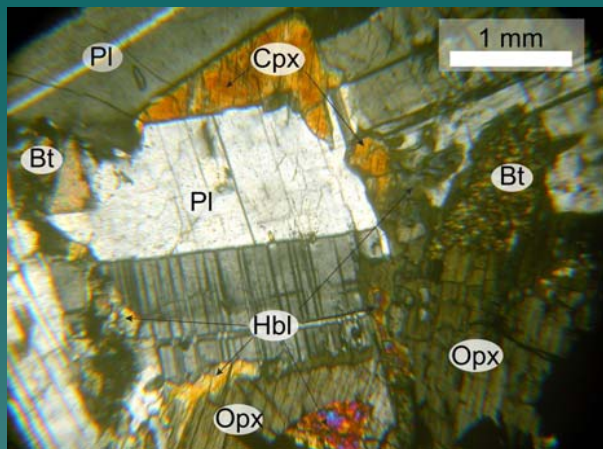
Микрофотографии оливинов породных ассоциаций золотухинского участка (николи скрещены): а) дунит серпентинизированный (скв. 3015, гл. 426,8 - 428,8); б) аподунитовый серпентинит с реликтами Ol (скв. 3009, гл. 374,0); в) апоперидотитовый серпентинит с реликтами Ol (ксенолит ультрамафитов среди габброноритов Смородинского плутона, скв. 3009, гл. 522,0); г) оливиновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0).

Px

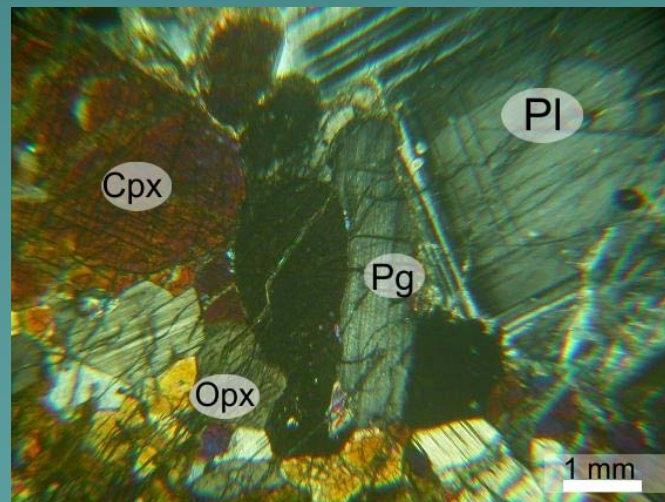


Микрофотографии ромбических пироксенов породных ассоциаций золотухинского комплекса (николи скрещены): а) перидотиты (скв. 3009, гл. 522,0); б) оливиновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0); в) среднезернистые габбронориты (скв. 3009, гл. 374,0); г) слабоамфиболизированные среднезернистые габбронориты (скв. 3024, гл. 584,9).

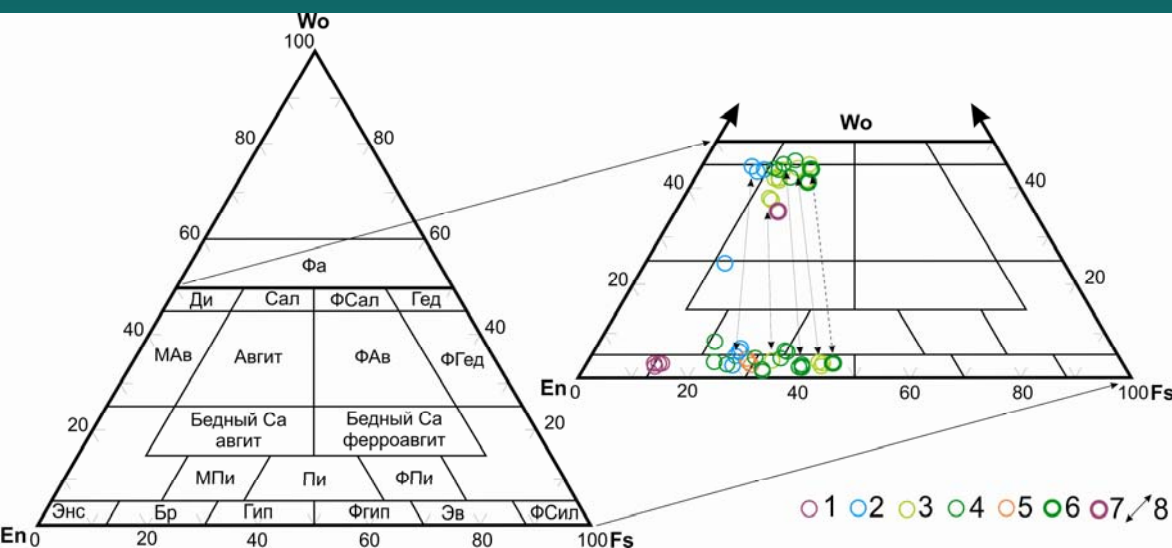
Моноклинные пироксены



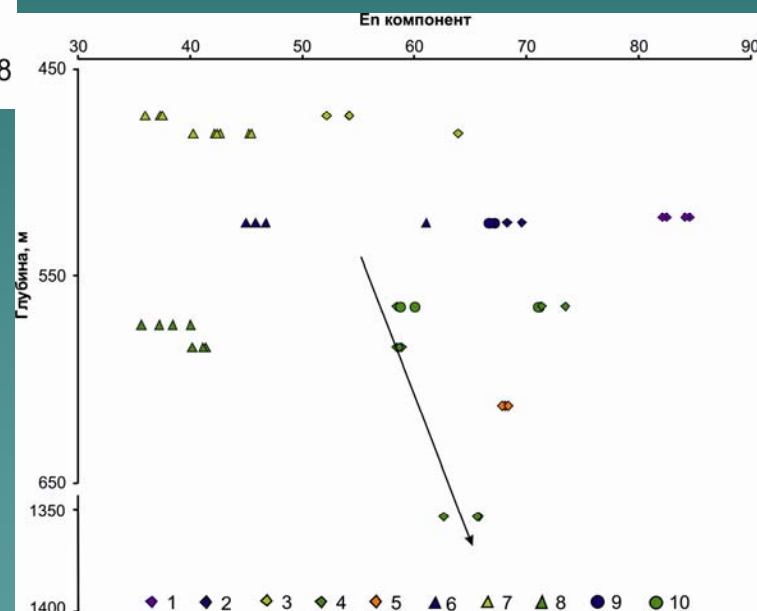
Микрофотографии моноклинных пироксенов интрузивных ассоциаций золотухинского комплекса (николи скрещены): а) интерстиционные выделения (скв. 3021, гл. 564,0); б) крупные ксеноморфные зерна с включениями ортопироксена (скв. 3024, гл. 574,0); в) ксеноморфные зерна с оторочками роговой обманки (скв. 3032, гл. 530,5).



Крупные зерна пижонита, ромбического и моноклинного пироксена на границе ксенолита ультрамафитов и габброноритов (скв. 3009, гл. 524,6 николи скрещены)

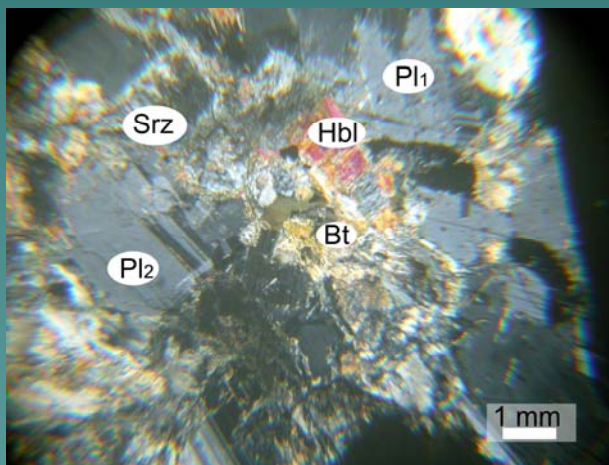
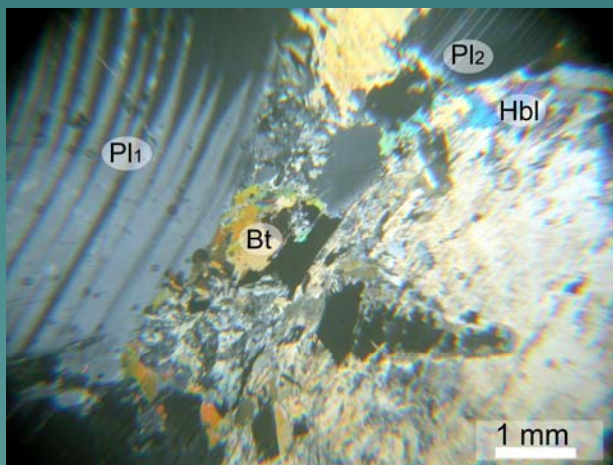
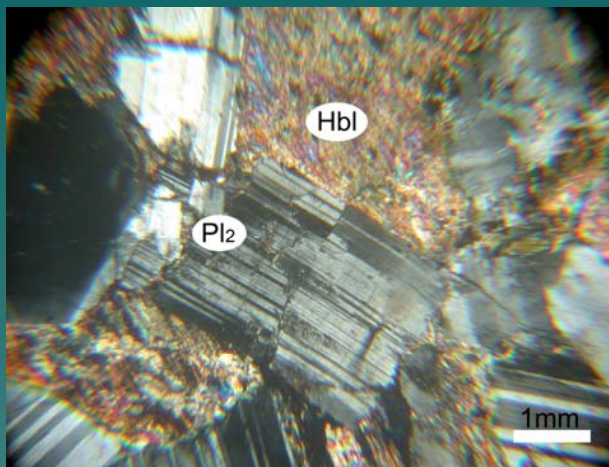
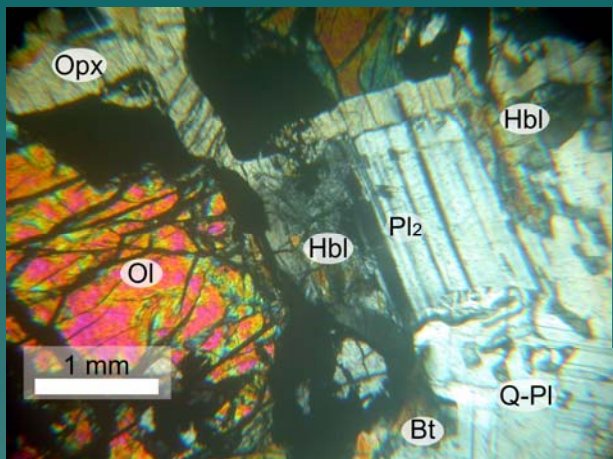


Классификационная диаграмма пироксенов из пород золотухинского комплекса. Примечание: классификационная диаграмма пироксенов (по Д17, Г14, Г16): минеральные виды: Фа – фассаит, Ди – диопсид, Сал – салит, ФСал – ферросалит, Гед – геденбергит, МАв – магнезиальный авгит, ФАв – ферроавгит; ФГед – феррогеденбергит; МПи – магнезиальный пижонит, Пи – пижонит, ФПи – ферропижонит, Энс – энстатит, Бр – бронзит, Гип – гиперстен, ФГип – феррогиперстен, Эв – эвлит, ФСил – ферросилит; на врезке: 1 – ортопироксены из дунита серпентинизированного (скв. 3009, гл. 522,0); 2 – клино- и ортопироксены из зоны контакта ксенолита ультрамафитов и габброноритов (скв. 3009, гл. 524,6); 3 – клино- и ортопироксены из мелкозернистого габбронорита интермагматических даек (скв. 3009, гл. 481,5, скв. 3024, гл. 472,8); 4 – клино- и ортопироксены из средне-крупнозернистых габброноритов (скв. 3024, гл. 574,0 м, скв. 3024, гл. 584,9, скв. 3030, гл. 1355,0 м, скв. 3032, гл. 565,0 м); 5 – ортопироксены из лейконорита (скв. 3009, гл. 613,0); 6 – зерно моноклинового пироксена с вростками ромбического (скв. 3024, 574,0); 7 – моноклиновый пироксен из перидотитов (скв. 3023, гл. 640,0 м), данные о составе по [Ч13]; 8 – сосуществующие пары клино- и ортопироксенов. Параллельность линий сосуществующих орто- и клинопироксенов указывают на равновесные условия кристаллизации расплава [Д18].

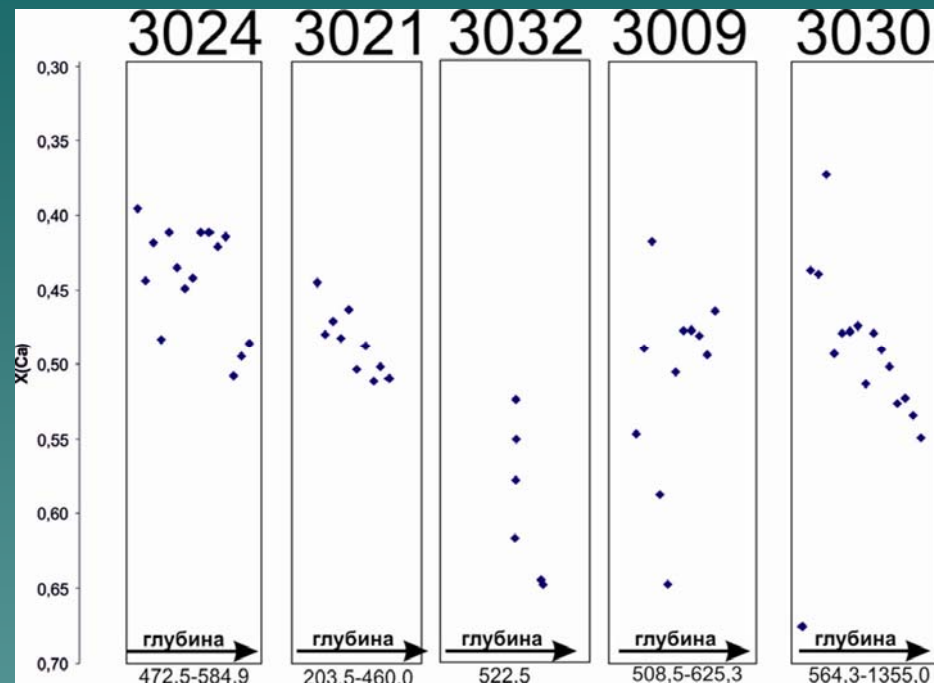
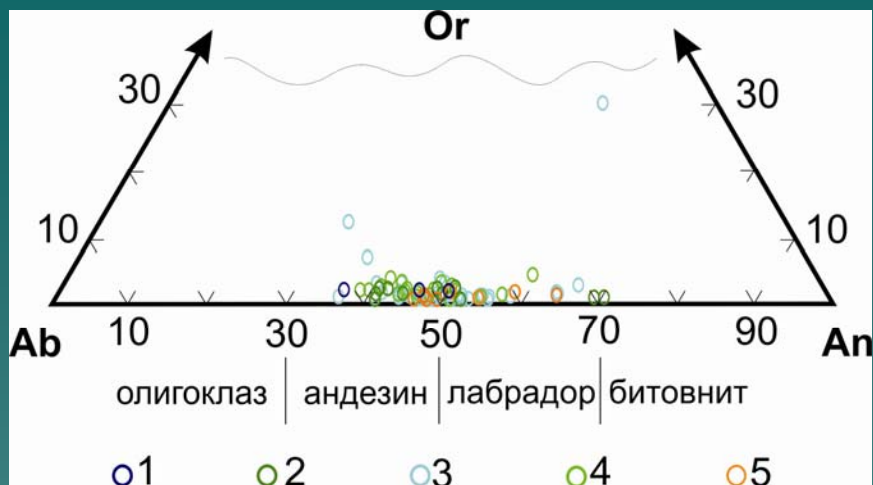


Увеличение магнезиальности в пироксенах с глубиной. 1-5 – ромбические пироксены: 1 – ультрамафитов, скв. 3009, гл. 522,0; 2 – на контакте ультрамафитов и мафитов; 3 – интермагматических даек; 4 – средне-крупнозернистых слабоамфиболизированных и свежих габброноритов; 5 – лейкократовых габброноритов; 6-10 – моноклиновые пироксены: 6 – на контакте ультрамафитов и мафитов; 7 – интермагматических даек; 8 – средне-крупнозернистых слабоамфиболизированных и свежих габброноритов; 9 – пижонит на контакте ультрамафитов и мафитов; 10 – пижонит средне-крупнозернистых слабоамфиболизированных габброноритов.

Полевые шпаты

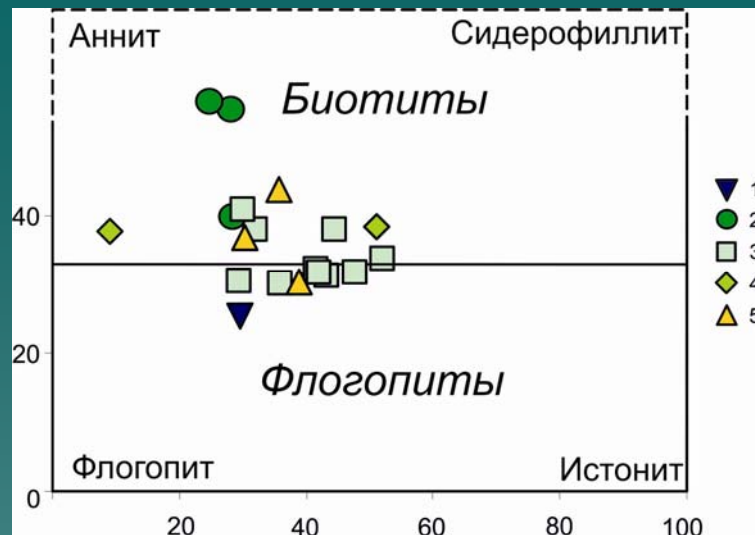


Микрофотографии плагиоклазов интрузивных ассоциаций золотухинского комплекса (никели скрещены): а) оливиновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0); б) среднезернистые амфиболизированные габбронориты (скв. 3017, гл. 481,0); в) крупнозернистые габбронориты (скв. 3030, гл. 1139,0); г) сильноизмененные габбронориты (скв. 3030, гл. 1355,0) Примечание: Pl1 и Pl2 – плагиоклазы первого и второго типов, соответственно

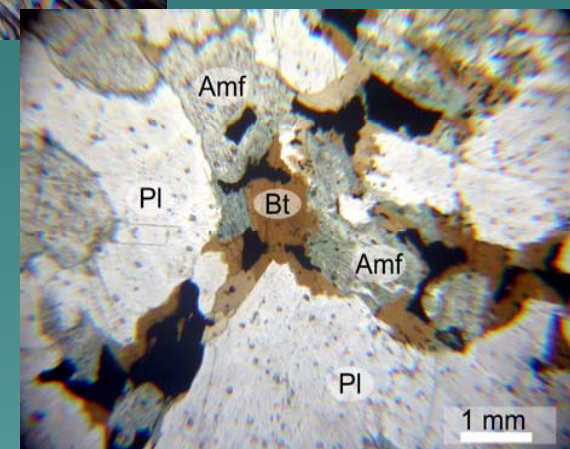
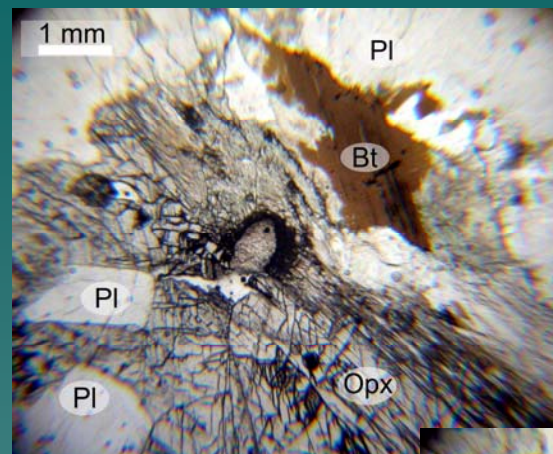
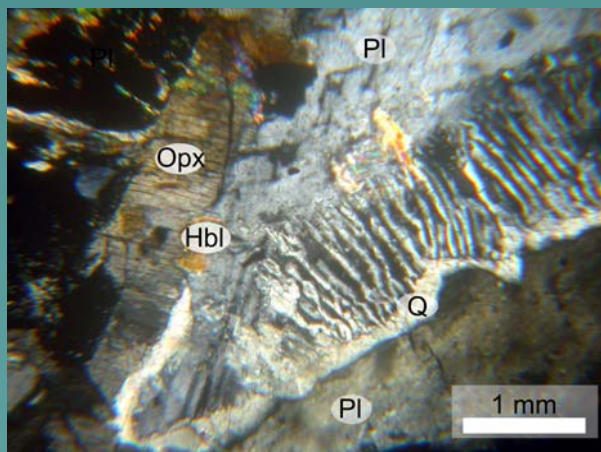


Изменение количества анортитового компонента в плагиоклазе в зависимости от расположения в разрезе массива (по профилю скважин 3024-3021-3032-3009-3030).

Биотиты, кварц



- ♦ **Поля составов слюд серии флогопита-биотита из породных ассоциаций золотухинского комплекса [по Д18]:** 1 – контакт ксенолита ультрамафитов и габброноритов (скв. 3009, гл. 524,6); 2 – свежие крупнозернистые габбронориты (скв. 3024, гл. 426,0; скв. 3024, гл. 584,9); 3 – амфиболитизированные габбронориты (скв. 3021, гл. 303,5; скв. 3021, гл. 328,0; скв. 3030, гл. 1094,0; скв. 3030, гл. 1139,0; скв. 3032, гл. 522,5; скв. 3032, гл. 565,0); 4 – дайка мелкозернистых габброноритов (скв. 3024, гл. 472,8); 5 – лейкократовые габбронориты (скв. 3009, гл. 613,0; скв. 3009, гл. 625,0)



Микрофотографии биотитов в породах второй фазы золотухинского комплекса (николи параллельны): а) анортозит (скв. 3009, гл. 613,0); б) среднезернистые амфиболитизированные габбронориты (скв. 3021, гл. 328,0)

Ксеноморфные выделения кварца в виде коронитовых структур в оливиновых габброноритах (николи скрещены) (скв. 3021, гл. 564,0)

Амфиболы

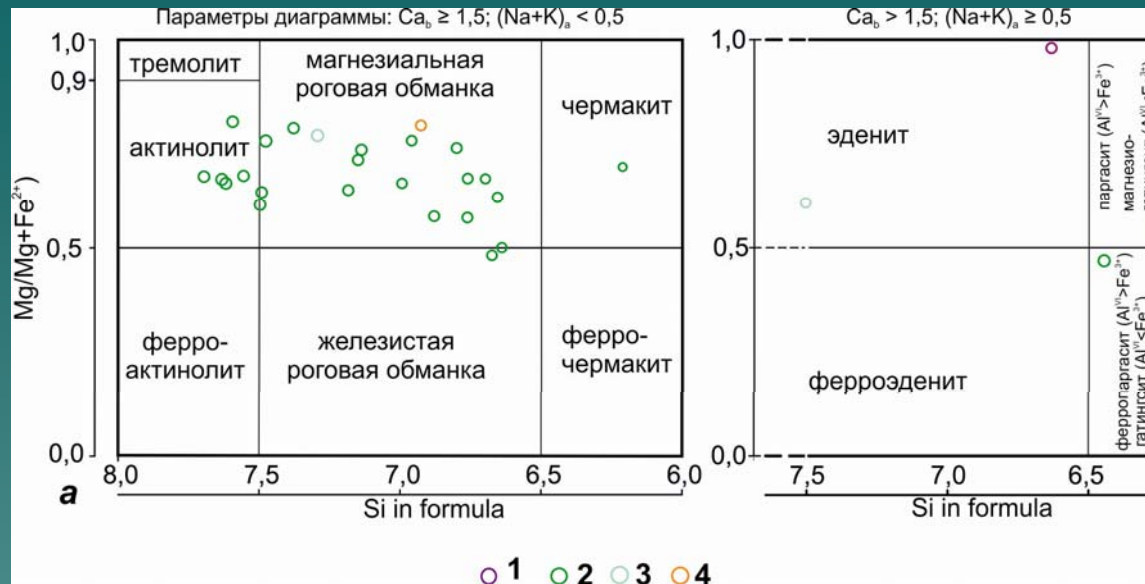


Диаграмма составов кальциевых амфиболов породных ассоциаций золотухинского комплекса: 1 – ультрамафиты, 2 амфиболизированные габбронориты; 3 – интермагматические дайки; 4 – лейкократовые габбронориты.

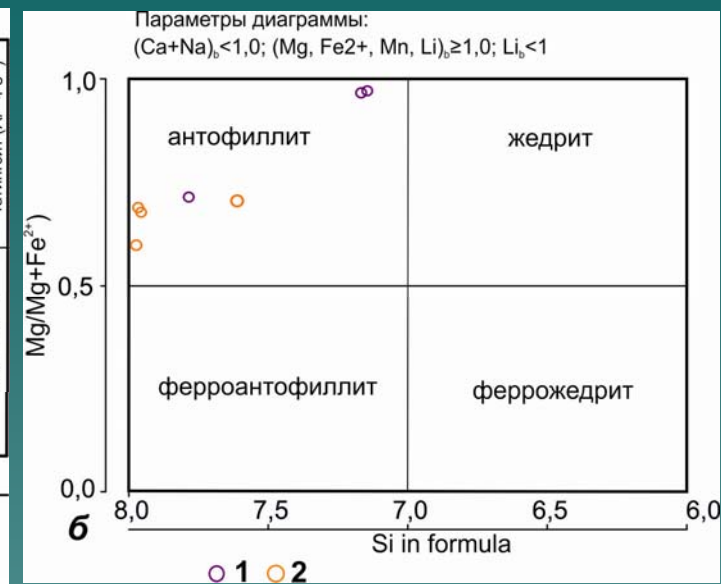
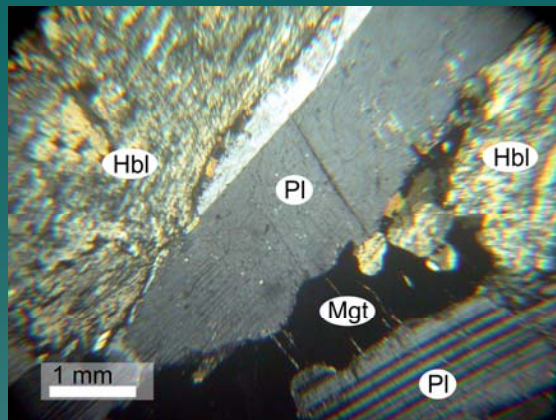
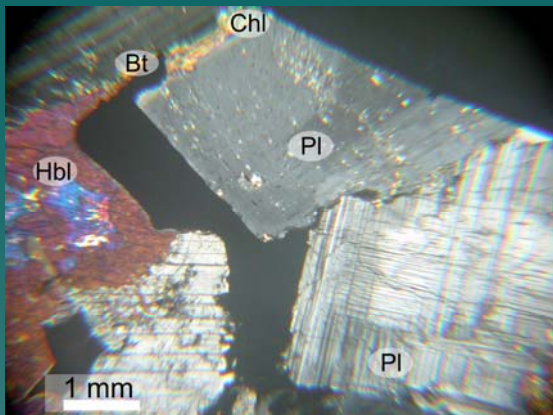
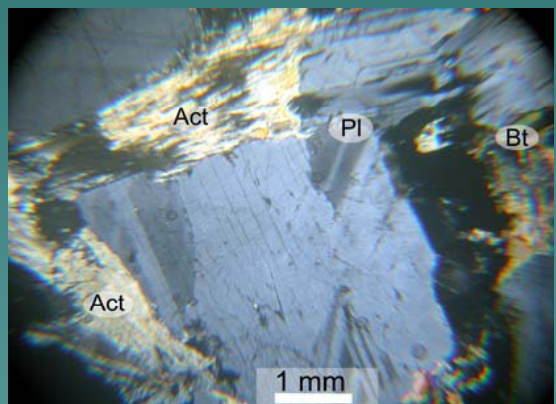
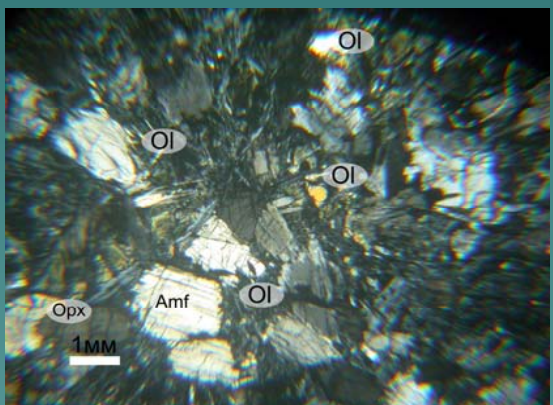


Диаграмма составов Mg-Fe-Mn-Li амфиболов породных ассоциаций золотухинского комплекса: 1 – ультрамафиты, 2 – лейкократовые габбронориты.



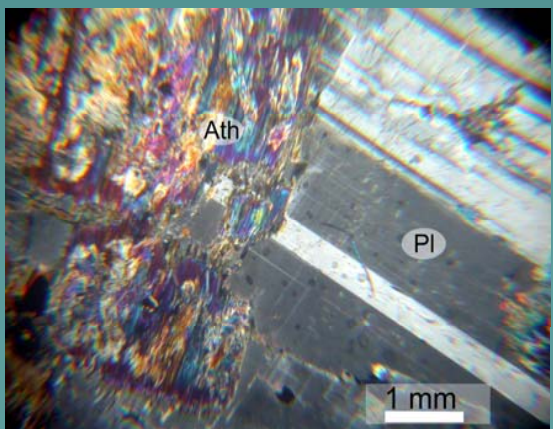
Микрофотографии роговой обманки амфиболизированных габброноритов золотухинского комплекса (николи скрещены):

- а) крупные ксеноморфные кристаллы скв. 3021, гл. 303,5 средне-крупнозернистый амфиболизированный габбронорит
- б) скв. 3030, гл. 564,3 крупнозернистые амфиболизированные габбронориты

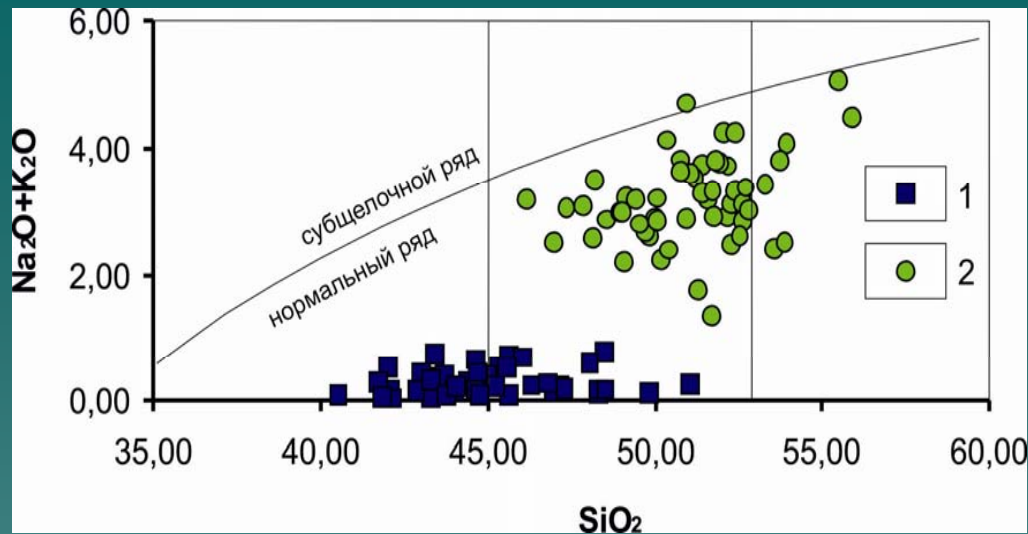


Микрофотографии актинолитов амфиболизированных габброноритов золотухинского комплекса (николи скрещены):

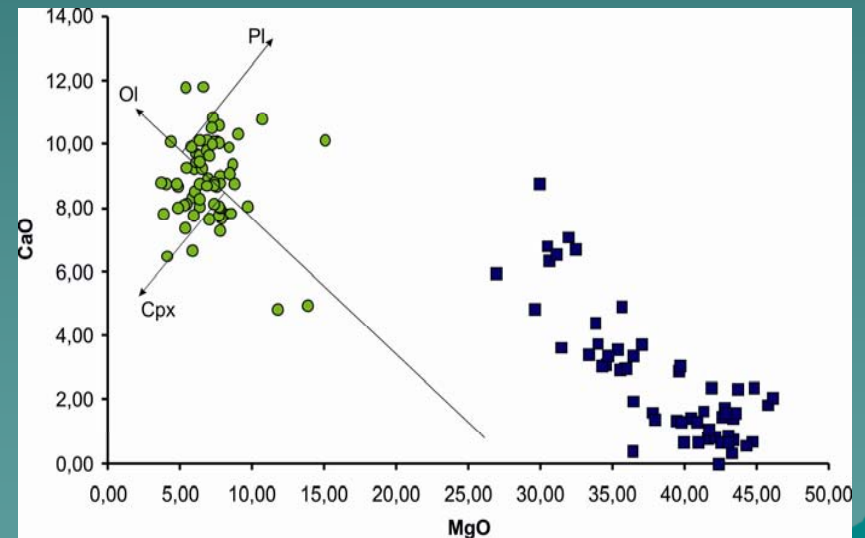
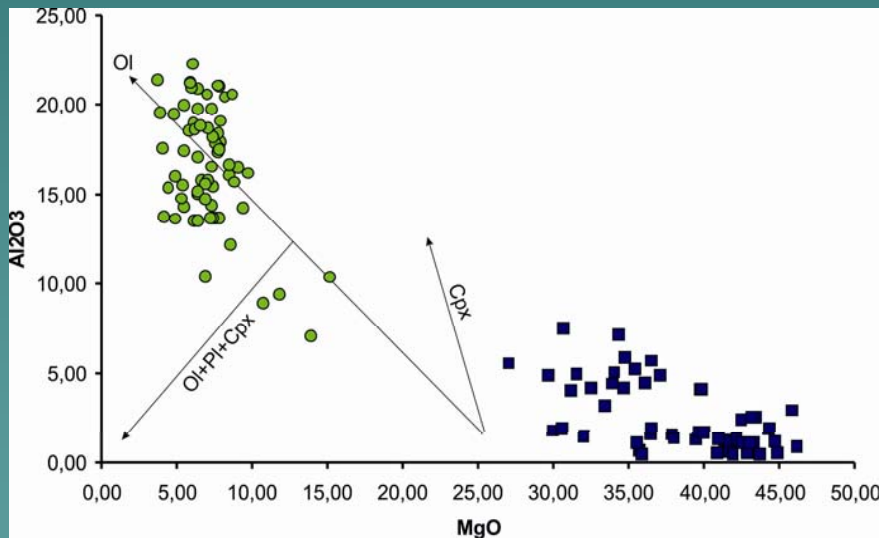
- а) скв. 3015, гл. 427,1 амфиболизированные оливковые пироксениты, Золотухинский участок
- в) скв. 3032, гл. 522,5 крупнозернистые анортозиты



Антофиллит в породах второй фазы золотухинского комплекса (николи скрещены): анортозит (скв. 3009, гл. 625,0)

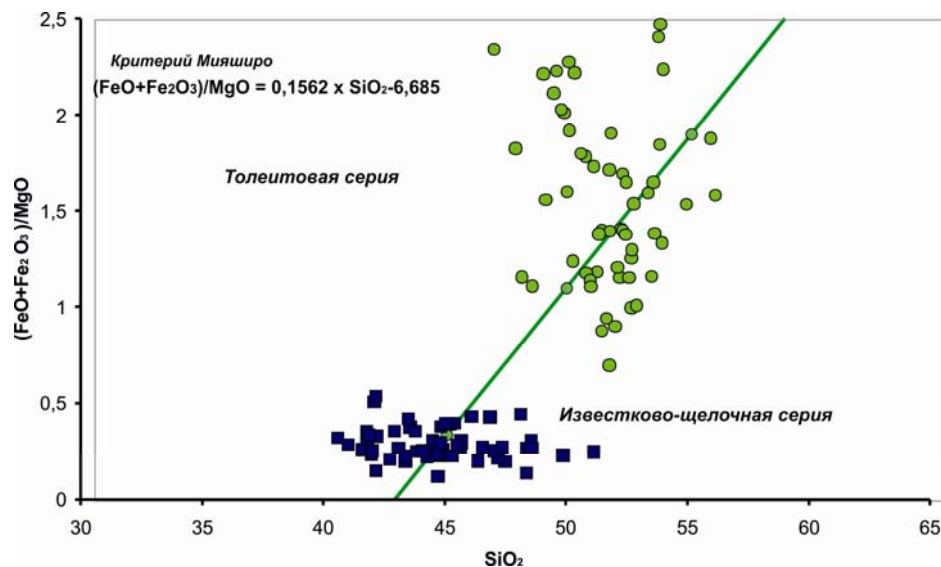
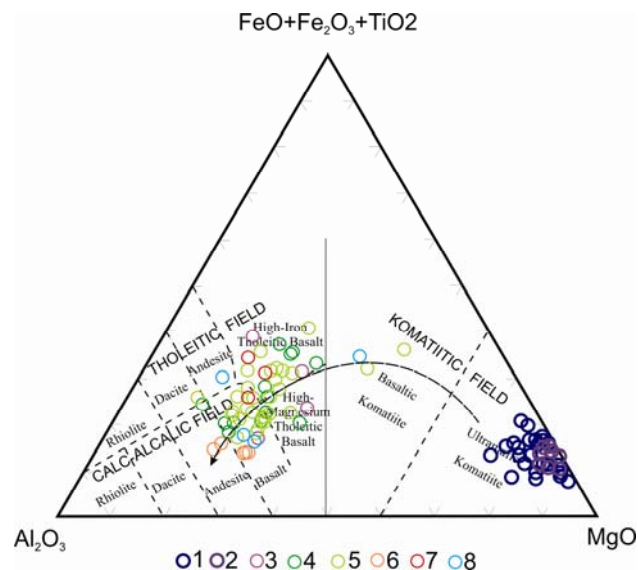
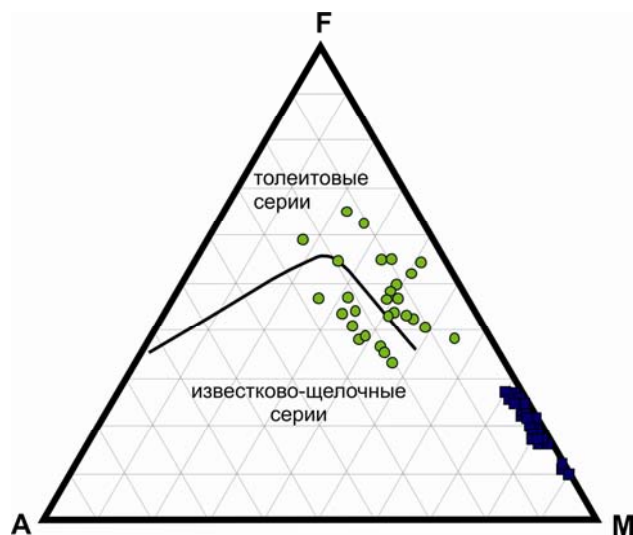


В петрохимическом отношении породы комплекса характеризуются повышенными магнезиальностью и железистостью при достаточно высоком содержании щелочей.



Условные обозначения к диаграммам (здесь и далее):

1. Ультрамафиты золотухинского комплекса
2. Габбронориты золотухинского комплекса

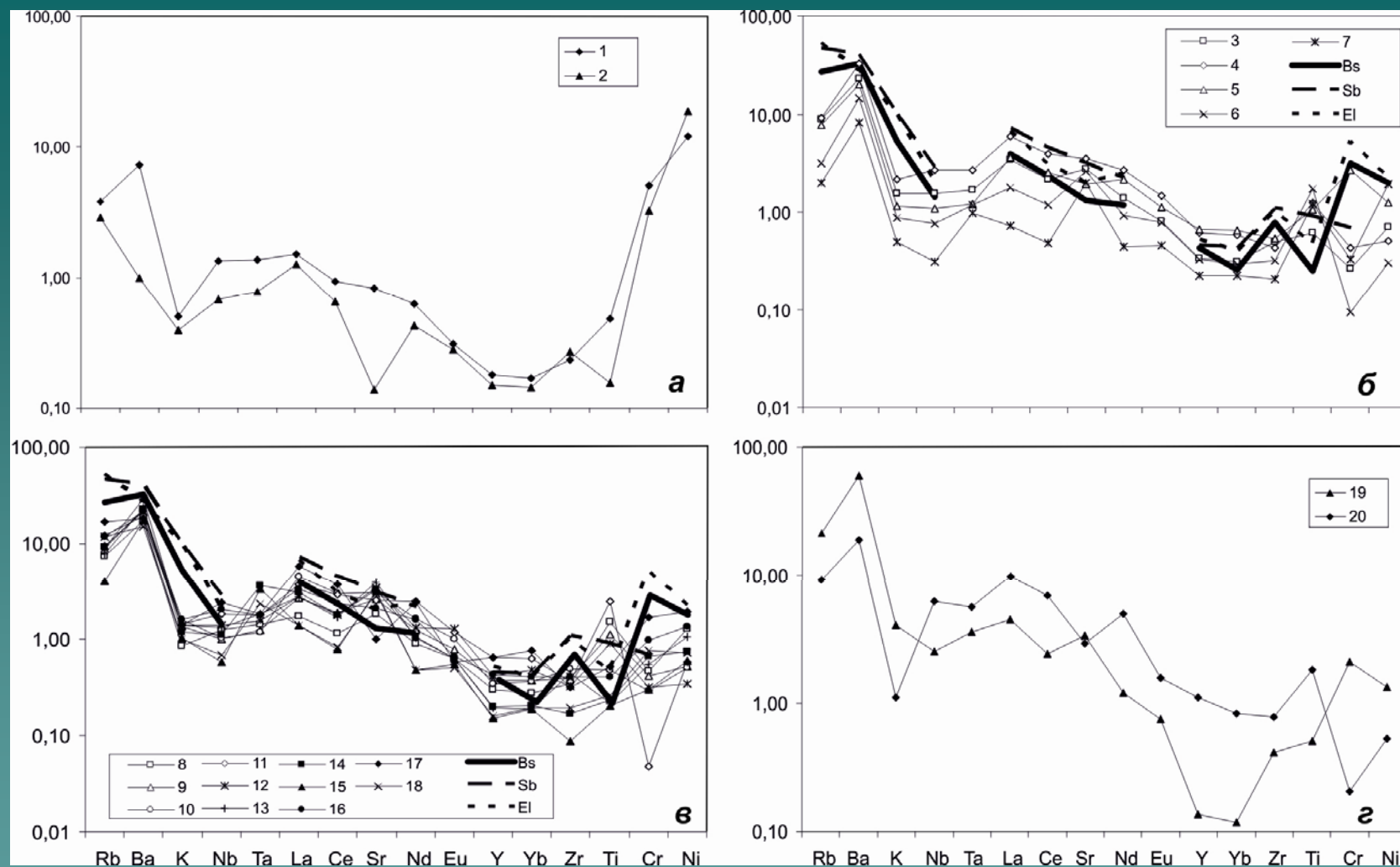


По своим петрохимическим особенностям (диаграммы AFM, Йенсена и Мияширо) породы золотухинского комплекса выказывают признаки принадлежности к **толеитовой и известково-щелочной сериям** ряда нормальной щелочности

Содержания редких элементов в породах золотухинского комплекса, г/т

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Rb	386	289	889	915	764	318	197	735	936	892	1219	885	792	919	403	11,72	17,00	11,76	21,42	9,22
Ba	88,03	11,86	274,30	388,78	239,30	173,90	98,01	205,96	255,45	265,18	231,50	349,07	282,10	276,54	205,97	258,89	221,12	182,36	711,64	226,00
K	623,4	489,9	1910,2	2656,6	1420,1	1073,4	608,1	1070,2	1677,6	1996,5	1786,8	1723,6	1728,4	1476,9	1276,5	1971,2	1707,5	1242,2	5006,7	1386,6
Nb	3,33	1,69	3,88	6,68	2,74	1,91	0,77	3,12	2,50	2,59	4,58	3,49	3,27	2,80	1,44	5,05	6,04	1,71	6,24	15,67
Ta	0,23	0,13	0,28	0,46	0,21	0,20	0,17	0,24	0,21	0,20	0,30	0,26	0,31	0,61	0,58	0,30	0,31	0,40	0,61	0,96
La	4,53	3,79	10,22	17,50	10,67	5,32	2,19	5,20	8,08	13,67	11,18	8,37	8,24	9,13	4,16	10,15	17,51	4,12	13,47	29,46
Ce	9,40	6,49	21,47	39,35	25,42	11,85	4,77	11,35	18,64	30,32	29,28	17,84	16,88	17,90	7,80	23,16	37,71	8,27	24,02	68,89
Sc	112,63	18,73	374,54	471,26	264,44	361,58	270,50	245,76	358,73	420,13	349,70	470,80	533,36	443,29	432,34	281,79	134,23	409,41	461,62	393,43
Nd	4,99	3,40	11,13	21,28	17,09	7,31	3,58	7,10	9,99	12,96	19,50	10,38	8,21	8,34	3,77	12,69	19,18	3,85	9,54	39,60
Eu	0,37	0,34	0,97	1,74	1,35	0,93	0,54	0,75	0,93	1,18	1,43	1,52	0,75	0,76	0,65	0,81	0,69	0,60	0,90	1,90
Y	6,26	5,26	11,88	21,29	23,03	11,39	7,86	10,60	12,88	12,07	22,88	14,56	6,72	7,03	5,33	14,88	22,66	5,55	4,75	38,76
Yb	0,59	0,50	1,07	2,06	2,27	1,01	0,78	0,97	1,31	1,27	2,20	1,66	0,66	0,72	0,66	1,42	2,64	0,67	0,41	2,89
Zr	20,55	23,58	43,77	37,36	47,12	28,31	17,88	29,87	34,37	42,98	31,64	28,65	38,42	14,87	7,59	35,23	28,19	17,07	36,44	68,76
Ti	4915,2	1586,5	6285,3	12677,8	10860,9	17762,8	12593,7	15620,6	11536,8	4945,2	25095,4	9233,0	2204,3	2428,9	2099,1	4216,8	5258,6	2692,1	5258,6	18729,1
Cr	1464,7	948,3	76,2	124,4	770,4	27,4	93,6	135,8	121,6	83,5	13,7	92,7	160,1	190,5	85,8	280,6	492,3	223,3	610,1	59,5
Ni	1649,9	2615,7	96,5	70,3	172,6	42,1	262,8	175,0	71,9	70,3	80,9	46,8	144,6	101,5	82,3	186,9	265,3	98,0	182,6	73,1
Ce/Nb	5,6	4,6	7,0	6,7	3,9	4,1	2,1	4,1	5,0	8,3	4,7	3,8	8,9	8,7	4,2	5,7	5,0	4,3	20,5	8,4
Ce/Nb	2,8	3,8	5,5	5,9	9,3	6,2	6,2	3,6	7,5	11,7	6,4	5,1	5,2	6,4	5,4	4,6	6,2	4,8	3,8	4,4
Ba/Zr	4,3	0,5	6,3	10,4	5,1	6,1	5,5	6,9	7,4	6,2	7,3	12,2	7,3	18,6	27,2	7,3	7,8	10,7	19,5	3,3
Zr/Rb	5,3	8,1	4,9	4,1	6,2	8,9	9,1	4,1	3,7	4,8	2,6	3,2	4,9	1,6	1,9	3,0	1,7	1,5	1,7	7,5
Ti/Cr	3,4	1,7	82,5	101,9	14,1	648,0	134,5	115,0	94,9	59,2	1834,9	99,6	13,8	12,8	24,5	15,0	10,7	12,1	8,6	314,7
Ti/Rb	1273,6	548,1	707,2	1384,9	1422,4	5581,8	6380,3	2124,8	1232,3	554,6	2058,8	1042,9	278,5	264,4	521,5	359,7	309,2	228,9	245,5	2030,3

Примечание: 1-2 – ультрамафиты первой фазы: 1 – скважина 3011, глубина 401,0 м; 2 – скважина 3015, глубина 427,1 м; 3-7 – мелкозернистые габбронориты интермагматических даек: 3 – скв. 3009, гл. 422,1 м; 4 – скв. 3024, инт. 491,5-492,5 м; 5 – скв. 3024, инт. 495,0-496,0 м; 6 – скв. 3009, гл. 382,0 м; 7 – скв. 3009, гл. 481,5 м; 8-18 – среднезернистые габбронориты под телом габбродиоритов: 8 – скв. 3009, гл. 478,6 м; 9 – скв. 3022, глубина 243,2 м; 10 – скв. 3022, интервал 308,0-312,0 м; 11 – скв. 3022, глубина 471,5 м; 12 – скв. 3024, интервал 578,5-579,0 м; 13 – скв. 3032, глубина 522,5 м; 14 – скв. 3021, гл. 328,0 м; 15 – скв. 3021, гл. 460,0 м; 16 – скв. 3030, гл. 1094,0 м; 17 – скв. 3030, гл. 1139 м; 18 – скв. 3030, гл. 1355 м; 19-20 – лейкоратовые габбронориты: 19 – скв. 3009, гл. 625,0 м; 20 – скв. 3030, гл. 565,5 м.



Мультиэлементные диаграммы пород золотухинского комплекса. Номера приведенных графиков соответствуют номерам анализов в табл. 1; буквами обозначены линии, соответствующие составам Бушвельдского плутона (Bs), интрузива Садбери (Sb) и Еланского норит-диоритового интрузива ВКМ (EI) по [1]. Значения нормированы по MORB [11].

Выводы

- ◆ Анализ концентраций и характер распределения редкоземельных и высокозарядных элементов в изученных типах пород Смородинского плутона показали, что формирование породных ассоциаций золотухинского комплекса происходило под воздействием процессов ассимиляции корового вещества.
- ◆ В результате породы характеризуются несоответствием между высокими содержаниями K, Rb, Ba, легких РЗЭ и повышенными концентрациями MgO, Cr, Ni, а также относительной обедненностью Nb, Ta, Ti, тяжелыми РЗЭ, что выражается в неравновесной ассоциации высокомагнезиального ортопироксена с присутствующими породах кварцем и биотитом.

Благодарю за внимание

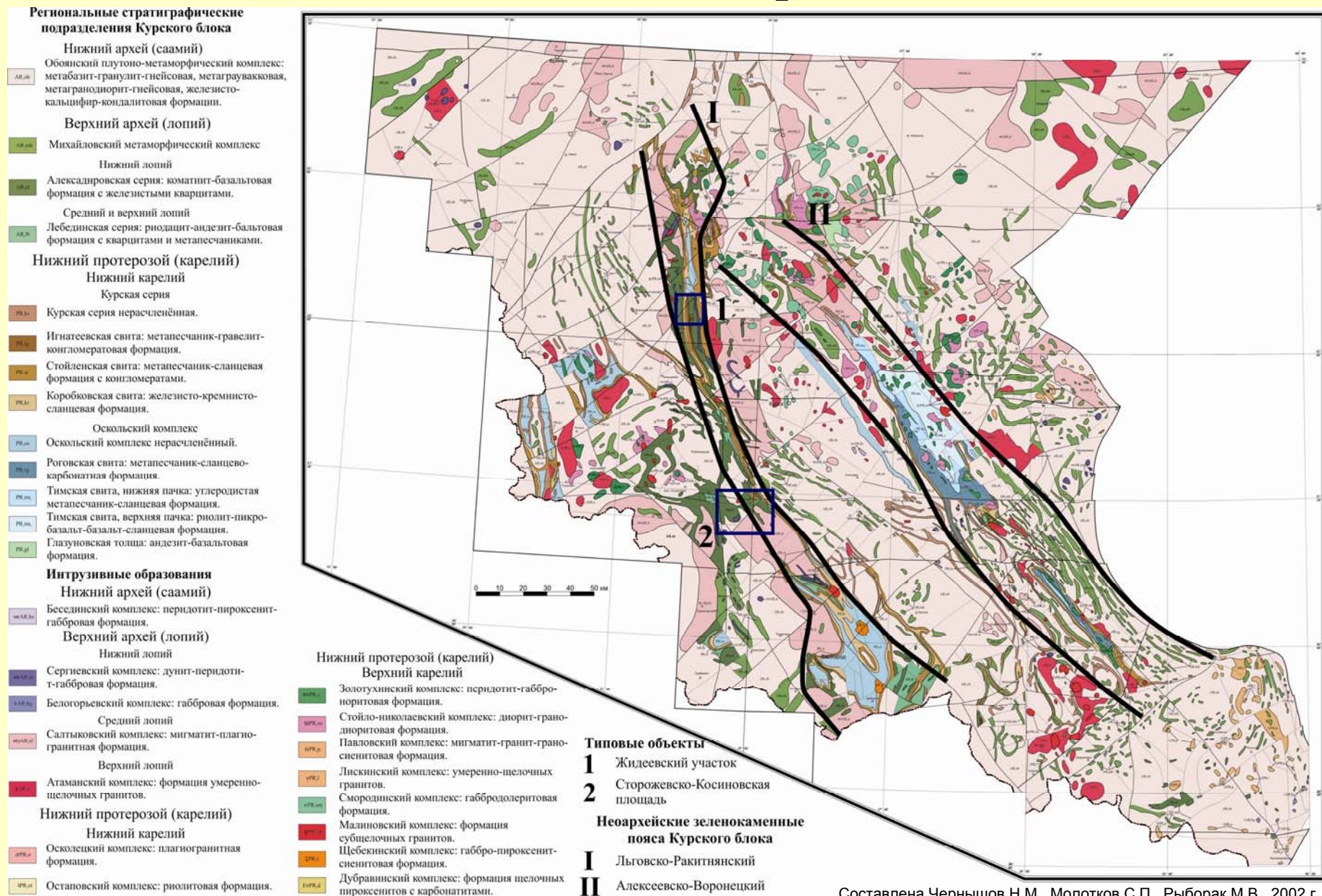
*Павел Сергеевич Бойко,
кафедра минералогии,
петрографии и геохимии ВГУ
boyko@geol.vsu.ru*

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО
ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Минералы группы шпинели в коматиитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса

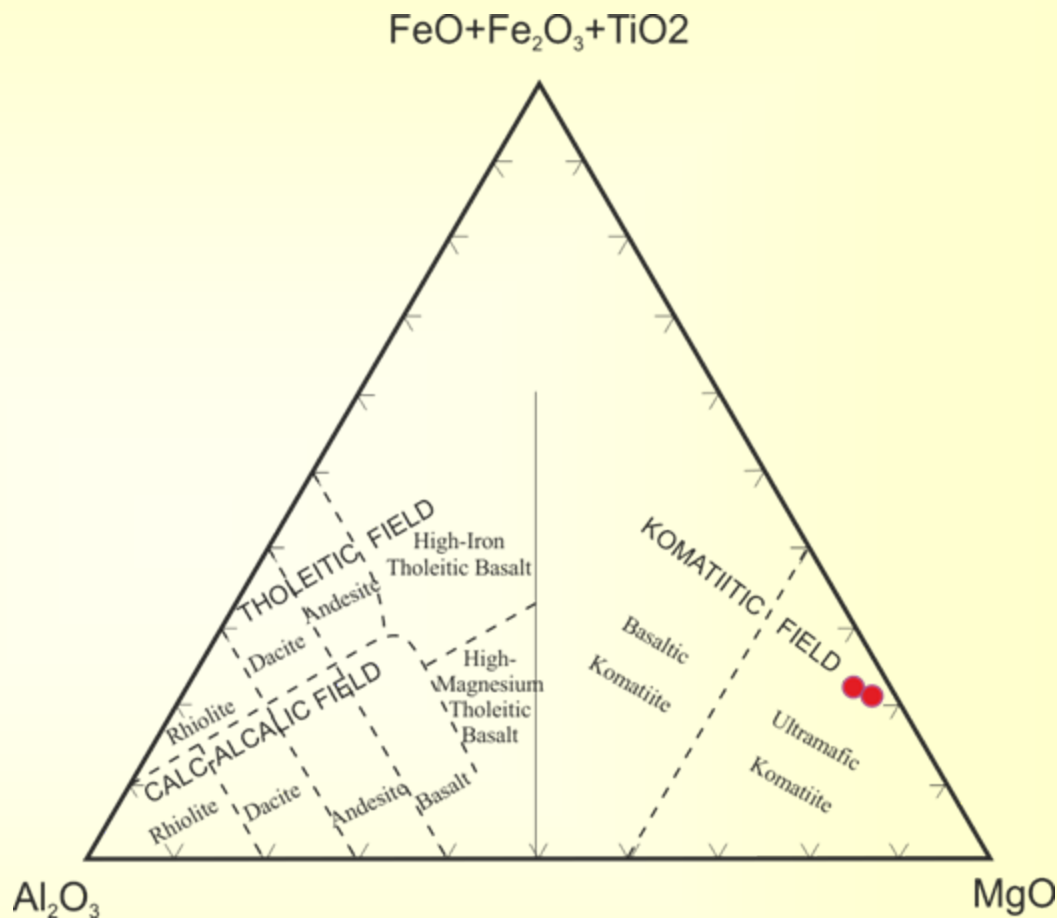
*аспирант Соловьева Е.М.
научный руководитель чл.-корр. РАН
Чернышов Н.М.*

Геологическая карта КМА



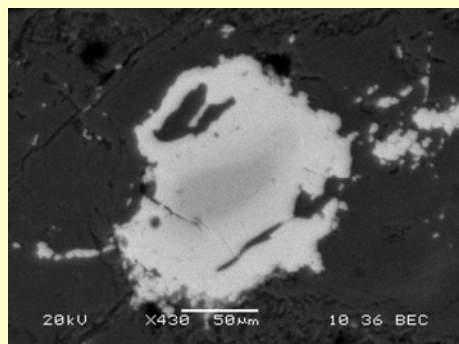
Составлена Чернышов Н.М., Молотков С.П., Рыборак М.В., 2002 г.

Все исследуемые
шпинелиды приурочены к
серпентинитам различной
степени измененности,
которые по
петрохимическому составу
соответствуют
перидотитовым коматиитам
на диаграмме
 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Jensen, 1976)

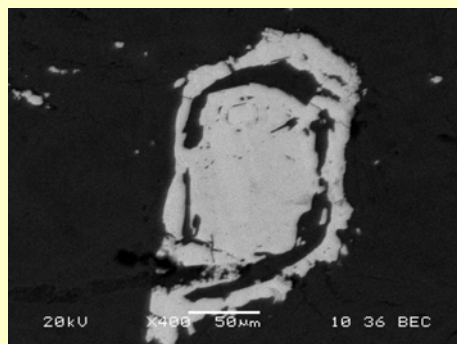


Морфологические разновидности хромшпинелидов

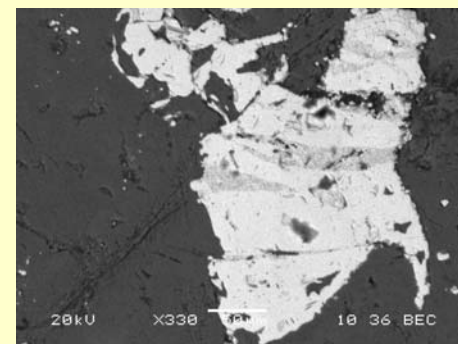
Жидеевский участок (скв 2953/173)



Эвгедральные (зональные)

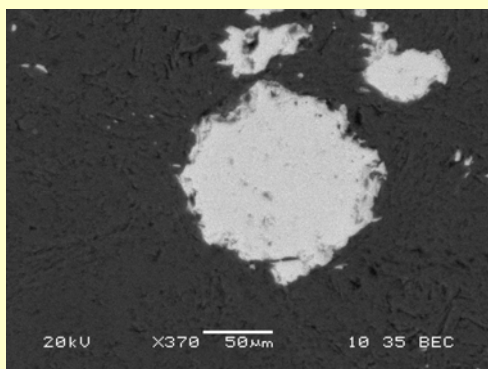


Скелетные (гомогенные)

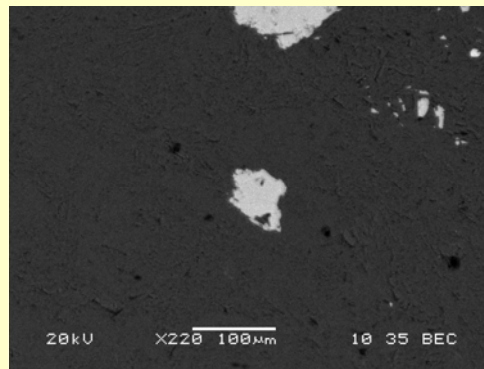


Неправильные (гомогенные)
с лимонитом

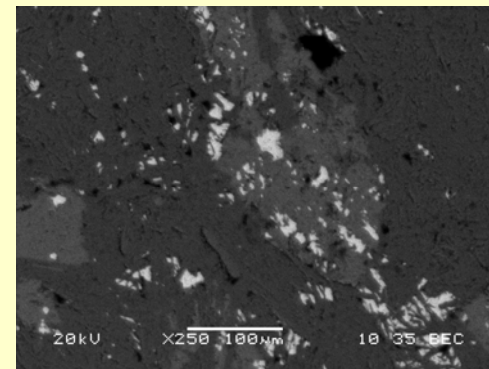
Косиновский участок (скв 2503/481,3)



Эвгедральные (гомогенные)



Неправильные (гомогенные)



Неправильные в виде сыпи

Состав хромшпинелидов в ультрамафитах Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса

Строение и состав зерен	Косиновский участок (Плаксенко, 1989)			простое	Олимпийский участок (Плаксенко, 1989)				
	сложнозональное				первая генерация		вторая генерация		гомогенные
	ядро (n=3)	промежуточная зона (n=3)	внешняя оторочка (n=3)		ядро (n=2)	внешняя оторочка (n=1)	ядро (n=7)	внешняя оторочка (n=4)	(n=5)
Al ₂ O ₃	8,01-11,18	0,14-2,11	0-0,03	Ядро не сохранилось Состав центральных и периферических участков зерен аналогичен составу промежуточных и внешних зон сложно-зональных вкрапленников.	8,21-8,28	0,13	6,00-7,80	0,07-0,47	0,00-0,07
Cr ₂ O ₃	42,55-45,21	42,00-31,90	2,21-11,42		54,63-56,70	1,80	50,00-53,00	1,80-5,78	2,56-5,78
Fe ₂ O ₃	17,00-23,00	29,70-39,50	59,51-65,06		6,99-14,39	72,33	5,68-10,33	62,40-72,33	63,27-66,55
FeO	16,00-18,00	18,00-21,00	27,36-29,35		11,32-12,60	21,35	17,79-23,17	21,35-30,42	29,69-30,12
MgO	1,23-2,76	0,61-1,14	0,13-0,33		12,58-14,39	3,93	2,63-5,50	0,00-3,93	0,00-0,31
MnO	3,00-3,96	3,81-4,16	0,18-1,15		0,11-1,73	0,11	3,47-4,20	0,00-0,21	0,07-0,21
ZnO	3,27-2,19	1,04-1,57	0,00-0,24		0,00-0,06	0,05	1,60-2,41	0,05-0,32	0,03-0,31
NiO	0,05-0,11	0,08-0,21	0,46-0,49		0,09-0,16	0,37	0,05-0,14	0,28-0,41	0,20-0,51
Название	ферриалюмохромит	феррихромит	хроммагнетит					хромсодержащий магнетит	

Строение и состав зерен	Жидеевский участок (скв 2953/173)					Косиновский участок (скв 2503/481,3)	
	сложнозональное			гомогенные	окаймляющие силикаты	гомогенные	гомогенные в виде сыпи
	ядро (n=1)	промежуточная зона (n=1)	внешняя оторочка (n=2)	соответствуют внешней оторочке (n=8)	(n=1)	(n=3)	(n=1)
Al ₂ O ₃	10,88	1,85	0,00-0,13	0,00-0,30	0,00-0,20	0,00-0,14	0,24
Cr ₂ O ₃	56,45	52,85	22,88-17,12	17,14-29,16	9,34-12,65	22,72-26,00	3,35
Fe ₂ O ₃	3,69	17,171	55,27	43,82-54,73	59,31-63,89	42,40-44,09	65,83
FeO	11,62	12,11	15,28	14,01-16,32	14,97-15,68	30,86-31,75	29,56
MgO	15,35	12,80	7,12-8,70	7,07-9,64	7,26-7,75	0,41-0,82	0,90
MnO	1,76	3,26	2,15-4,10	1,77-5,00	3,00-3,82	0,24-0,31	0,00
ZnO	1,88	1,48	0,19-0,58	0,00-0,76	0,00-0,26	0,46-0,95	0,00
NiO	0,09	0,00	1,78-1,88	1,09-2,29	2,13-2,30	0,24-0,33	0,21
Название	магно-алюмохромит	магнезиальный феррохромит	магнезиальный хроммагнетит	магнезиальный хроммагнетит	магнийсодержащий магнетит	хроммагнетит	магнетит

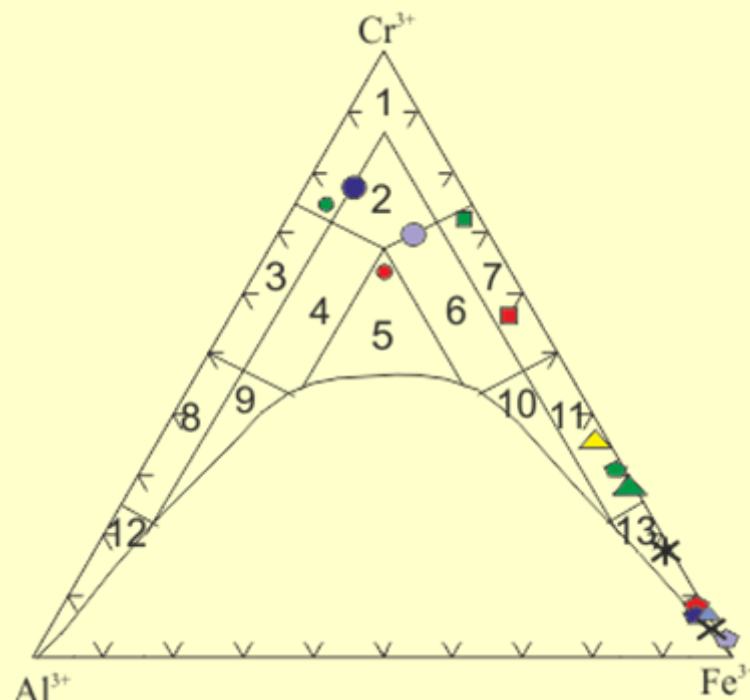
Классификация хромшпинелидов в ультрамафитах

Львовско-Ракитнянского
зеленокаменного пояса

на основе диаграммы

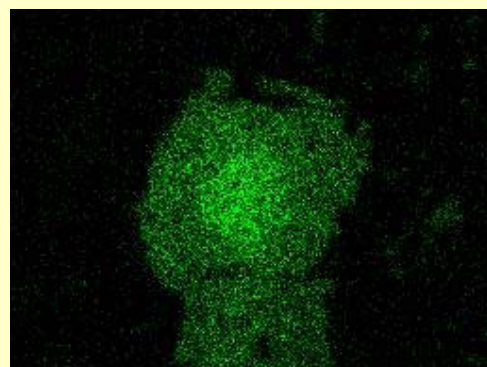
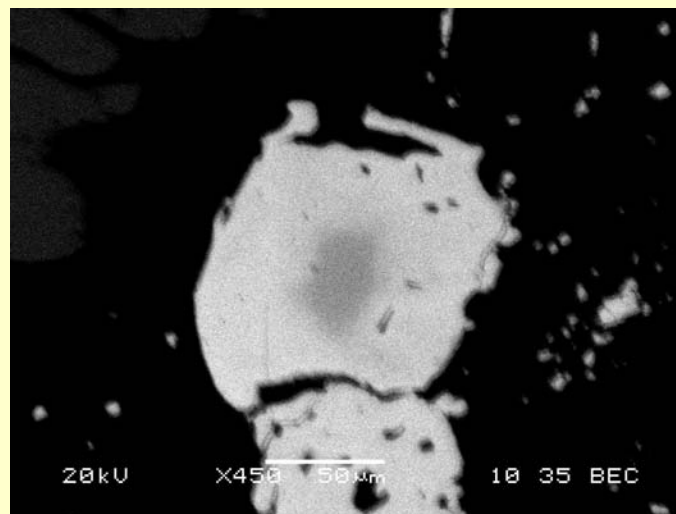
Н.В. Павлова, 1974.

1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 –
алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит,
5 – субферрисубалюмохромит,
6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррохромит,
8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит,
10 – субалюмохроммагнетит,
11 – хроммагнетит, 12 – пикотит,
13 – магнетит.

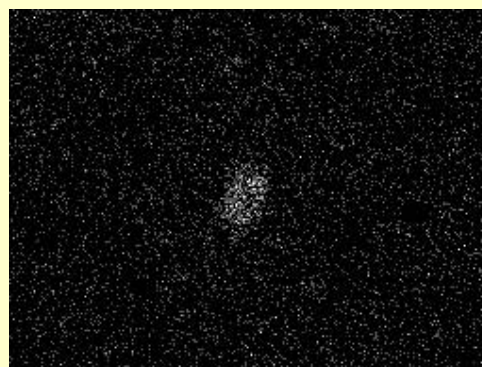


участок строение зерна	Косиновский (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновский (скв 2953/173)
ядро	●	● 1 генерация ● 2 генерация	●	
промежуточная зона	■		■	
внешняя оторочка	⬠	⬠ 1 генерация ⬠ 2 генерация	⬠	
гомогенные		▲	▲	▲
в виде сыпи				×
окаймляющие силикаты			*	

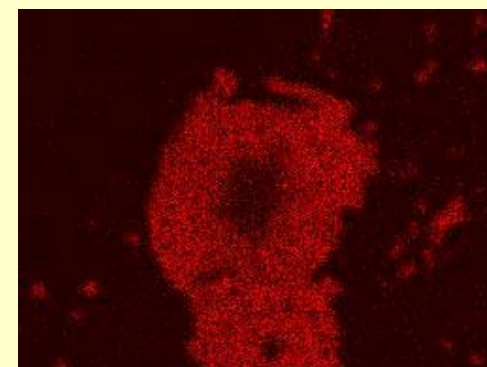
Зональность
хромшпинелидов
(Жидеевский участок
скв 2953/173)



Cr Ka1



Al Ka1



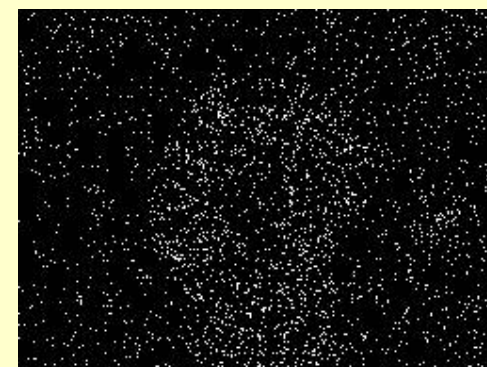
Fe Ka1



Mg Ka1_2



Mn Ka1



Ni Ka1

Составы хромшпинелидов в ультрамафитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса

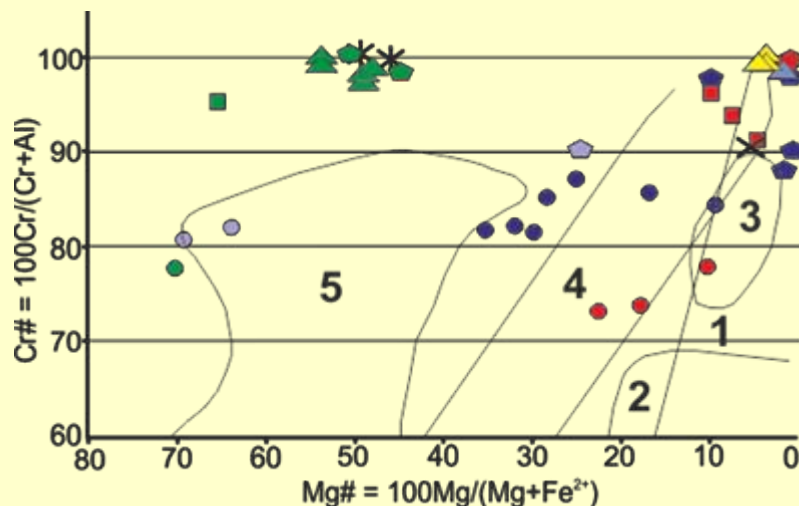


Диаграмма состава первично-вторичных хромшпинелидов по Rewievs, 1991. 1 – хромшпинелиды из кимберлитов, 2 – альпинотипных ультрабазитов, 3 – зон трещиноватости в офиолитовых массивах, 4 – метаморфизованных и 5 – метасоматически измененных ультрабазитов.

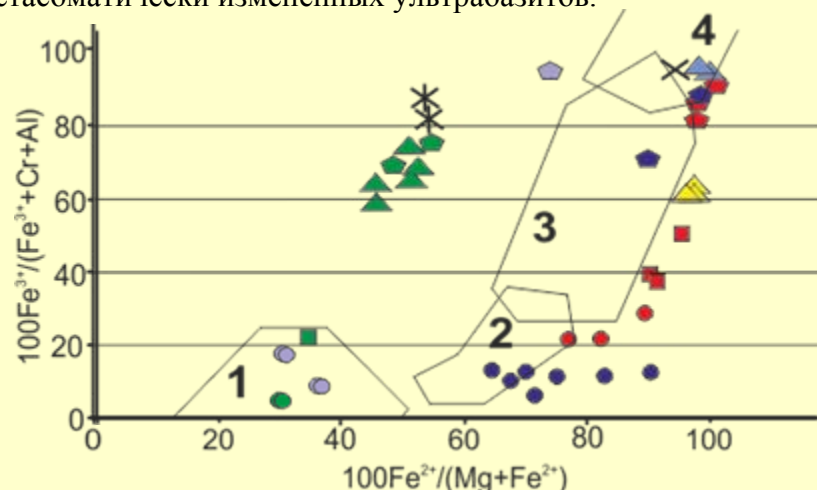
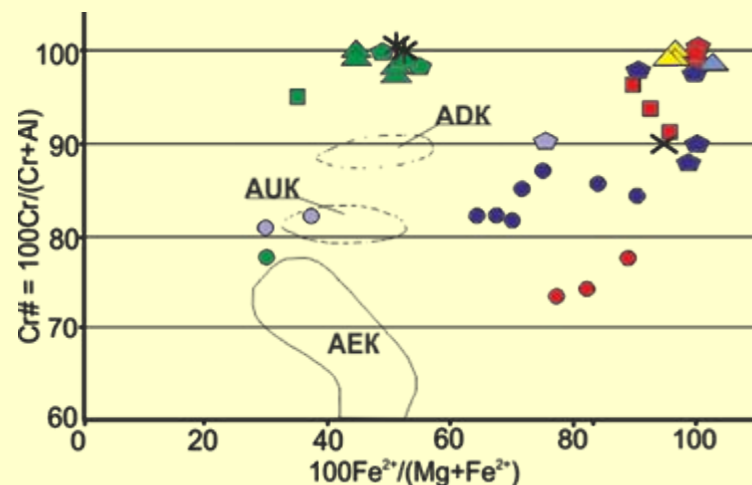


Диаграмма генетических групп хромшпинелидов по Р. Митчеллу.

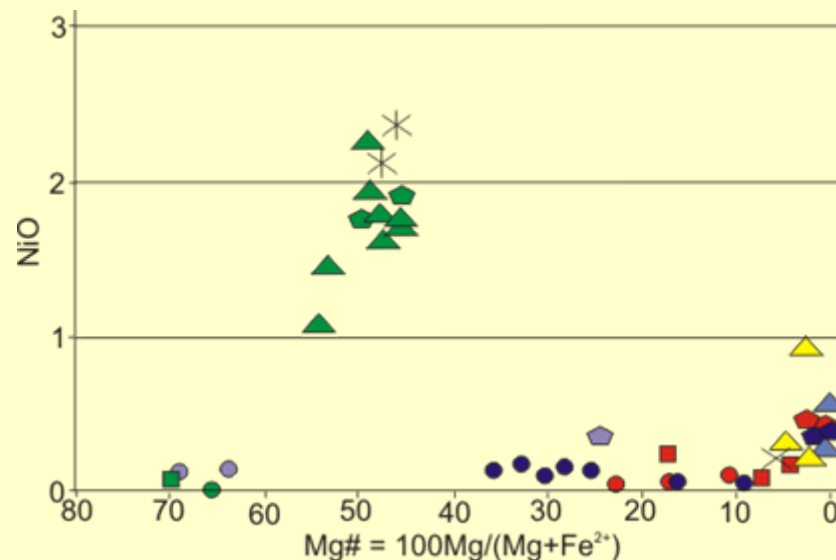
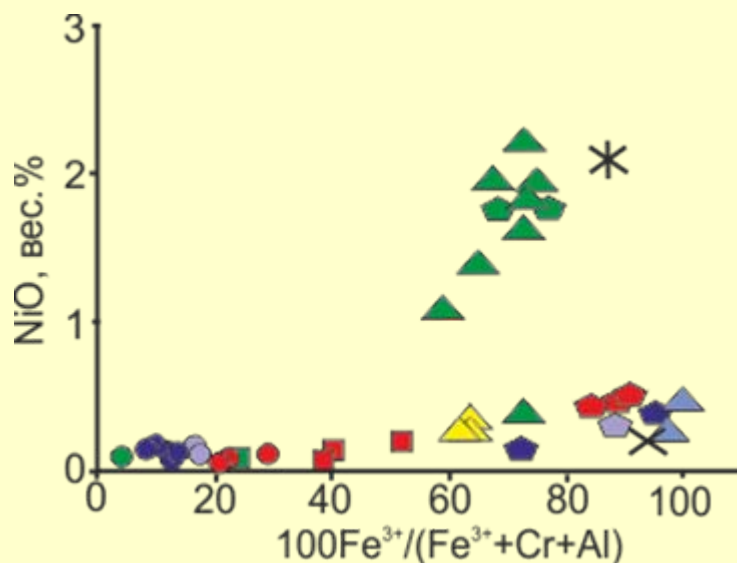
Поля состава: 1- ксеногенных, 2 – идиоморфных аутигенных, 3 – реакционных (каймы), 4 – ксеноморфных из основной массы породы.



Состав хромшпинелидов в сравнении с хромитами коматиитовых лав Барбертона (Byerly, 1999). AEK – Al-enriched komatiites, AUK – Al-undepleted komatiites, ADK - Al-depleted komatiites

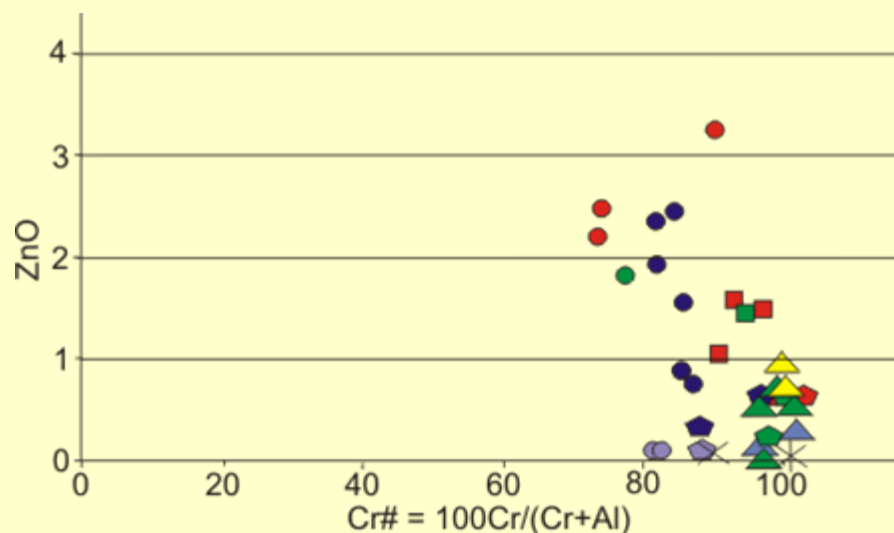
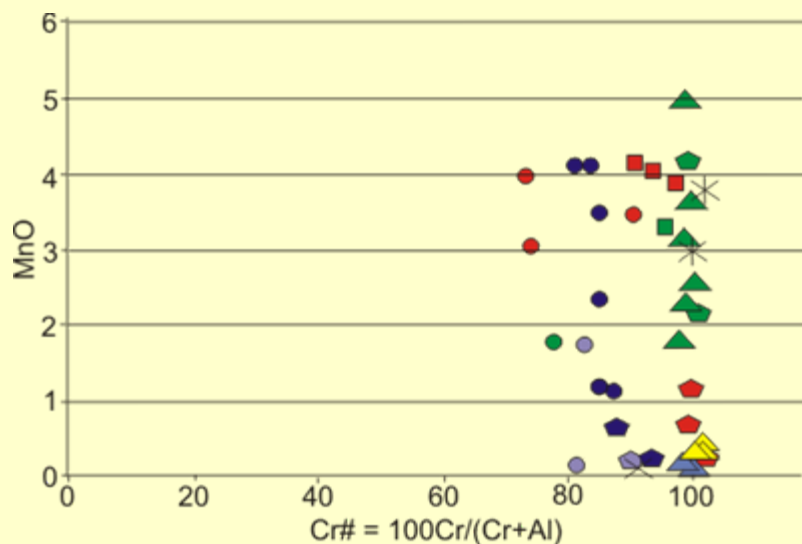
участок строение зерна	Косиновский (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновский (скв 2953/173)
ядро	●	● 1 генерация ● 2 генерация	●	
промежуточная зона	■		■	
внешняя оторочка	◆	◆ 1 генерация ◆ 2 генерация	◆	
гомогенные		▲	▲	▲
в виде сыпи				×
окаймляющие силикаты			*	

Содержание примесных элементов в хромшпинелидах ультрамафитов Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса



участок строение зерна	Косиновский (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновский (скв 2953/173)
ядро	●	● 1 генерация ● 2 генерация	●	
промежуточная зона	■		■	
внешняя оторочка	◆	◆ 1 генерация ◆ 2 генерация	◆	
гомогенные		▲	▲	▲
в виде сыпи				×
окаймляющие силикаты			*	

Содержание примесных элементов в хромшпинелидах ультрамафитов Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса



участок строение зерна	Косиновский (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновский (скв 2953/173)
ядро	●	● 1 генерация ● 2 генерация	●	
промежуточная зона	■		■	
внешняя оторочка	⬠	⬠ 1 генерация ⬠ 2 генерация	⬠	
гомогенные		▲	▲	▲
в виде сыпи				×
окаймляющие силикаты			*	

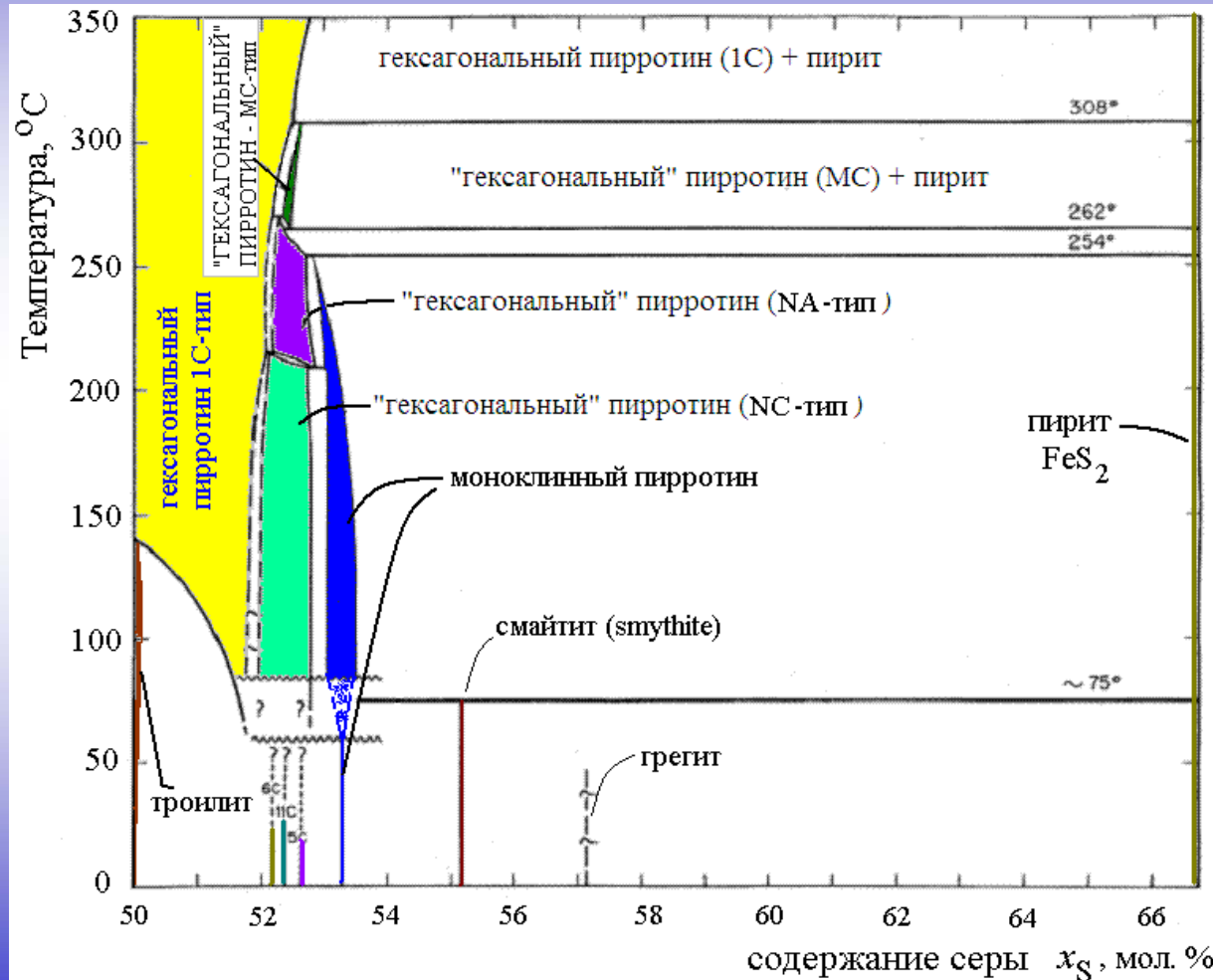
В исследованных образцах ультрамафитов Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса установлены различные морфотипы хромшпинелидов, имеющие сложнзональное и однородное строение. Сложнзональные вкрапленники (Жидеевский участок) характеризуются сменой состава от магноалюмохромита в ядерной части до магнезиального хроммагнетита к периферии. Ядра хромшпинелидов Жидеевского участка по составу близки ядрам первой генерации хромитов в пределах Олимпийского участка, но отличаются повышенной концентрацией цинка. Гомогенные хромшпинелиды представлены хроммагнетитом, но в пределах Жидеевского участка содержат повышенные концентрации магния и по составу соответствуют внешней оторочке сложнзональных вкрапленников. Изложенные данные, вероятно, свидетельствуют о многообразии, сложности и многостадийности изменений состава и строения хромшпинелидов в процессе преобразований первичных пород.

Благодарю за внимание!

Физико-химическая характеристика пирита и сопутствующих глин Нижнекошелевской термоаномалии (Южная Камчатка)

Докладчик: Сергеева А. В. к.х.н.

Диаграмма состояний системы Fe - S



Проблема стабильности фаз

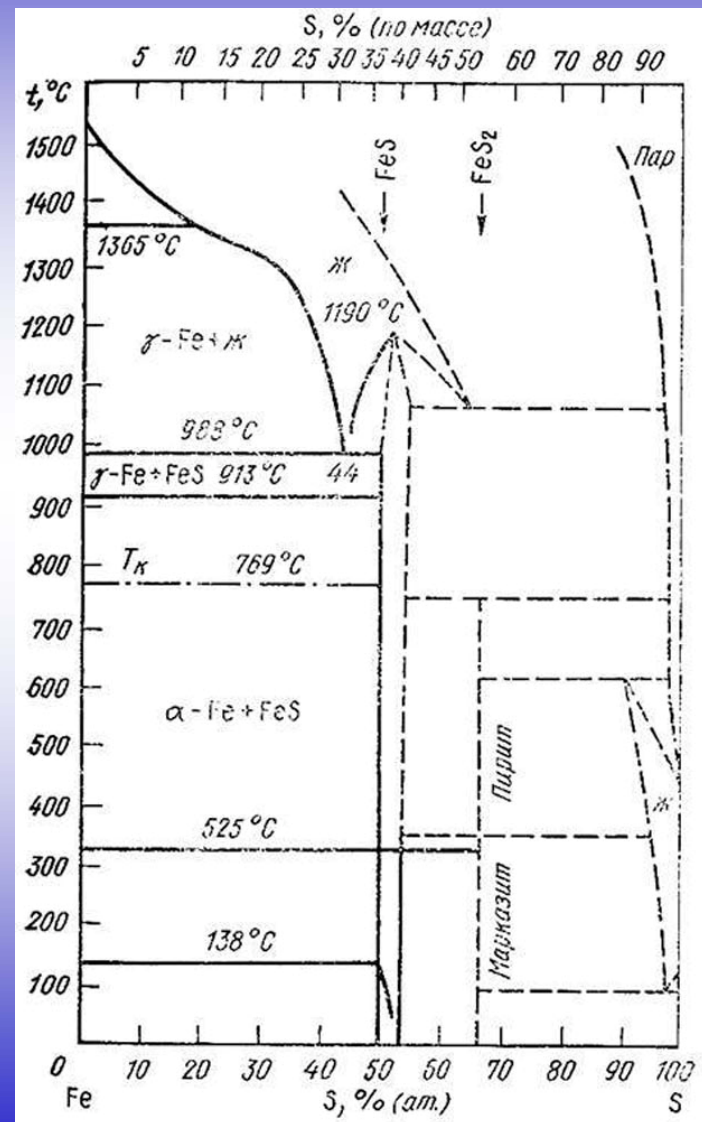
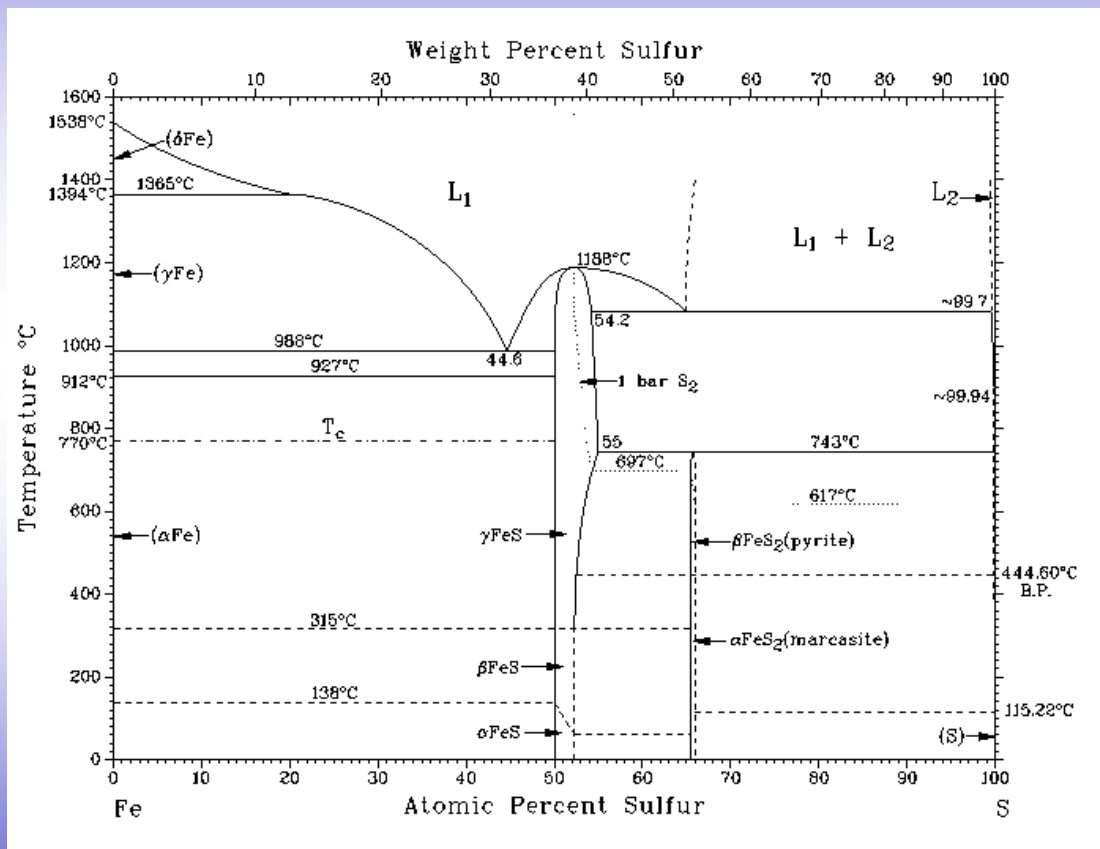
1. Фазы Fe_{1-x}S : троилит ($P6_3mc$), клинопирротин ($F2/d$), политипы пирротина (NC), грейгит, смайтит.

2. Области стабильности пирита и марказита (FeS_2).

а) пирит всюду стабилен, а марказит метастабилен относительно него;

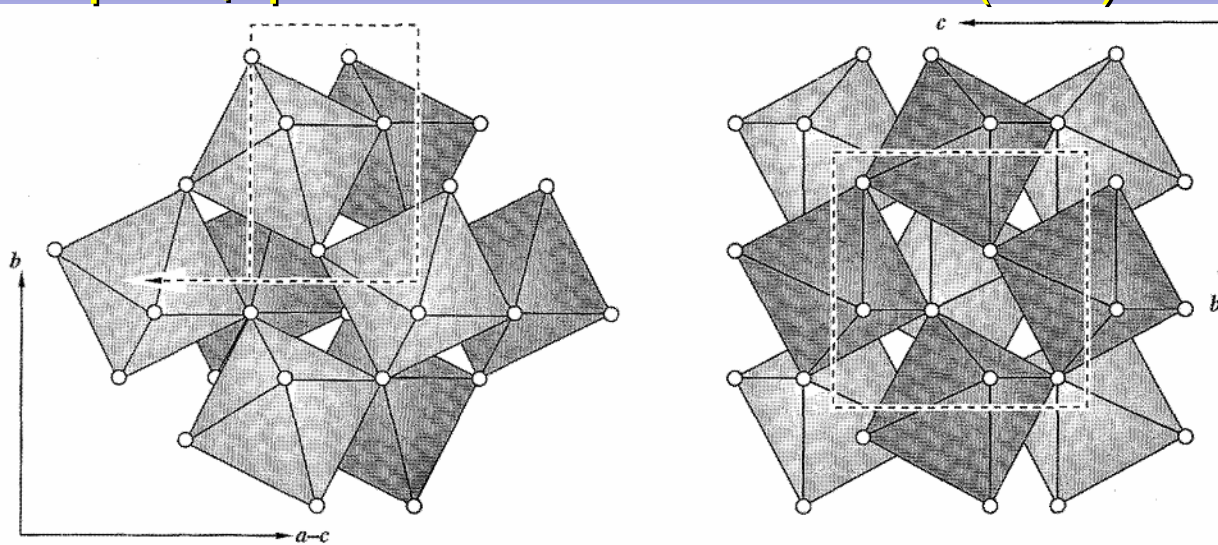
б) пирит является высокотемпературной модификацией, переход марказит $\rightarrow$ пирит при температуре $\sim 330^\circ\text{C}$.

Диаграмма состояний системы Fe - S

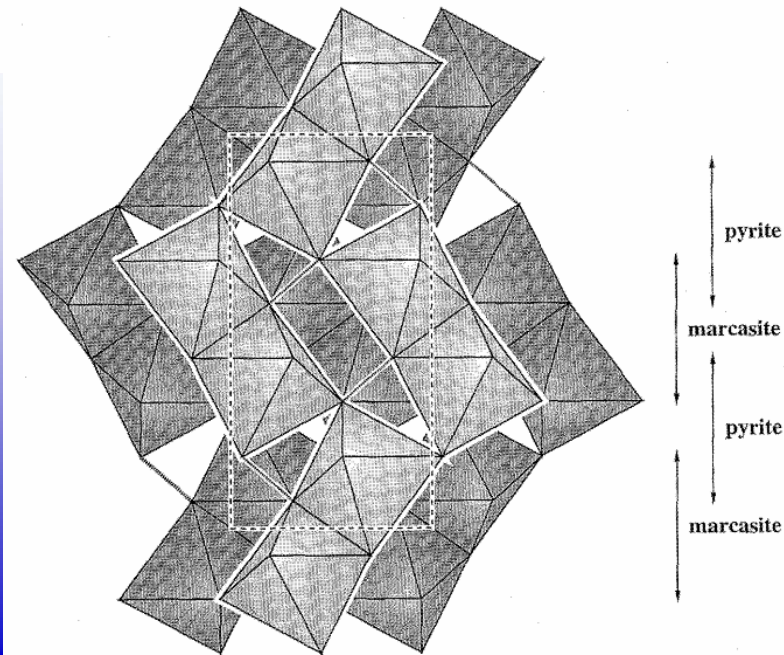


1. Kubaschewski O., Evans E.L., Alcock C.B. *Metallurgical Thermochemistry*, 4th edition. 1967, Pergamon Press, 420 P.

Структура марказита, построенная из октаэдров $\{\text{Fe}\}\text{S}_6$; проекция на плоскость (101) – левая часть рисунка. Правая часть: аналогично построенная структура пирита, спроецированная на плоскость (100)



Структура парараммельсбергита (полиморфная форма NiAs_2) в проекции на плоскость (100). Проекция представлена октаэдрами $\{\text{Ni}\}\text{As}_6$.



Проблема гидротермального (транспортного химического) минералогенеза заявленных сульфидов

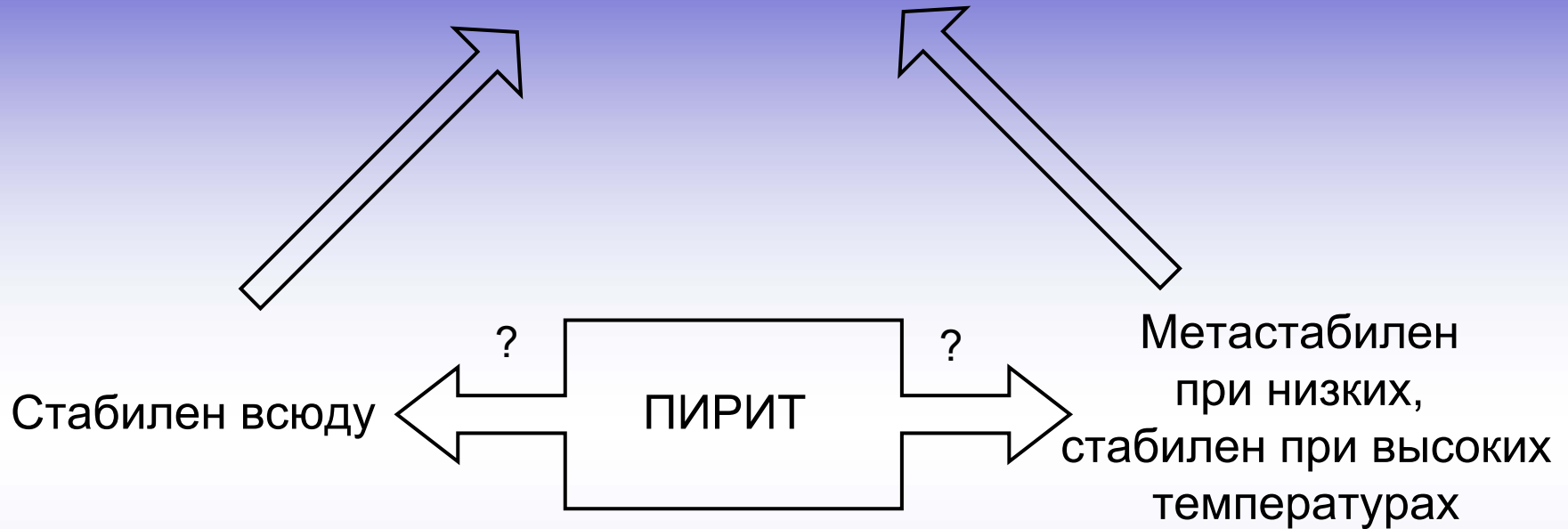
В местах выхода серосодержащих минеральных вод с температурой до 100–105°C (низкотемпературные гидротермы) вообще характерно образование минералов пиритового ряда, содержащих в своей структуре дисульфидные группировки. Несколько реже, чем пирит, в таких условиях формируются изоструктурные β -FeS₂ *каттьерит* CoS₂, *ваэсит* NiS₂, *бравоиты* Fe_xNi_{1-x}S₂. Значительно реже встречается *марказит*, имеющий гидротермальное и гипергенное происхождение. Еще более редким для кислых низкотемпературных гидротерм оказывается формирование низших сульфидов железа: *пирротин*ов, *троилита*, *грейгита*, *смайтита*, *пентландита* и *макинавита*, в которых преобладающая степень окисления железа остается по-прежнему низкой (Fe²⁺).

Противоречия и вопросы:

а) В восстановительных условиях литосферы для соединений железа характерной является степень окисления +2. С учетом того, что по имеющимся представлениям основным сульфидизирующим агентом в литосфере является сероводород, можно предполагать, что главной формой образующихся сернистых минералов, вне зависимости от температурных условий осаждения, должны являться производные H_2S – *сульфиды*, но никак не *дисульфиды* $Me^{n+}(S_2^{2-})_n$, в структуру которых входит группировка S–S. Более того, такие дисульфиды не образуются при окислении и при селективной экстракции металла из сульфида.

б) Анализ имеющейся информации не объясняет, почему образование в разных месторождениях той или иной сульфидной фазы, в частности, полиморфных модификаций, не всегда систематически зависит от температуры и давления при синтезе. На примере сульфидов железа можно утверждать, что образование определенной фазы, которую представляет минерал, направляется не только термодинамическими, но и другими факторами (например, структурным, благодаря которому наследуется структура соединения, находящегося в растворе) .

Уточнение диаграммы состояний системы Fe - S



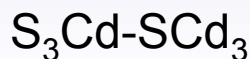
Факторы,
направляющие кристаллизацию
определенной фазы (пирита или марказита)

Образование метастабильной фазы определяется структурой координационных прекурсоров

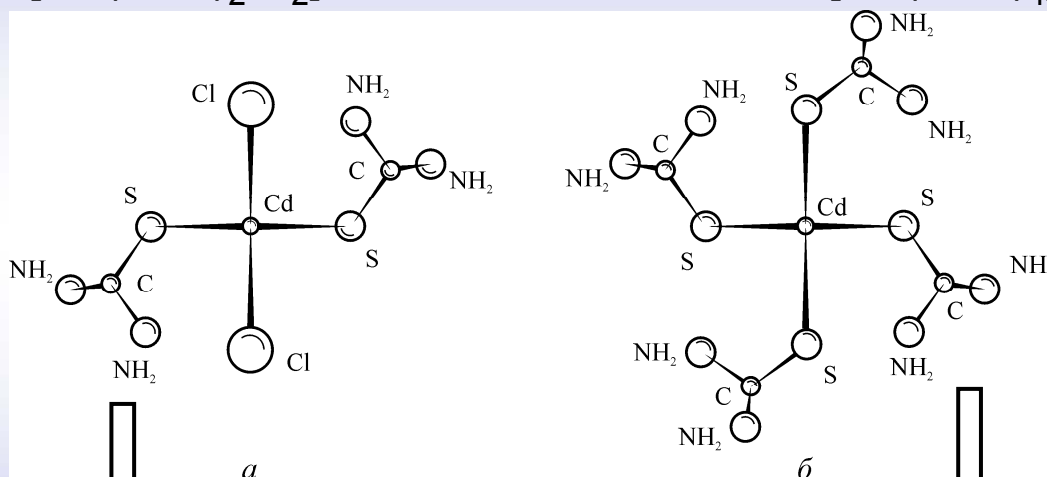
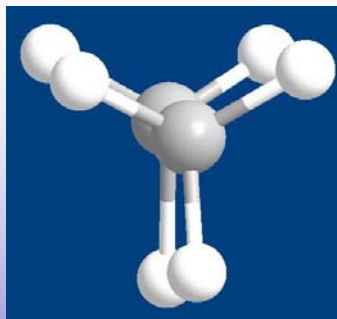
Например:



Прекурсоры:



Заслоненная
конформация



Образующиеся фазы

(температура синтеза 350 – 400 °C)

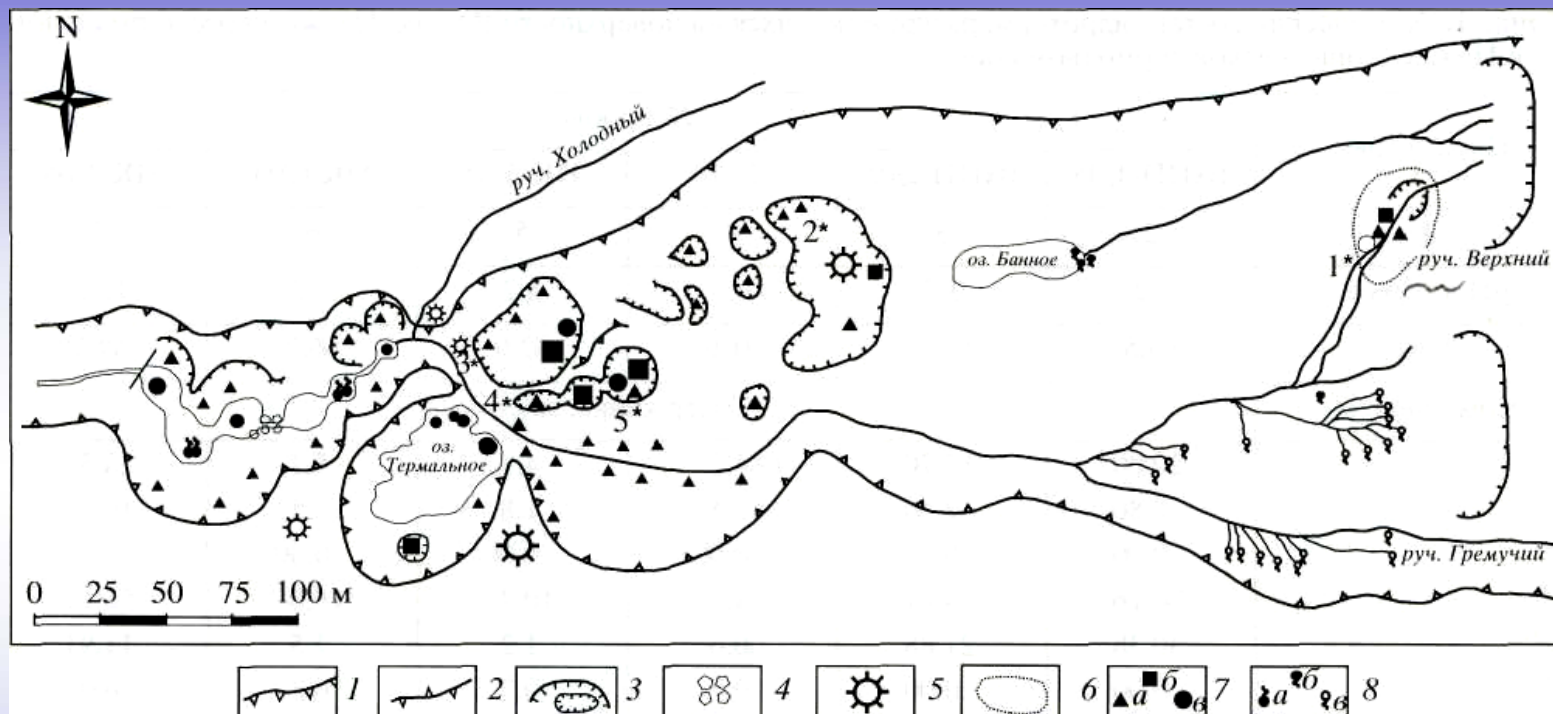
CdS (вюрцит)

CdS (сфалерит)

Стабилен при температурах синтеза

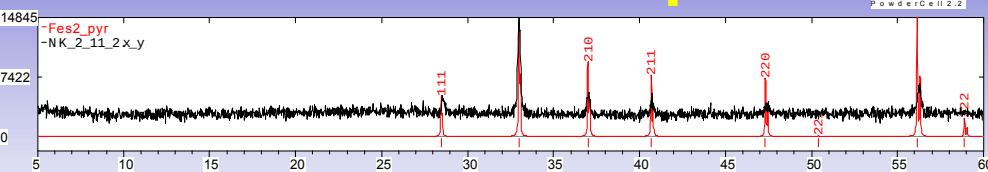
Метастабилен при температурах
синтеза

Нижнекошелевская термоаномалия



- 1 – геоморфологические границы термоаномалии (основной уступ);
- 2 – внутренние геоморфологические границы (водоразделы);
- 3 – отрицательные термальные структуры: воронки, овраги, ограничения крупных котлов;
- 4 – каменные развалы;
- 5 – отдельные высоты, термальные бугры (размеры знака отражают относительные размеры высот);
- 6 – границы локального термального поля (участок Верхний);
- 7 – паро-газовые источники (размеры знака отражают относительную мощность источников): а - газовые струи, б - грязевые котлы, в - кипящие озера;
- 8 – водные источники: а - крупные пульсирующие ("гейзеры"), б – мелкие разгрузки термальных вод, в – холодные источники.

Рентгенофазовый анализ образцов пирита



Образец: НК-2/11-2

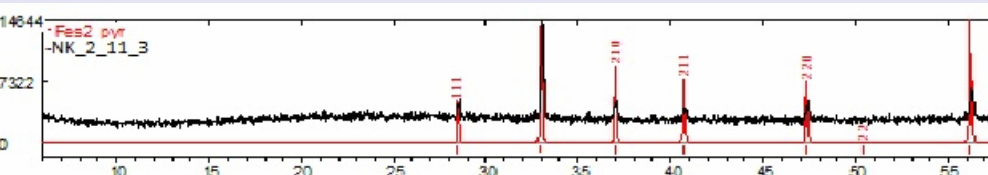
Зафиксированные фазы: Пирит

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4255

Разница параметров ячейки природного образца и
синтетического пирита, Å : 0,0215;

Глубина отбора, см: 25 – 42

Температура, °C: 98



Образец: НК-2/11-3

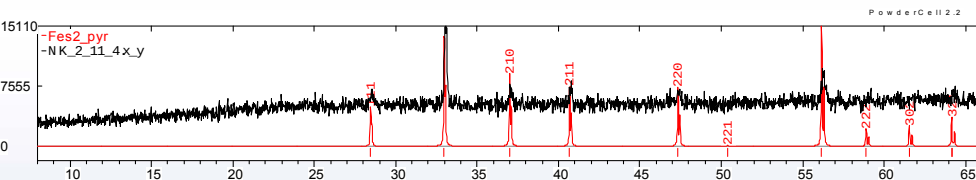
Зафиксированные фазы: Пирит

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4227

Разница параметров ячейки природного образца и
синтетического пирита, Å : 0,0187;

Глубина отбора, см: 42 – 62

Температура, °C: 97,1



Образец: НК-2/11-4

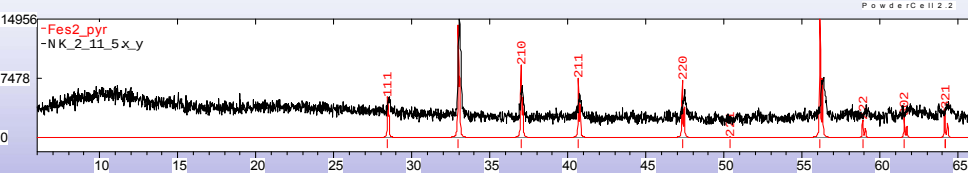
Зафиксированные фазы: Пирит

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4240

Разница параметров ячейки природного образца и
синтетического пирита, Å : 0,020;

Глубина отбора, см: 62 – 82

Температура, °C: 98



Образец: НК-2/11-5

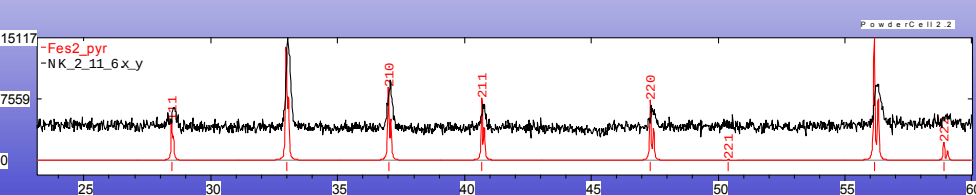
Зафиксированные фазы: Пирит

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4093

Разница параметров ячейки природного образца и
синтетического пирита, Å : 0,0053;

Глубина отбора, см: 82 – 102

Температура, °C: 98



Образец: НК-2/11-6

Зафиксированные фазы: Пирит

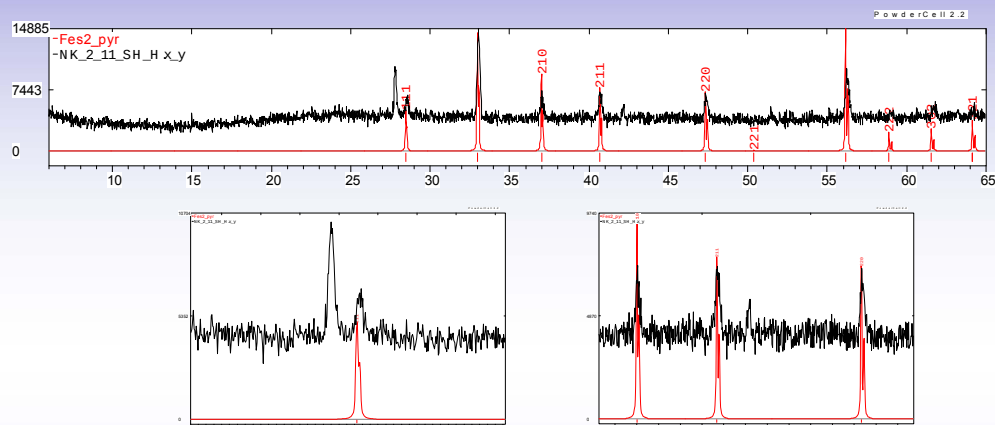
Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269

Разница параметров ячейки природного образца и
синтетического пирита, Å : 0,0165;

Глубина отбора, см: 102 – 130

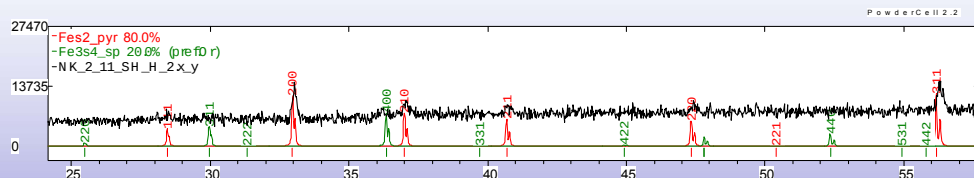
Температура, °C: 98

Рентгенофазовый анализ образцов пирита



Пик около 27,8° образца НК – 2/11шх

Пик около 42,2° образца НК – 2/11шх



Грейгит обладает текстурой вдоль оси (100)

Образец: НК–2/11шх

Зафиксированные фазы: пирит +
неопознанная фаза

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269

Разница параметров ячейки природного
образца и синтетического пирита, Å : 0,0229;

Глубина отбора, см: 15 – 30

Температура, °C: 95

Образец: НК–2/11шх-2

Зафиксированные фазы: пирит + грейгит (Fe_3S_4)

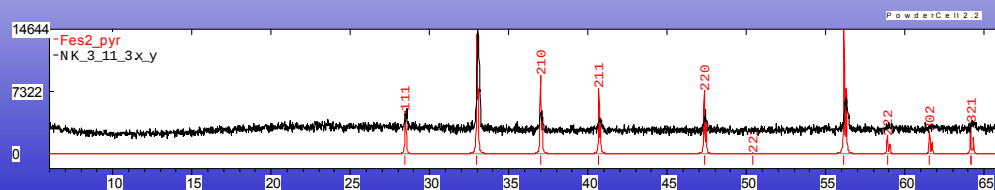
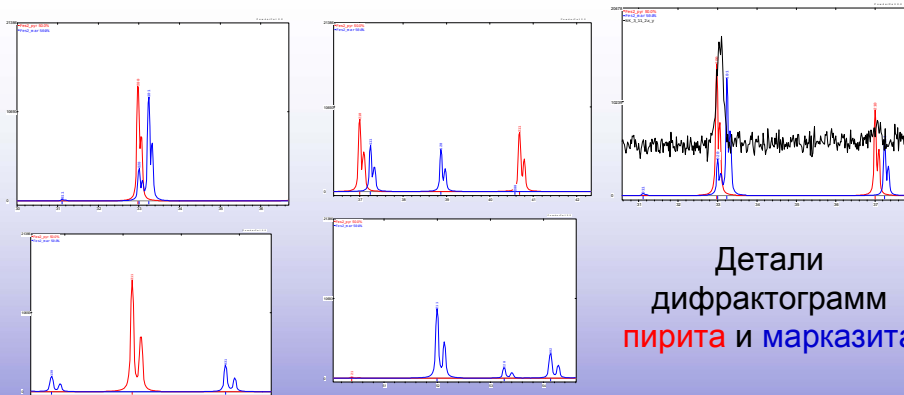
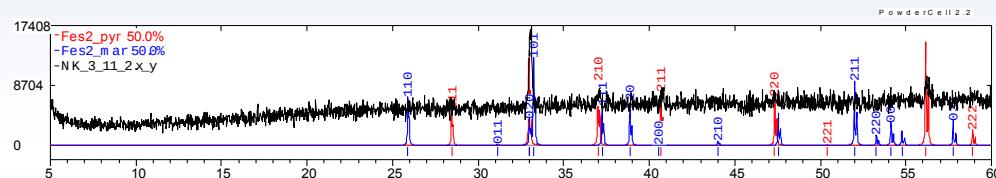
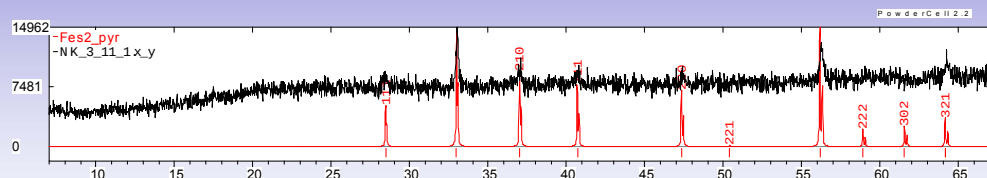
Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4158
(пирит)

Разница параметров ячейки природного образца и
синтетического пирита, Å : 0,0118;

Глубина отбора, см: 15 – 30

Температура, °C: 95

Рентгенофазовый анализ образцов пирита



Образец: НК – 3/11 – 1

Зафиксированные фазы: пирит

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269

Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0086;

Глубина отбора, см: 5 - 20

Температура, °C: 97,5

Образец: НК-3/11-2

Зафиксированные фазы: пирит + марказит

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269
(пирит)

Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0212;

Глубина отбора, см: 20 - 40

Температура, °C: 97,5

Образец: НК-3/11-3

Зафиксированные фазы: пирит

Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4200

Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,016;

Глубина отбора, см: 40 – 70

Температура, °C: 98,4

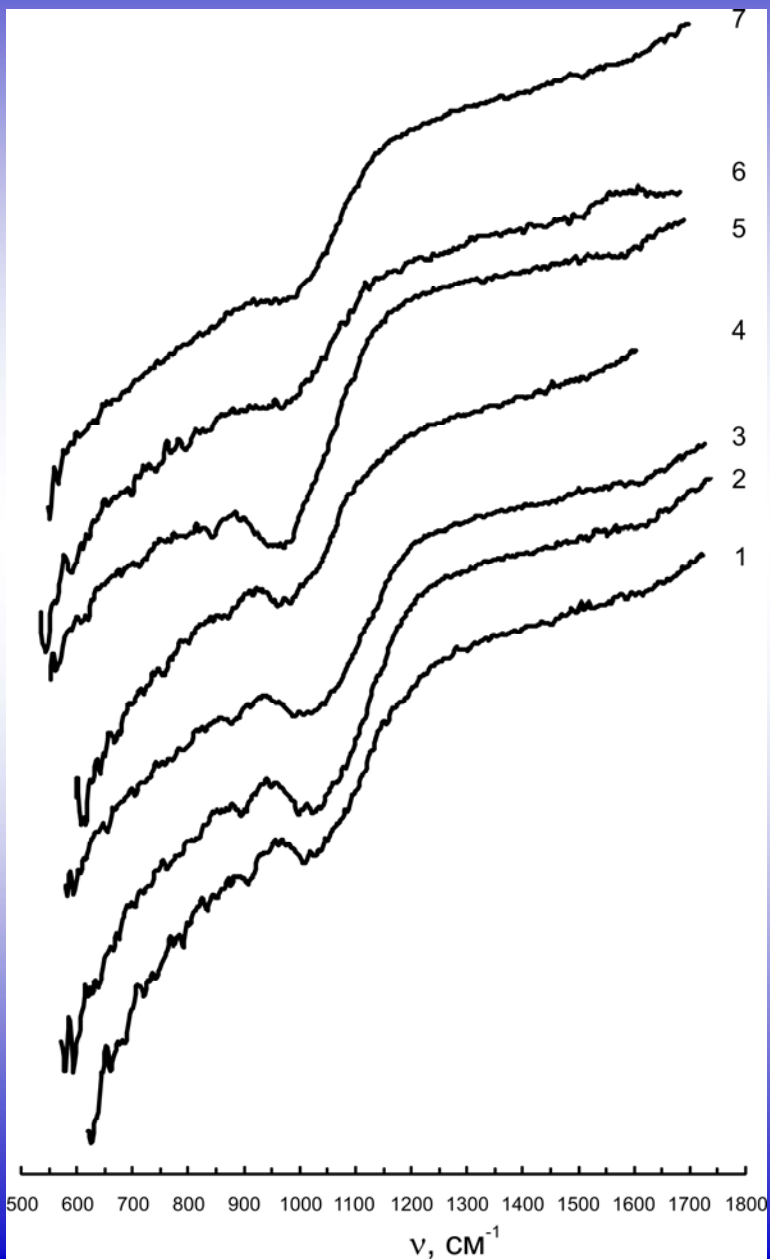
Рентгенофазовый анализ образцов пирита

Параметр ячейки природных образцов несколько больше синтетических, вероятно, из-за вхождения в решетку примеси с большим радиусом.

Все образцы характеризуются дырочным типом проводимости.

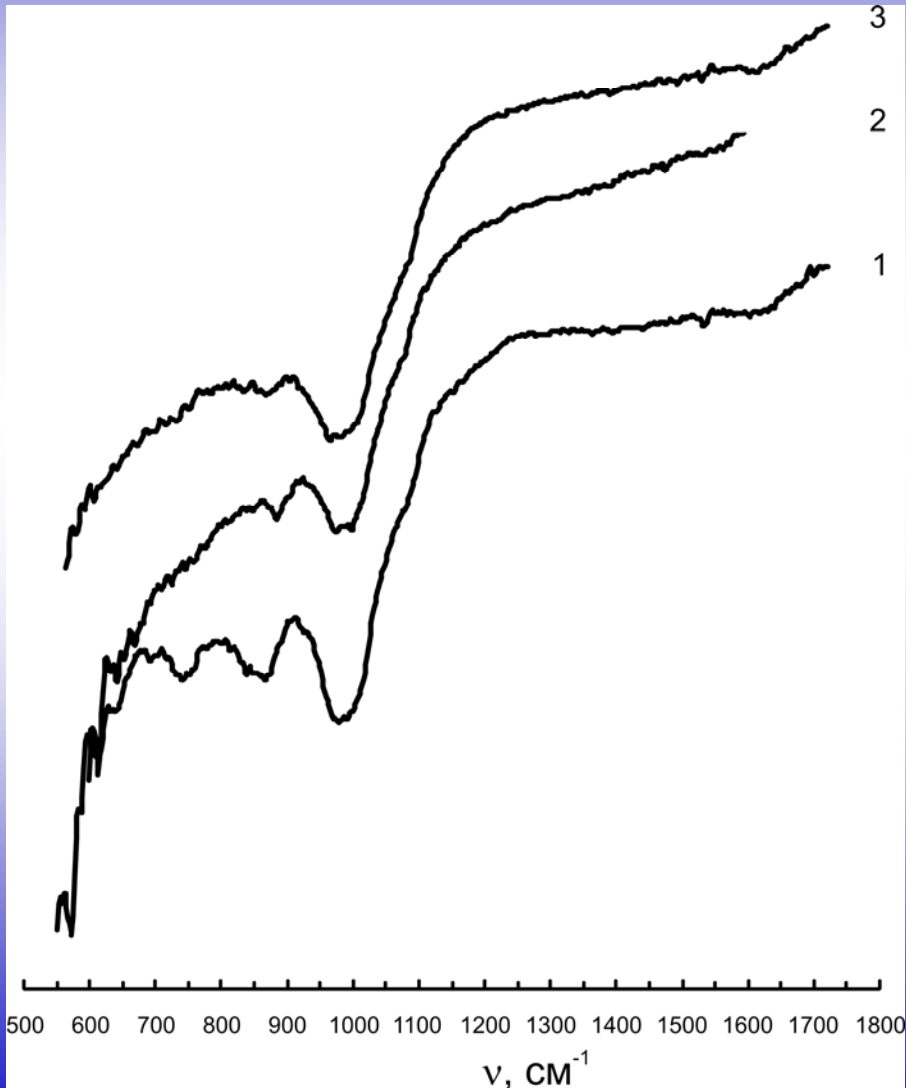
Вероятно, примесь – мышьяк.

Инфракрасные спектры образцов пирита



		Глубина отбора, см	Температура, °C
1.	НК-2/11-2,	25 – 42	98
2.	НК-2/11-3	42 – 62	97,1
3.	НК-2/11-4	62 – 82	98
4.	НК-2/11-5	82 – 102	98
5.	НК-2/11-6	102 – 130	98
6.	НК-2/11шх	15 – 30	95
7.	НК-2/11шх-2	15 – 30	95

Инфракрасные спектры образцов пирита



	Глубина отбора, см;	Температура, °C
1. НК-3/11-1,	5 – 20	97,5
2. НК-3/11-2	20 – 40	97,5
3. НК-3/11-3	40 – 70	98,4

Инфракрасные спектры образцов пирита, зафиксированные полосы поглощения

Полосы поглощения, см ⁻¹	Отнесение	Примечание
1028	SO ₄ ²⁻	Сульфат, координированный к железу (III)
997	SO ₄ ²⁻	Сульфат, координированный к железу (III)
900	FeOOH (гётит)	α – модификация, слабая полоса
821	FeOOH (гётит)	α или β – модификация, слабая полоса
680	SO ₄ ²⁻	Сульфат, координированный к железу (II)
642		Сульфат, координированный к железу (III) (?)
613	SO ₄ ²⁻	Сульфат, координированный к железу (II)

Инфракрасные спектры образцов пирита, зафиксированные полосы поглощения

Полосы поглощения, см ⁻¹	Отнесение	Примечание
1009	SO ₄ ²⁻	Сульфат, координированный к железу (III), полоса слабо выражена
900	FeOOH	α – модификация, слабая полоса
877	FeCO ₃	
783	FeOOH	α – модификация, слабая полоса
735	FeCO ₃	Асимметричное деформационное колебание CO ₃ ²⁻
677	SO ₄ ²⁻ или FeOOH	Сульфат, координированный к железу (II) α – модификация, слабая полоса
661	FeOOH	α или δ – модификация
623	SO ₄ ²⁻	Сульфат, координированный к железу (II), полоса похожа на шум

Инфракрасные спектры образцов пирита

На поверхности зерен пирита идет окисление и высокотемпературный гидролиз образующихся сульфатов. Поэтому фиксируются FeOOH и сульфат-ион, координированный к Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Грейгит (Fe_3S_4) образуется на зернах пирита в восстановительной атмосфере.

Окисление, видимо, препятствует образованию этого минерала.

Условия в местах активного образования сульфидов железа

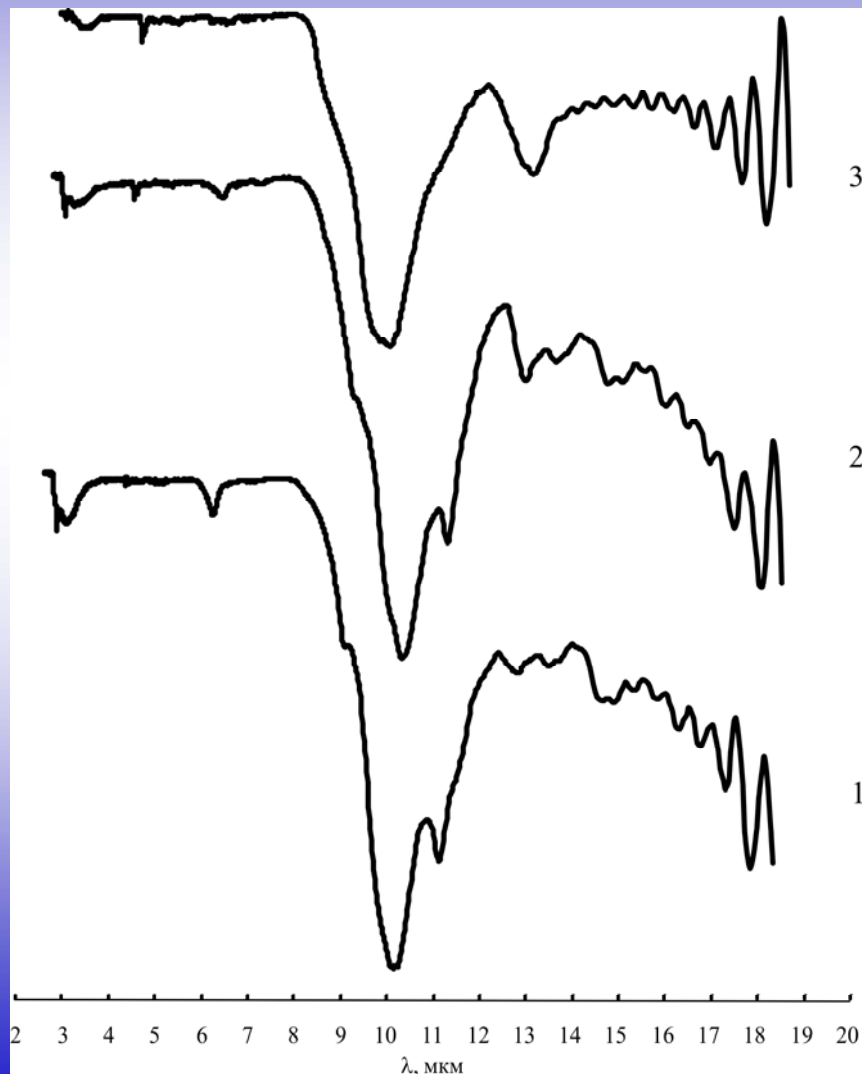
Места отбора проб пирита: участки, активно прорабатываемые парогазовыми струями, грязевые котлы

Концентрация железа, мг/л		pH	E, В	t, °C
Fe ⁺²	Fe ⁺³			
0,79	0,21	5,4	0,146	95 - 98
8,24	0	5,5	0,140 - 0,166	
0,42	0,08	5,7	0,073 - 0,127	
1,06	0,29	5,25	0,168	
0,4	0,12	5,5	0,157	
0,08	0	5,5	0,144	
19,13	0	4,75	0,187	

Доминирует двухвалентное железо при небольшом окислительном потенциале водной среды.
Потенциал среды определяется не парой Fe³⁺/Fe²⁺.
pH среды близок к нейтральному.

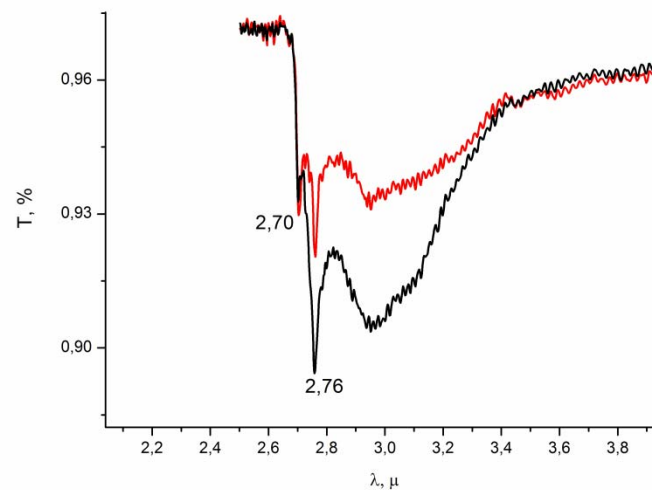
Активно образуются слоистые силикаты группы каолинита и монтмориллонита

Инфракрасные спектры сопутствующих глин



1, 2. НК – 1/11 – 5/2

3. НК – 2/11 – 6



Область поглощения НО-групп и
межслоевой воды

Инфракрасные спектры сопутствующих глин, зафиксированные полосы поглощения

Положение полосы поглощения, мкм	Отнесение полос	Примечание	Фаза, в которой встречаются данные структурные фрагменты
2,7	–ОН группа	Дуплет, интенсивности пиков сравнимы	Галлуазит. У монтмориллонита и каолинита этот пик выглядит иначе, но они не исключаются.
2,76			
3	H ₂ O	Размытая полоса	Межслоевая вода в монтмориллоните
6,1	H ₂ O, межслоевая вода в слоистом силикате		Монтмориллонит (каолинит, галлуазит)
8,9	Валентные колебания Si–O	Плечо	Галлуазит
9,7	Валентные колебания тетраэдра [SiO ₄]	Плечо Дублет	Галлуазит (каолинит и монтмориллонит не исключаются)
10			
11	Al–O…H–O	Синглет	Галлуазит
12,7	Валентные колебания в шестичленном кольце [Si ₆ O ₁₈]	Дублет	Монтмориллонит и/или α– кварц, аморфный SiO ₂ не исключен
13,3	Si–O–Al	Слабая полоса	Галлуазит и/или каолинит
14,4		Дублет	
14,8			
15,2	Si–O–Me (Me – Al, но воз можны замещения на Fe ^{3+/2+} , Mg ²⁺ , Ca ²⁺ …)	Слабая полоса	Каолинит и/или монтмориллонит, не исключен α-кварц.
15,7			
16,1		Слабая полоса	
16,6		Слабая полоса	
17,2			
17,6			

Возможные формы переноса платины и палладия в водной среде

Сергеева А. В., к.х.н.

Равновесия, реализуемые в системе $\text{H}_2\text{O} - \text{MeX} - \text{NH}_3$

Растворение аммиака в воде и его диссоциация:



Диссоциация халькогенида платины или палладия:



Образование однородных аммиачных комплексов:



Образование однородных гидроксокомплексов:



Образование однородных хлоридных комплексов:



Образование смешанных комплексов:

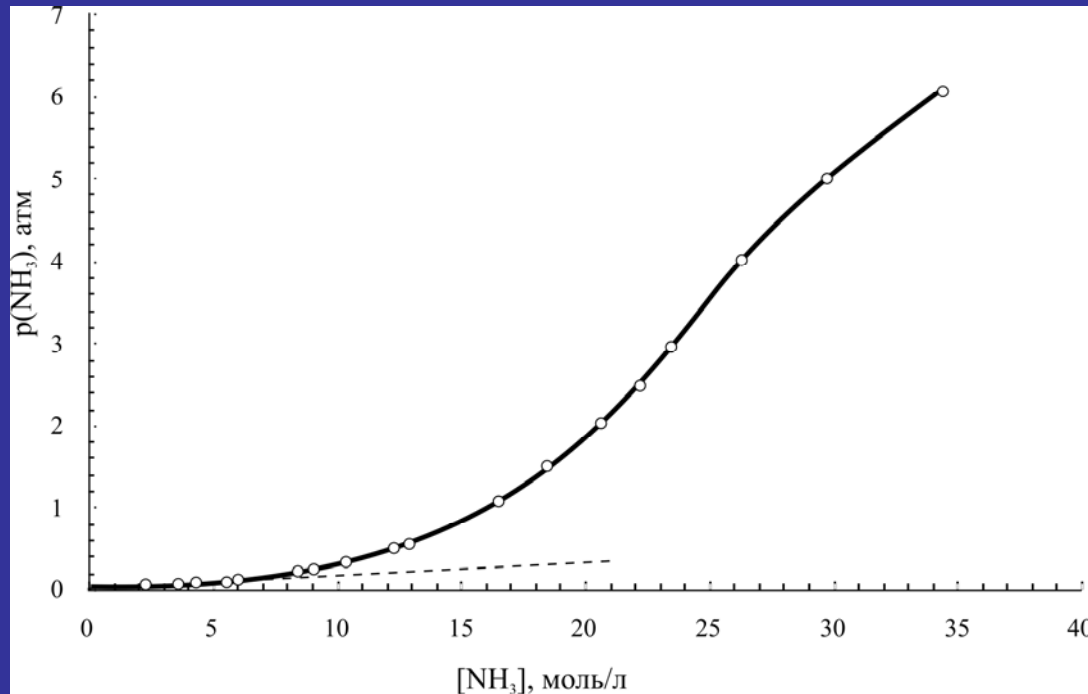


Взаимодействие халькогенид-аниона с водой:

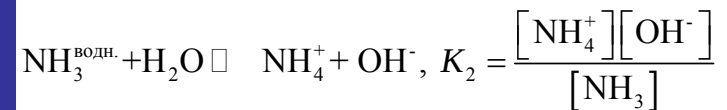


Каждое равновесие характеризуется константой равновесия. В данном расчете учтено присутствие хлорид-ионов, $\text{C}(\text{Cl}^-) = 0,1$ моль/л.

Растворение аммиака в воде и его диссоциация

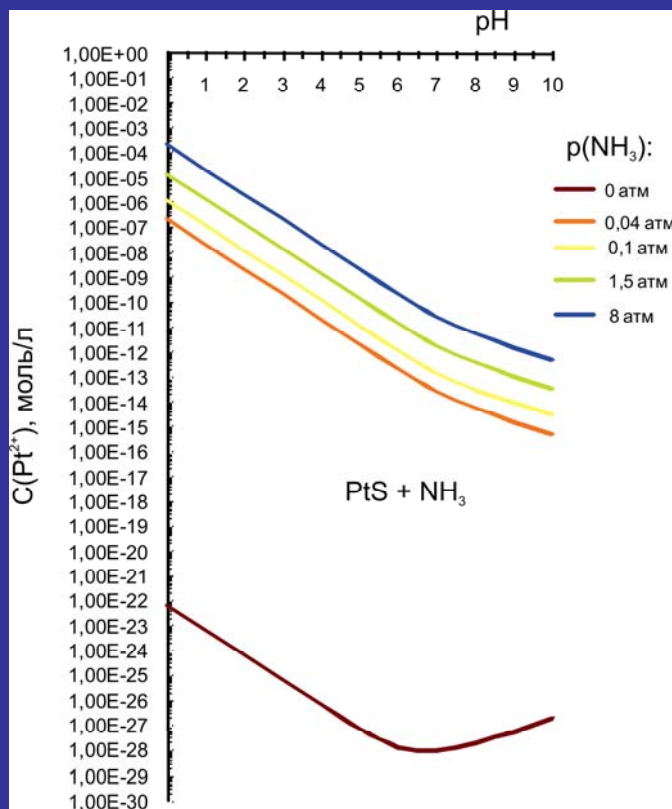


Растворение аммиака в воде и его диссоциация:

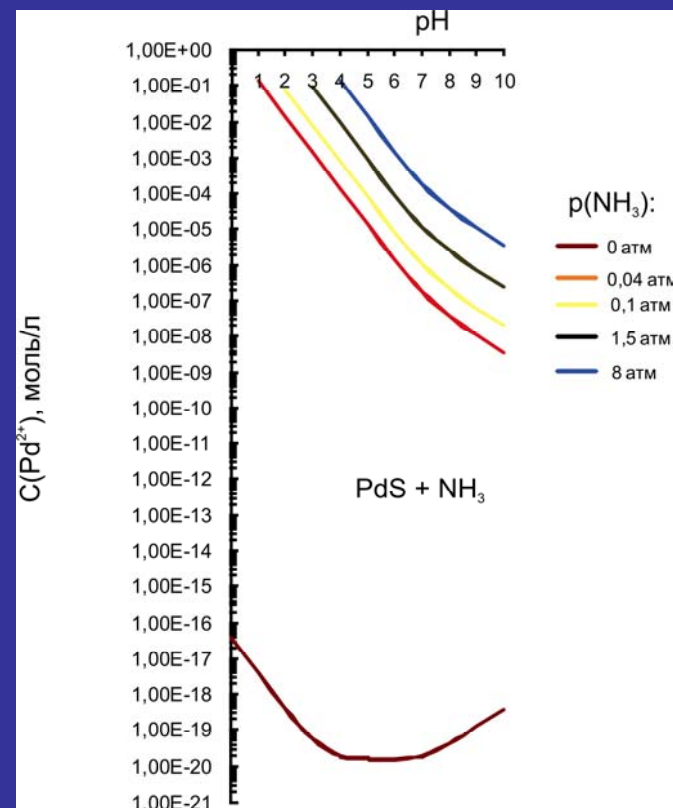


Парциальное давление над раствором аммиака
зависит от pH раствора

Растворимость сульфидов платины и палладия

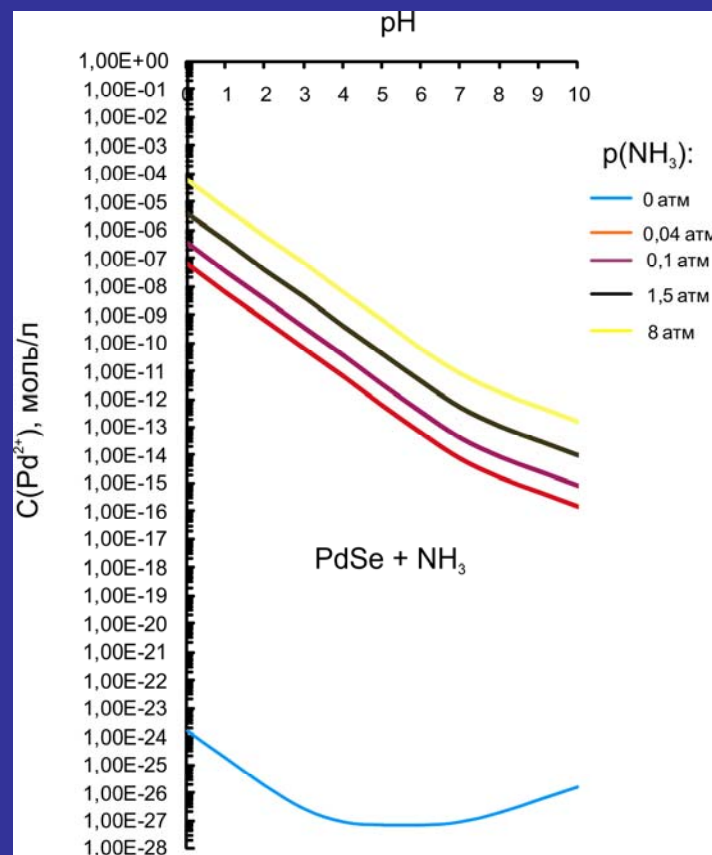
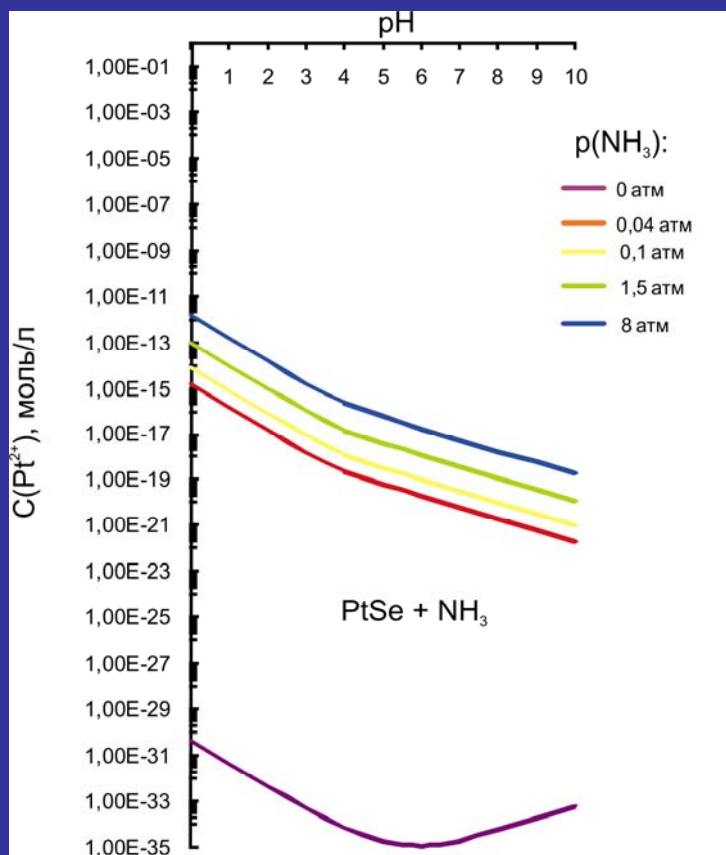


В отсутствии аммиака растворимость повышена в кислой (за счет протонирования сульфид-иона) и сильнощелочной средах (за счет образования гидроксокомплексов)



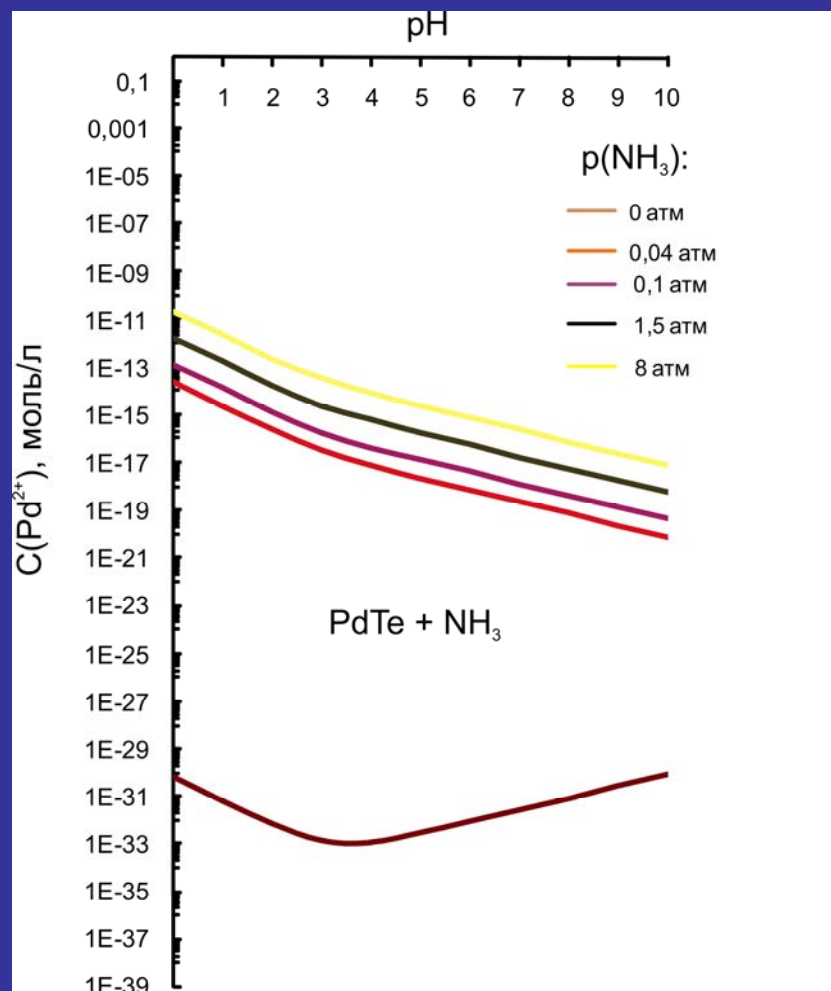
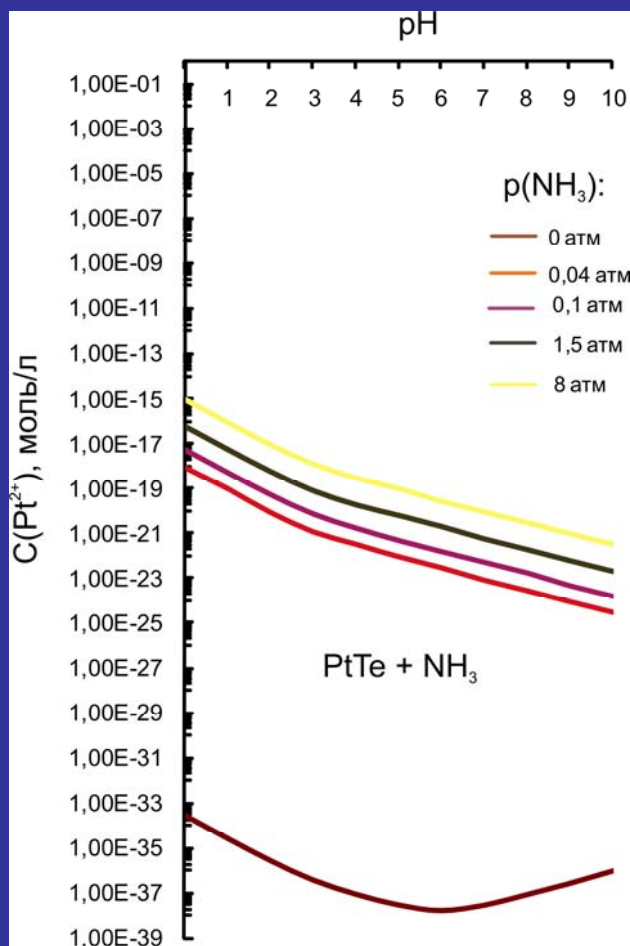
Растворимость сульфидов в присутствии аммиака увеличивается на 15 – 20 порядков

Растворимость селенидов платины и палладия



Растворимость селенидов ничтожно мала и менее резко зависит от pH. В присутствии аммиака увеличивается на 15 – 20 порядков

Растворимость теллуридов платины и палладия



Растворимость теллуридов ничтожно мала и еще менее резко зависит от pH. В присутствии аммиака увеличивается на 15 – 20 порядков, но остается малой величиной

Сравнительная растворимость халькогенидов платины и палладия

Растворимость падает в ряду $\text{MeS} \rightarrow \text{MeSe} \rightarrow \text{MeTe}$. Поэтому более вероятен перенос сульфидов и селенидов.

Растворимость PtX ниже, чем PdX .
Поэтому в растворе $C(\text{Pt}^{2+}) < C(\text{Pd}^{2+})$. $\Rightarrow$
в образующихся халькогенидах
содержание палладия должно быть
выше, чем содержание платины.

Этапы транспорта

Процессы растворения обратимы:



Растворение и образование насыщенного раствора в одних физико-химических условиях (например, в кислой среде под повышенным давлением аммиака)



Перенос металлов в виде комплексных ионов с потоком вод (и изменение условий: повышение pH и понижение давления аммиака)



Образование пересыщенного раствора и выпадение осадка

Студенческие доклады

СЕКЦИЯ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ

«Сравнительная характеристика рудной минерализации в породах Центрального рудопроявления с рудами Елкинского рудопроявления».

Студентки 5 курса 3 группы

Скирда Евгении

Руководитель: доцент кафедры минералогии,
петрографии и геохимии Резникова О.Г.

Цель: Исследование минералого-петрографических и петрохимических особенностей пород Центрального и Елkinsкого рудопроявлений.

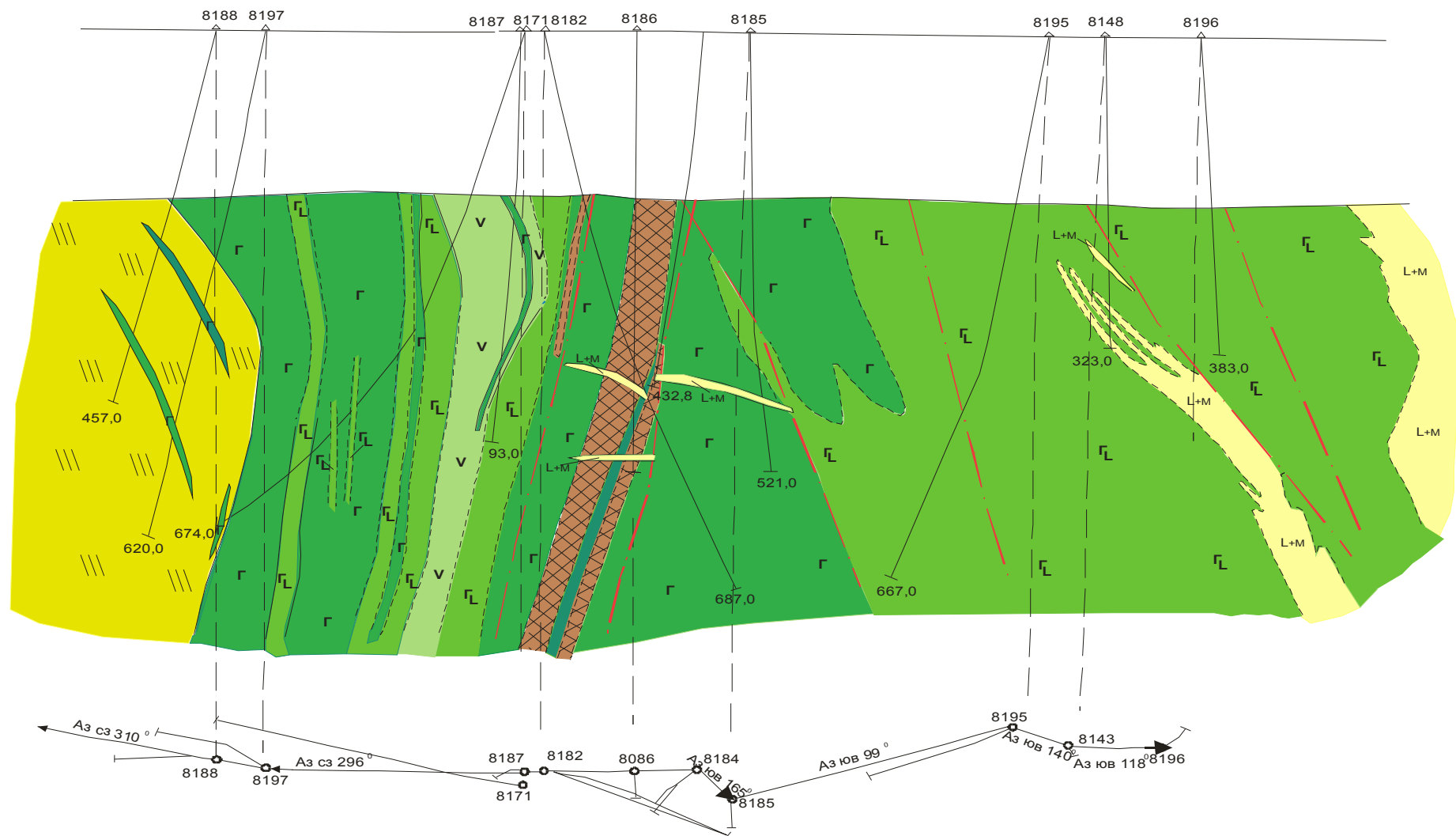
Задачи:

- 1) Изучить геологическое строение Елkinsкого и Центрального рудопроявлений;
- 2) Рассмотреть минералого-петрографические и петрохимические особенности пород данных рудопроявлений;
- 3) Дать сравнительную характеристику и обосновать их формационную принадлежность

ЕЛКИНСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Геологический разрез по линии I-I

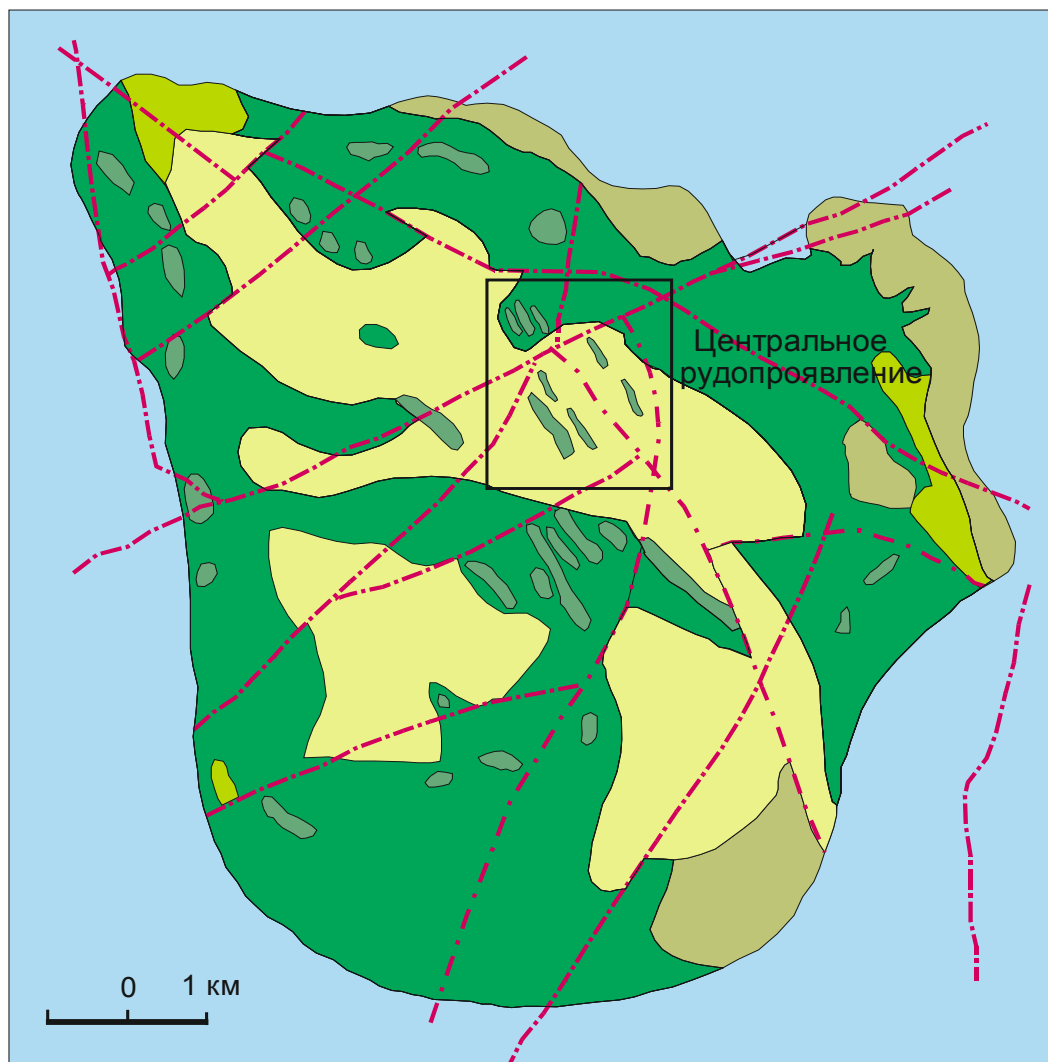
Масштаб 1:5000



Геологическая карта Елань-Коленовского интрузива

(по данным М.Н.Чернышовой)

Условные обозначения

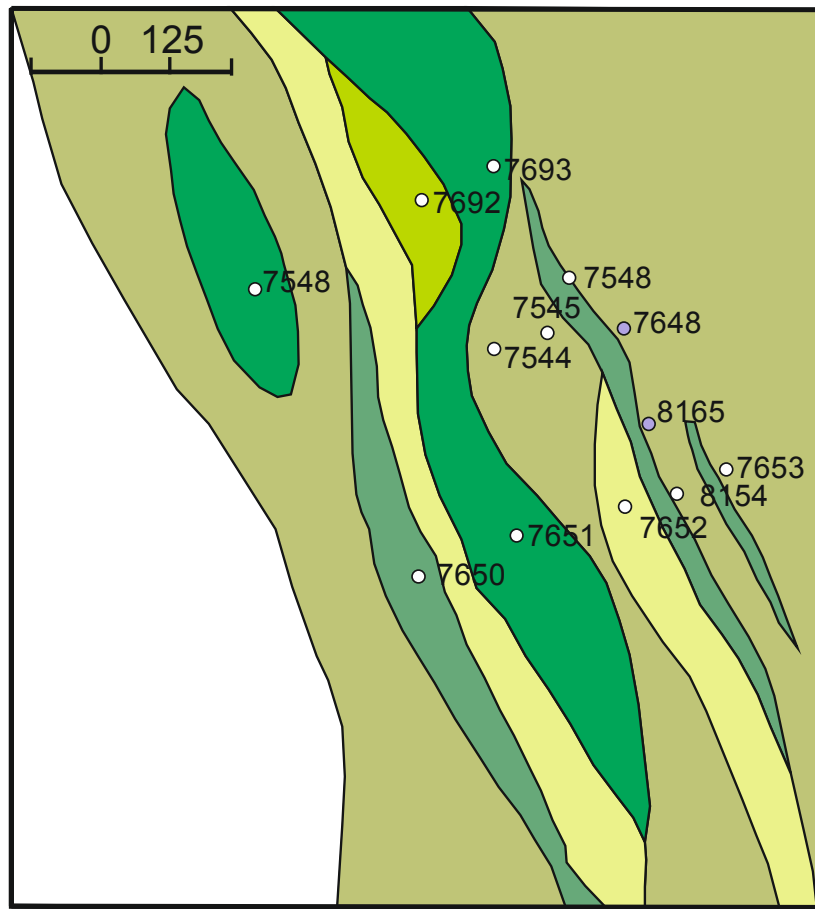


-  Пироксениты (часто серпентинизированные), серпентиниты
-  Габбронориты средне-крупнозернистые (чаще оливинсодержащие) с редкими прослоями пироксенитов, реже плагиоперидотитов и перидотитов
-  Нориты краевой зоны мелкозернистые безоливиновые (реже оливинсодержащие) с ксенолитами ультраосновных пород и пластообразными телами вкрапленных и жильных сульфидных медно-никелевых руд
-  Габбро оливинное
-  Габбро лейкократовое крупнозернистое с такситовыми структурами
-  Линии разломов

Геологическая карта Центрального рудопрооявления

(по данным М.Н.Чернышовой)

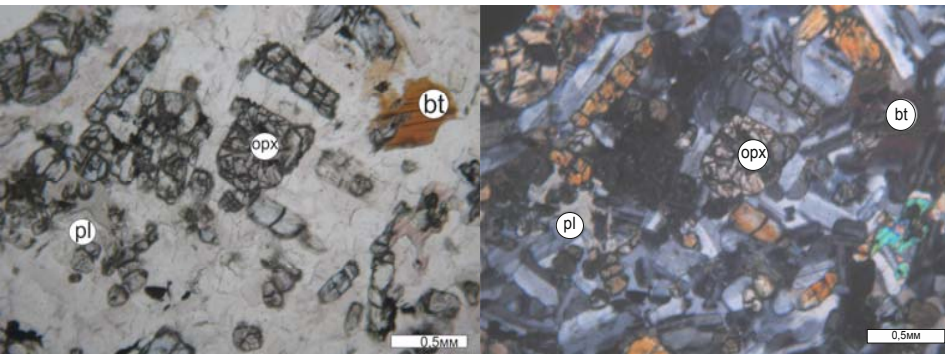
Условные обозначения



ПЕТРОГРАФИЯ:

Елкинского рудопоявления

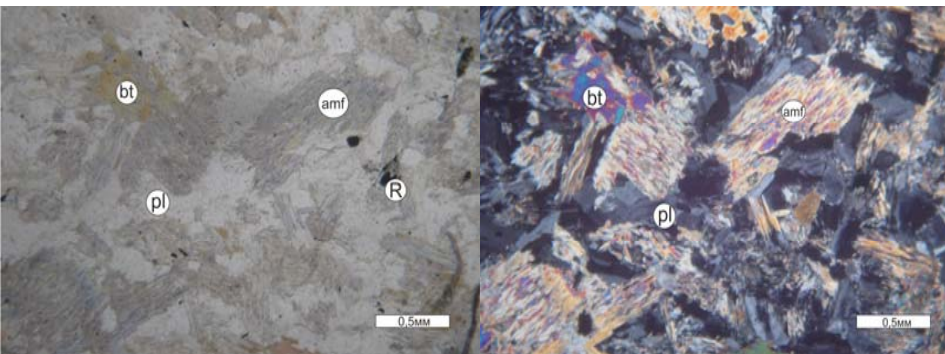
Скважина 8186, глубина 268,5 м. Среднезернистый норит.



Проходящий свет.

Николи скрещены.

Скважина 8182, глубина 500,0 м. Амфиболизированный норит.

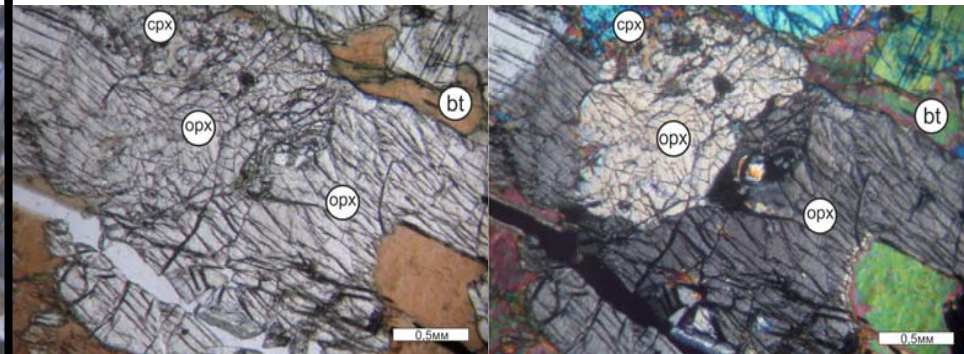


Проходящий свет.

Николи скрещены.

Центрального рудопоявления

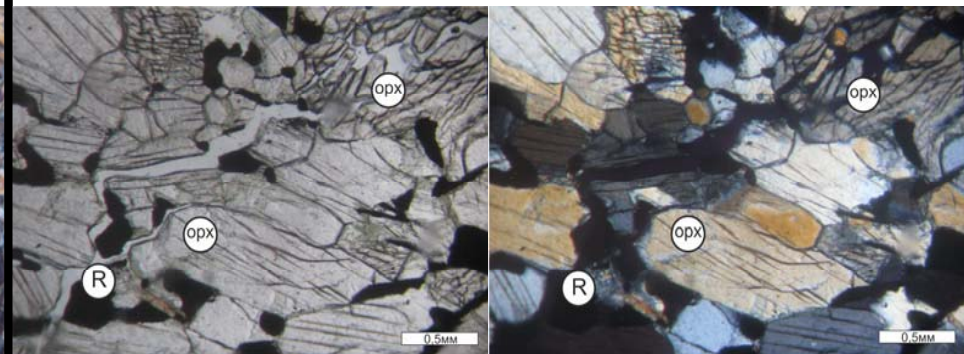
Скважина 7648, глубина 270,0 м. Ортопироксенит биотитсодержащий.



Проходящий свет.

Николи скрещены.

Скважина 7648, глубина 419,0 м. Ортопироксенит.



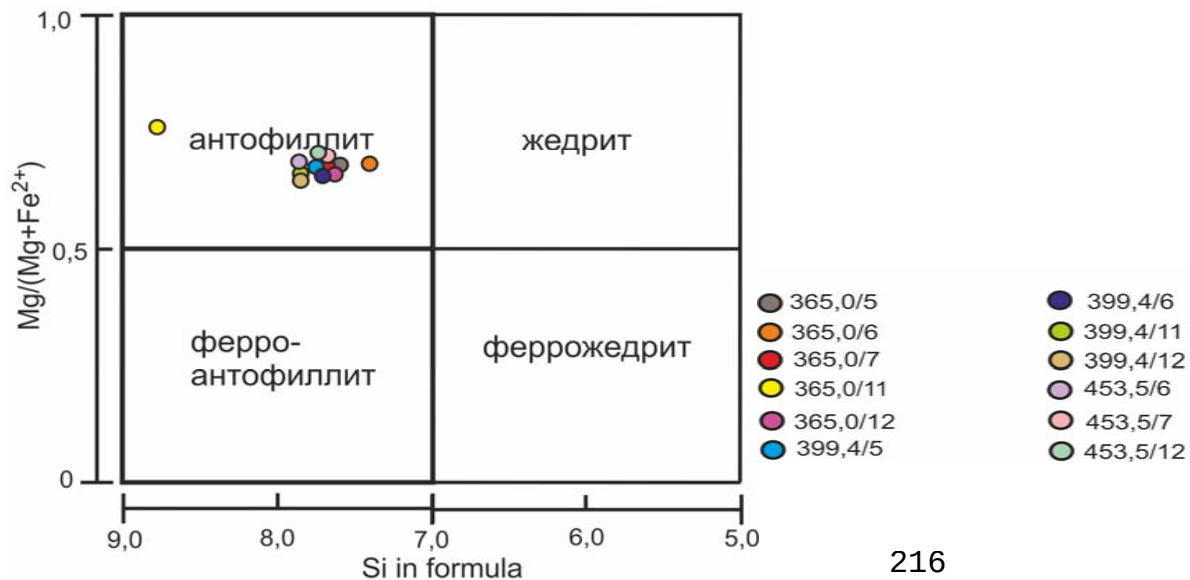
Проходящий свет.

Николи скрещены.

Химический состав амфиболов.

скв.	глубина/уч.	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Mg/Mg+Fe	Si
7648	365,0/5	0,35	23,69	2,35	53,06	0,37	0,16	0,3	0,45	18,71	0,69	7,59
	365,0/6	0	22,93	3,75	52,78	0,23	0,3	0,42	0,16	19,32	0,69	7,46
	365,0/7	0	23,14	2,39	53,38	0,44	0	0,52	0,26	19,66	0,68	7,63
	365,0/11	0	22,97	0,4	63,43	0	0,1	0	0	12,92	0,76	8,82
	365,0/12	0,26	23,22	1,96	53,6	0,43	0,22	0,34	0,21	19,58	0,68	7,65
	399,4/5	0,2	22,47	1,77	53,61	0,45	0,29	0,33	0,33	20,38	0,66	7,68
	399,4/6	0,35	22,26	1,54	53,15	0,83	0,14	0,35	0,38	20,64	0,66	7,67
	399,4/11	0,14	22,72	1,15	54,13	0,47	0	0,18	0	20,98	0,66	7,76
	399,4/12	0,16	22,8	1,57	53,63	0,47	0	0,33	0,37	20,51	0,66	7,7
	453,5/6	0,22	24,03	1,56	54,02	0,53	0	0,27	0,3	18,9	0,69	7,7
	453,5/7	0	23,7	1,68	53,34	0,82	0,26	0,27	0,35	19,41	0,69	7,66
	453,5/12	0,1	24	1,48	53,71	0,53	0,28	0,44	0,28	18,66	0,7	7,69

Параметры диаграммы: $(Ca+Na)_b < 1.0$;
 $(Mg, Fe, Mn, Li)_b \geq 1.0$; $Li_b < 1.0$



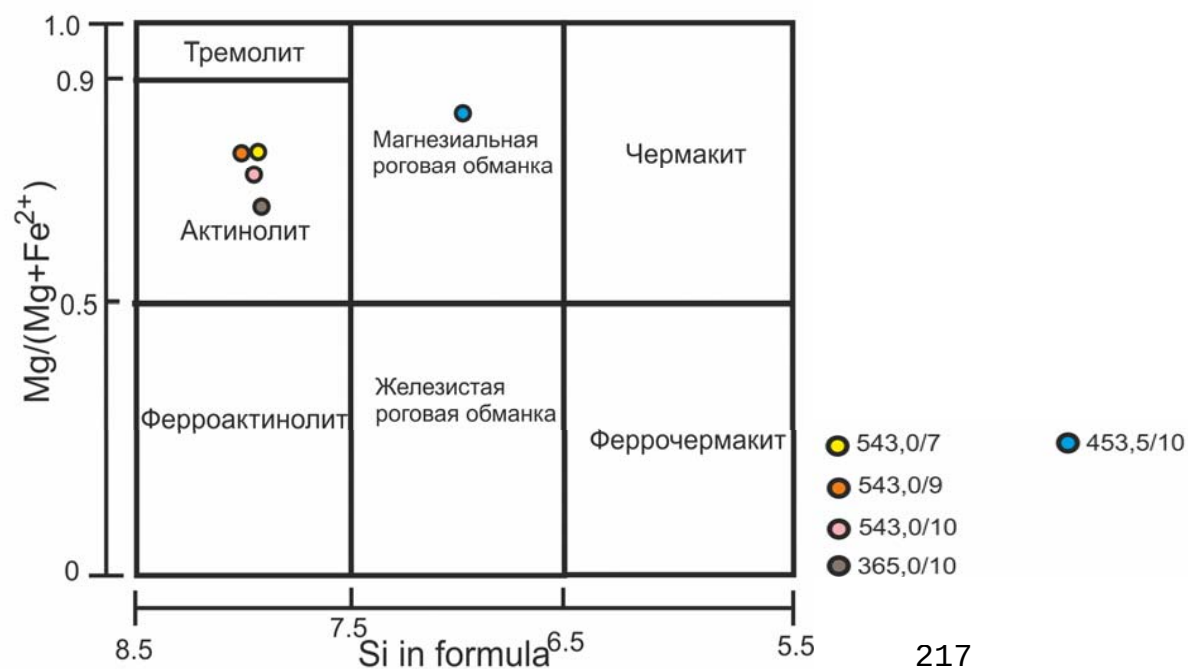
Химический состав актинолита.

скв.	глубина/уч.	Na2O	MgO	SiO2	CaO	Cr2O3	MnO	FeO	Al2O3	Mg/Mg+Fe	Si in formula
7648	365,0/10	0,29	16,75	55,31	12,63	0,39	0,27	14,08	0	0,68	7,92
8165	543,0/7	0	17,92	57,13	12,19	0	0,19	10,73	1,38	0,76	7,94
	543,0/9	0,24	17,67	57,61	11,39	0,23	0,28	10,51	1,68	0,76	8
	543,0/10	0,37	16,83	57,15	11,36	0	0,3	11,71	1,91	0,73	7,95

Химический состав роговой обманки.

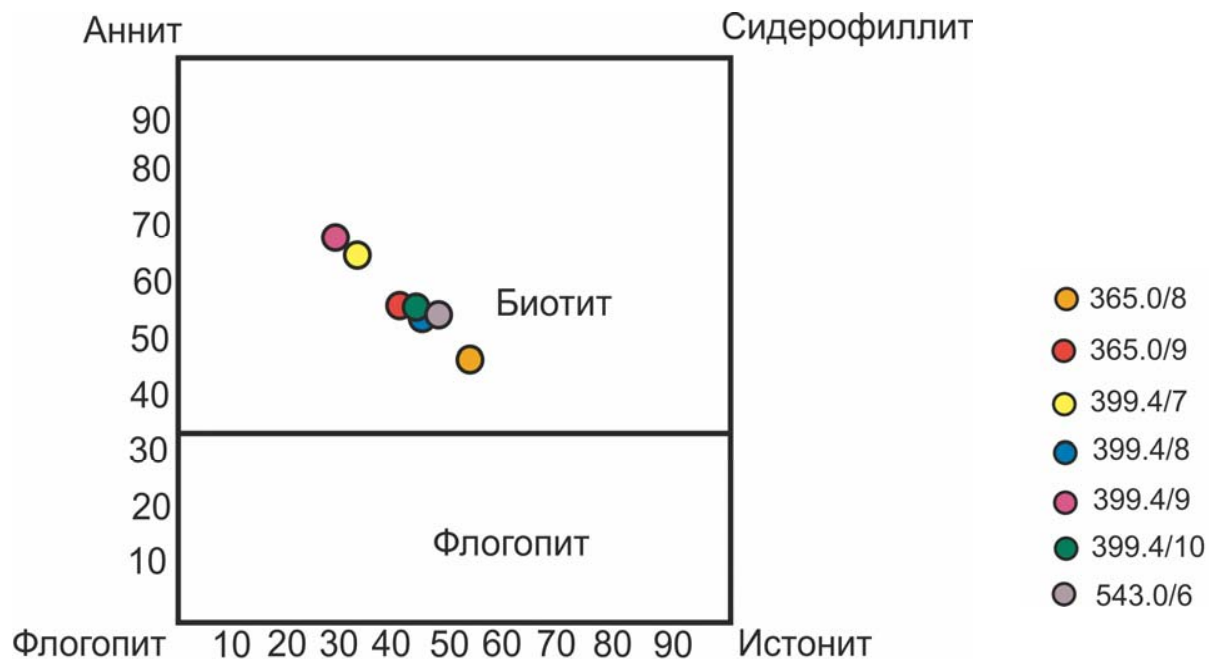
скв.	глубина/уч.	Na2O	MgO	SiO2	CaO	Cr2O3	CuO	FeO	Al2O3	TiO2	Mg/Mg+Fe	Si
7648	453,5/10	1,41	15,65	49,81	11,32	2,08	0,14	8,59	9,35	1,14	0,84	7

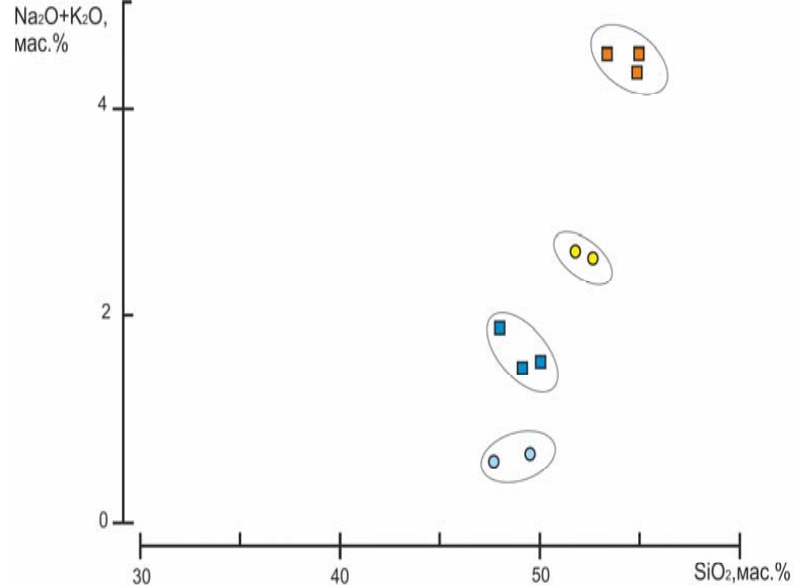
Параметры диаграммы: ($\text{Ca}_b \geq 1.5; (\text{Na}+\text{K})_a < 0.5$)



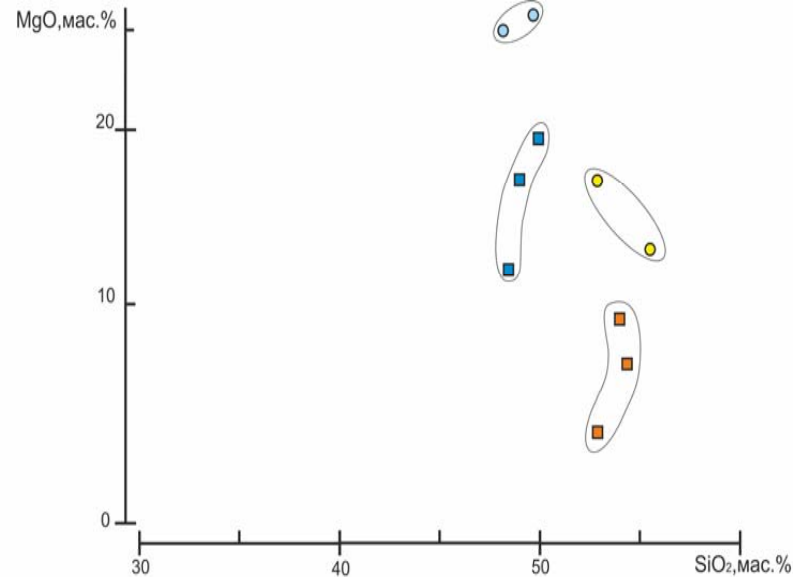
Химический состав биотита

скв.	глубина/уч	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	CuO	X(Ann+Phl)	X(Sdph+East)
7648	365,0/8	0,48	17,48	16,41	40,71	8,91	2,44	0,76	11,69	0	47,65	52,35
	365,0/9	1,09	17,69	16,44	39,78	8,49	2,85	1,48	11,46	0,39	57,91	42,09
	399,4/7	0,74	18,32	15,44	40,16	8,52	1,44	1,48	13,63	0,24	65,35	34,65
	399,4/8	1,11	18,7	15,78	41,73	8,61	1,3	1,53	10,91	0,19	52,29	47,71
	399,4/9	0,67	17,86	15,63	39,61	9,07	1,9	1,62	13,57	0	68,49	31,51
	399,4/10	0,49	18,62	15,77	40,93	8,77	1,29	1,66	12,35	0	54,99	45,01
8165	543,0/6	0,19	18,35	14,27	42,9	9,8	0,58	0	13,3	0,21	52,56	47,44

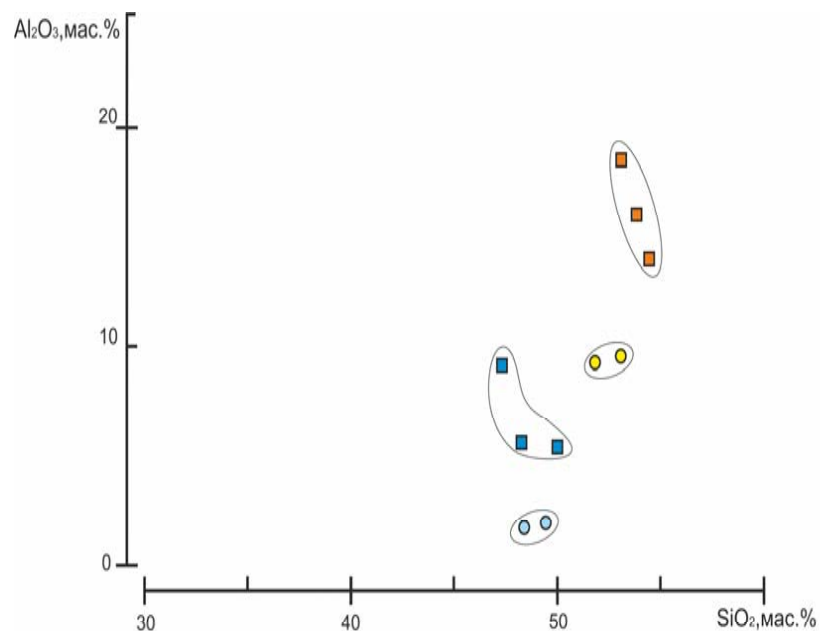




Положение пород Еланского и Мамонского комплексов на диаграмме SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) [по данным Чернышова Н.М., Переславцева А.В., Чернышовой М.Н.] :



Положение пород Еланского и Мамонского комплексов на диаграмме SiO_2 - MgO [по данным Чернышова Н.М., Переславцева А.В., Чернышовой М.Н.]:

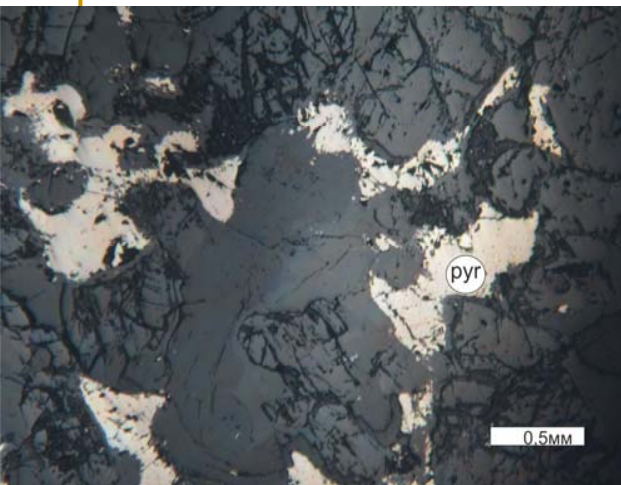


Положение пород Еланского и Мамонского комплексов на диаграмме SiO_2 - Al_2O_3 [по данным Чернышова Н.М., Переславцева А.В., Чернышовой М.Н.] :

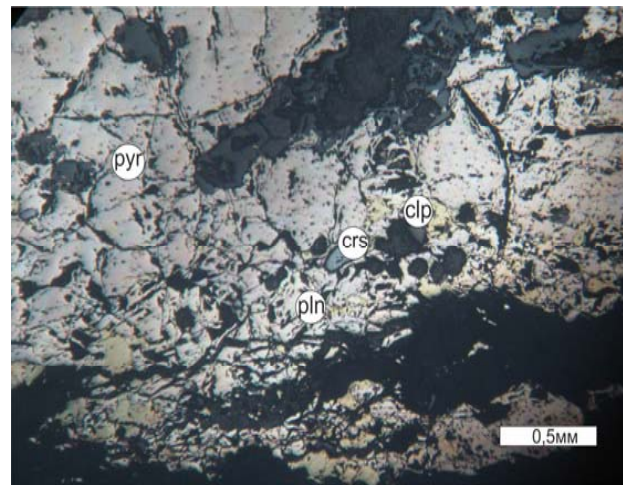
- Нориты Еланского комплекса (Елкинское рудопроявление)
- Ортопироксениты Еланского комплекса (Центральное рудопроявление)
- Пироксен-хлорит-амфиболовые апопироксенитовые породы Мамонского комплекса (Нижнемамонское месторождение)
- Нориты Мамонского комплекса (Подколodновское месторождение)

Рудная минерализация Елkinsкого рудопроявления

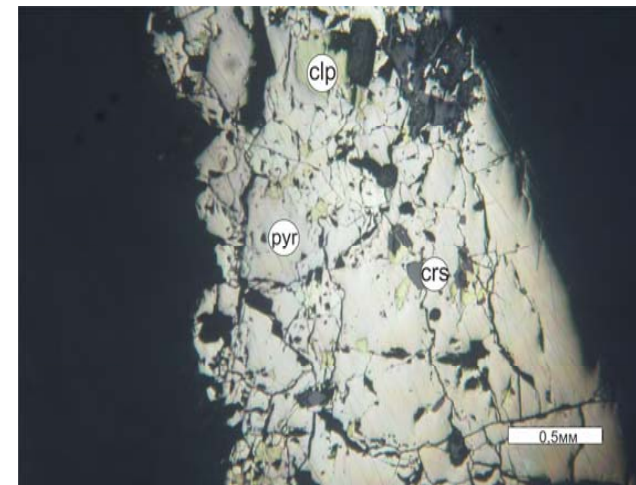
Вкрапленная руда. Сква.8182, глубина 405,0 м



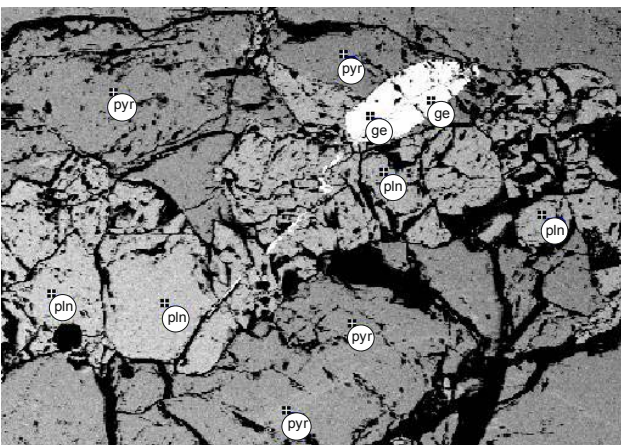
Массивная руда. Сква. 8186, глубина 263,3 м



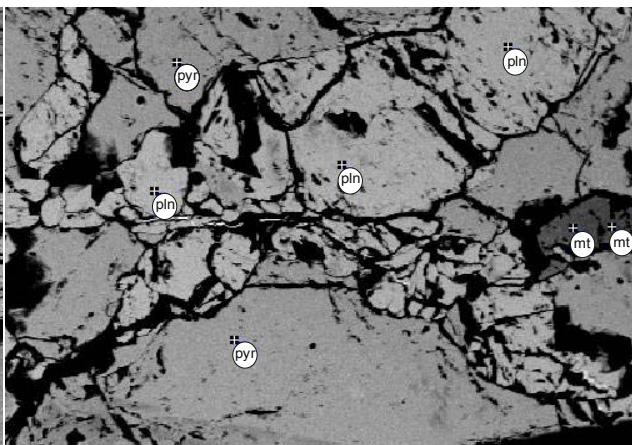
Гнездово-прожилковая руда.Сква.8186, глб.245,8 м



Скважина 8186, глубина 217,3 м.

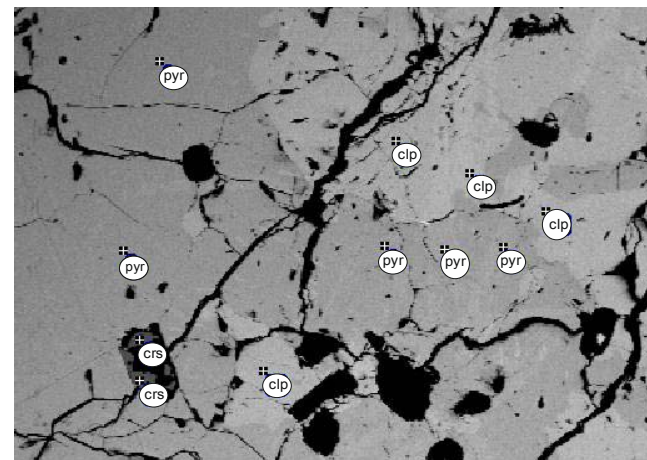


700µm Электронное изображение 1



400µm Электронное изображение 1

Скважина 8186, глубина 252,1 м.



600µm Электронное изображение 1

Химический состав минералов рудной зоны Елkinsкого рудопроявления.

Химический состав пирротина.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Co	Ni
252,4/1	3	38,34	61,13	0	0,47
	4	37,94	61,39	0	0,52
	5	38,56	60,92	0	0,32
	6	38,01	61,5	0	0
	7	37,97	61,46	0	0,38
252,4/2	4	38,18	60,82	0	0,5
	5	39,42	61,58	0	0,52
	9	38,14	61,11	0	0,48
	10	38,6	60,98	0	0
217,3/1	2	38,39	60,89	0,16	0,49
	3	39,2	60,66	0	0
	7	38,56	60,9	0	0,52
	8	37,94	61,42	0,25	0,39
217,3/2	1	37,69	60,77	0,41	1,14
	2	38,99	60,88	0	0,13
	3	39,35	60,11	0	0,54

Химический состав халькопирита.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Co	Ni	Cu
252,4/1	8	34,02	30,42	0,4	0	35,16
	9	34,38	31,32	0	0	34,08
	10	34,93	31,3	0,36	0	33,41
	11	34,52	30,42	0	0	34,9

Химический состав пентландита.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Co	Ni
252,4/2	6	34,58	32,16	3,28	34,58
	7	32,93	31,28	3,82	31,98
	8	32,6	31,61	3,76	32,03
217,3/1	1	33,17	31,53	2,8	32,49
	6	33,16	32,66	2,99	31,19
	9	33,25	29,27	3,63	33,74
	10	33,18	30,48	3,17	33,18
217,3/1	4	32,96	30,12	3,24	33,68
	5	33,23	29,43	3,77	33,57
	6	33,2	29,16	3,24	34,4

Химический состав герсдорфита.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Co	Ni	As
217,3/1	4	17,51	5,24	18,08	10,35	48,82
	5	17,95	5,4	18,16	10,04	48,45

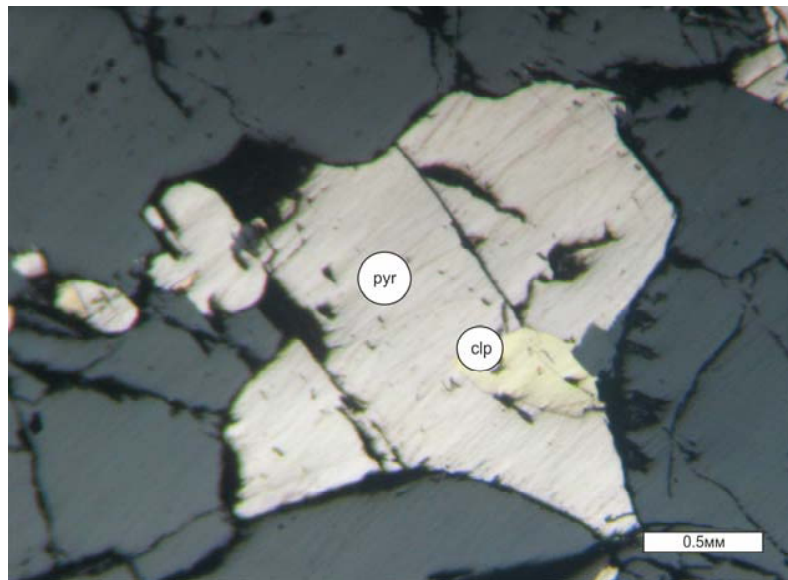
Химический состав магнетита.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Co	Ni
217,3/2	7	0,45	97,63	1,64	0,29
	8	0	99,48	0	0,52

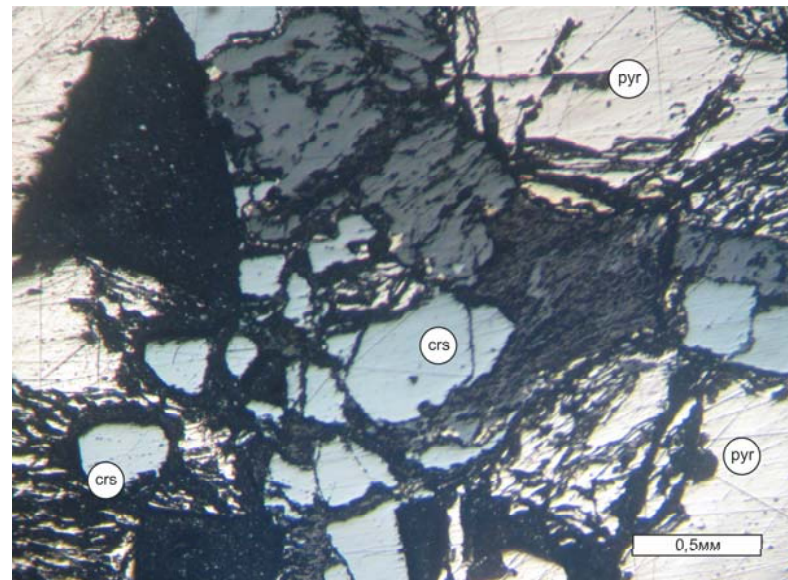
Примечание: микронзондовый анализ сделан в ВГУ, в аналитической лаборатории, микронзонд JEOL 6380 LV, аналитиком Пилугиным С. М.

Рудная минерализация Центрального рудопроявления

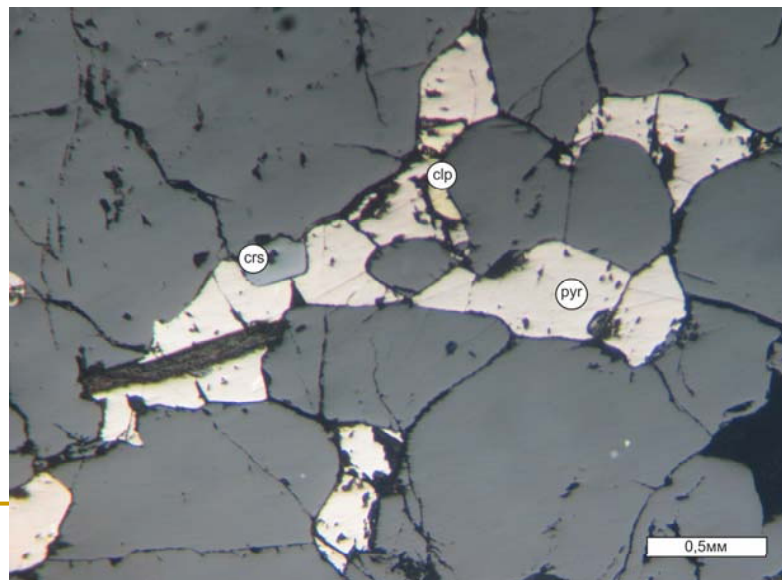
Вкрапленная руда. Скважина 7648, глубина 376,0 м



Гнездово-вкрапленная руда. Скважина 7648, глубина 399,4 м



Вкрапленная руда. Скважина 7648, глубина 453,5 м



Химический состав минералов рудной зоны Центрального рудопроявления.

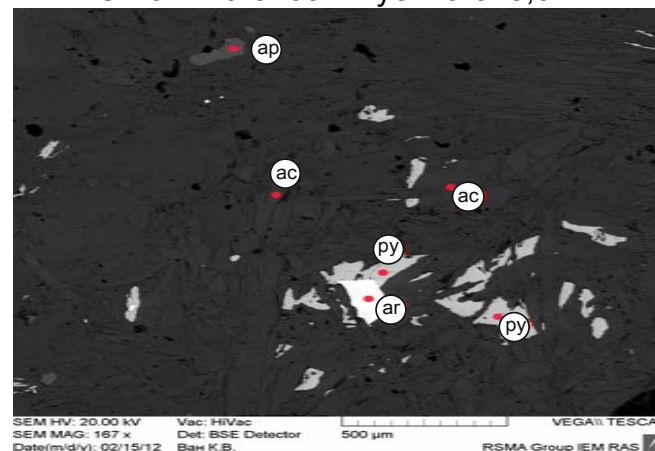
Химический состав пирротина

скв.	глубина/уч.	S	Fe	Ni	Cu	Ag	Co	As
7648	365,0/1	36,3	63,07	0	0	0	0,33	0
	365,0/2	36,29	62,79	0,21	0	0	0,6	0
	365,0/3	36,42	62,87	0	0	0	0,48	0,15
	365,0/4	36,48	62,64	0,22	0,15	0	0,34	0
	365,0/13	36,23	63,27	0	0	0	0,35	0
	365,0/14	36,27	62,73	0,18	0	0,15	0,54	0
	365,0/15	37,13	62,23	0	0	0	0	0,22
	365,0/17	36,05	63,71	0	0	0	0	0,11
	399,4/1	38,44	60,63	0,21	0,3	0,28	0	0
	399,4/2	39,28	60,16	0,2	0	0	0,25	0
	399,4/13	37,77	61,07	0,4	0	0	0,42	0
	399,4/14	38,03	60,95	0,15	0,26	0	0	0,35
	399,4/15	38,57	60,07	0,48	0	0	0,34	0,16
	453,5/1	37,94	61,2	0,4	0	0	0,23	0
	453,5/4	37,41	61,04	0,62	0,18	0	0,52	0
	453,5/14	37,43	61,39	0,27	0	0,39	0,45	0
	453,5/16	36,8	61,91	0,24	0,15	0,19	0,36	0
8165	543,0/1	39,12	59,89	0,21	0	0	0,46	0,22
	543,0/2	38,18	60,87	0,27	0	0,21	0,45	0
	543,0/3	38,57	60,8	0	0	0	0,31	0
	543,0/4	38,21	61,09	0	0	0,2	0,19	0
	543,0/11	38,82	60,52	0,16	0	0	0,15	0,22
	543,0/13	38,19	61,13	0	0	0	0,28	0

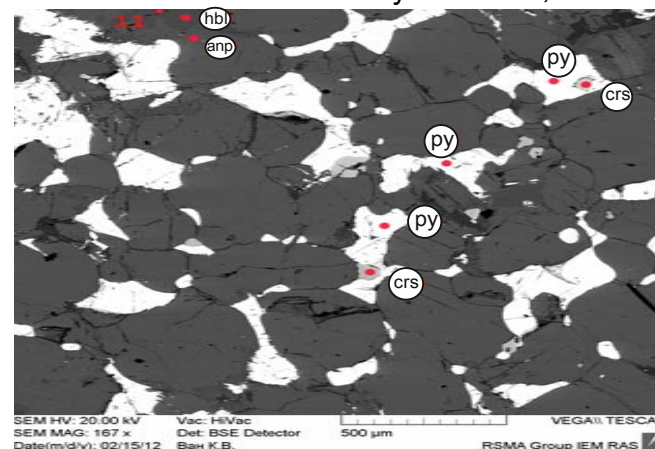
Химический состав арсенопирита

скв.	глубина/уч.	S	Fe	Co	Ni	As
8165	543,0/12	17,22	31,68	1,21	1,78	47,84

Скважина 8165. Глубина 543,0 м.



Скважина 7648. Глубина 399,4 м.



Химический состав хромшпинелидов:

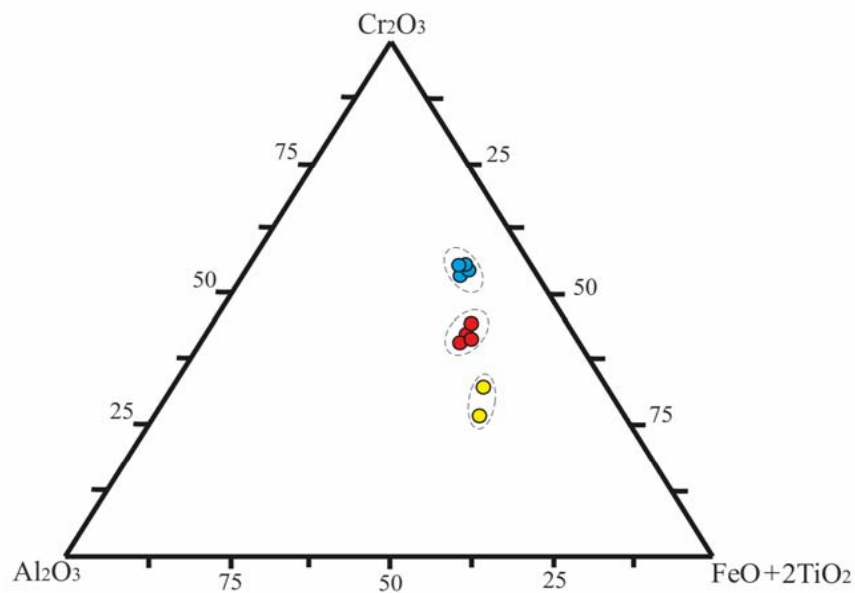
Центрального рудопрооявления

скв.	глубина/уч.	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	TiO ₂
7648	453,5/5	15,44	42,71	37,29	0,82
	453,5/8	16,9	42,01	35,9	0,88
	453,5/9	14,24	44,65	36,38	0,66
	453,5/13	16,62	42,62	36,08	0,79

Елkinsкого рудопрооявления

скв.	глубина /уч.	№ точки	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	TiO ₂
8165	252,4/1	1	10,53	53,14	29,65	1,24
		2	10,2	53,58	28,81	0,72
	252,4/2	2	10,53	52,81	30,08	0
		3	9,91	54,97	30,03	0,53

Диаграмма составов хромшпинелидов из сульфидных руд Елkinsкого,
Центрального рудопрооявлений и Елань-Коленовского массива
[по данным Н.М.Чернышова]



- Елkinsкое рудопрооявление
- Центральное рудопрооявление
- Елань-Коленовский массив

Выводы:

- По результатам минералого-петрографического и петрохимического исследований, было установлено, что нориты Елkinsкого и ортопироксениты Центрального рудопроявлений характеризуются повышенной магнезиальностью, пониженным содержанием алюминия и щелочей. Эти факторы, наряду с прочими, являются формационными особенностями пород Еланского комплекса.
- Главными рудообразующими минералами для Елkinsкого рудопроявления являются пирротин, пентландит и халькопирит. Для Центрального – пирротин. Важной особенностью является постоянное присутствие высокохромистых хромшпинелидов в этих рудопроявлениях.
- Все вышеперечисленное обосновывает формационную принадлежность Елkinsкого и Центрального рудопроявлений к еланскому комплексу, в котором ортопироксениты последнего явились наиболее ранней фазой.

Благодарю за внимание!

Доклад на тему:

«Геологическая характеристика девонского магматизма юго-восточной части Воронежской антеклизы»

Студентка 4 курса д/о.

Ушакова И.О.

Руководитель: доцент А.Ю. Альбеков.

Цель курсовой работы:

Дать общую геологическую характеристику позднедевонской трапповой формации юго-восточной части Воронежской антеклизы на примере лавового поля, расположенного в северной части зоны Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома (по скважине 175).

Для достижения цели потребовалось решить следующие задачи:

- Знакомство с геологическим строением северной части зоны Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома;
- Изучение геологии позднедевонской трапповой формации Воронежской антеклизы;
- Минералого-петрографическая характеристика базальтов по скважине 175.

масштаб 1:1000000

230

Петрографическая колонка по скважине №175.



Скважина вскрыла три лавовых покрова:

1 покров - лейкобазальты мощностью 12,1 м (инт. 198,0-210,1 м);

2 покров - андезито-базальты мощностью 27,0 м (инт.171,0-198,0 м);

3 покров - лейкобазальты мощностью 15,0 м (инт. 156,0-171,0 м).

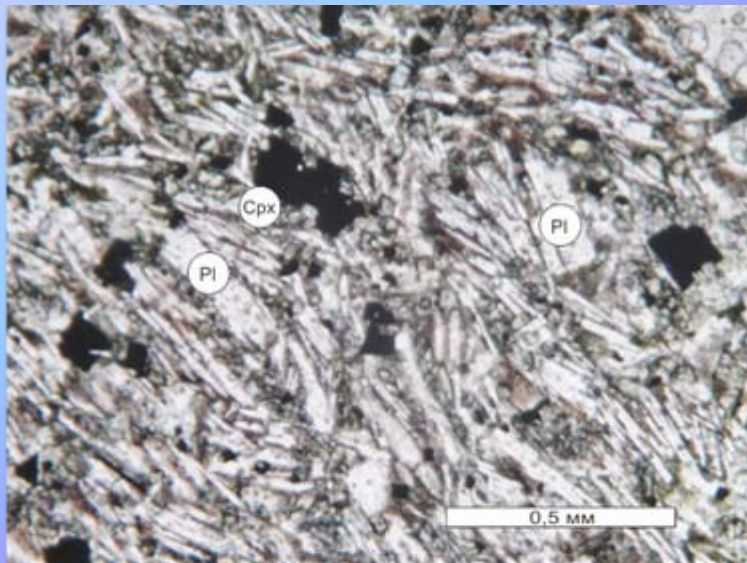
Лейкобазальты (I и III покровы) отличаются большой раскиссталлизацией. Макроскопически это темно-серые, тонкозернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза (10-20 %), размеры которых в среднем не более 1 мм.

Андезито-базальты (II покров) представляют темно-серые почти черные породы с менее раскиссталлизованной основной массой.

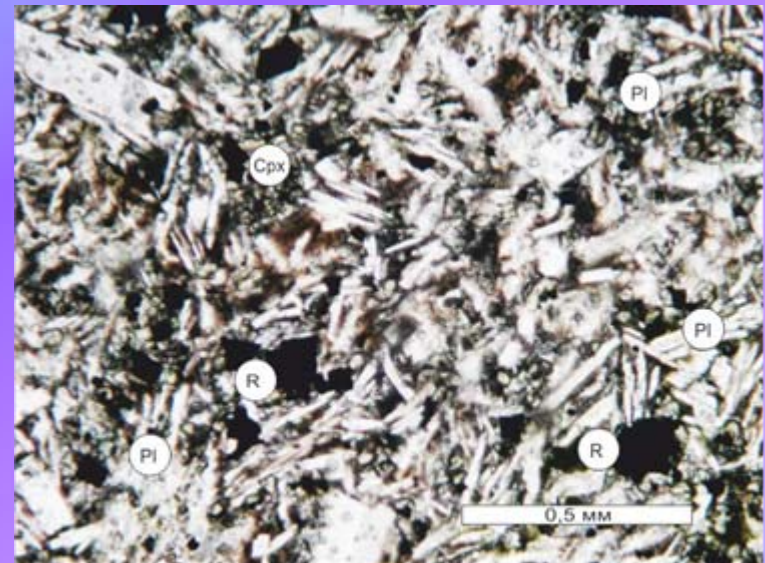
1 лавовый покров.

В лейкобазальтах I покрова преобладают планофировая и мелкопорфировая структуры, реже отмечается линофировая (только в нижней части покрова). Из микроструктур основной массы наиболее часто встречается микродолеритовая, реже распространены пилотакситовая (в нижней зоне покрова), и микродолеритово-интерсертальная (в верхней части покрова).

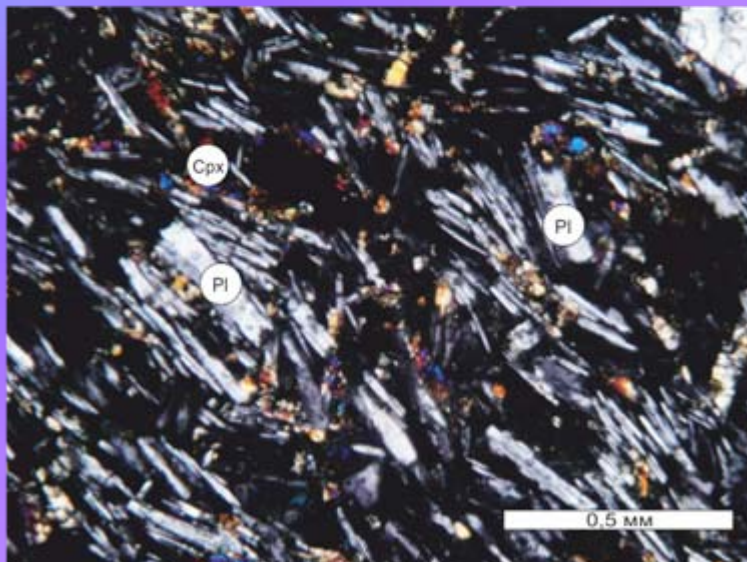
Структуры пород первого лавового потока



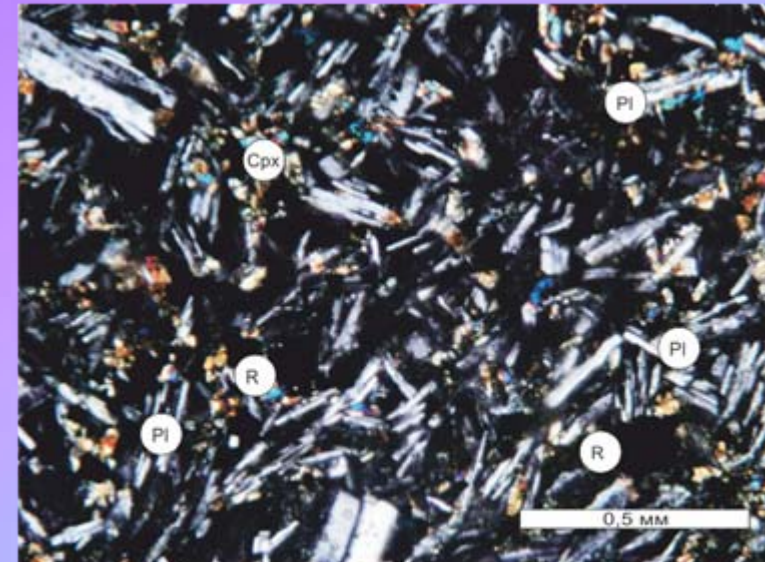
Лейкобазальт 1 покрова с гиалопилитовой (планофировой) структурой. (скв. 175 гл. 202,5 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 1 покрова мелкопорфировой структуры. (скв. 175 гл. 203,3 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 1 покрова с гиалопилитовой (планофировой) структурой. (скв. 175 гл. 202,5 м; николи скрещены).

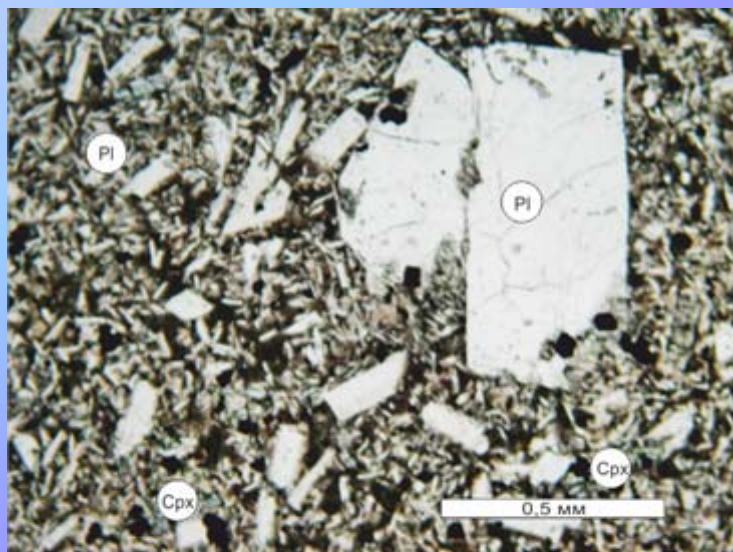


Лейкобазальт 1 покрова мелкопорфировой структуры. (скв. 175 гл. 203,3 м; николи скрещены).

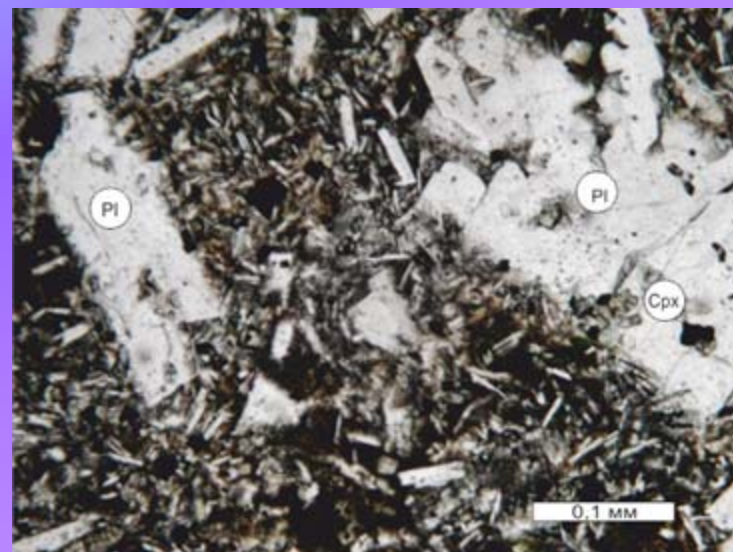
2 лавовый покров.

В андезито-базальтах, слагающих II покров, наиболее часто отмечается мелкопорфировая структура, реже встречается гломеропорфировая (в средней зоне покрова) и планофировая (в нижней и верхней зонах) структуры. Из микроструктур основной массы наиболее распространены интерсертально-микродолеритовая и микродолеритово-интерсертальная. Последняя близ верхней границы покрова местами переходит в гиалопилитовую структуру.

Структуры пород второго лавового покрова



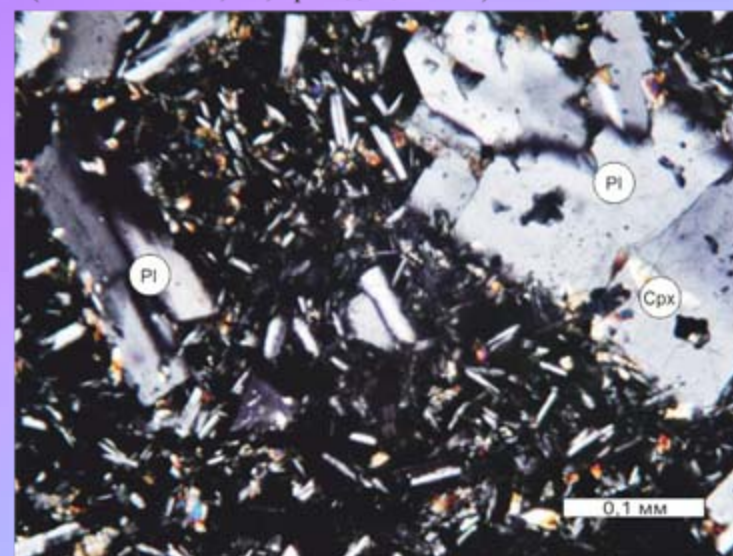
Андезито-базальт 2 покрова гломеропорфировой структуры.(скв. 175 гл. 179,2 м; проходящий свет).



Андезито-базальт 2 покрова интерсертальной структуры.
(скв. 175 гл. 182,2 м; проходящий свет).

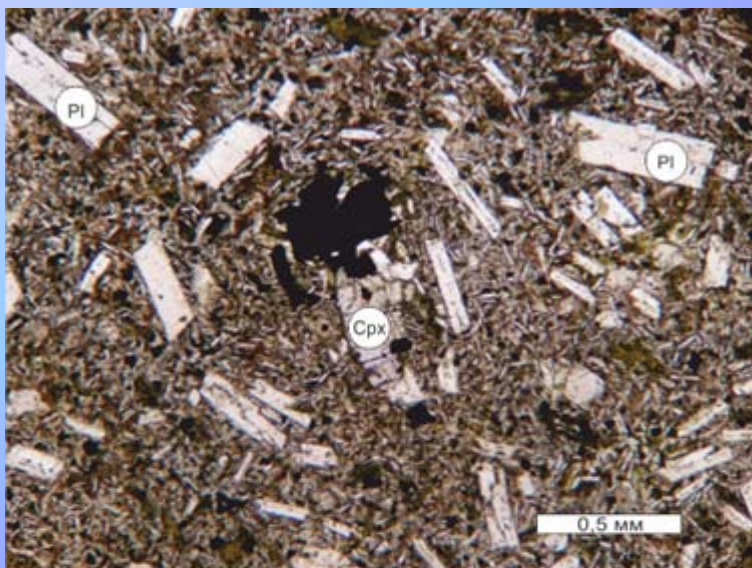


Андезито-базальт 2 покрова гломеропорфировой структуры.(скв. 175 гл. 179,2 м; николи скрещены).

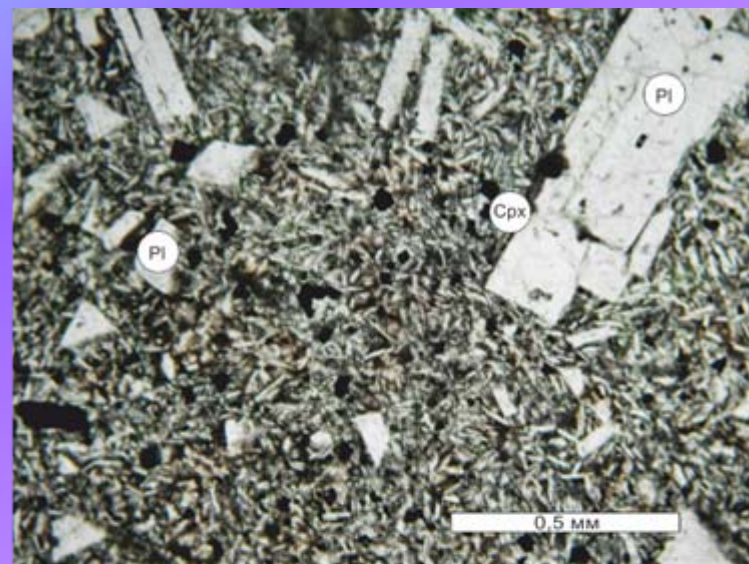


Андезито-базальт 2 покрова интерсертальной структуры.
(скв. 175 гл. 182,2 м; николи скрещены).

Структуры пород второго лавового покрова



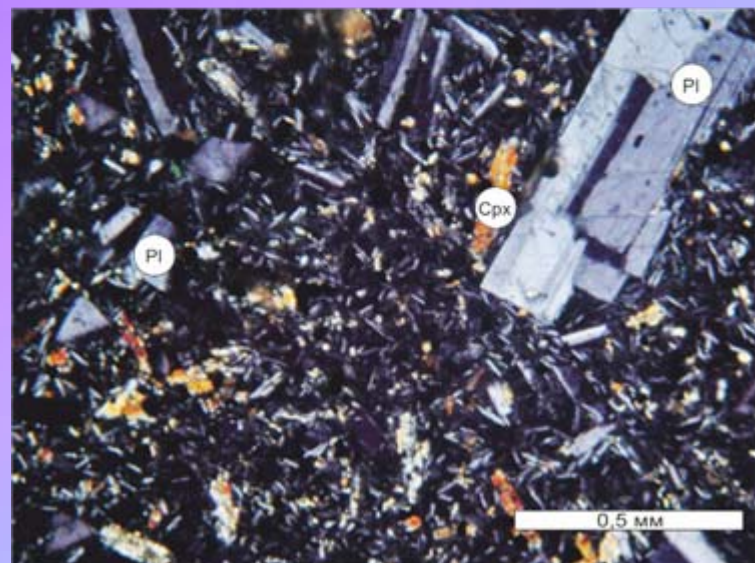
Андезито-базальт II покрова. Мелкопорфировая структура.
(Скв. 175, гл. 184,1 м. проходящий свет).



Порфировый андезито-базальт 2 покрова.
(скв. 175 гл. 190,3 м; проходящий свет).



Андезито-базальт II покрова. Мелкопорфировая структура.
(Скв. 175, гл. 184,1 м. николи скрещены) .

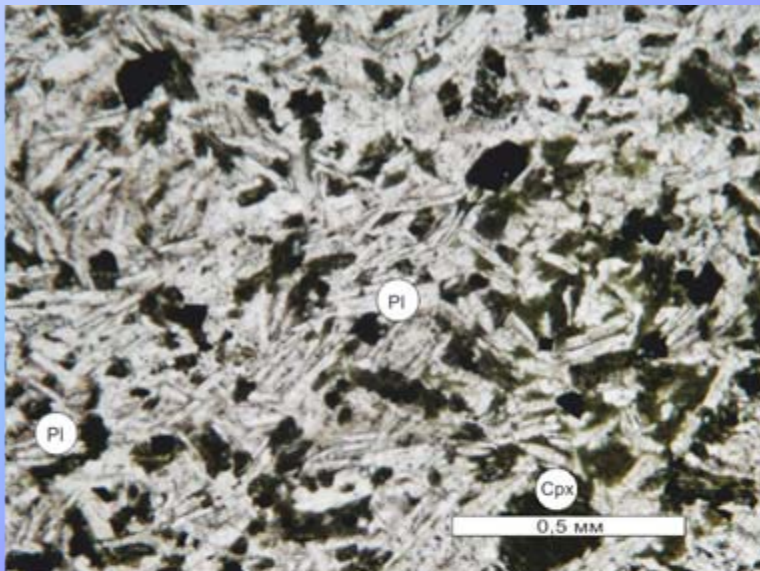


Порфировый андезито-базальт 2 покрова
(скв. 175 гл. 190,3 м; николи скрещены).

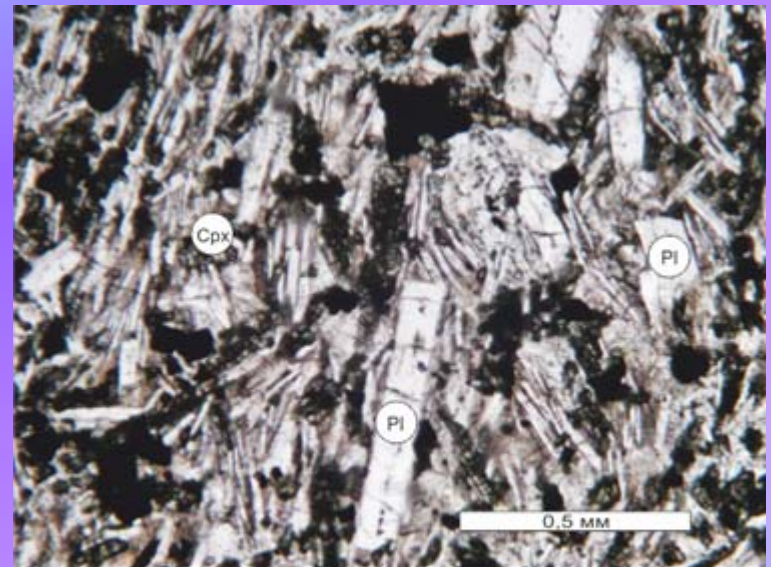
3 лавовый покров.

В III покрове, сложенном лейкобазальтами, отмечены планофировая, мелкопорфировая, линофировая и гломеропорфировая структуры, Планофировая и линофировая структуры характерны для нижней и верхней зон покрова, гломеропорфировая - для верхней, мелкопорфировая - для средней. Из микроструктур основной массы чаще встречаются интерсертально-микродолеритовая, наиболее типичная для средней зоны покрова, Гиалопилитовая и интерсертальная распространены только в нижней зоне, пилотакситовая и микролитовая отмечаются в верхней и нижней зонах.

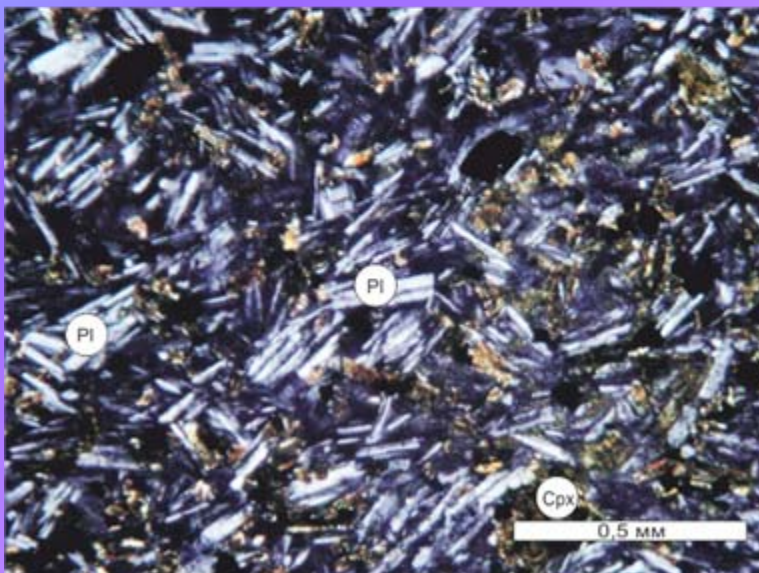
Структуры пород третьего лавового потока



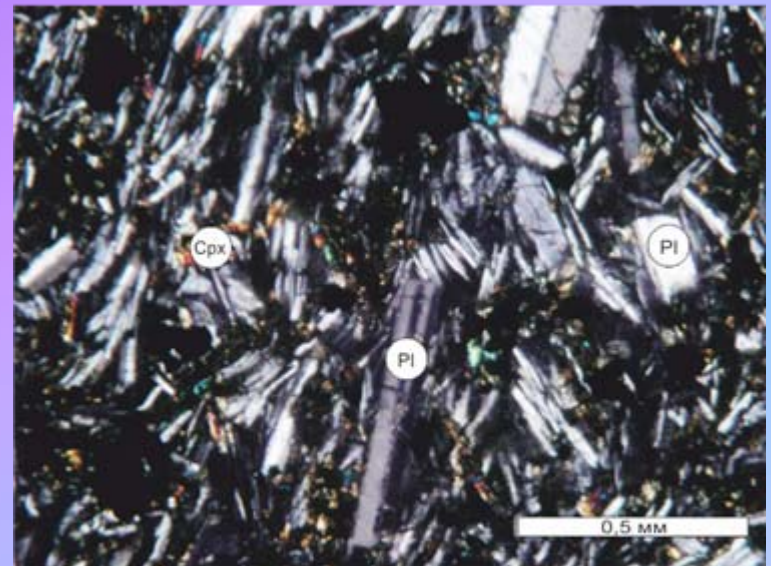
Лейкобазальт микроклеритовой структуры.
(скв. 175 гл. 167,2 м; проходящий свет).



Лейкобазальт линофировой структуры.
(скв. 175 гл. 169,7 м; проходящий свет).



Лейкобазальт микроклеритовой структуры.
(скв. 175 гл. 167,2 м; николи скрещены).

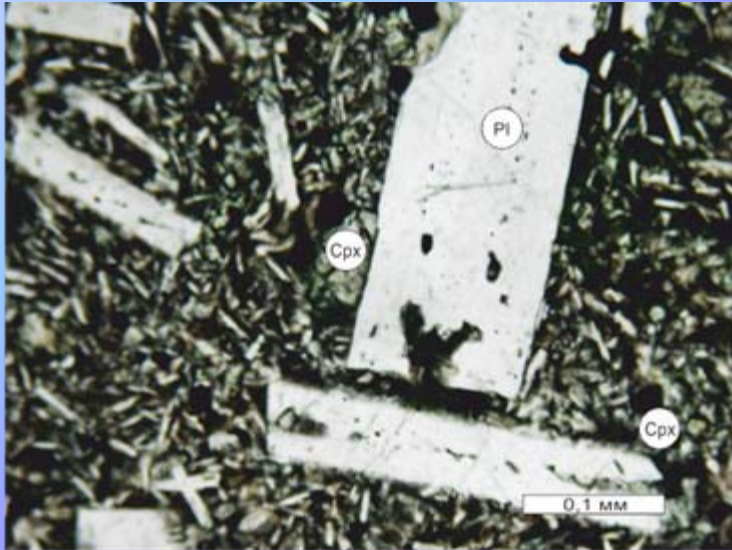


Лейкобазальт линофировой структуры.
(скв. 175 гл. 169,7 м; николи скрещены).

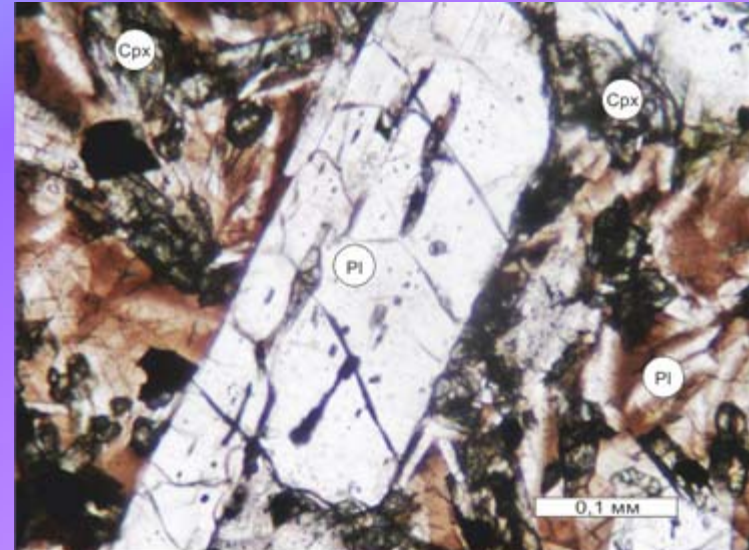
Минеральный состав базальтов по скважине 175

Минералы	Лейкобазальты (1 и 3 покров)	Андезито-базальты (2 покров)
Плагиоклаз	Большее количества вкрапленников присущи для нижних зон обоих покровов лейкобазальтов (до 20 %), а наименьшие - для верхней и средней зон III покрова (6-10 %). Средний состав вкрапленников – An53-56.	Андезито-базальты отличаются сравнительно стабильным содержанием вкрапленников плагиоклаза (14-17 %) и большими их средними размерами (в 1,5-2 раза) чем у лейкобазальтов. Средний состав вкрапленников – An50.
Клинопироксен (пижонит)	Содержания клинопироксена в лейкобазальтах колеблются от 16 до 26 %. Средние количества пироксена 20 (III покров) - 23 % (I покров). В лейкобазальтах отмечается уменьшение содержания клинопироксена от нижних зон покровов к верхним.	Средние количества пироксена, в андезито-базальтах - 15 %. . В андезито-базальтах наименьшие количества пироксена присущи для средней зоны покрова (12 %)

Порфировые вкрапленники плагиоклаза



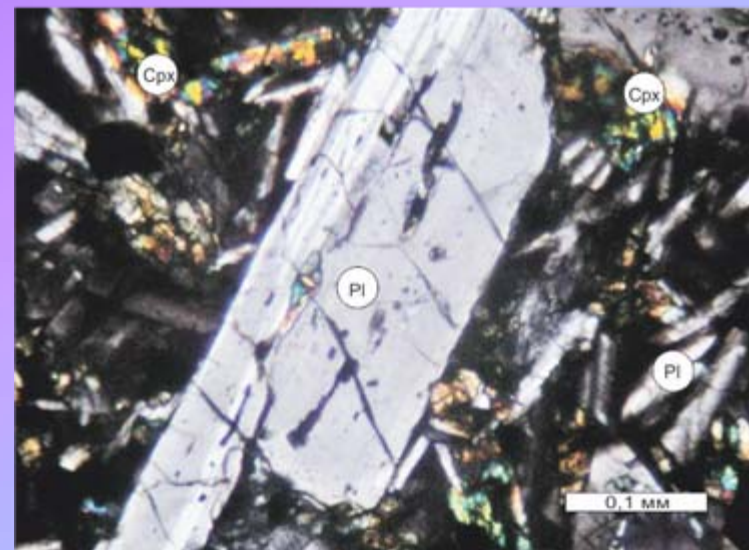
Андезито-базальт 2 покрова. Порфировые вкрапленники плагиоклазов.(скв. 175 гл. 180,5 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 3 покрова. Порфировое зерно плагиоклаза.(скв. 175 гл. 169,7 м; проходящий свет).

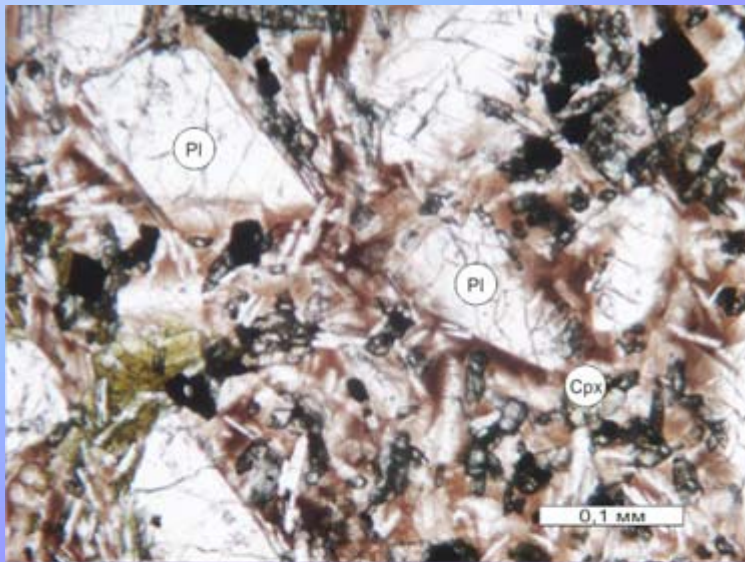


Андезито-базальт 2 покрова.Порфировые вкрапленники плагиоклазов.(скв. 175 гл. 180,5 м; николи скрещены).



Лейкобазальт 3 покрова. Порфировое зерно плагиоклаза.(скв. 175 гл. 169,7 м; николи скрещены).

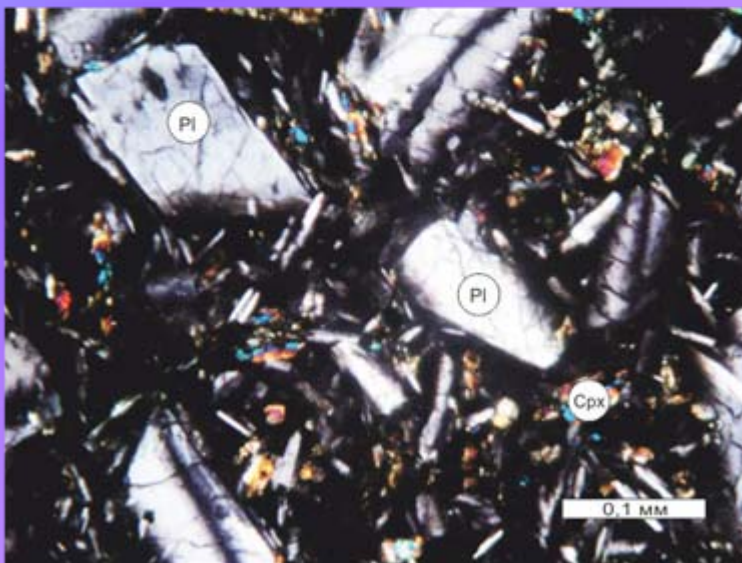
Плагиноклаз и клинопироксен



Лейкобазальт 1 покрова. Порфиновые вкрапленники плагиноклаза.(скв. 175 гл. 202,5 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 3 покрова. В центре гломепорфиновый вкрапленник пироксена и плагиноклаза. (скв. 175 гл. 163,7 м; проходящий свет).

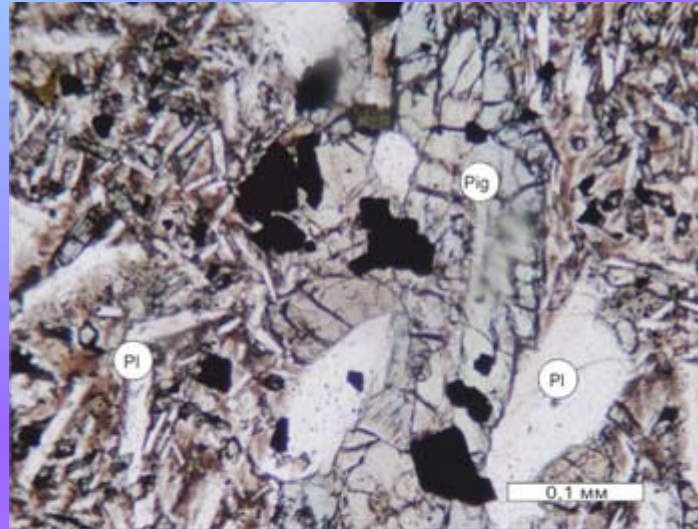


Лейкобазальт 1 покрова.Порфиновые вкрапленники плагиноклаза.(скв. 175 гл. 202,5 м; николи скрещены).

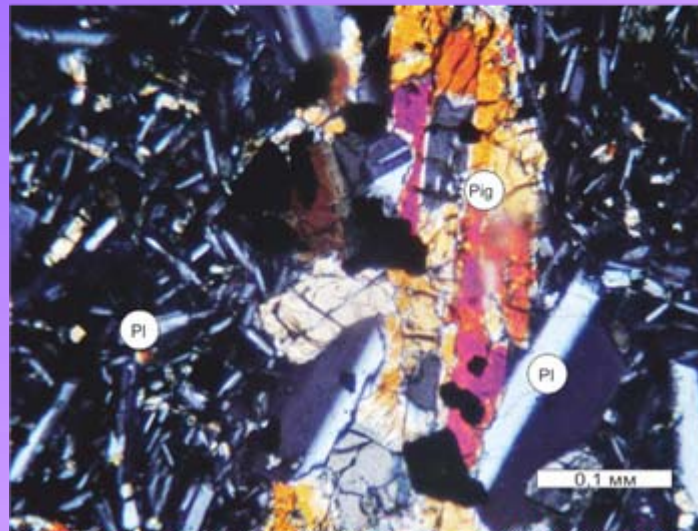


Лейкобазальт 3 покрова. В центре гломепорфиновый вкрапленник пироксена и плагиноклаза. (скв. 175 гл. 163,7 м; николи скрещены).

Вкрапленник пижонита



Андезито-базальт 2 покрова. Вкрапленник пижонита.(скв. 175 гл. 179,2 м; проходящий свет).

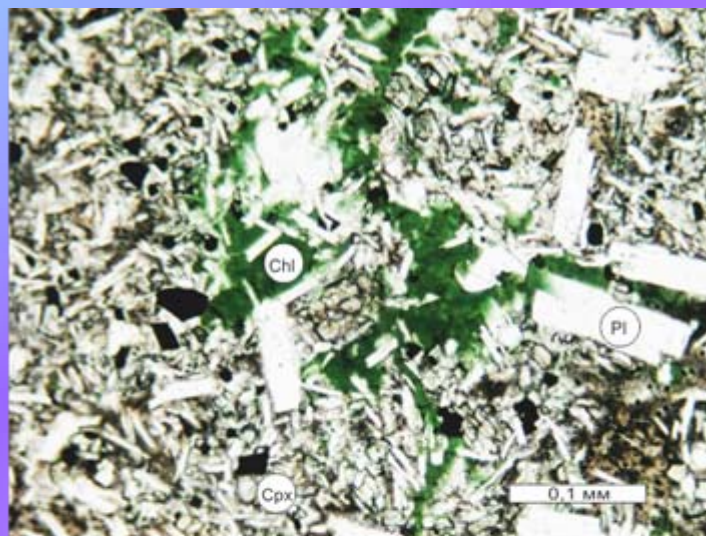


Андезито-базальт 2 покрова. Вкрапленник пижонита.(скв. 175 гл. 179,2 м; николи скрещены).

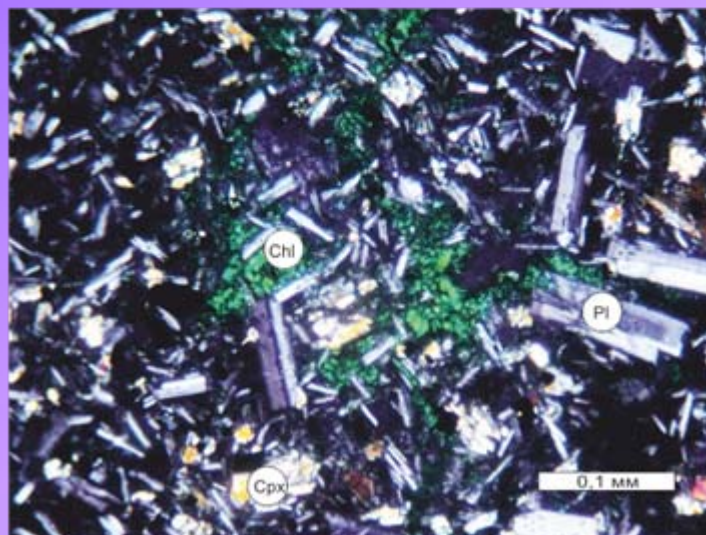
магнетит	В нижней зоне I покрова, а также нижняя и верхняя зоны III покрова содержат равномерную вкрапленность магнетита 5-7%	верхняя зона - II покрова, содержит равномерную вкрапленность магнетита 4-5%.
титаномагнетит	Титаномагнетит представлен ксеноморфными зернами магнетита с тонкопластинчатыми выделениями ильменита.	Титаномагнетит представлен ксеноморфными и гипидиоморфными зернами магнетита с тонкопластинчатыми и тонко-решетчатыми выделениями ильменита.
Ильменит и пирит	Встречаются очень редко. Ильменит образует удлиненные пластинки размером до 0,12 x 0,01 мм, пирит - ксеноморфные зерна размером не больше 0,01 x 0,01 мм. В средней зоне III покрова присутствуют зерна с толстопластинчатыми выделениями ильменита.	Встречаются очень редко. Ильменит образует удлиненные пластинки размером до 0,12 x 0,01 мм, пирит - ксеноморфные зерна размером не больше 0,01 x 0,01 мм.

халькопирит	Халькопирит слагает ксеноморфные зерна размером до 0,06 x 0,05 мм. Распределен крайне неравномерно. Наиболее характерен для верхней зоны III покрова. Размеры до 0,06 x 0,05 мм, В средней зоне I покрова халькопирит встречается в виде округлых включений размером меньше 0,02 x 0,02 мм.	
карбонат	Карбонат иногда развивается в виде аллотриоморфных выделений по плагиоклазу и вулканическому стеклу, в III покрове очень редко замещает пижонит.	Карбонат иногда развивается в виде аллотриоморфных выделений по плагиоклазу и вулканическому стеклу.
Хлорит	Хлорит от зеленого до буро-зеленого, замещает пижонит, изредка вулканическое стекло и иногда выполняет секущие прожилки. Наибольшие количества хлорита встречаются близ нижней границы I покрова и в верхней части III покрова.	Хлорит от зеленого до буро-зеленого, замещает пижонит, изредка вулканическое стекло и иногда выполняет секущие прожилки.

Прожилки хлорита в базальте

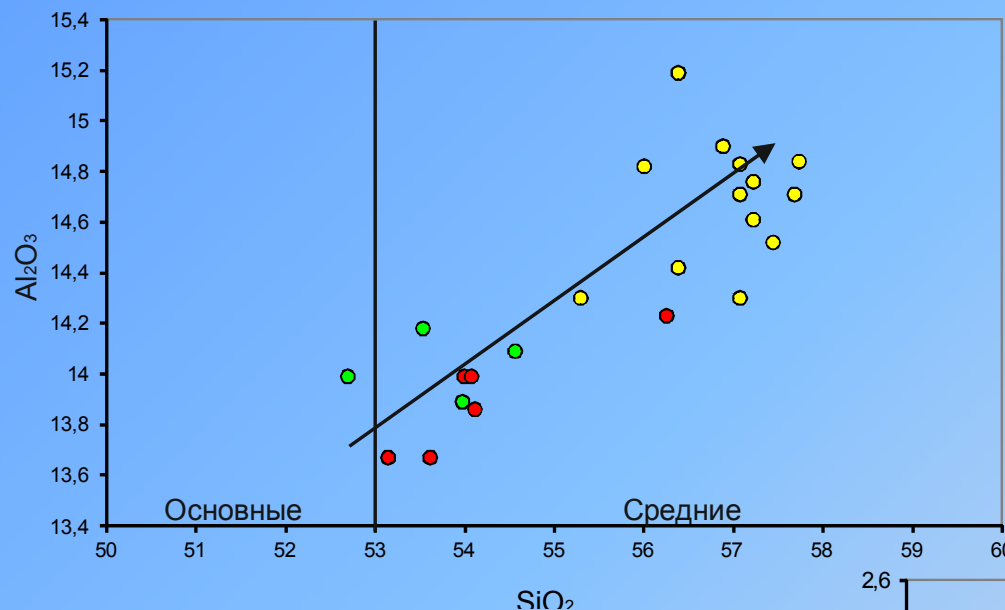


Андезито-базальт 2 покрова. Прожилки хлорита в базальте.(скв. 175 гл. 180,5 м; проходящий свет).



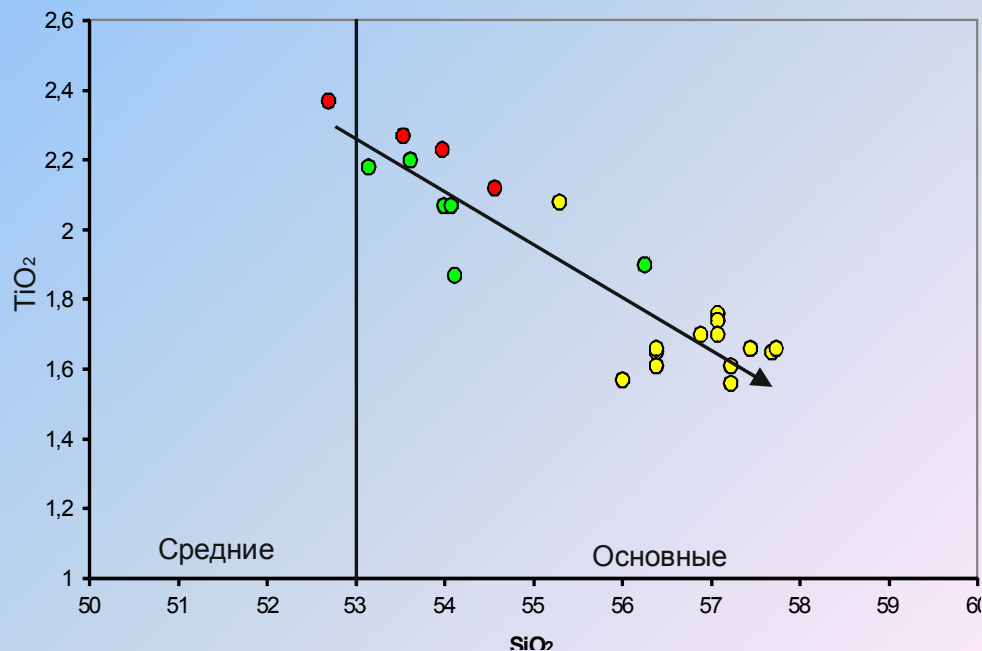
Андезито-базальт 2 покрова. Прожилки хлорита в базальте.(скв. 175 гл. 180,5 м; николи скрещены).

Графики зависимости содержаний порообразующих окислов и содержаний кремнезема в базальтах верхнедевонского возраста юго-восточной части Воронежской антеклизы.



Условные обозначения:

- Лейкобазальты (1 покров)
- Андезито-базальты (2 покров)
- Лейкобазальты (3 покров)



Графики зависимости содержаний пороодообразующих окислов и содержаний кремнезема в базальтах верхнедевонского возраста юго-восточной части Воронежской антеклизы.

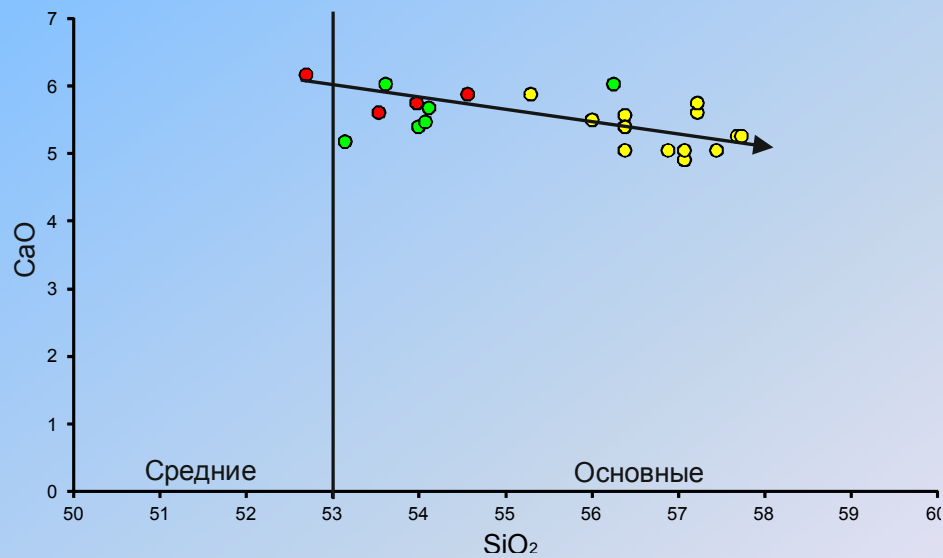
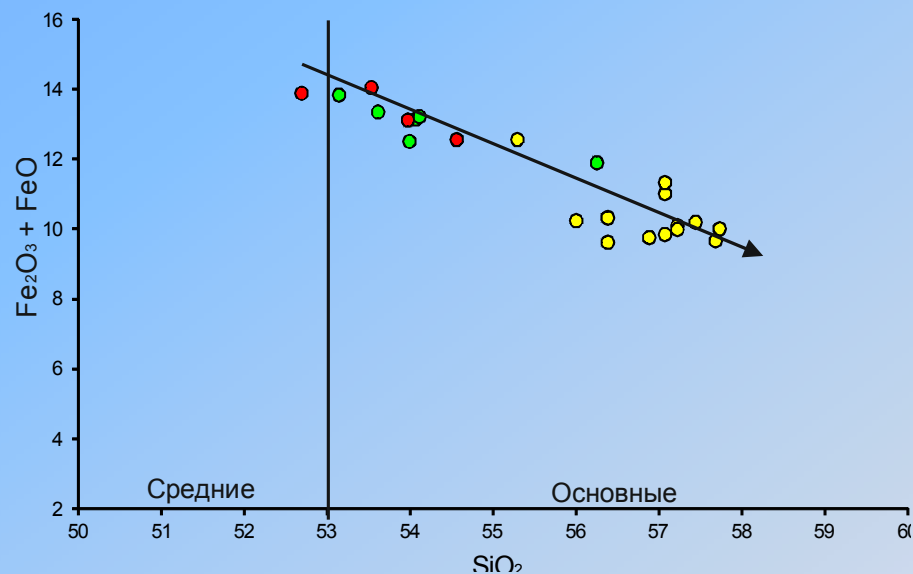
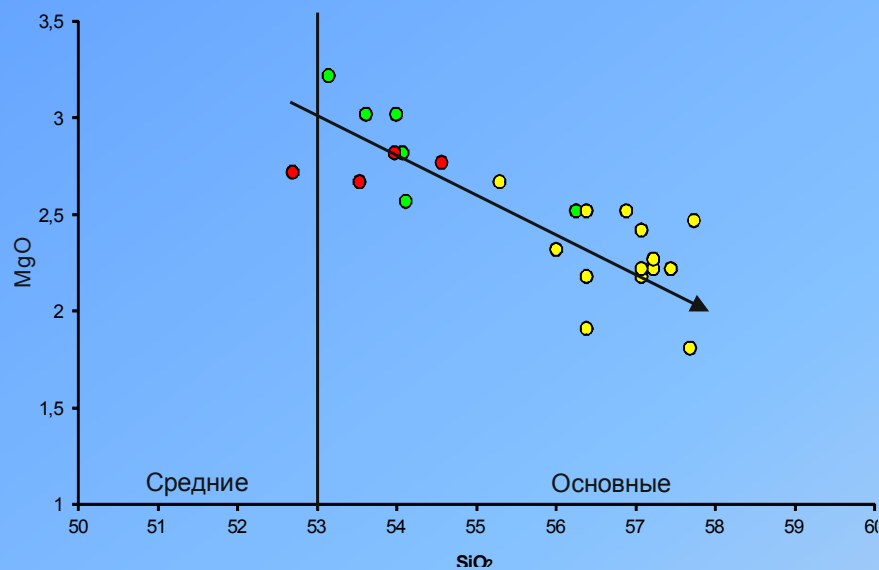
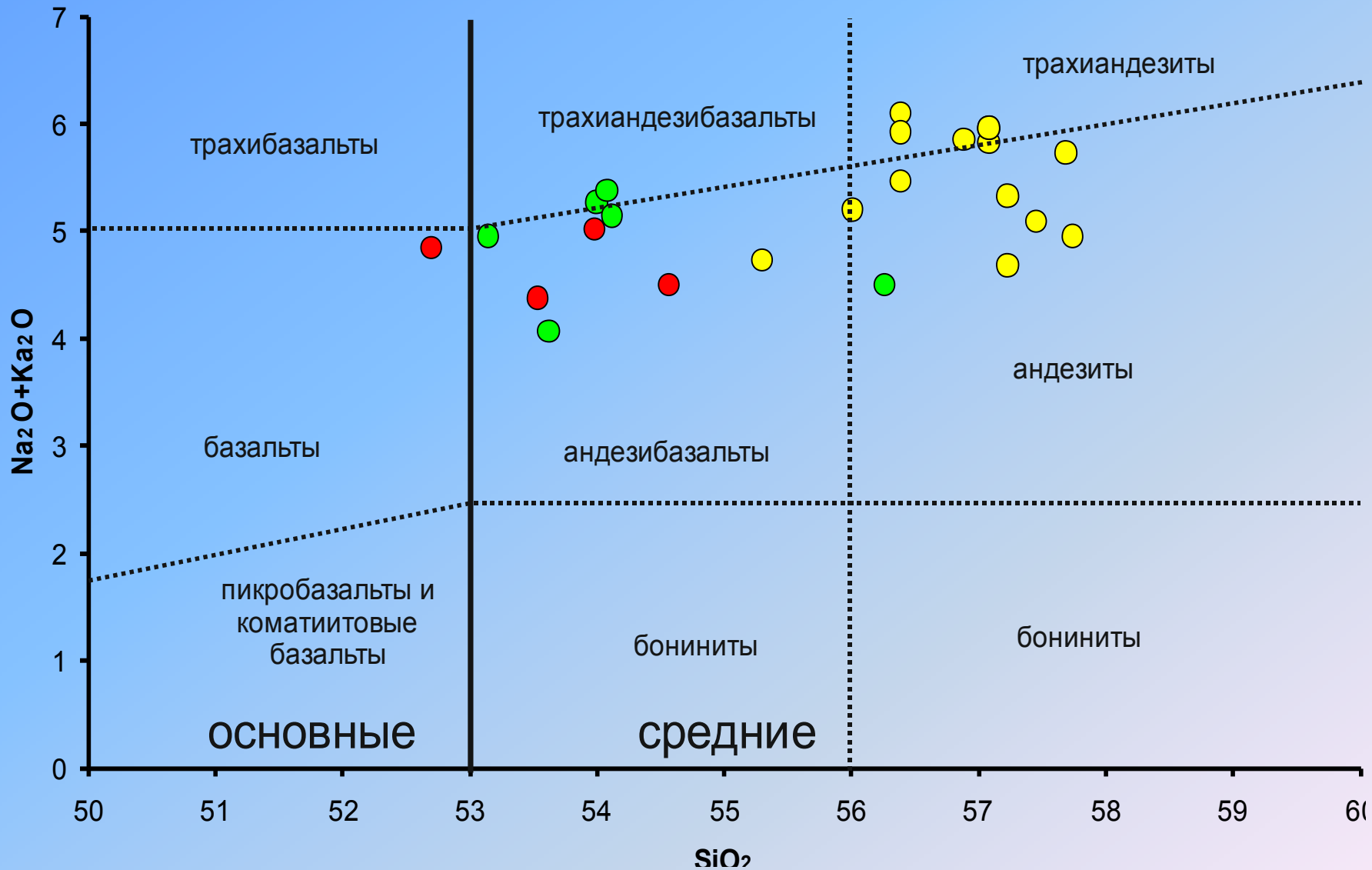


График положения составов пород позднедевонской трапповой формации на диаграмме сумма щелочей – кремнезём



Вывод по петрохимическим диаграммам:

На петрохимических диаграммах показано, что все породы образуют единый сингенетический ряд, который характеризуется увеличением концентрации Al_2O_3 по мере увеличения содержания SiO_2 , при одновременном снижении содержания TiO_2 , MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, при равномерном содержании CaO . Анализ классификационной петрохимической диаграммы показывает, что изучаемые породы относятся к группе средних пород нормального и субщелочного ряда. А вариационные точки, характеризующие породу преимущественно попадают в поля андезио-базальтов и андезитов, реже трахиандезио-базальтов и трахиандезитов. Это требует проведения дополнительных исследований. Для этого мною отобраны пробы по скважине № 175, 8649, 7705 (Новохоперская площадь), 2Г (Советская площадь), 39 (Калачеевская площадь), по которым будут проведены петрохимические исследования с микрозондовым анализом, а так же анализы на петрогенные редкие рассеянные элементы методами РФА И ISP-MS в лаборатории ИГЕМ РАН г. Москва.

Заключение

Была охарактеризована позднедевонская трапповая формация, распространенная на юго-востоке Воронежской антеклизы. Более детально изучены породы, приуроченные к лавовому полю в северной части зоны Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома (скв.175). Приведена минералого-петрографическая и петрохимическая характеристика вулканитов. По данным петрохимии составлена классификационная диаграмма сумма щелочей-кремнезем. Сделан вывод о своеобразии состава пород и их отличии от типичных трапповых формаций.

БЛАГОДАРЮ ЗА ВНИМАНИЕ

***Геологическое строение и
минералого-петрографическая
характеристика
дунит-гарцбургитового комплекса
Наранского офиолитового массива
(Западная Монголия)***

КАФЕДРА МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ

Долгушина А.О.

4 курс

Наранский офиолитовый массив

A satellite map showing a rugged, mountainous terrain. A yellow line outlines a specific area in the center of the image, which is the Naransky Ophiolite Massif. The terrain is characterized by various shades of green, brown, and grey, indicating different geological formations and vegetation. In the top right corner, there is a compass rose with a 'N' indicating North. The bottom of the image contains technical information and copyright notices.

Image © 2012 GeoEye
Image © 2012 DigitalGlobe

Image © 2012 TerraMetrics

Google earth

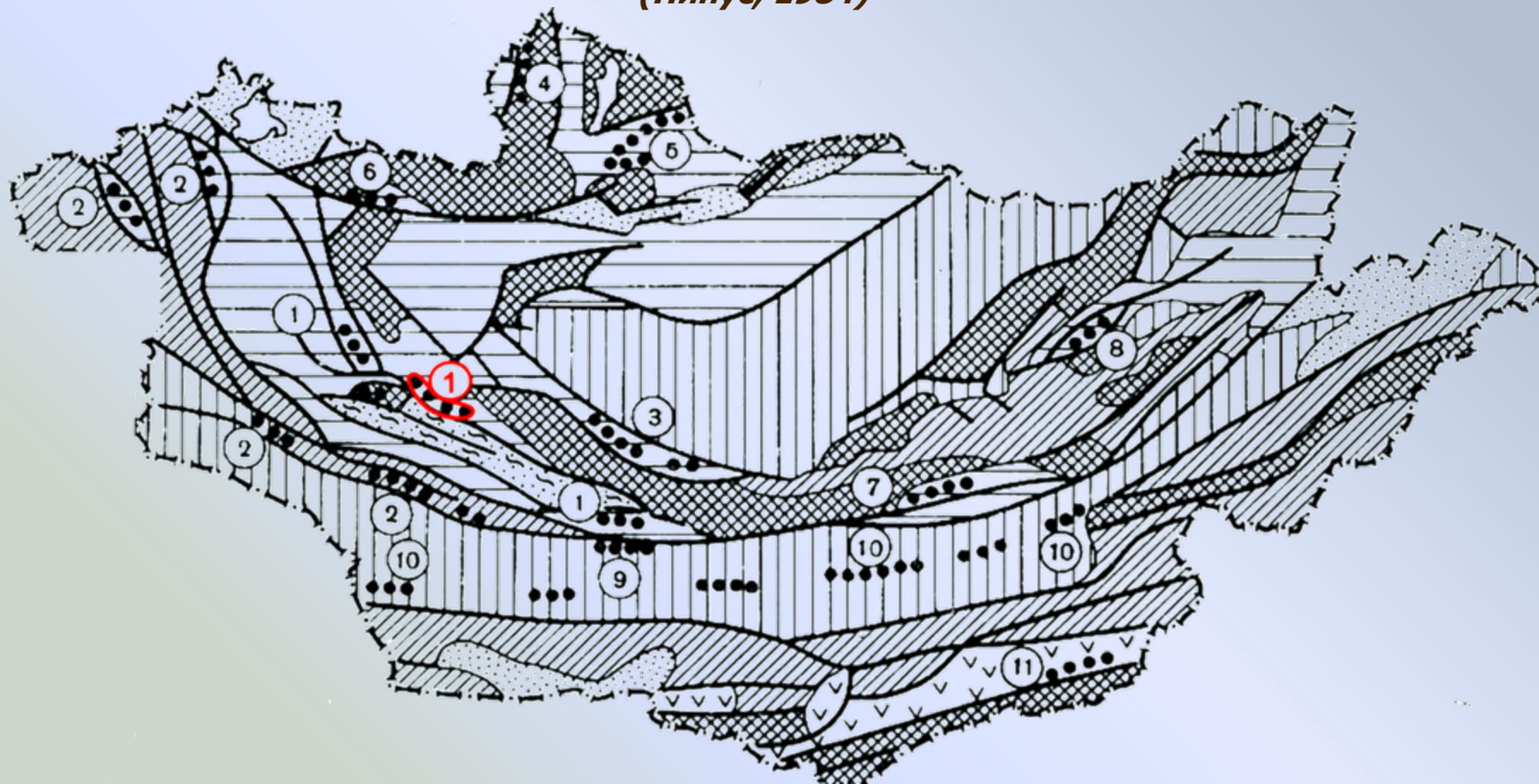
Дата съемки: 11.9.2007

46° 13' 55.11" С 96° 35' 48.83" В Высота над уровнем моря: 2616 м камеры над уровнем моря: 47.77 км

forPowerPoint4.avi

Положение в тектонической структуре Монголии

(Пинус, 1984)



Офиолитовые пояса:

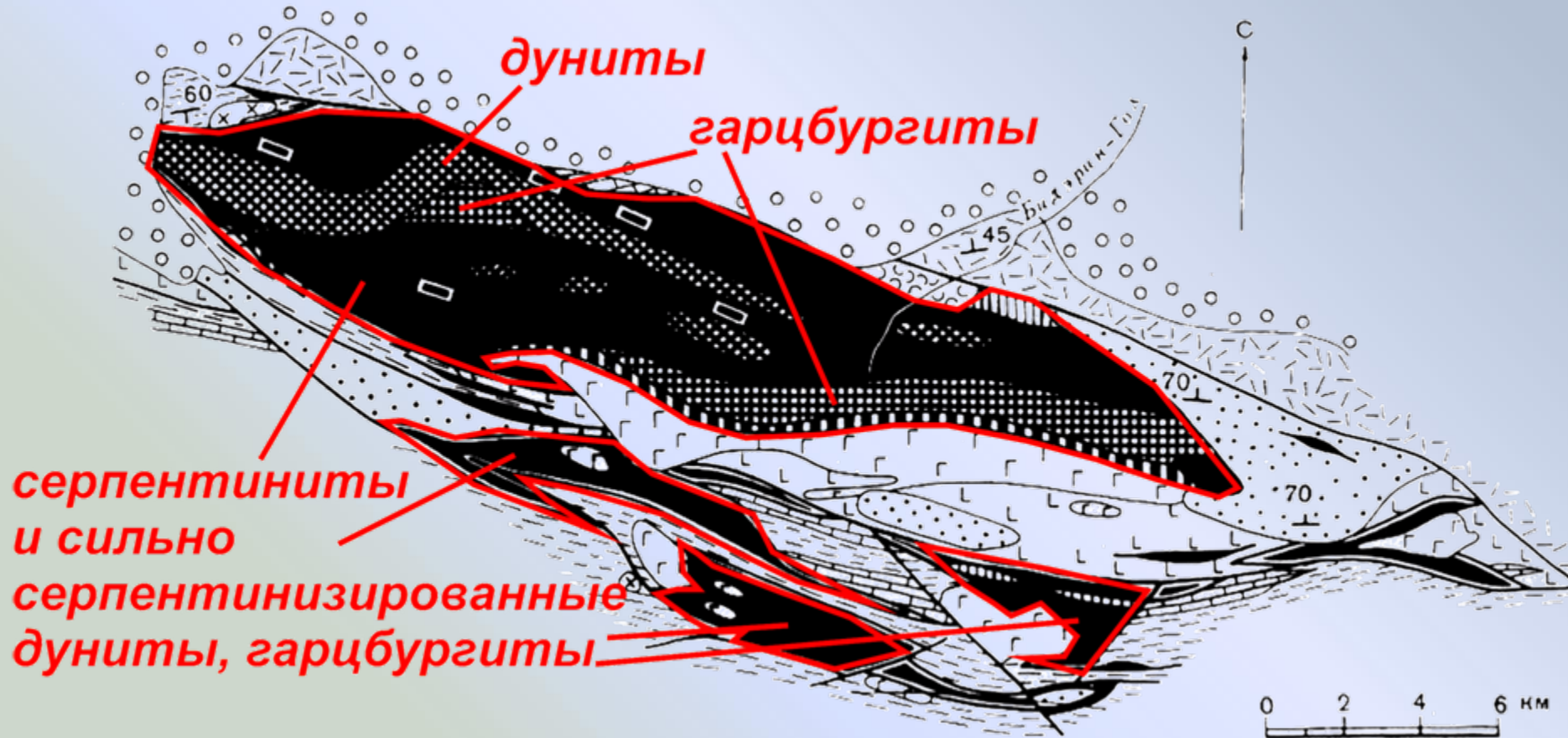
1 – Дзабханский
2 – Толбонурский
3 – Баянхонгорский

4 – Прихубсугульско-
Сангиленский
5 – Прихубсугульский

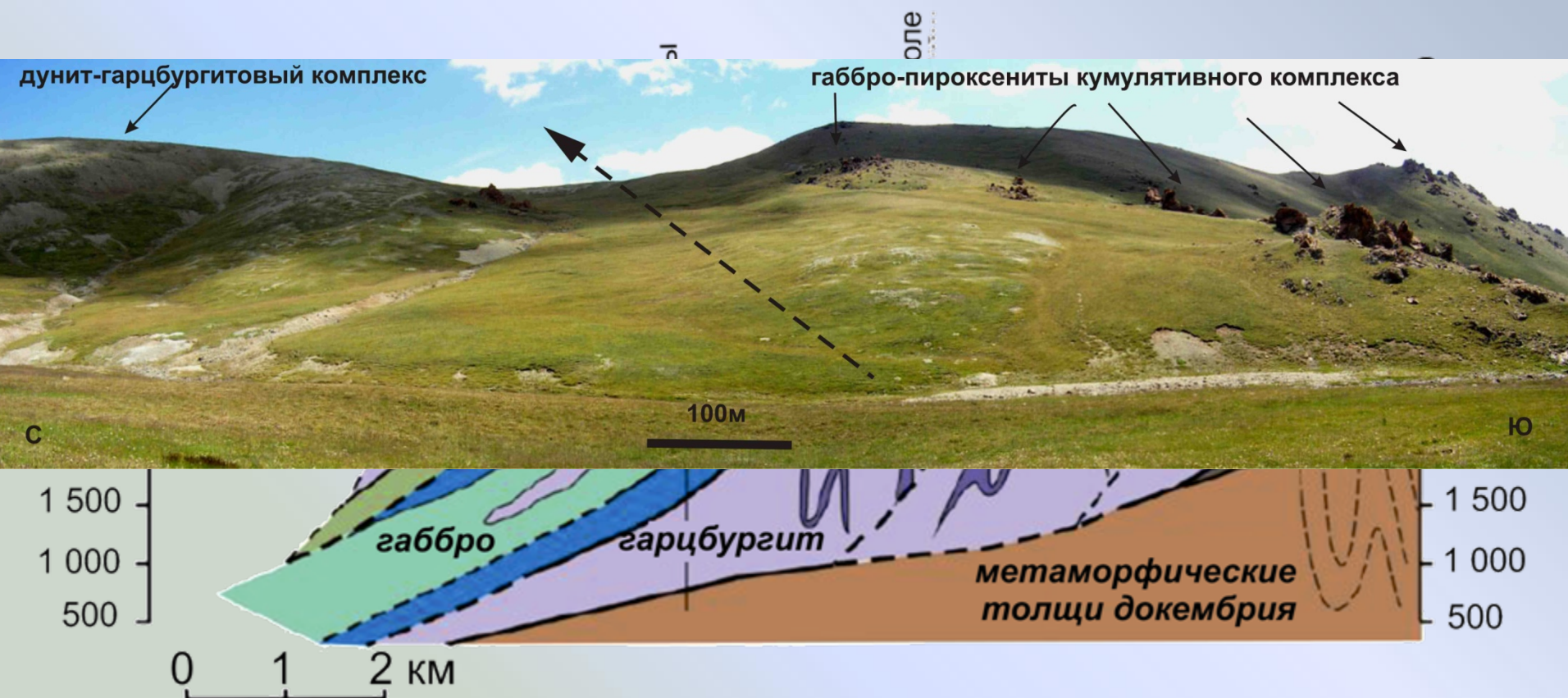
6 – Ханхухэйский
7 – Северо-Гобийский
8 – Керуленский

9 – Баянлэгский
10 – Гобийский
11 – Солонкерский

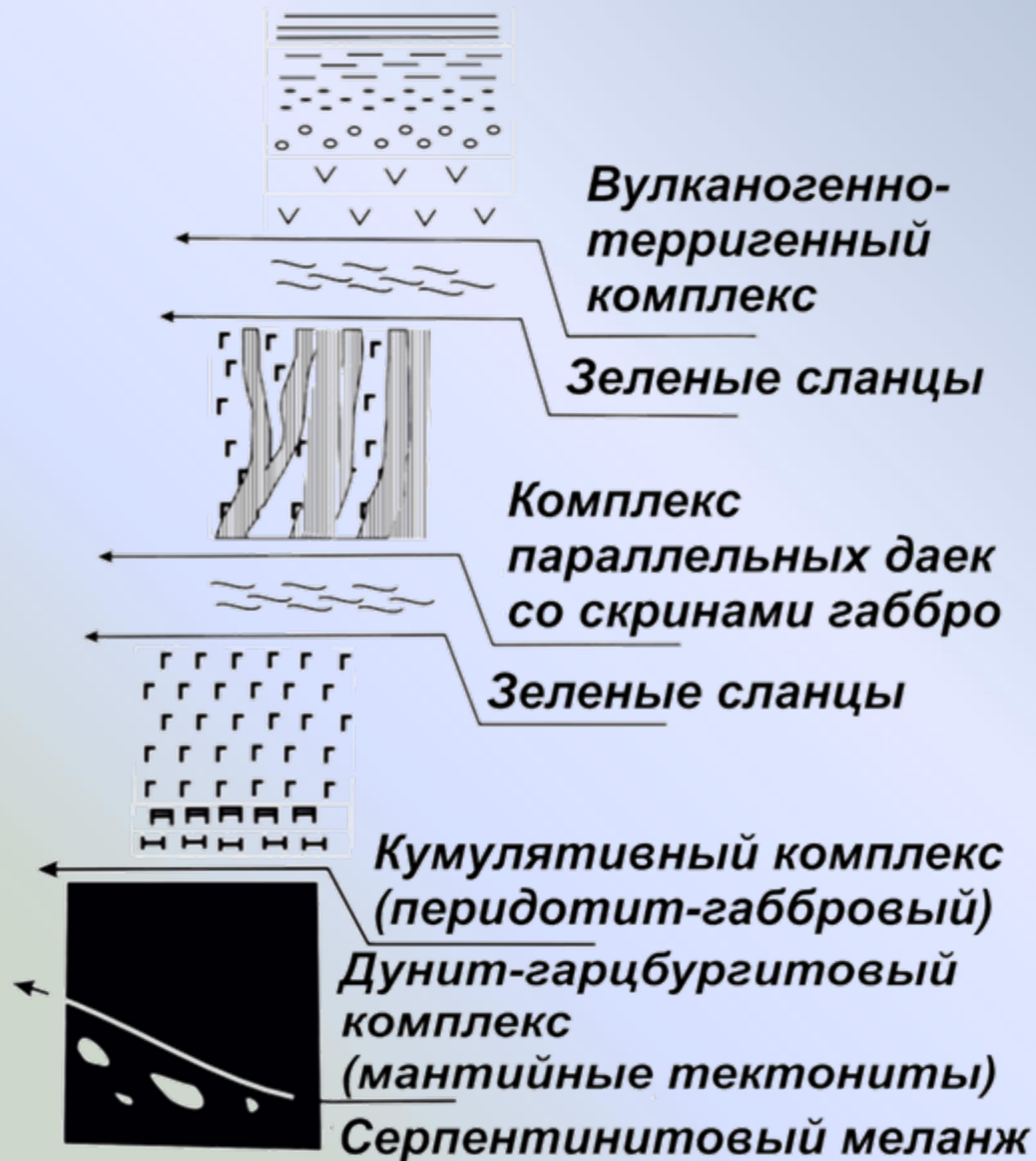
Схематическая геологическая карта ***Наранского массива*** (Пинус, 1984)



Современная структура массива



Схематическая колонка

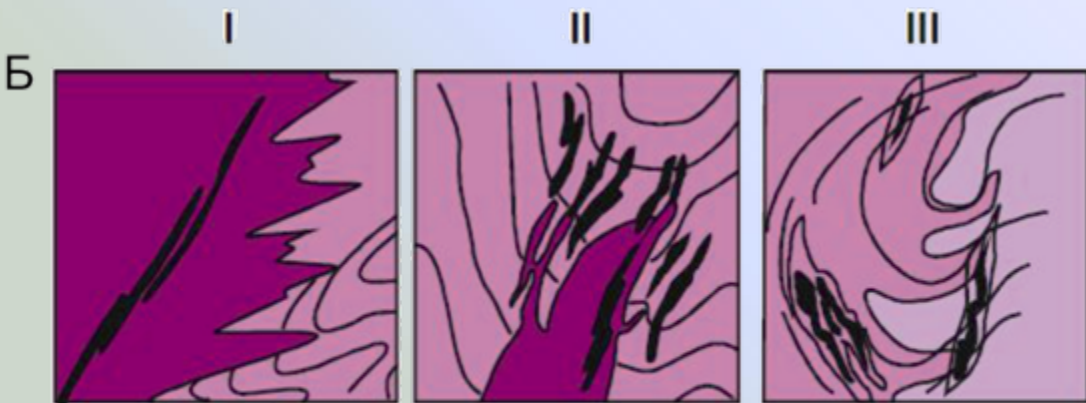


Рудоносность

(Г.Н. Савельева 2011)



А – пересечение ультраосновного массива в плане с участками наиболее вероятного положения хромитовых тел;



Б - на врезках - структура участков (план), вмещающих хромитовое оруденение:

I. в краевых дунитах ,
II. в дунит-гарцбургитах ,
III. в области перехода гарцбургит-лерцолит .



1 – верлит-дунит-пироксенитовый комплекс, 5 – лерцолиты,

2 – дуниты,

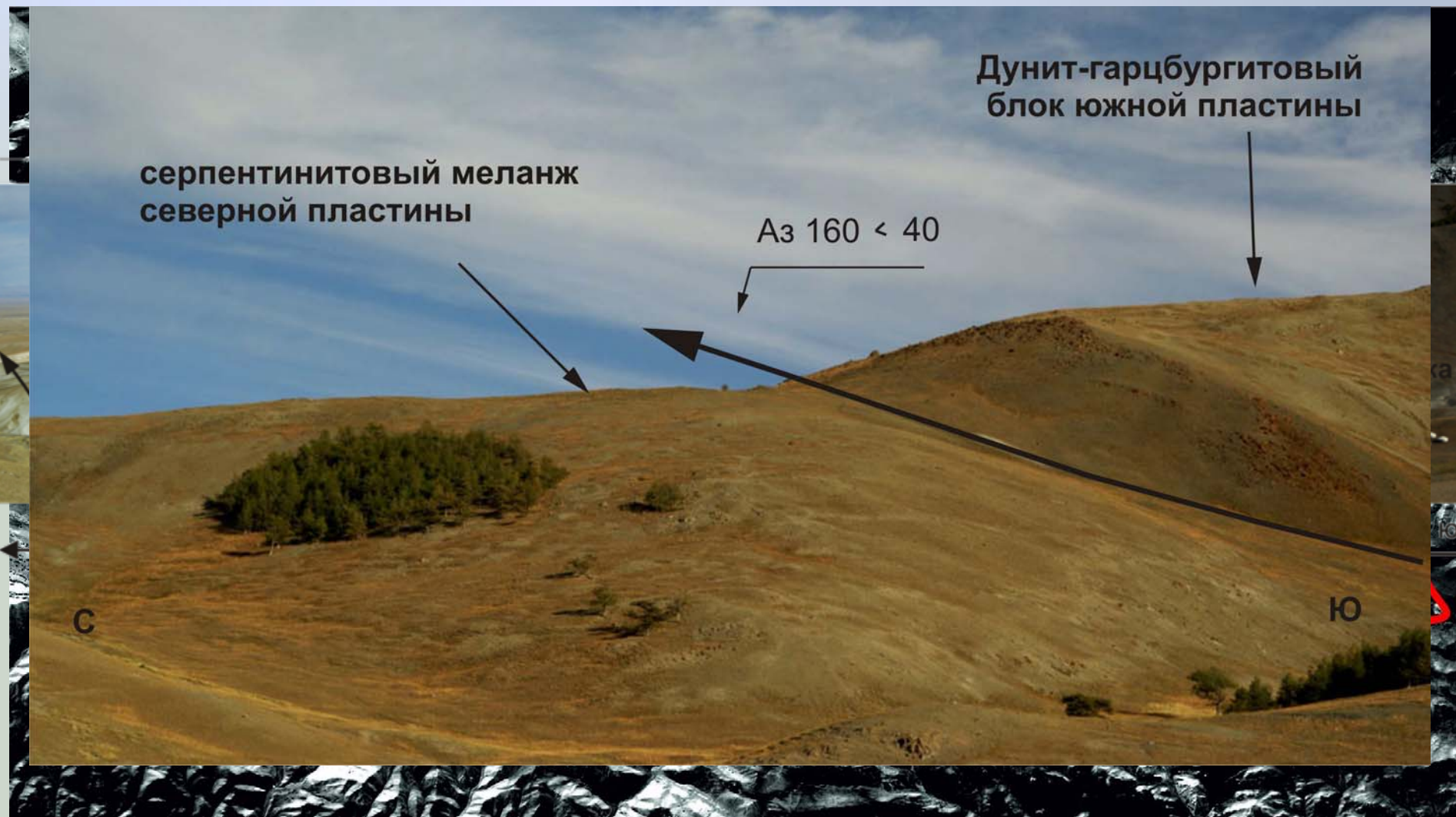
6 – хромитовые руды,

3 – дунит-гарцбургитовый комплекс,

7 - траектория полосчатости гарцбургитов-лерцолитов.

4 – гарцбургиты,

Строение дунит-гарцбургитового комплекса и точки отбора проб



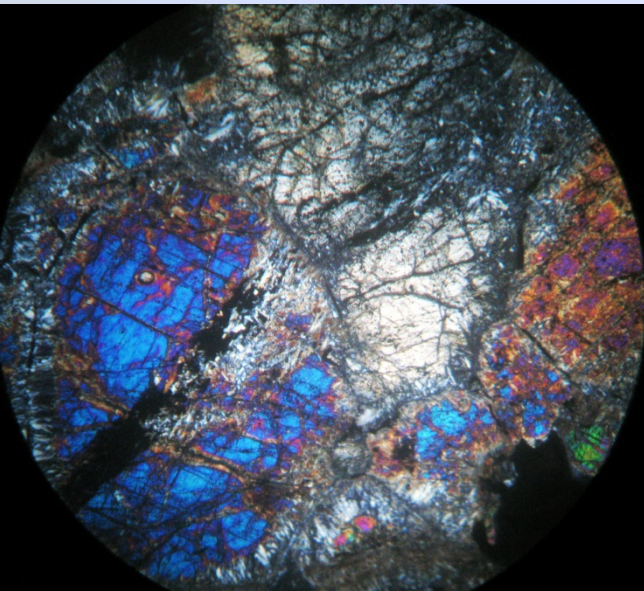
Гарцбургит

Состав:

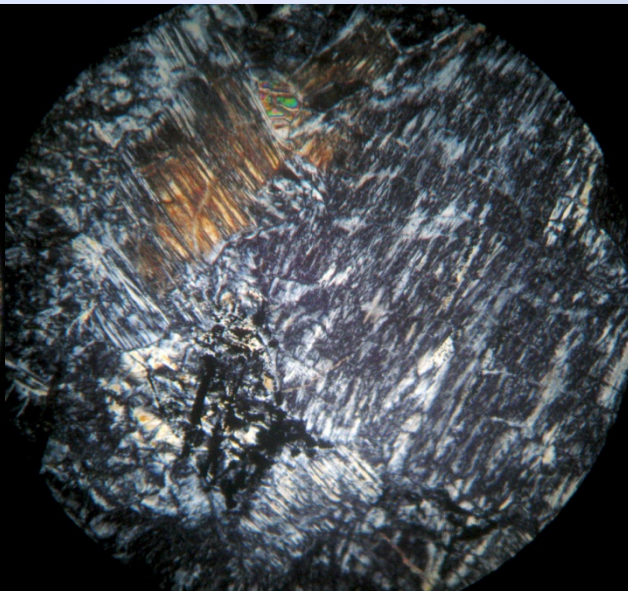
Оливин 70-80% Ортопироксен 20-25%
Диопсид 2-5% Хромшпинелид 1-1,5%



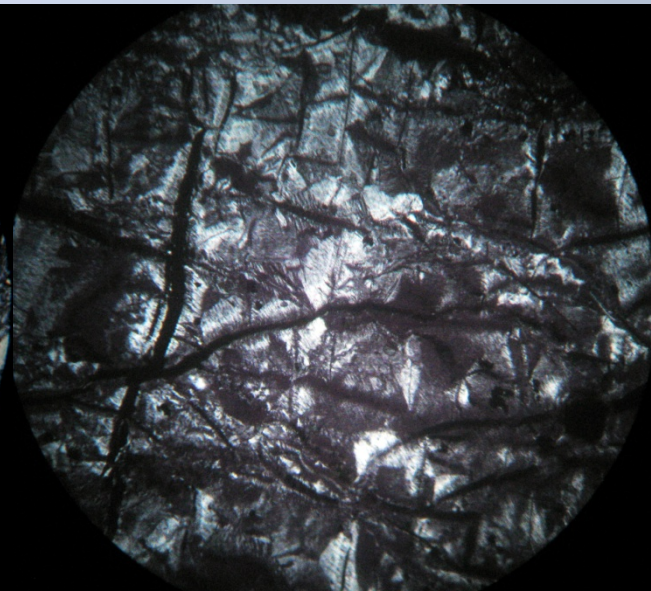
Гарцбургит



Свежий



Частично
серпентинизированный



Полностью
серпентинизированный

Дунит

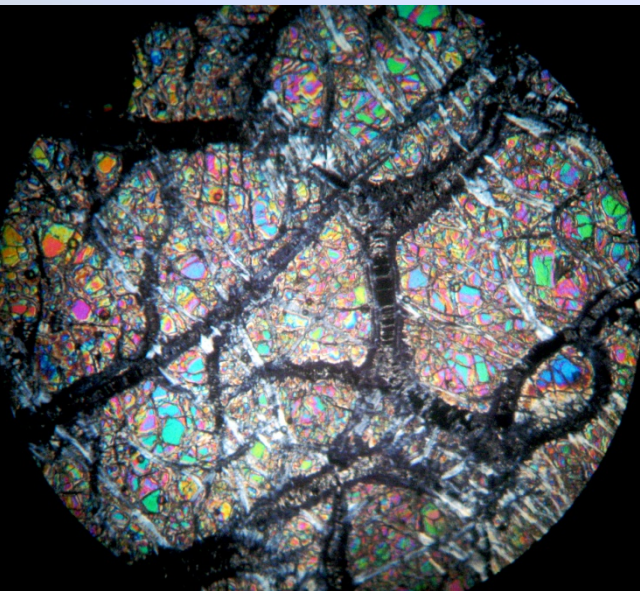
Состав:

Оливин 98-99% Хромшпинелид 1-2%

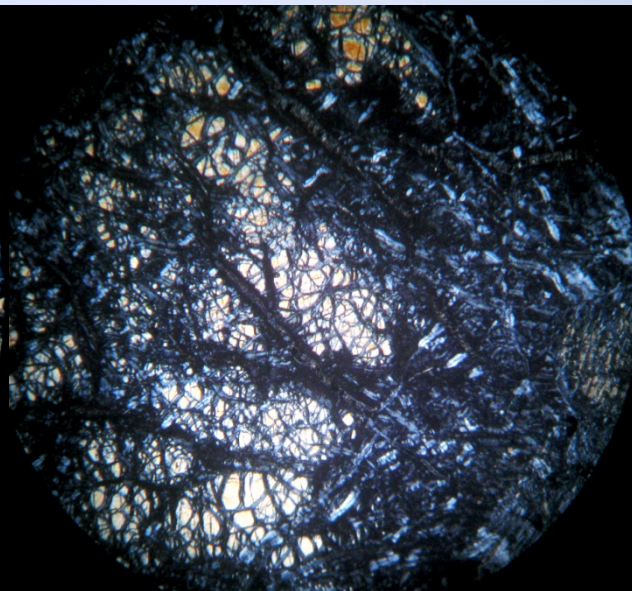
Пироксен до 5%



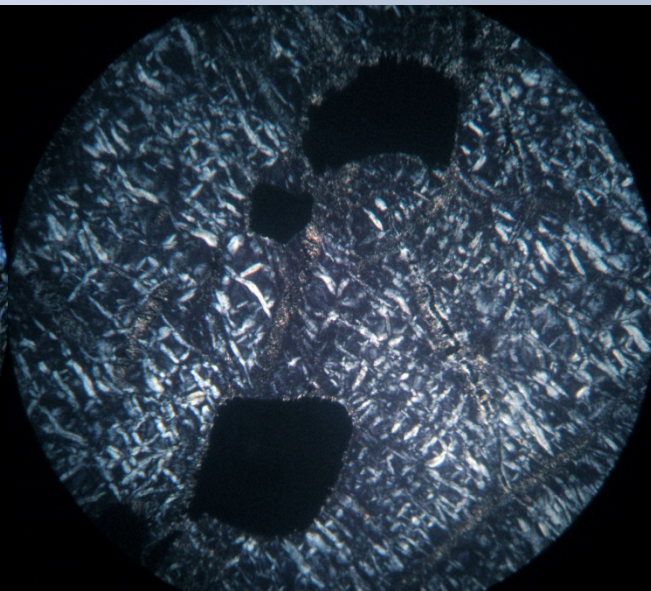
Дунит



Свежий



Частично
серпентинизированный



Полностью
серпентинизированный с
зернами хромита

Хромитовые руды

Содержание Cr_2O_3 в рудах 52 – 61 мас.%;
в рудообразующем хромшпинелиде – 53,8-63,1
мас. %.



Густовкрапленная руда



Средневкрапленная руда

Оливины

Порода	Fa %	Оливин
Хромитовые руды	0,00 - 5,55	форстерит
Реститовый дунит	9,82 – 12,67	форстерит-хризолит
Кумулятивный пироксенит	12,16 – 15,65	хризолит

Пироксены

Ортопироксены (реститовый комплекс)

Бронзит (Fs 10,74-12,00 %)

Примеси:

Al_2O_3 : 0,41 -0,55 вес.%

Cr_2O_3 : 0,36-0,54 вес.%

CaO : 0,63-0,79 вес.%

Клинопироксены (кумулятивный комплекс)

Диопсид

Примеси:

Al_2O_3 : 2,25 -2,82 вес.%

Cr_2O_3 : 0,81-0,93 вес.%

Серпентины

Преобладают *лизардит* и *антигорит*,
хризотил редок.

Примеси:

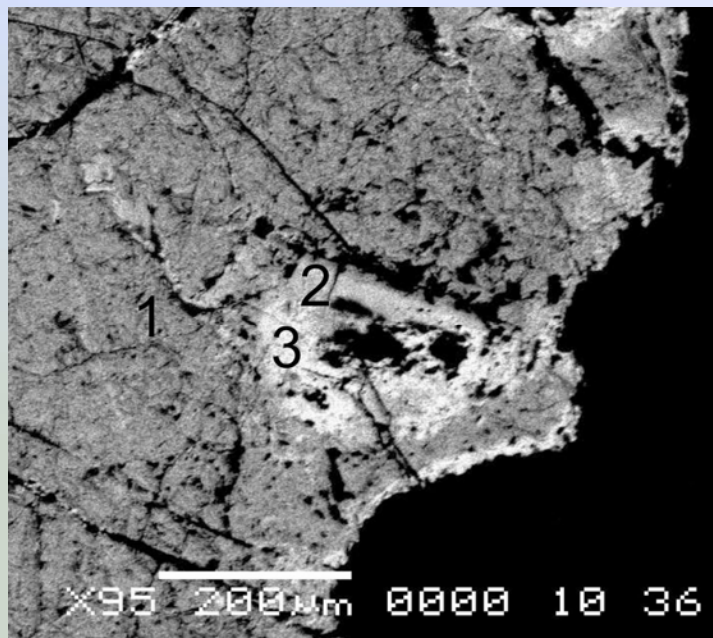
FeO+Fe₂O₃: 1,28-5,37 вес.%

NiO: 0,29-0,41 вес.%

Al₂O₃: 0,6-10,02 вес.% (только для
кумулятивного комплекса)

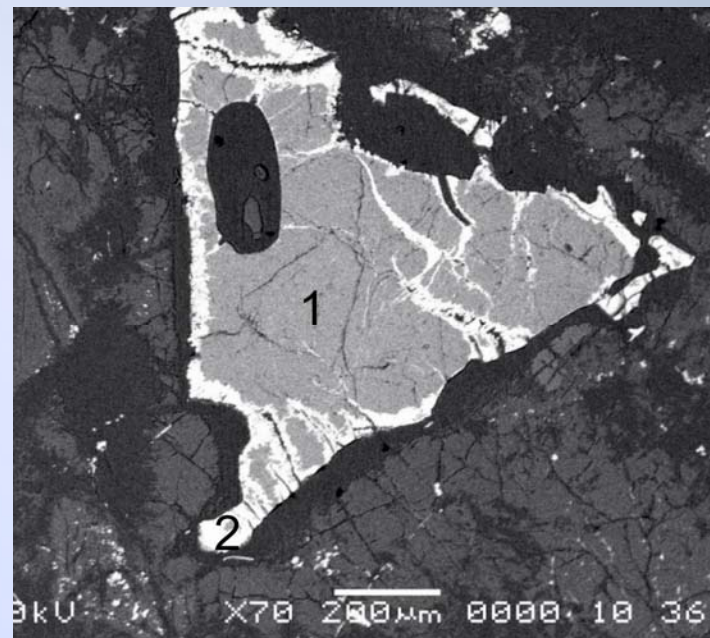
Хромиты

Реститовый комплекс



Вес.%	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	16,58	8,36	50,42	18,19	4,99
2	9,75	17,71	60,66	8,59	1,41
3	5,26	18,75	40,73	0	31,34

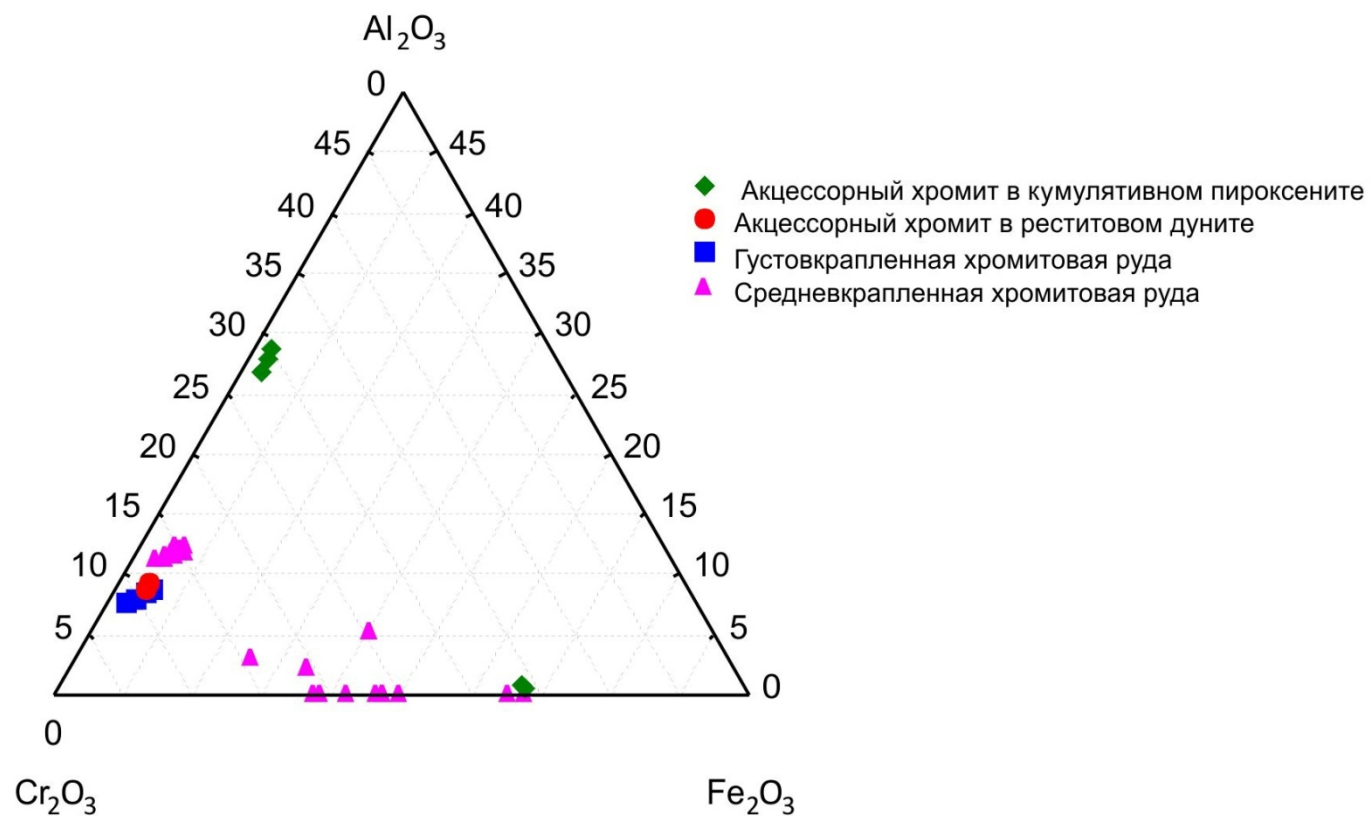
Кумулятивный комплекс



Вес.%	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	17,67	10,84	28,69	39,89	1,98
2	4,095	16,73172	22,825	1,18	48,03828

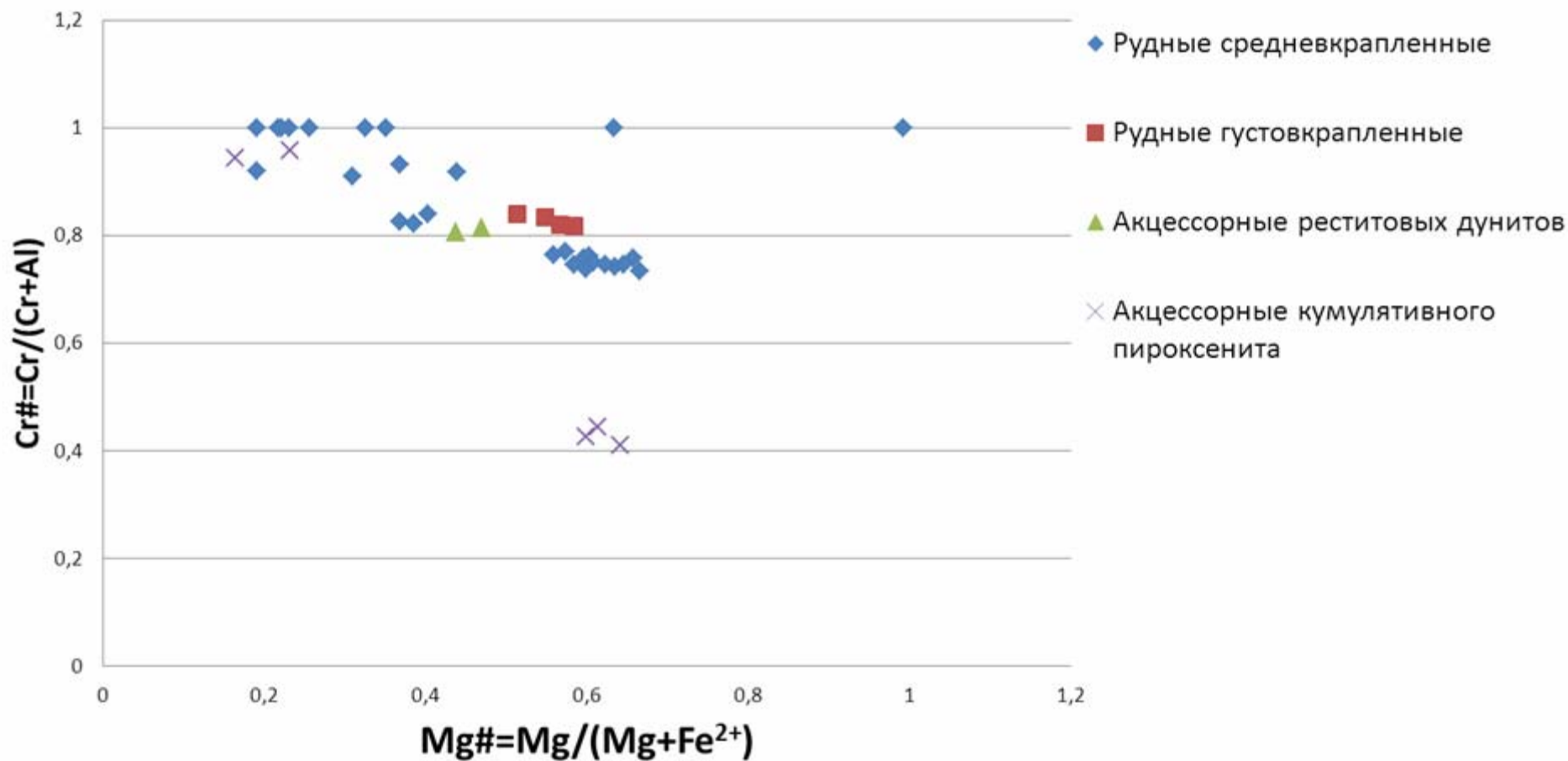
Хромиты

Диаграмма состава хромшпинелидов
Наранского офиолитового массива



Хромиты

**Диаграмма зависимости хромистости ($Cr\#$)
от магнезиальности ($Mg\#$) для хромшпинелидов Наранского массива.**





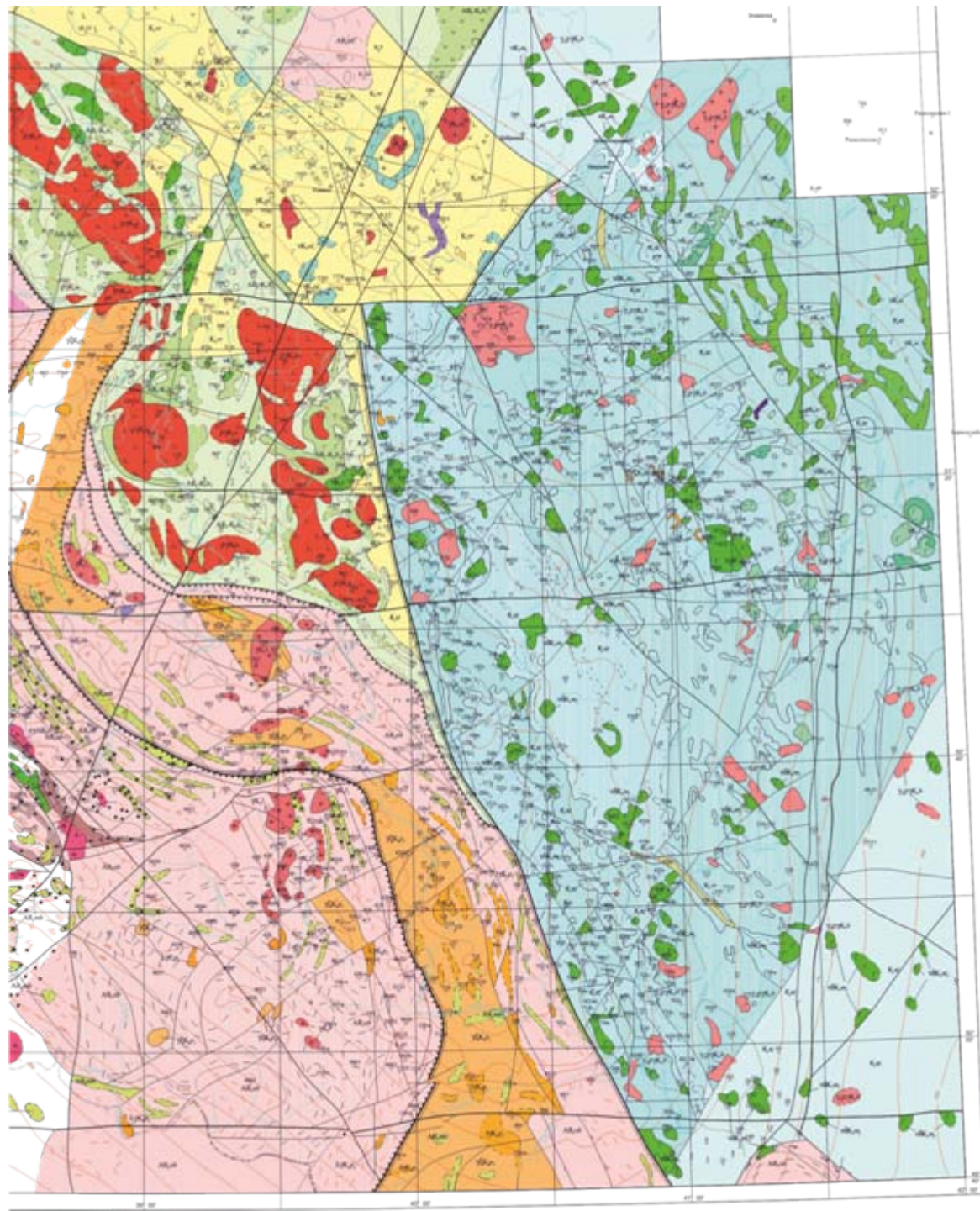
Спасибо за внимание.

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ БОБРОВСКОГО КОМПЛЕКСА ВКМ

Козлова Е.Н.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ВОСТОКА ВКМ



ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Объектом настоящего исследования являются гранитоиды востока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) - Восточно-Воронежской провинции (Воронцовской структуры), выполненной метатерригенными породами воронцовской серии, занимающими огромную площадь между двумя докембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы - Сарматией и Волгоуралией. Восточно-Воронежская провинция отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы.
- Нами изучаются массивы гранитоидов, прорывающие осадочно-метаморфические породы воронцовской серии в восточной части Калач-Эртильской структурно-тектонической зоны в 15-20 км юго-восточнее крупного Еланского габбро-норитового плутона мамонского комплекса. Это **Ворошиловский массив** мелко-среднезернистых мусковит-биотитовых гранитов, вскрытых скважинами 8696, 8769 и 8П, гранитоиды южного обрамления **Романовского** диорит-норитового массива еланского комплекса, разбуренные скважиной 8410. Мелко-среднезернистые микроклин-биотитовые граниты **Красненского массива**, скв 8634. Кроме этого для сопоставления нами привлечены геохимические данные для лейкократовых гранитов **Коршевского и Панинского массивов** (скважины 0162, 0163 и с-062) в западной части воронцовской структуры, которые являются петротипом гранитов бобровского комплекса.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ

Для экспериментального плавления был отобран образец из керна скважины 8061 глубина 218 м (8061/218), представляющий собой метапесчаник мелкозернистый с бластопсаммитовой структурой. Обломки (40-45 %) представлены на 80 % кварцем, цемент перекристаллизованный, кварц-плагиоклазовый. Минеральный состав (мод. %): кварц - 55, плагиоклаз ($X_{Ca} = 0,01-0,16$) - 25, биотит ($X_{Fe} = 0,47-0,49$) - 15, мусковит до 5. Акцессорные минералы представлены рутилом, апатитом, ильменитом, монацитом, цирконом и пиритом.

Образец из керна скважины 8277 глуб. 382 м (8277/382) представляет собой сланец мелкозернистый с лепидобластовой с реликтами бластопсаммитовой текстуры. Минеральный состав (мод. %): кварц - 40, плагиоклаз ($X_{Ca} = 0,16-0,19$) - 30, биотит ($X_{Fe} = 0,35-0,39$) - 15, кальцит - 15. В породе отмечаются единичные чешуйки мусковита и хлорита. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, бритолином и пиритом.

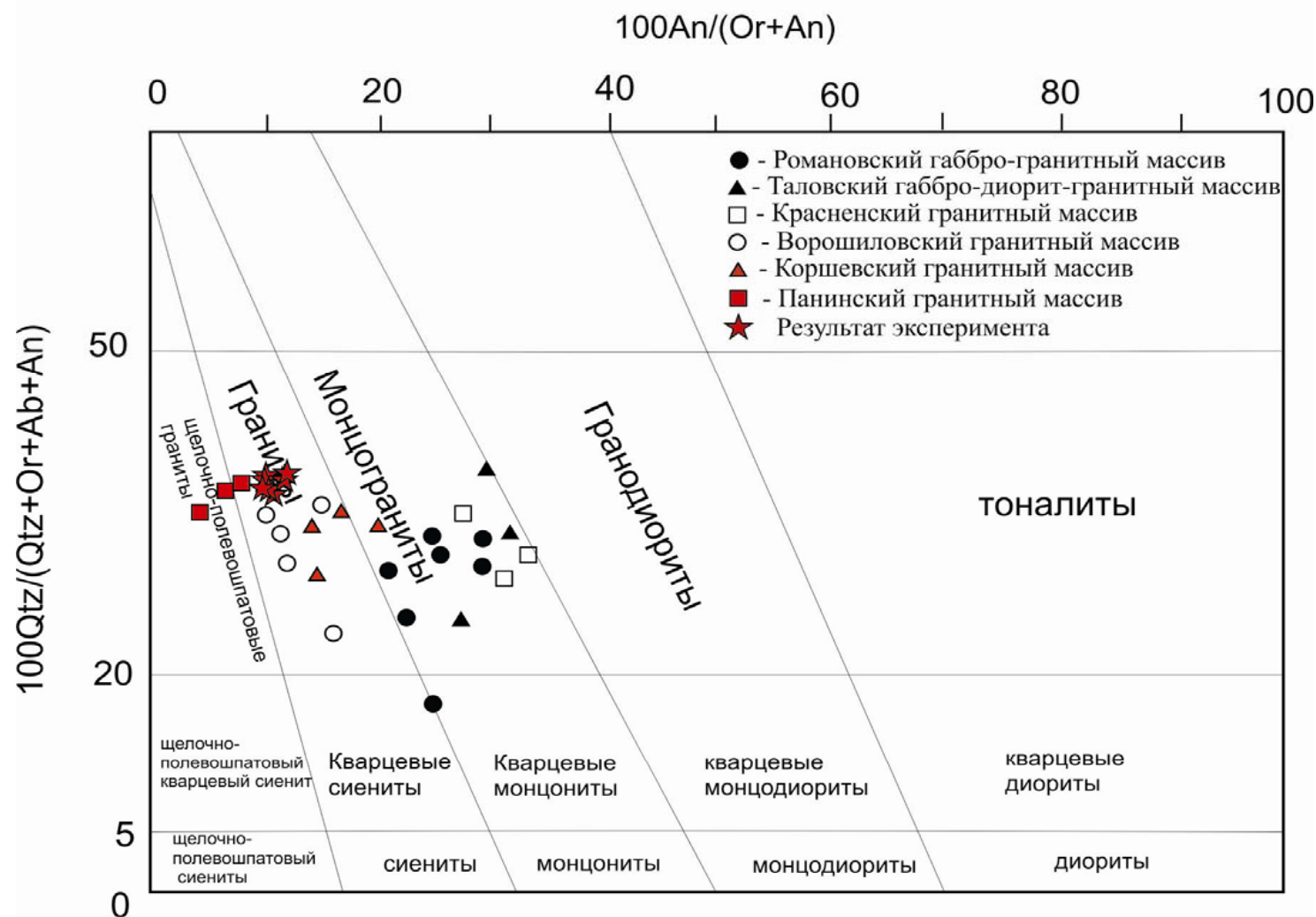
Методика эксперимента

Образец был раздроблен и истерт в агатовой ступке с добавлением спирта до размера частиц 20 мкм. По 150 мг вещества было загружено в две золотые ампулы длиной 15 мм, диаметром 4 мм и толщиной стенок 0,1 мм. Для опыта «сухого» плавления не запаянная капсула в течение 1 часа была нагрета до 120 °С для удаления адсорбированной воды. Для «мокрого» плавления в ампулу было добавлено 4,6 % дистиллированной воды (7 г). После этих операций ампулы были запаяны и взвешены.

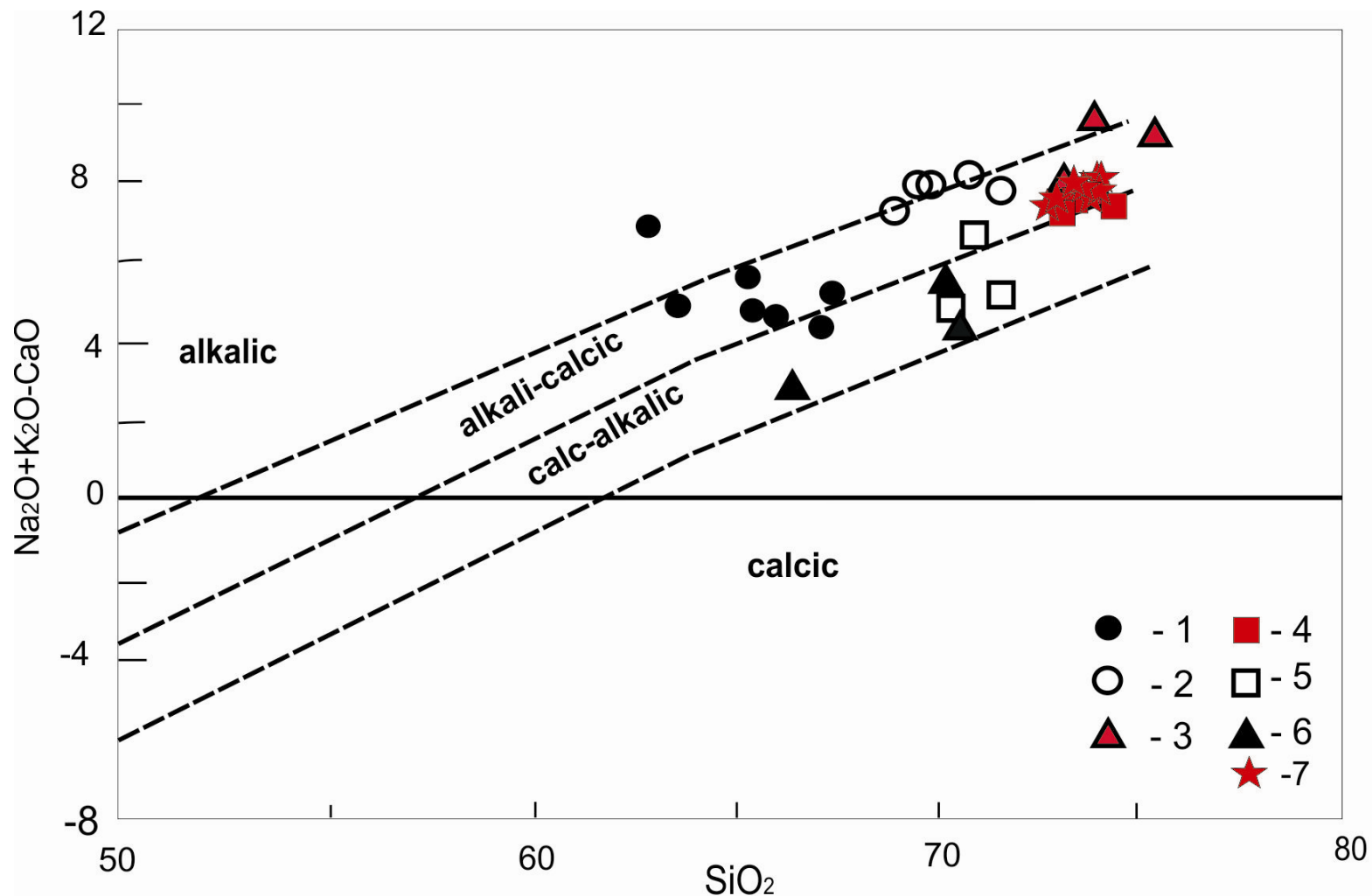
Эксперименты проводились на установке высокого газового давления в Институте экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН) при температуре 850 °С и давлении 3 кбар. Эти условия поддерживались в течение 14 суток. После этого закалочные стекла охлаждались со скоростью около 30 °С за 30 секунд.

МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

- Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов проводилось на растровом электронном микроскопе «Jeol 6380 LV» с системой количественного энергодисперсионного анализа INCA (ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 нА, время набора спектра 70 сек, диаметр пучка 3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.
- Анализы химического состава проб производились на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V (аналитик А.И. Якушев). При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (140СО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетраборатлита в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1-5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.
- Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИМГРЭ и АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Контроль химического выхода при проведении процедуры разложения образцов осуществлялся с помощью 161Du. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02-0.03 ppm, для Nb, Be, Co - 0.03-0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y - 0.1 ppm, для Zr - 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba - 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr - 1-2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0.3 при измерении содержания этих элементов до 5*ПО и не превышало 0.15 при измерении содержания >5*ПО.
- Для Th-U-Pb датирования монацита in situ поиск и идентификация его зерен в шлифах проводились по их BSE-изображениям и энергодисперсионным спектрам; элементное картирование зерен - на основе измерения интенсивности пика и фона. Пределы обнаружения ThO₂, UO₂ и PbO в монаците составляют 160, 82 и 72 ppm соответственно (микрозонд Cameca SX 100, пять волновых спектрометров ИГГ УРО РАН). Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 15 кВ, ток пучка 240 нА. Время измерения интенсивности на пике для Th, U, Pb составляло по 400 с, для остальных элементов 10 с, на фоне - в два раза меньше. Общее время анализа одной точки - 15 мин, что оптимизировало условия съемки по величине отношения сигнал/шум и степени радиационного «выгорания» пробы под электронным пучком. Для каждого из анализируемых элементов подбирались параметры детектора и последовательность проведения измерений; при этом погрешности определения элементов составляли $\Delta Th/Th = 3,12-3,16$, $\Delta U/U = 1,92-9,52$, и $\Delta Pb/Pb = 1,90-2,71$ отн. %. Расчет возраста монацитов проводился в рамках двух альтернативных подходов: по единичным определениям содержаний U, Th, Pb в точке зерна минерала и из Th/Pb-U/Pb - псевдоизохроны.

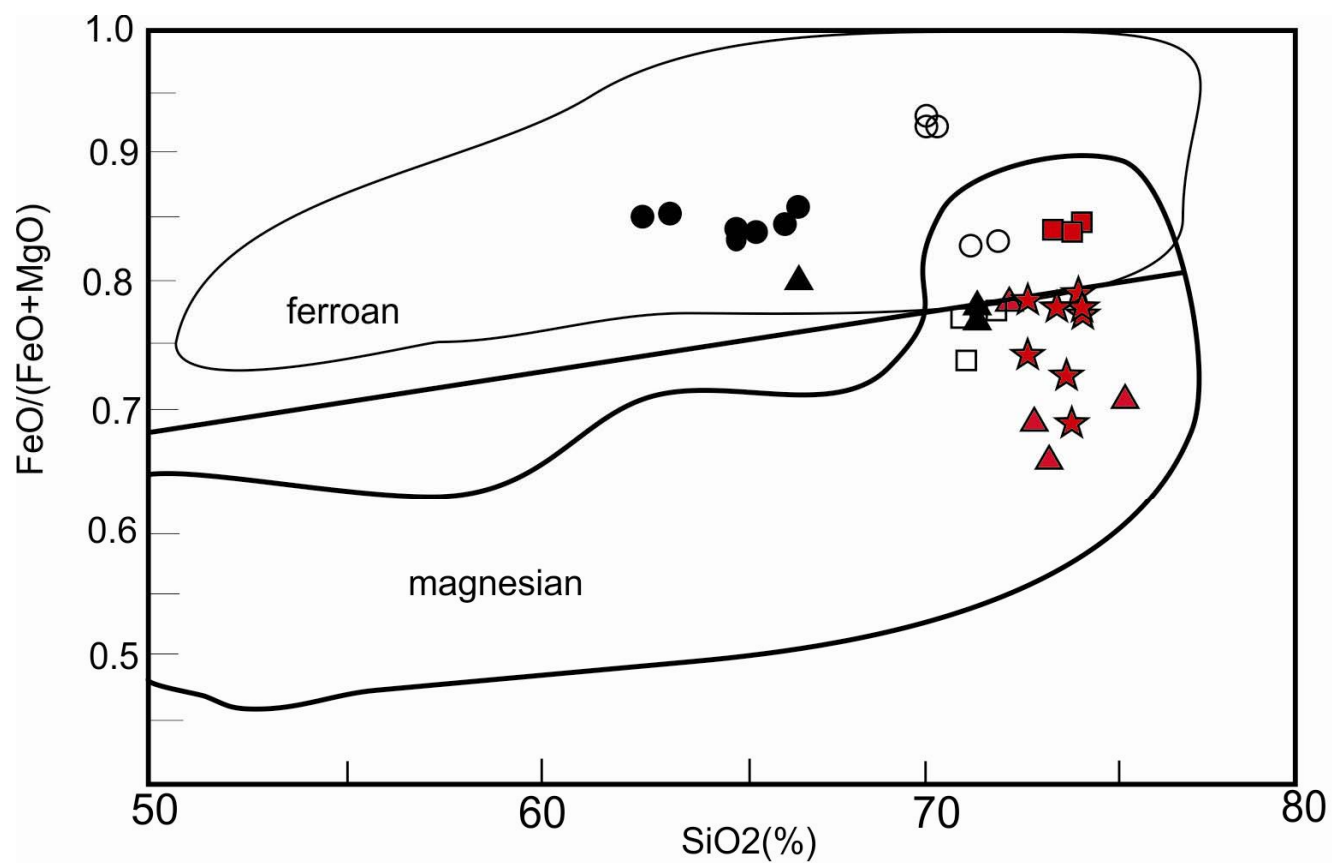


Составы гранитов востока ВКМ на классификационной диаграмме $100Qtz/(Qtz+Or+Ab+An) - 100An/(An+Or)$

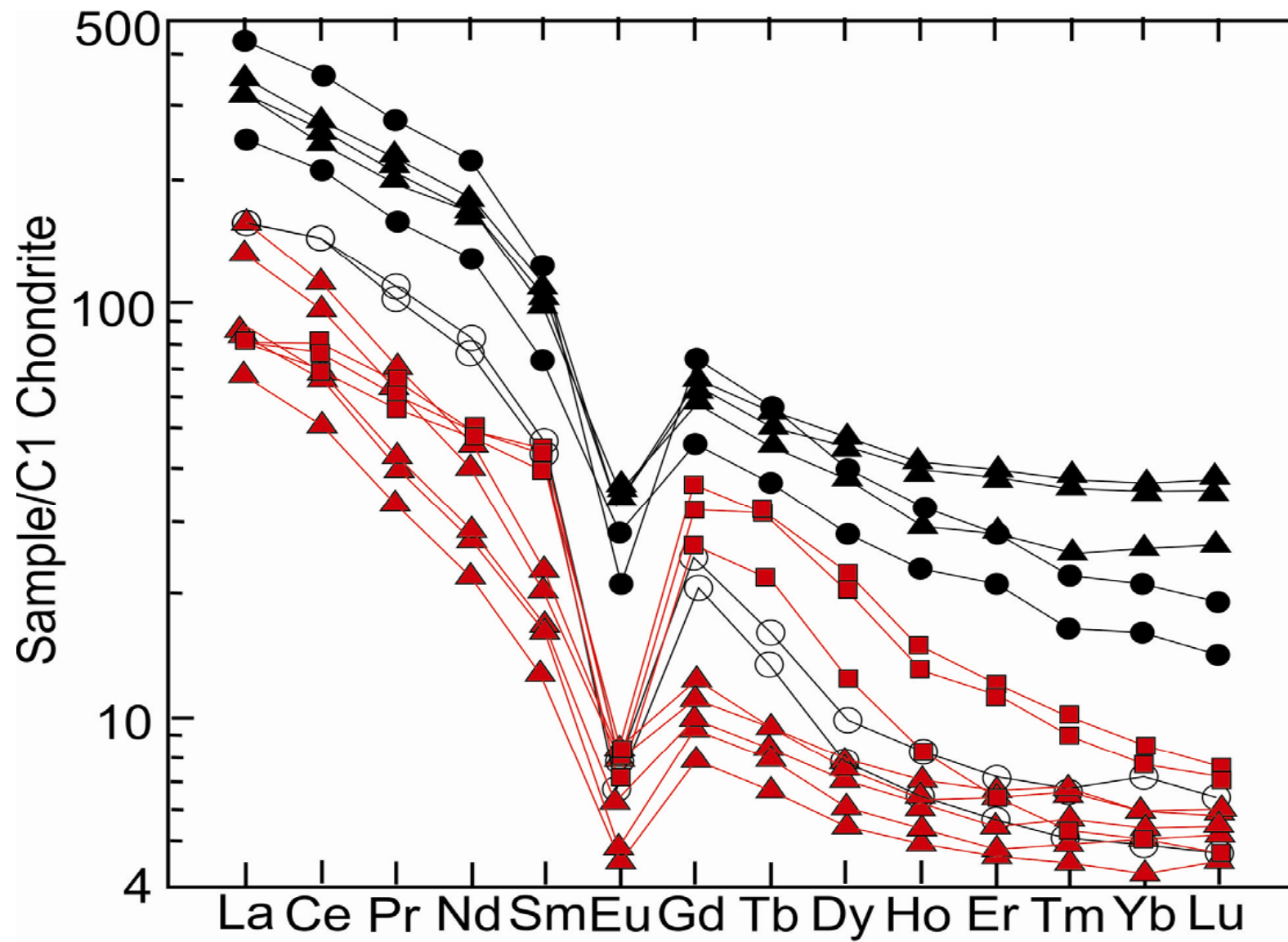


Составы гранитоидов востока ВКМ на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$

1 - Романовский массив, 2 - Ворошиловский массив, 3 - Коршевский массив,
 4 - Панинский массив; 5 - Красненский массив ; 6 - Таловский массив
 7-результат эксперимента



Составы гранитоидов востока ВКМ на классификационной диаграмме по железистости (Frost et al., 2001)



Распределение REE, нормализованное к составу хондрита в гранитоидах востока ВКМ

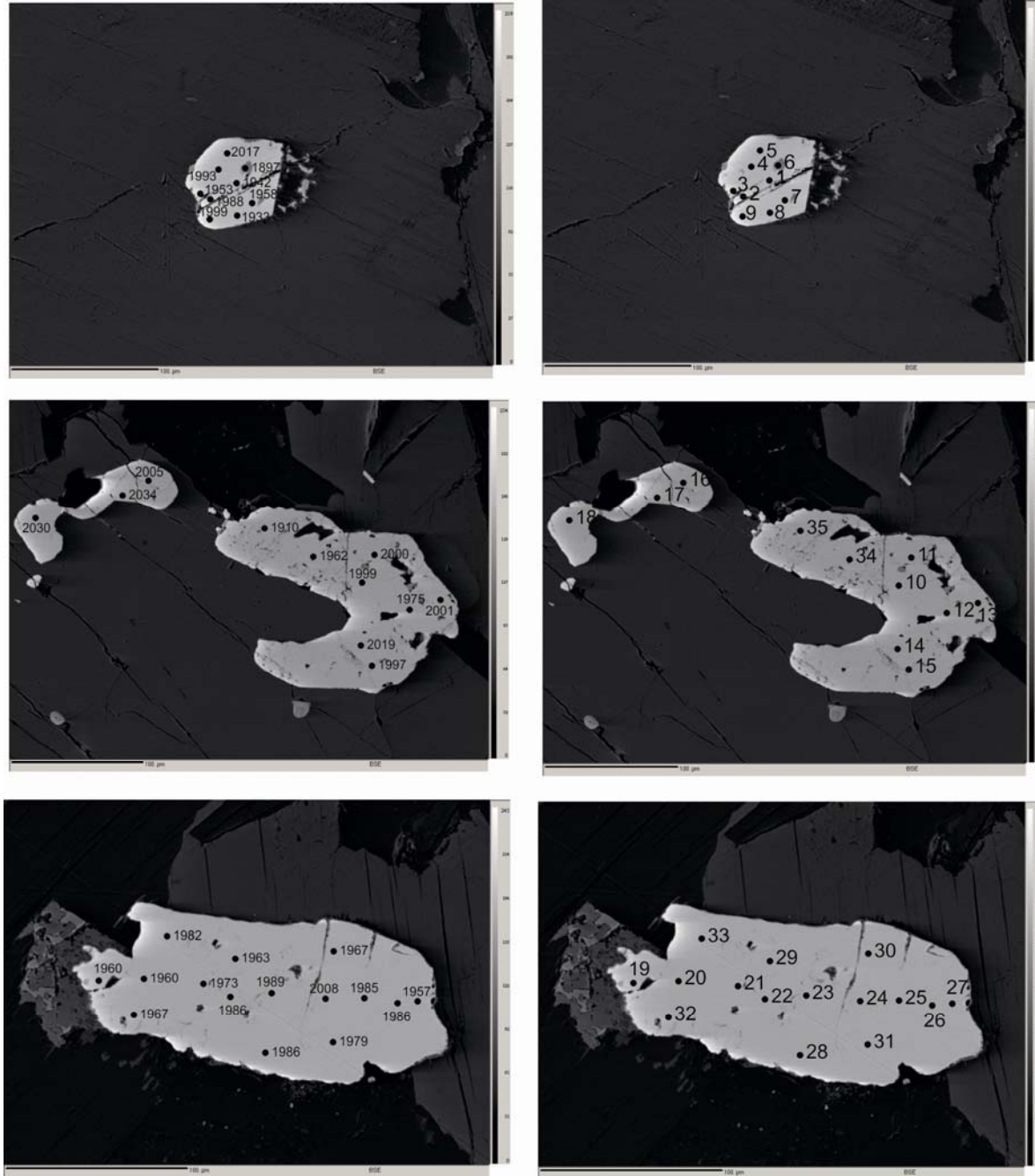
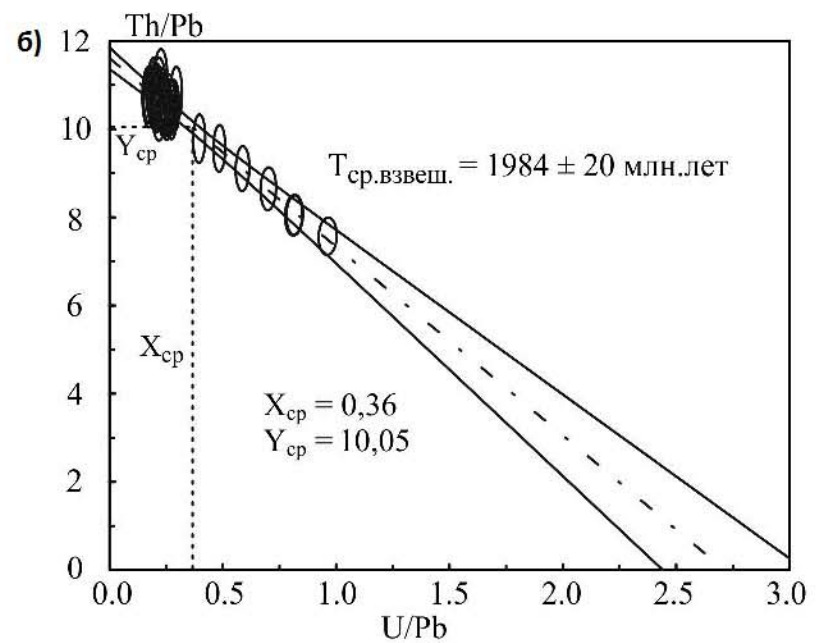
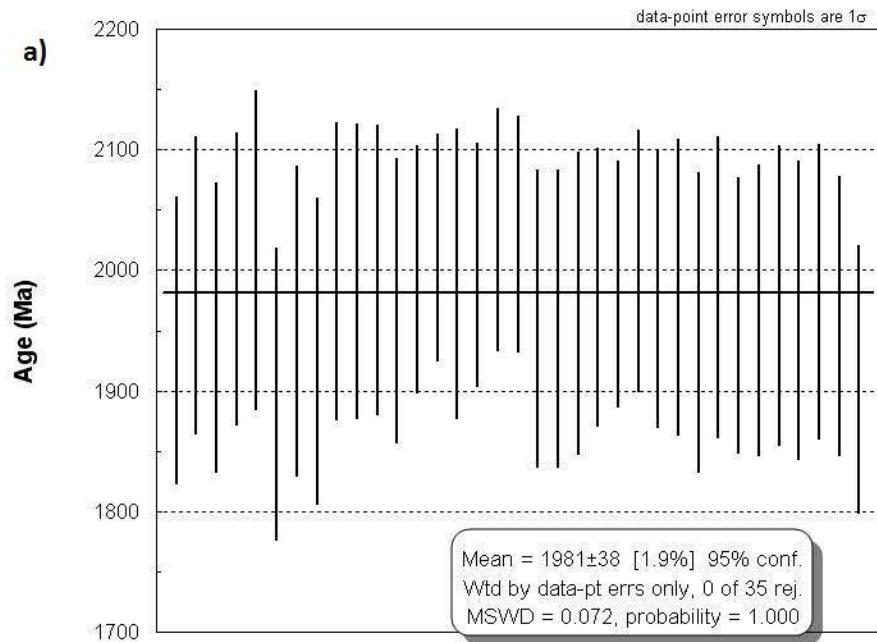
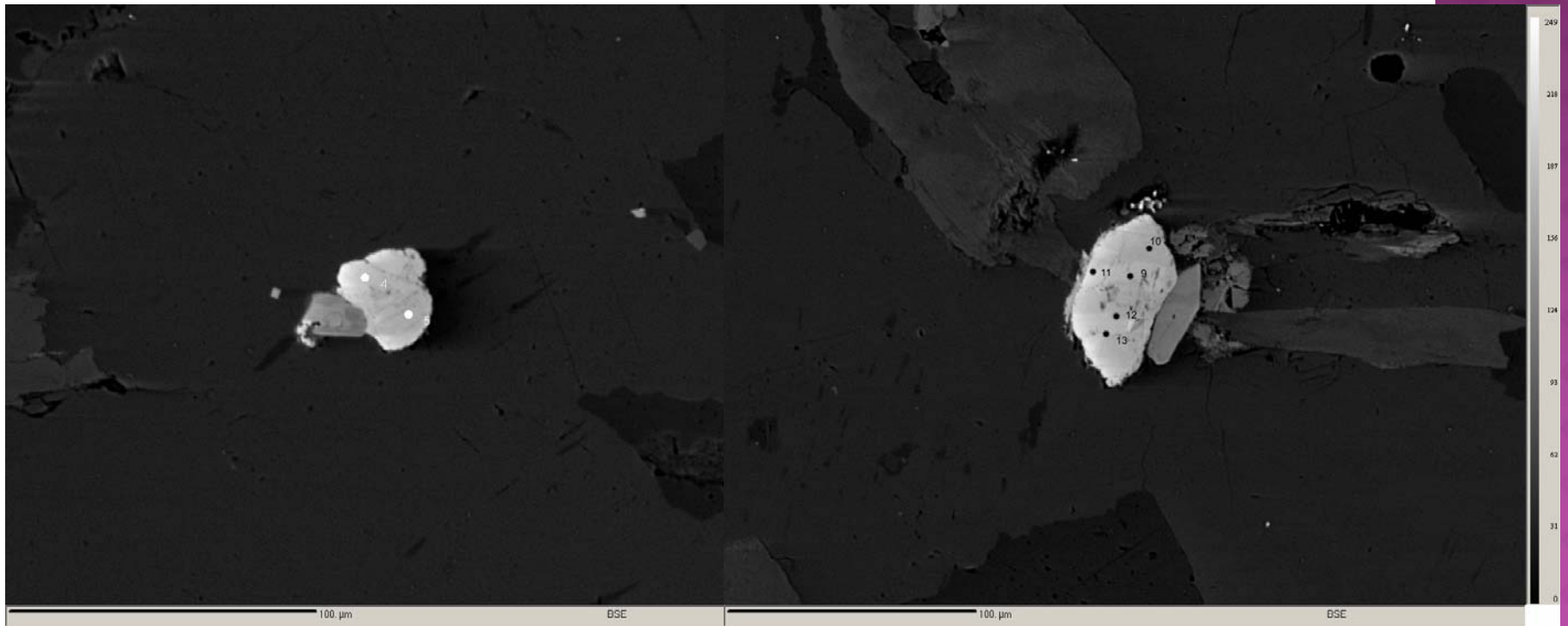
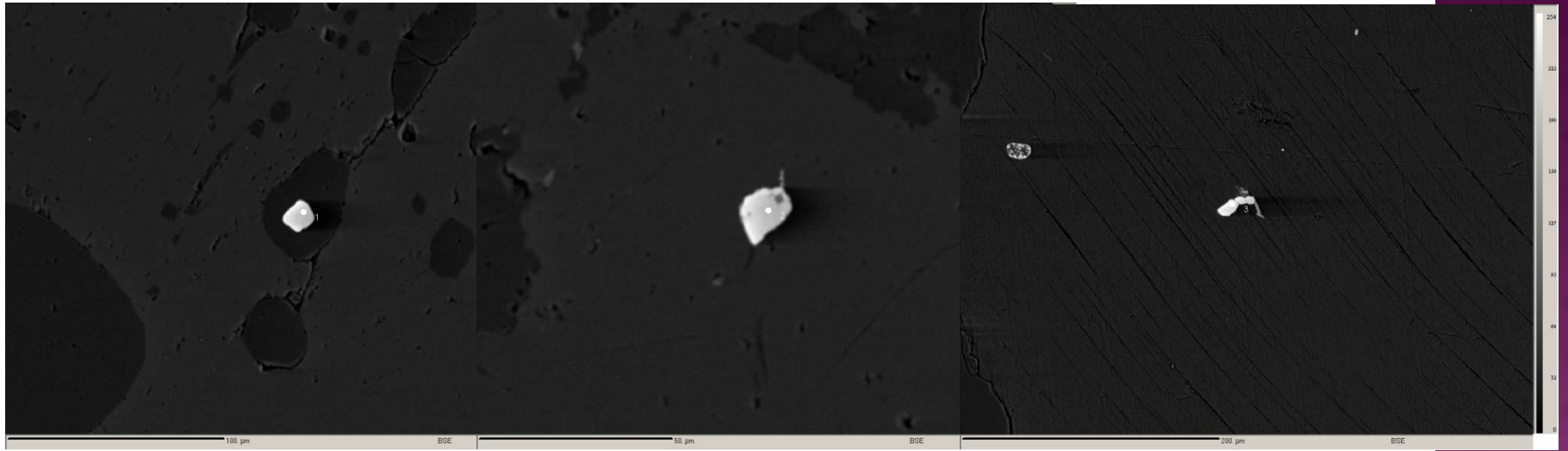
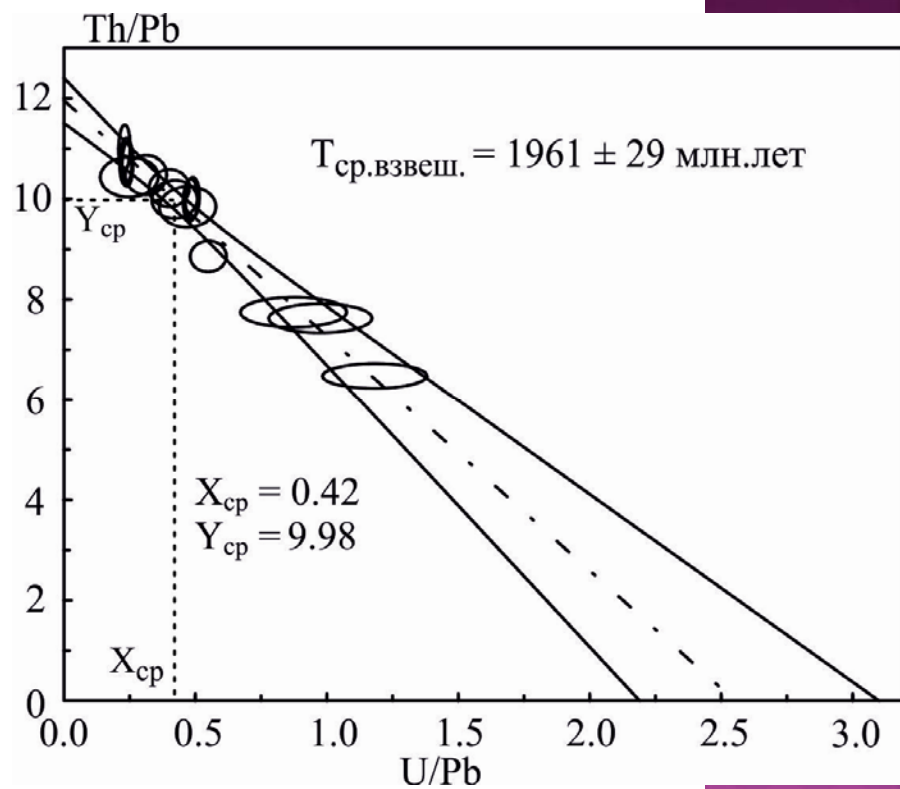
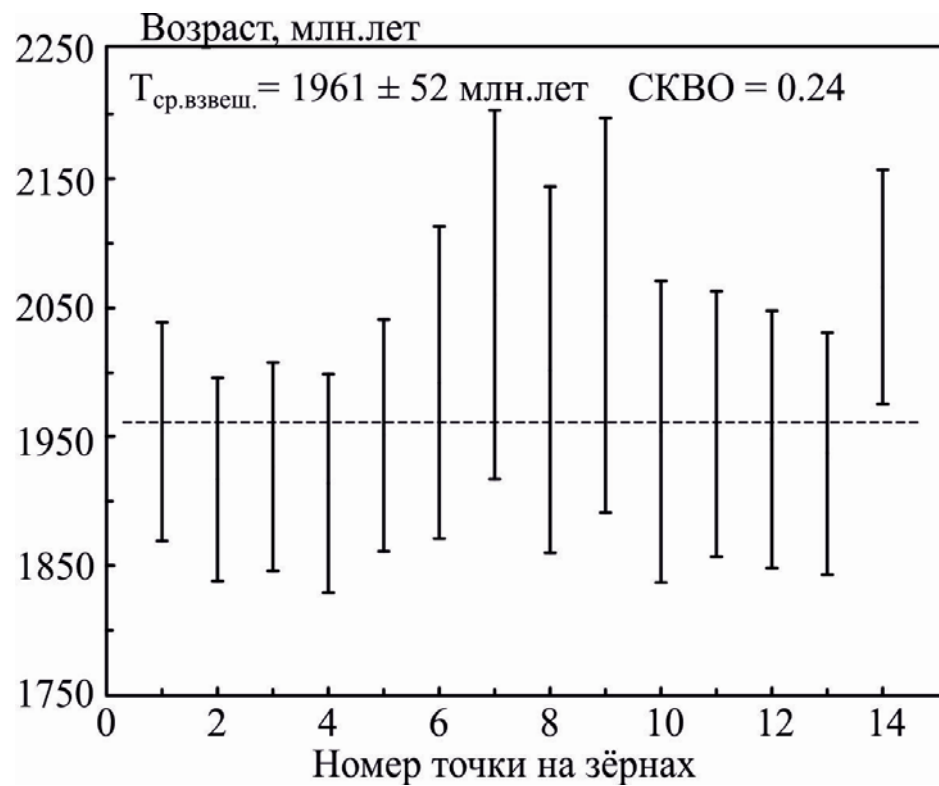


Рис. 8. Местоположение точек измерений и значения возрастов в монацитах из гранитоидов Романовского массива (обр. 8410/293)







Выводы:

1. Гранитоиды восточной части Воронцовской структуры отличаются от гранитов Коршевского массива (петротипа бобровского комплекса) высокими железистостью, концентрацией титана, фосфора, циркония, иттрия и тяжелых REE и отчетливой калиевой специализацией.
2. Геохимические особенности гранитоидов, такие как повышенная щелочность, при существенно калиевой специализации, высокая железистость, Повышенные концентрации Ti, P, Zr, Y и тяжелых REE, сближают их с анорогенными гранитами А-типа или с гранитоидами постколлизийных обстановок на стадиях распада коллизийных орогенов.
3. Дополнительным аргументом в пользу постколлизийной обстановки формирования гранитоидов Романовского и Ворошиловского массивов, является тот факт, что их возраст определенный по моноцитам (1984 ± 20 млн. и 1961 ± 29 млн. лет) оказывается несколько моложе возраста постколлизийного высокотемпературного низкобарического зонального метаморфизма метаосадочных пород воронцовской серии, оцененного также по моноцитам в интервале 2002-2015 млн. лет.

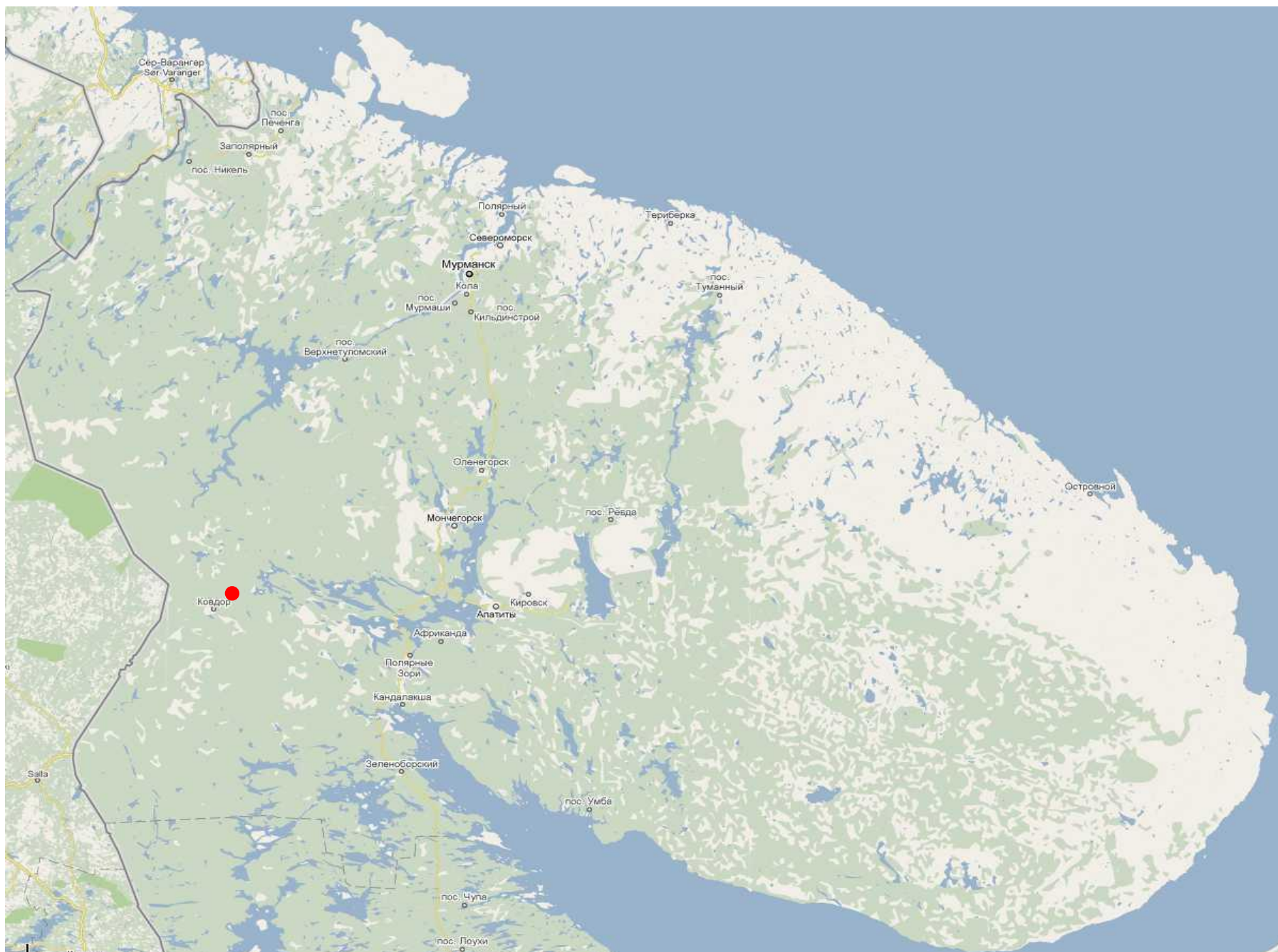
Спасибо за внимание!

СЕКЦИЯ СТРАТИГРАФИИ, ГЕОЛОГИИ
И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ФАНЕРОЗОЯ

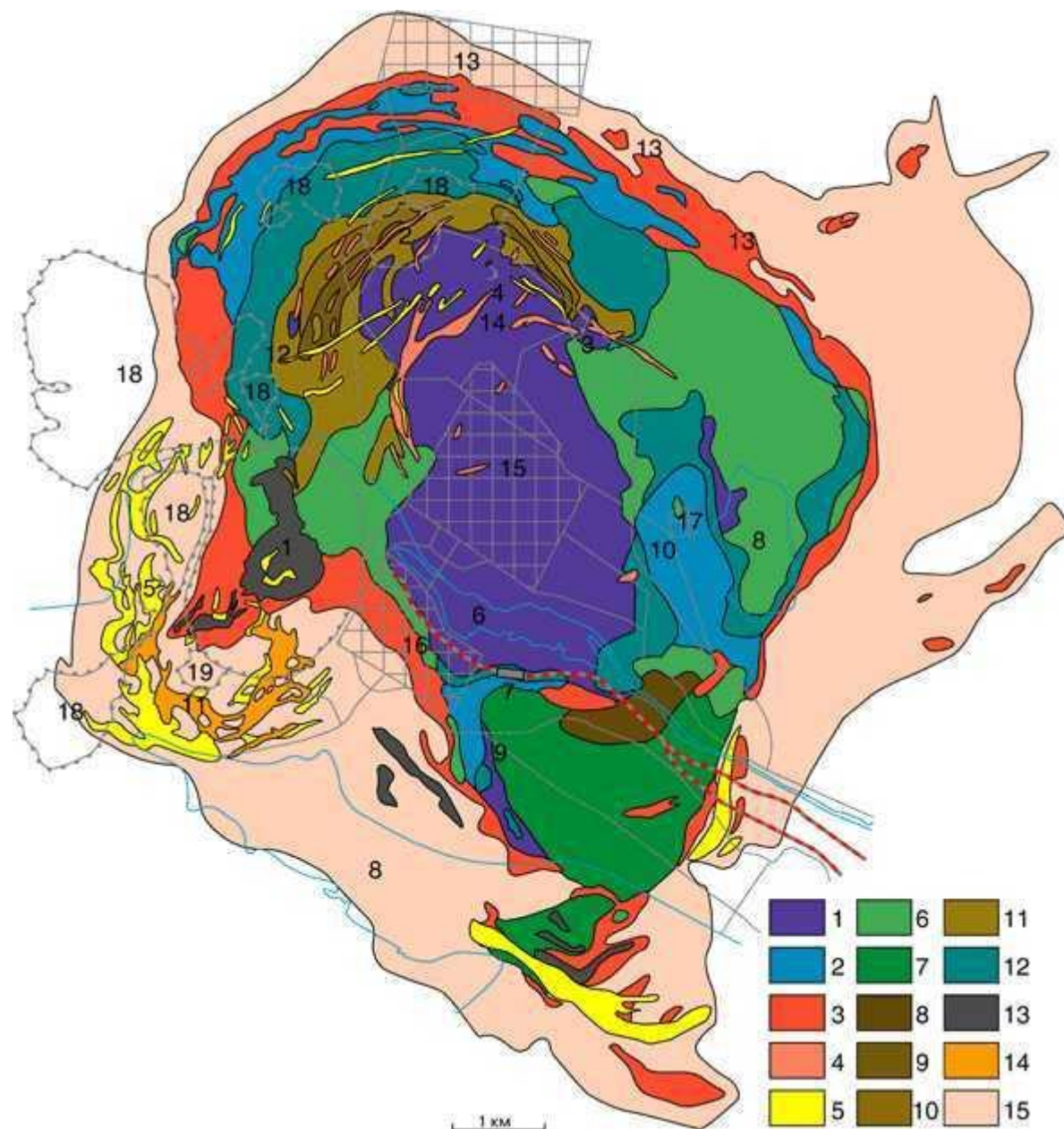
Строение и вещественный состав
коры выветривания западного
участка месторождения апатит-
штаффелитовых руд Ковдорского
массива щелочно-ультраосновных
пород и карбонатитов

В.А. Жабин

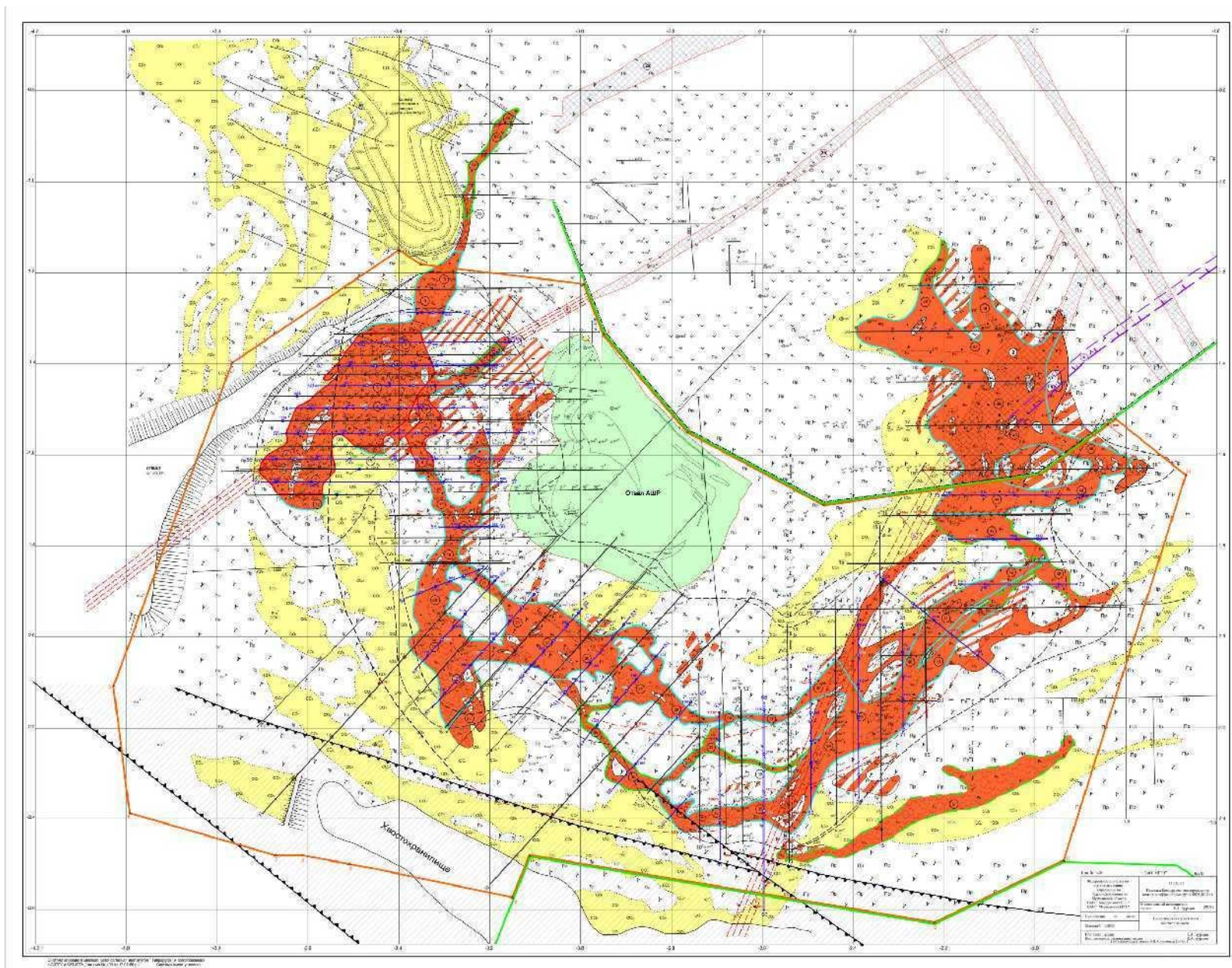
Географическое положение.



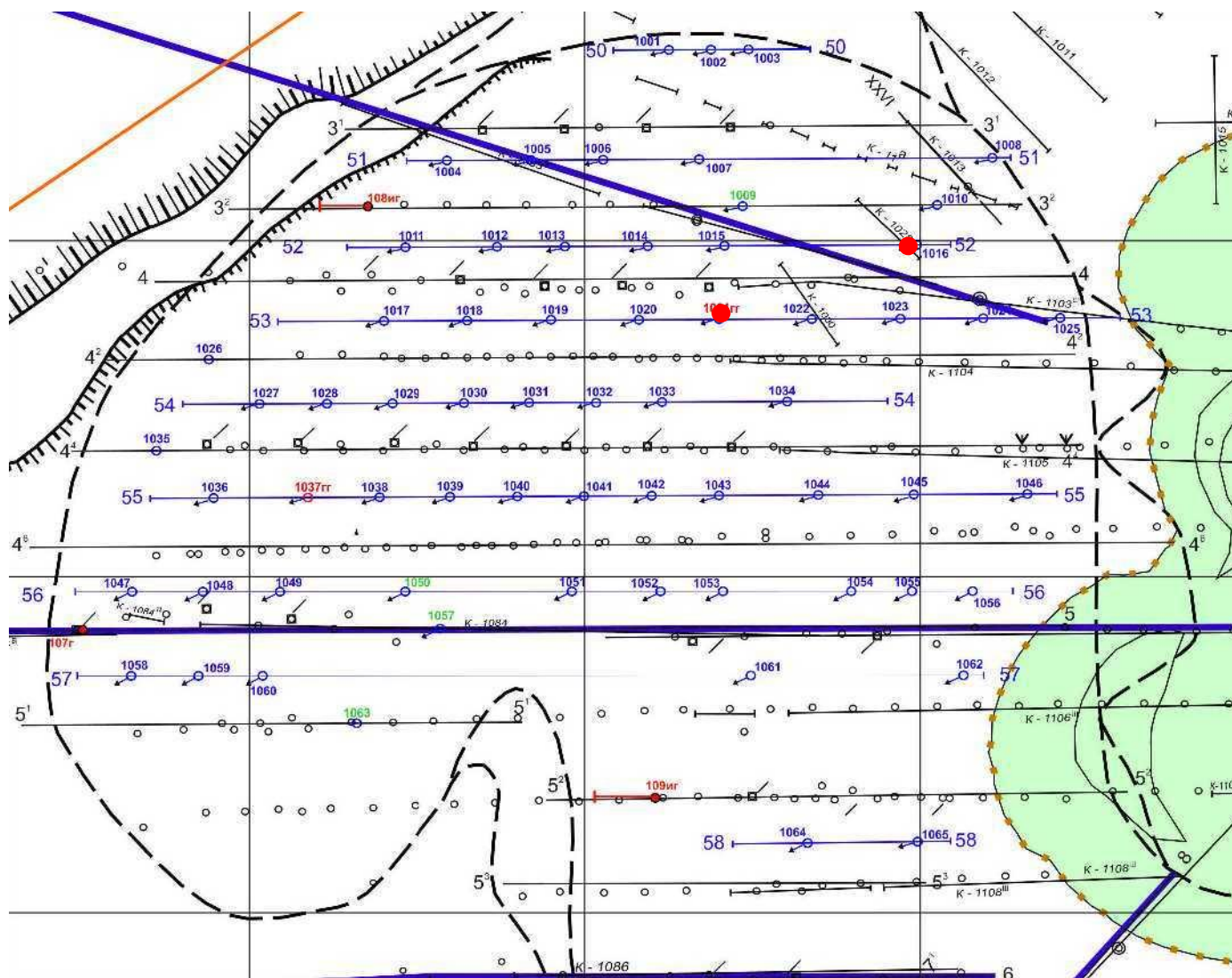
Схематическая геологическая карта Ковдорского массива , Мурманская область. Авторы: Сулимов Б.И., Кольцова Т.П., Нечаев С.А., Афанасьева Н.В., Домбровская Т.П. (Ковдорская ГРП).



Геологическая карта апатит-штаффелитового месторождения



Участок работ «Западный»



Геологическая карта Мурманской области

Масштаб: 1:500

Составитель: геолог
Компьютерное оформление: геолог
(из материалов отчетов Б.М. Сулейманова, 1978г.)

ИЗДАНИЕ
Рисунки подготовлены по
материалам отчетов
ОАО "Калевский ГОК"
ОАО "Мурманск ГЭС"

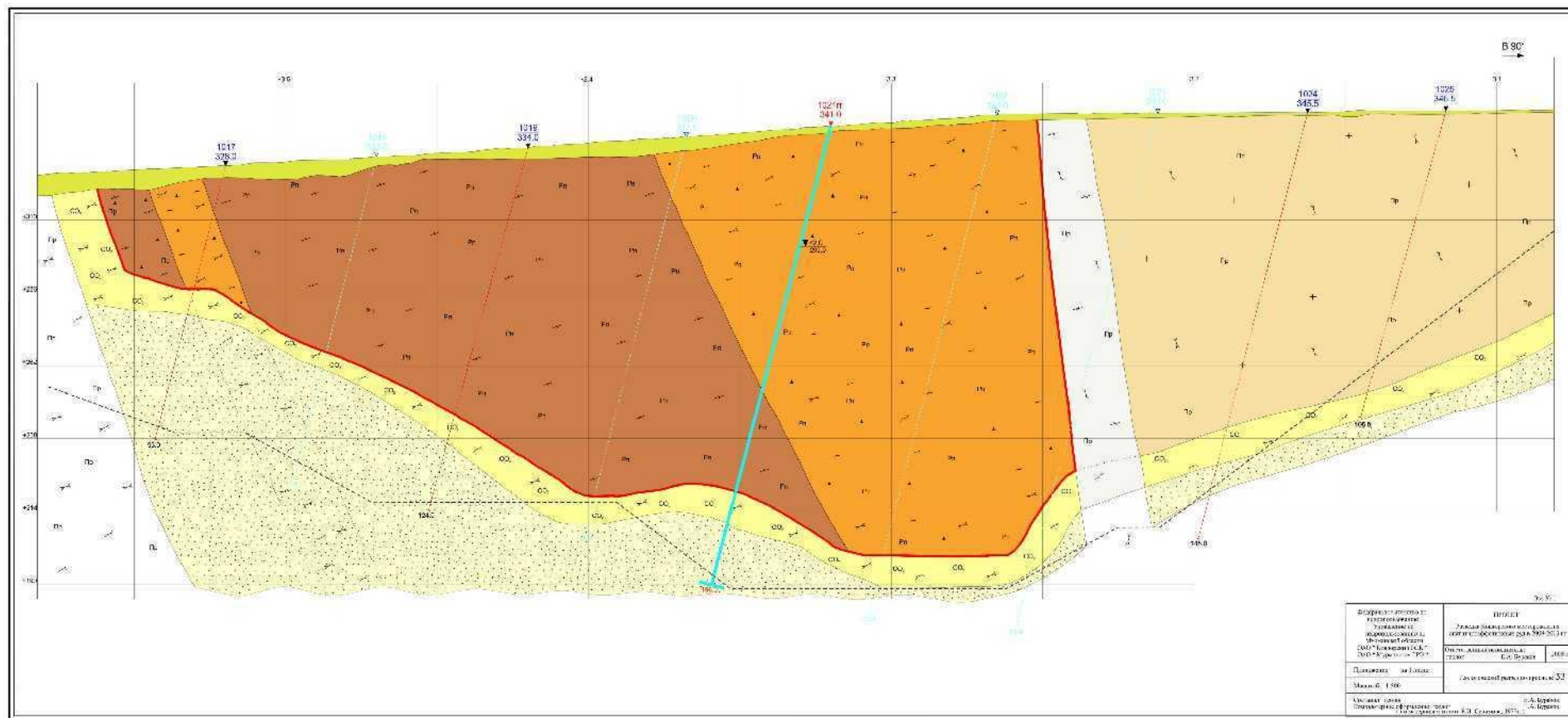
Отвественный исполнитель:
геолог Е.А. Бураков 2009г.

Пояснение: не в изд.
Масштаб: 1:500

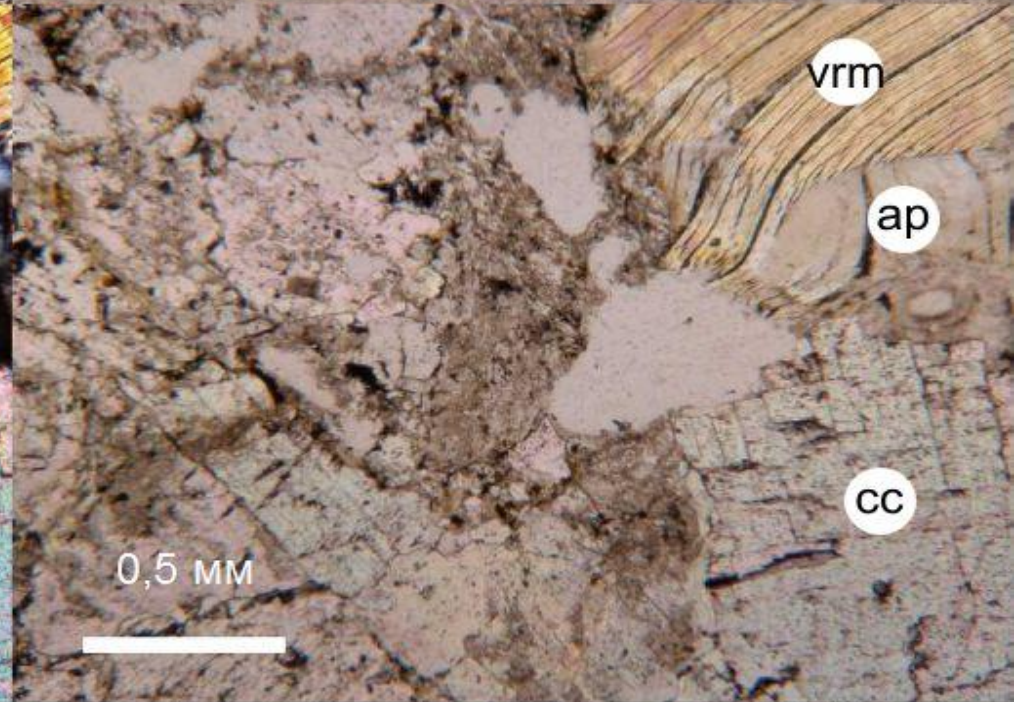
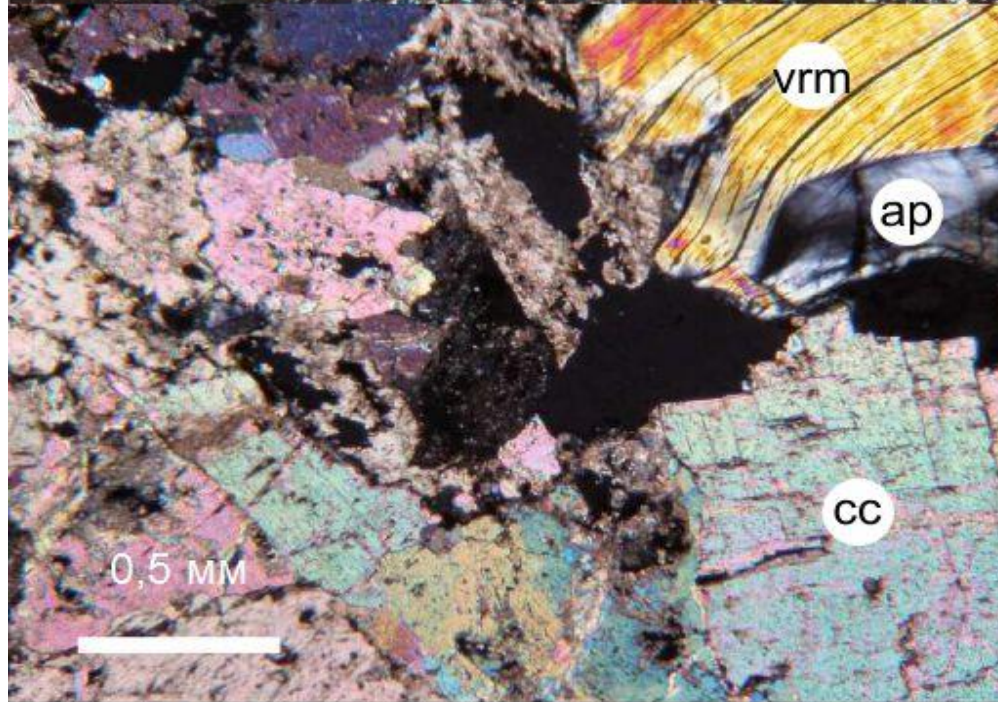
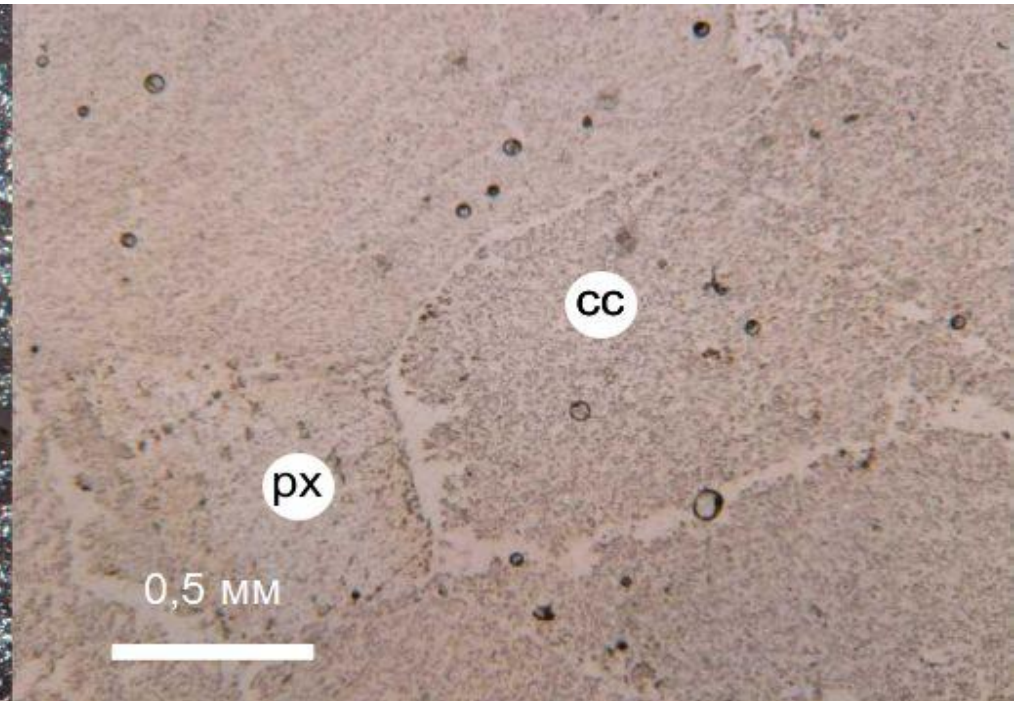
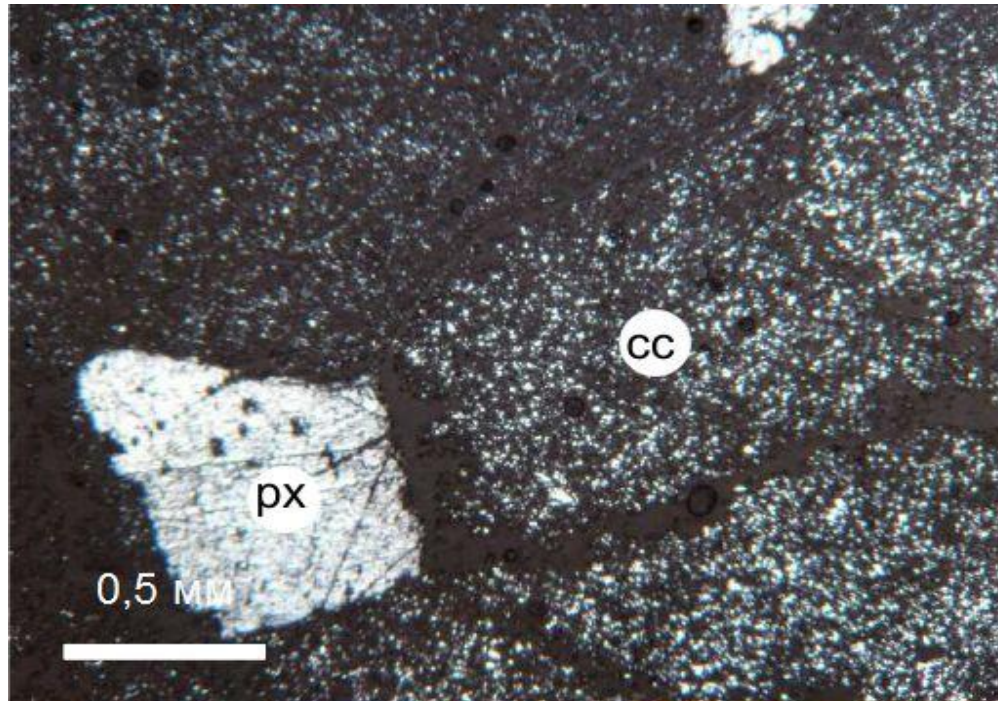
Геологический разрез по профилю 52

Е.А. Бураков
Р.А. Ткачев

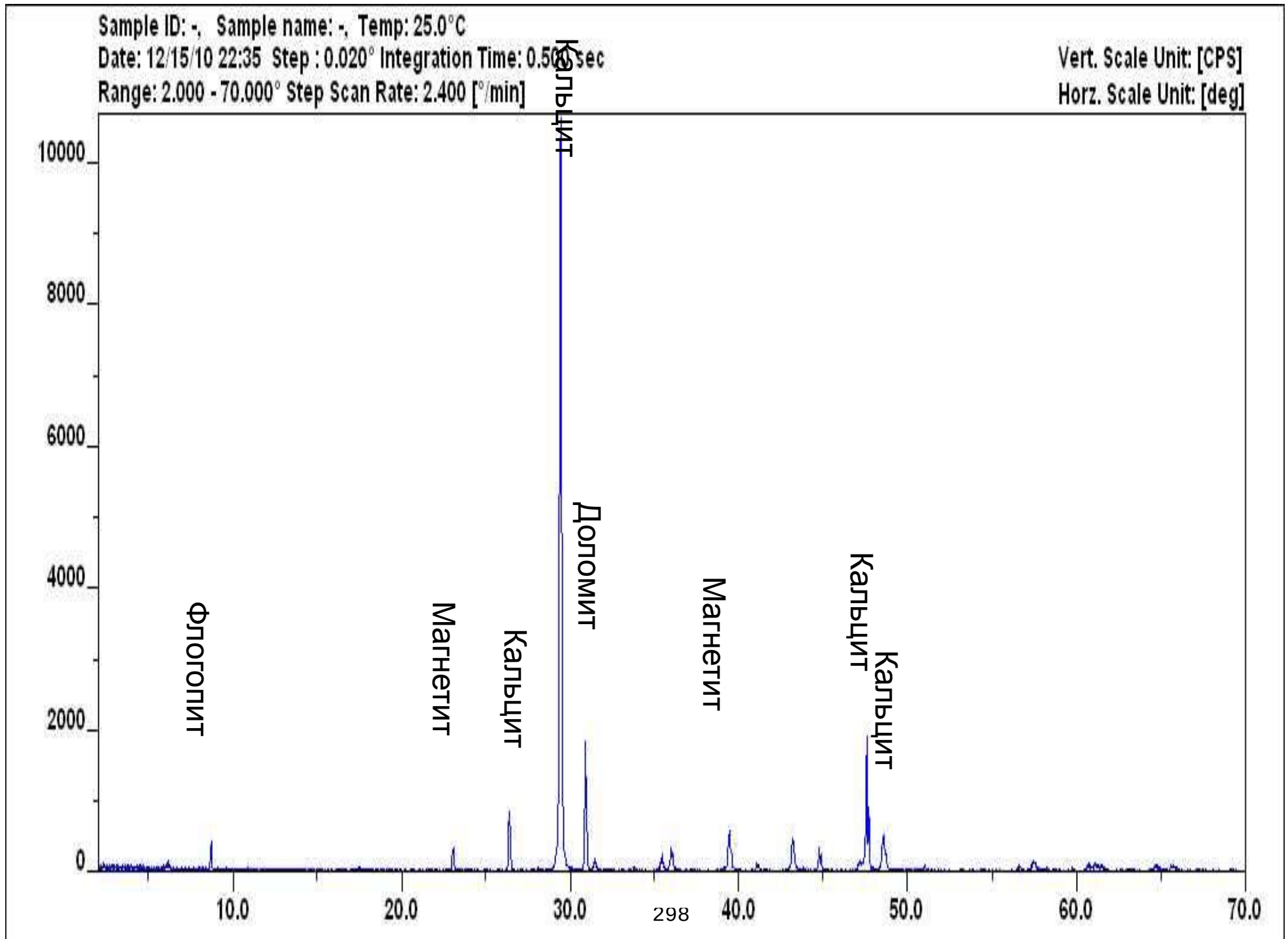
Геологический разрез по профилю 53



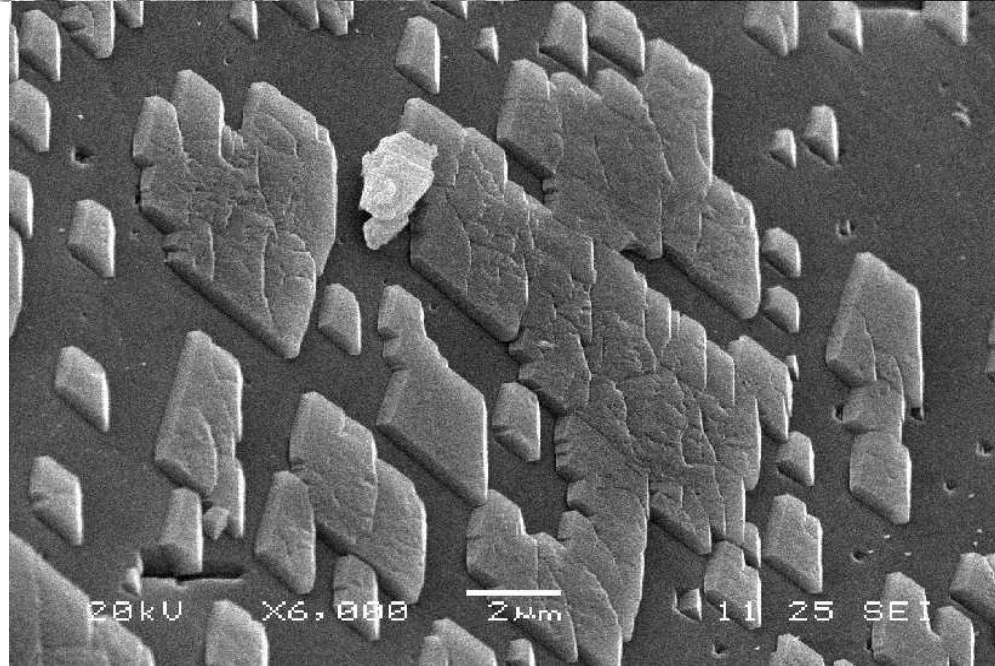
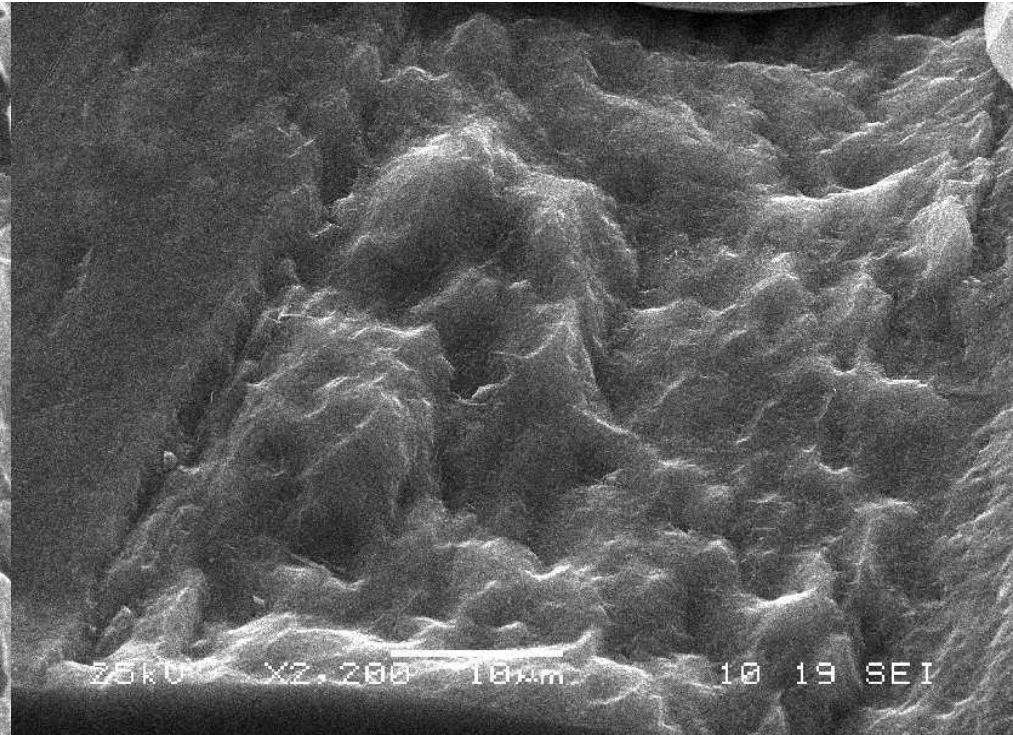
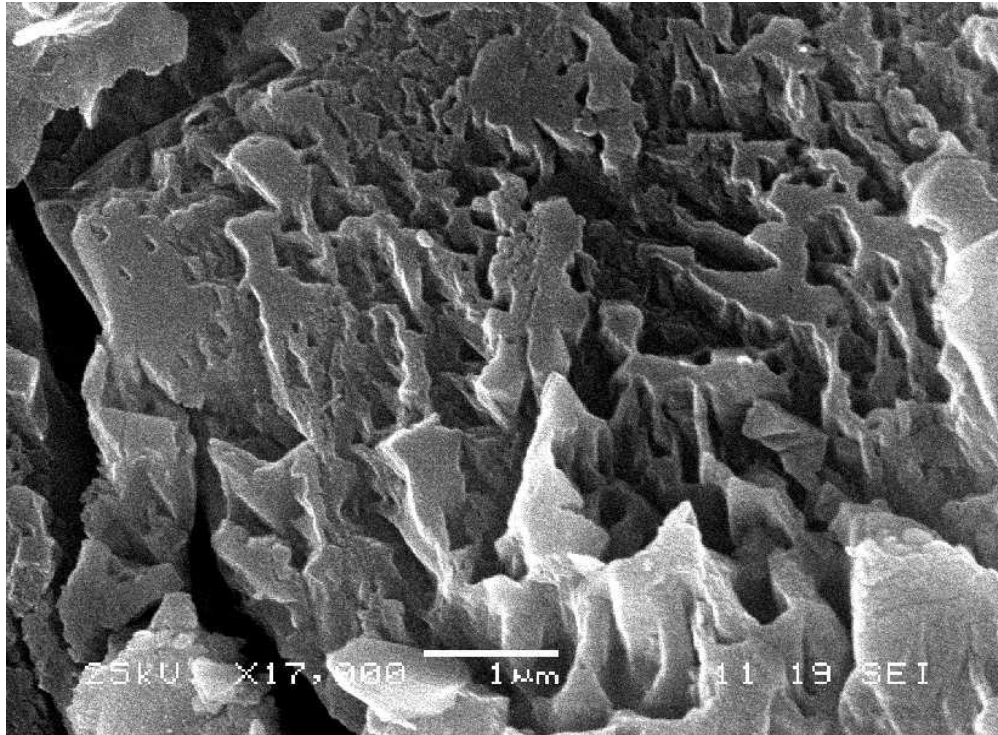
Карбонатиты под оптическим микроскопом.



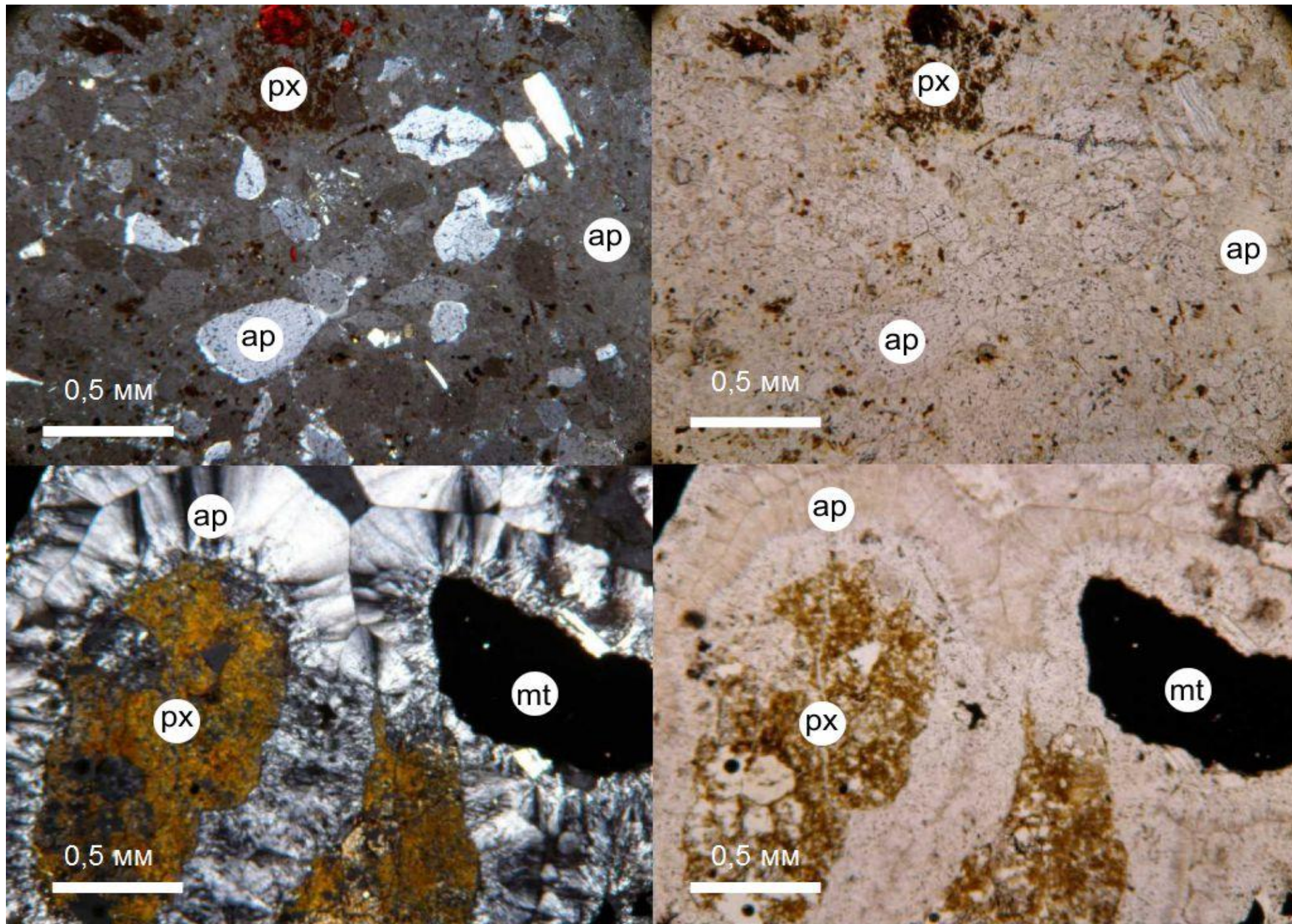
Рентгенограмма карбонатитов.



Структура карбонатитов под электронным микроскопом.



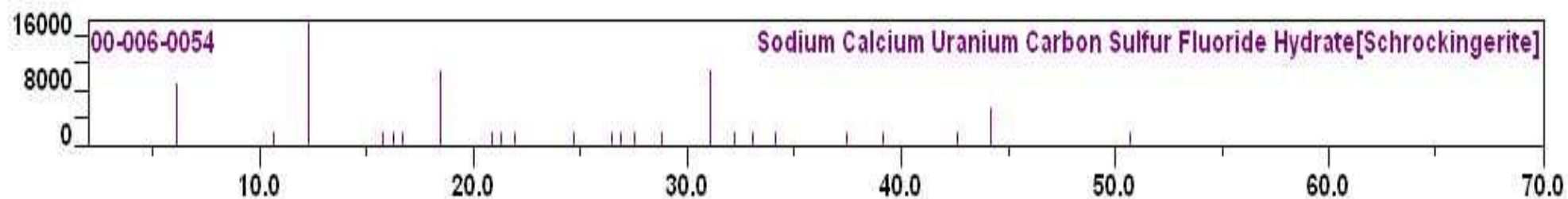
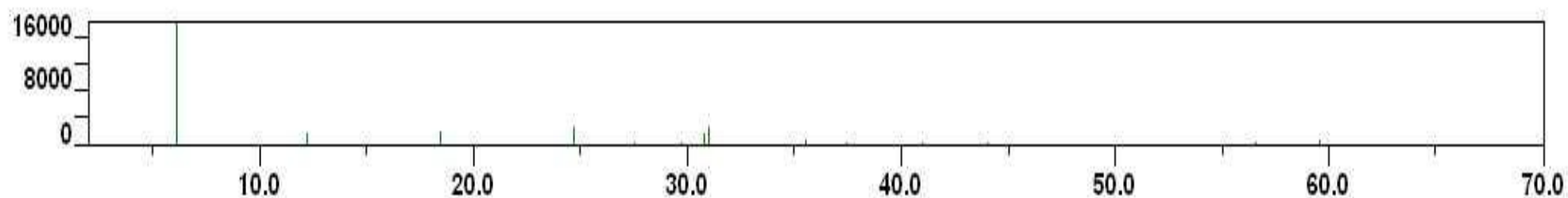
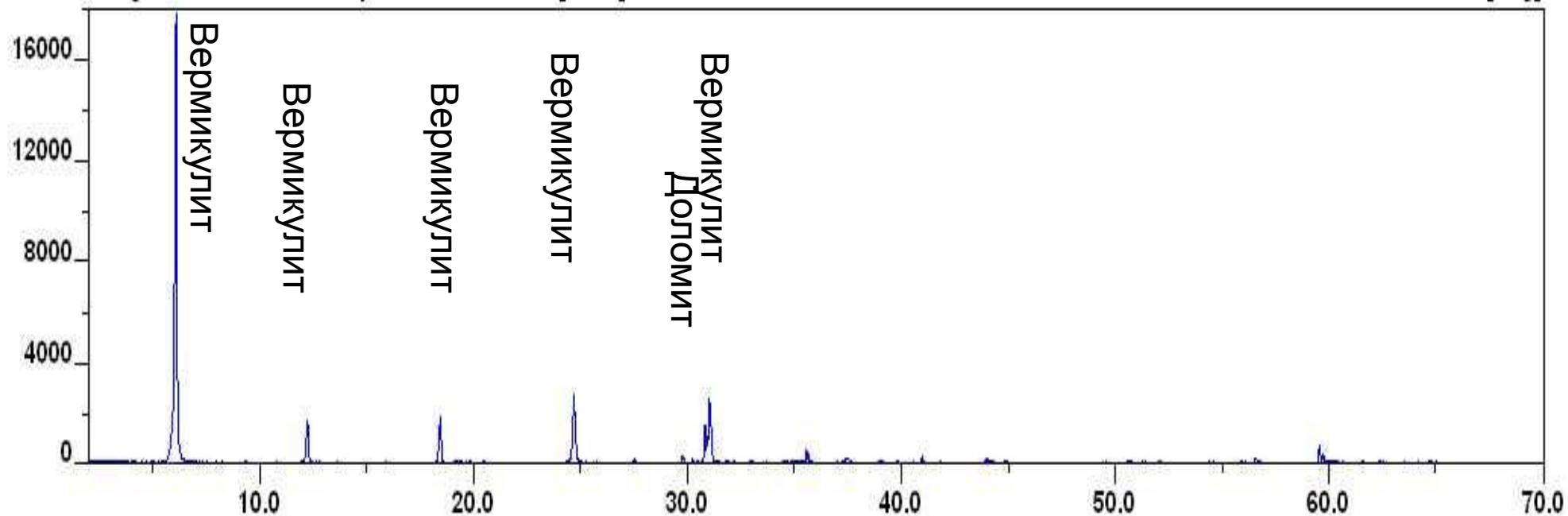
Штаффелит под оптическим микроскопом.



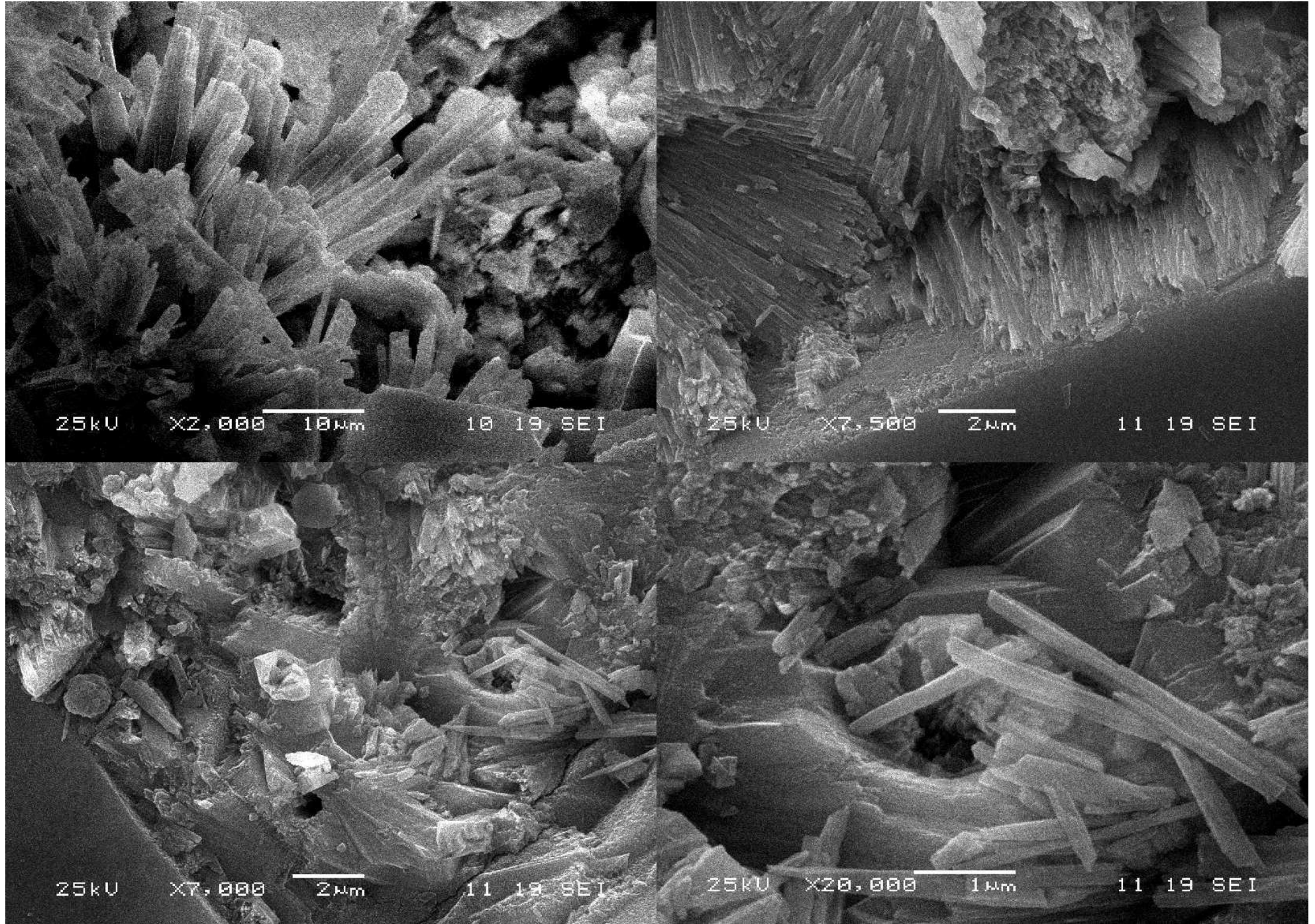
Состав рыхлой разновидности апатит-штаффелитовой руды по данным рентгенофазового анализа.

Sample ID: -, Sample name: -, Temp: 25.0°C
 Date: 12/15/10 13:39 Step : 0.020° Integration Time: 1.000 sec
 Range: 2.000 - 70.000° Step Scan Rate: 1.200 [°/min]

Vert. Scale Unit: [CPS]
 Horz. Scale Unit: [deg]



Структура апатита из рудной зоны под электронным микроскопом.

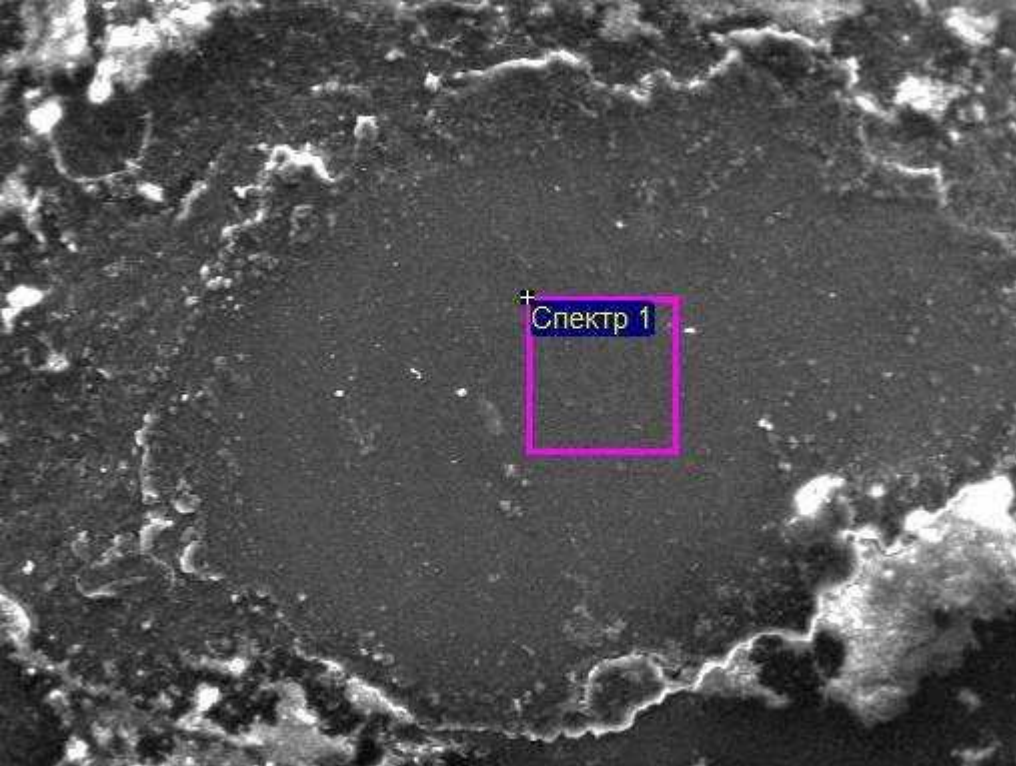




Белый



Голубовато-зеленый

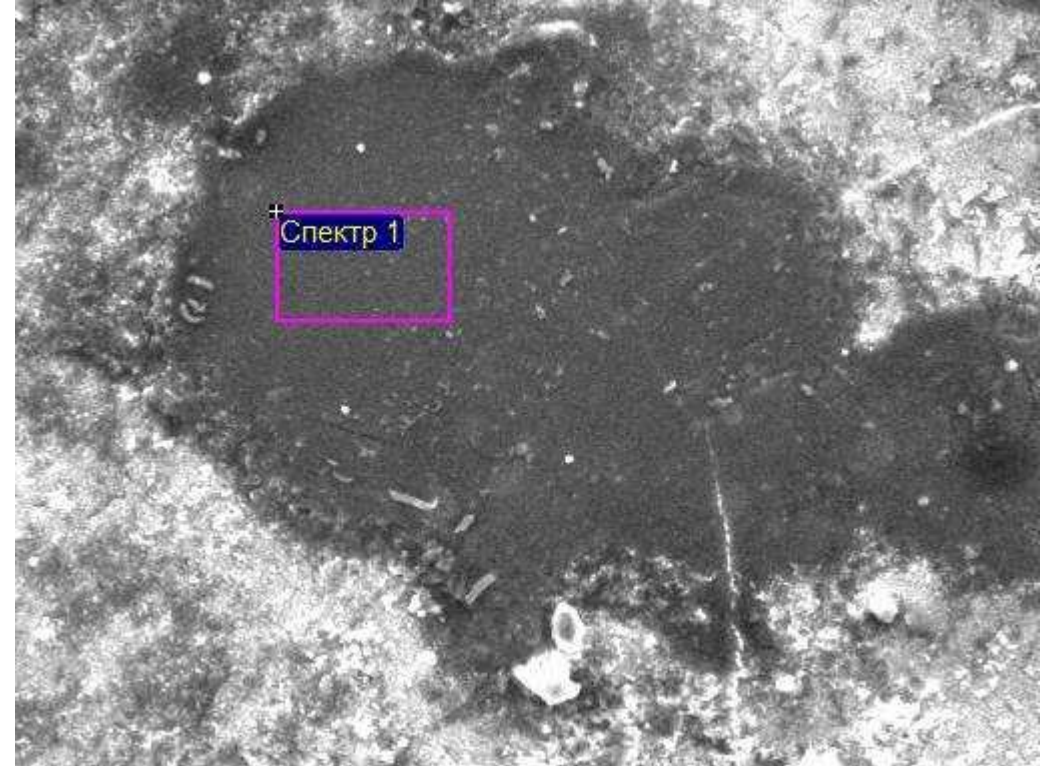


100мкм

Электронное изображение 1

Элемент	Весовой %	Атомный%
O	43.22	61.36
F	5.38	6.43
Na	0.52	0.52
P	16.93	12.42
Cl	0.43	0.27
Ca	33.52	19.00

Белый



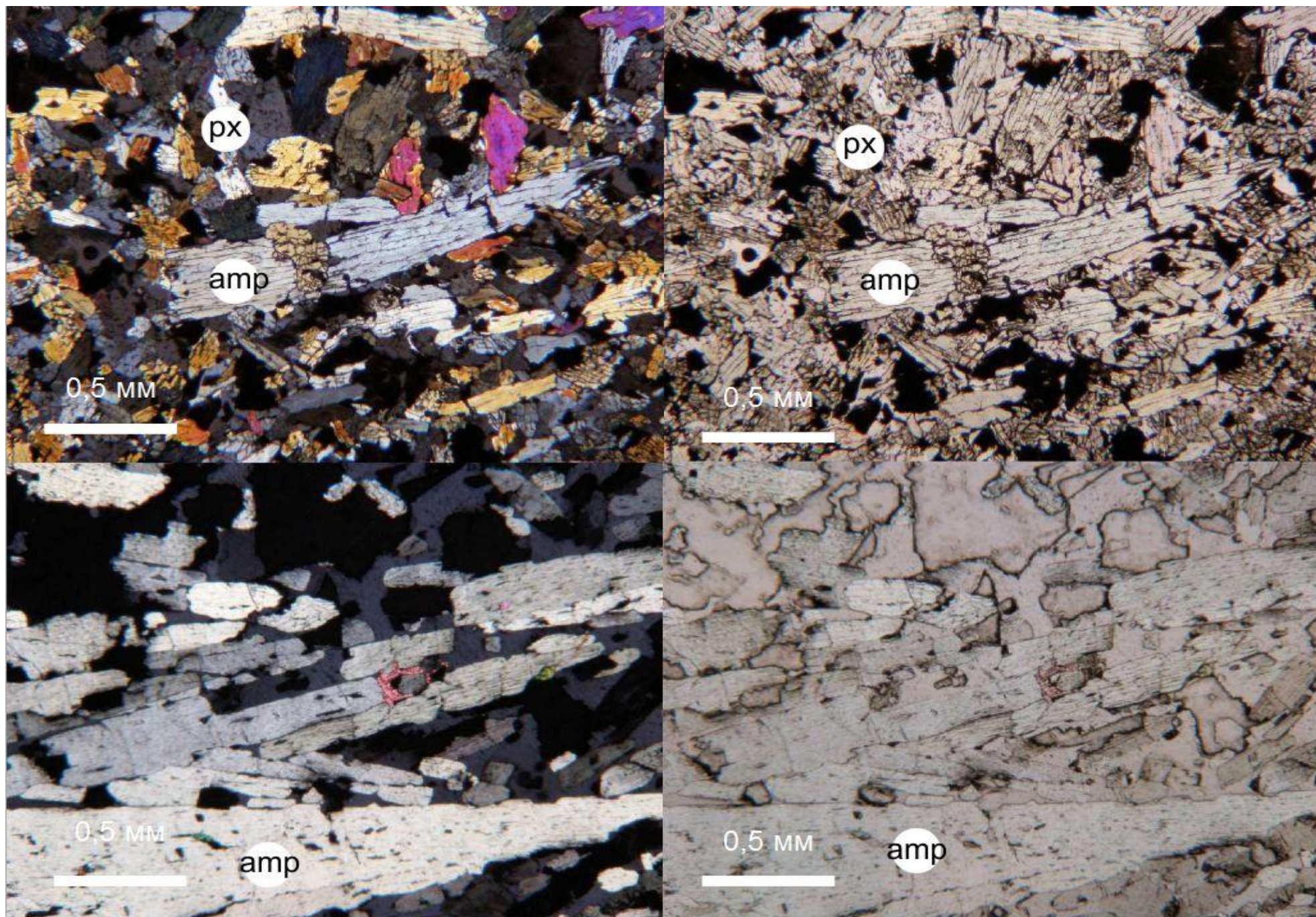
100мкм

Электронное изображение 1

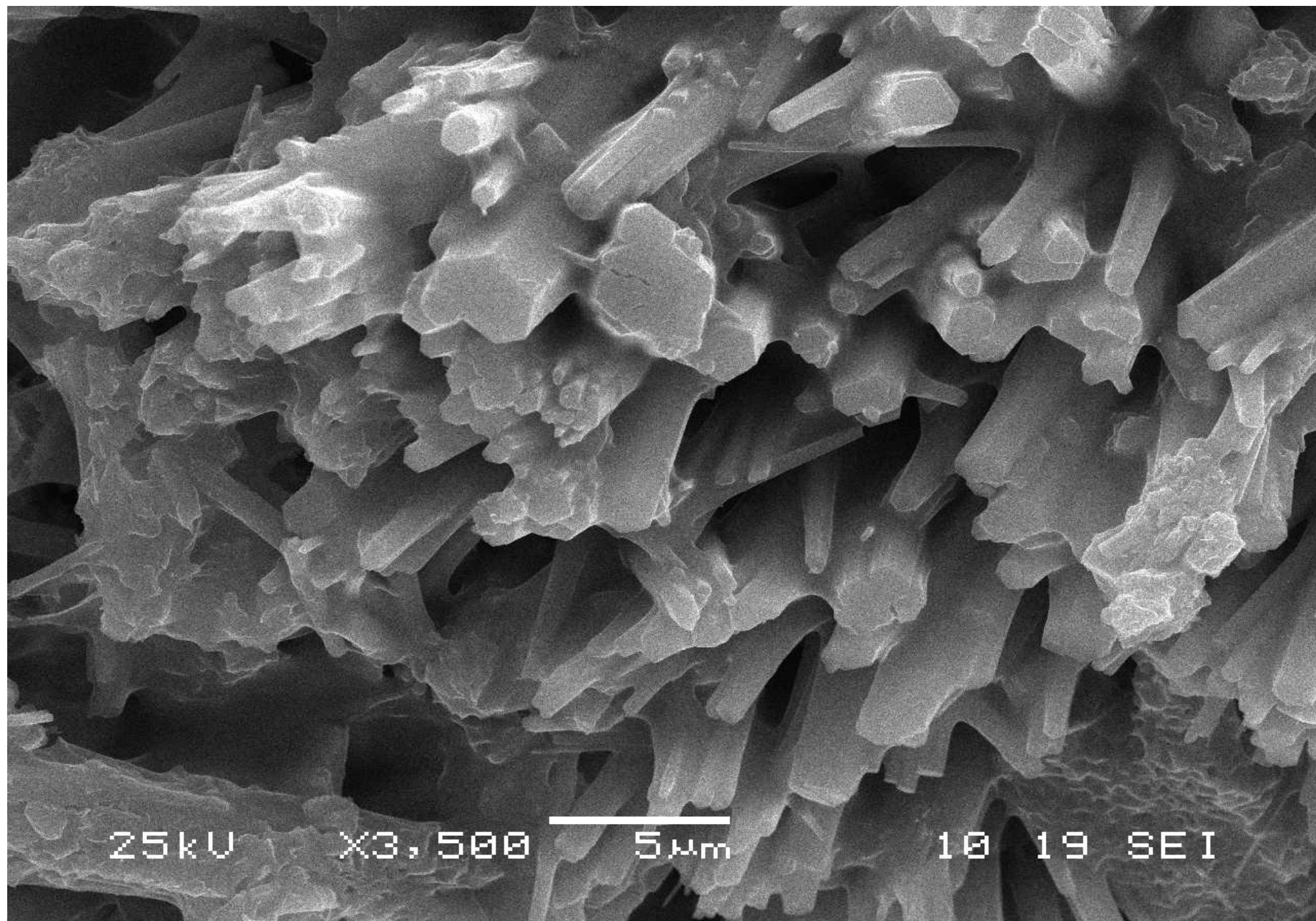
Элемент	Весовой %	Атомный%
C	16.18	27.34
O	34.92	44.30
F	2.86	3.05
P	14.78	9.69
Ca	30.15	15.27
Cu	0.58	0.18
Zn	0.53	0.17

Голубовато-зеленый

Ксенолиты фенитов под оптическим микроскопом.



Структура фенита под электронным микроскопом.

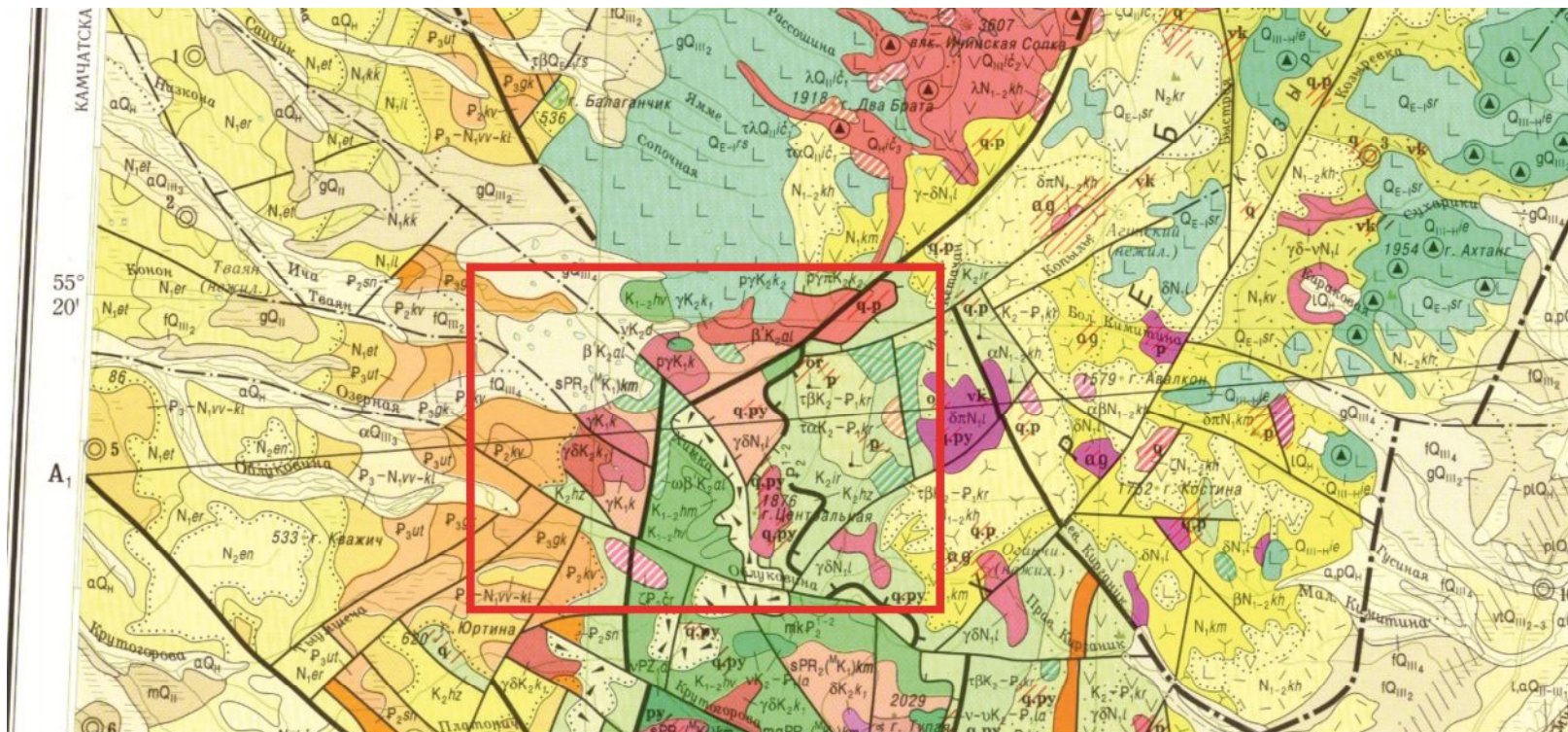


СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Тектоническая позиция и вещественный состав
медно-никелевого месторождения Шануч
(Центральная Камчатка).

Выполнил магистр
2 года обучения Лебедев К.А

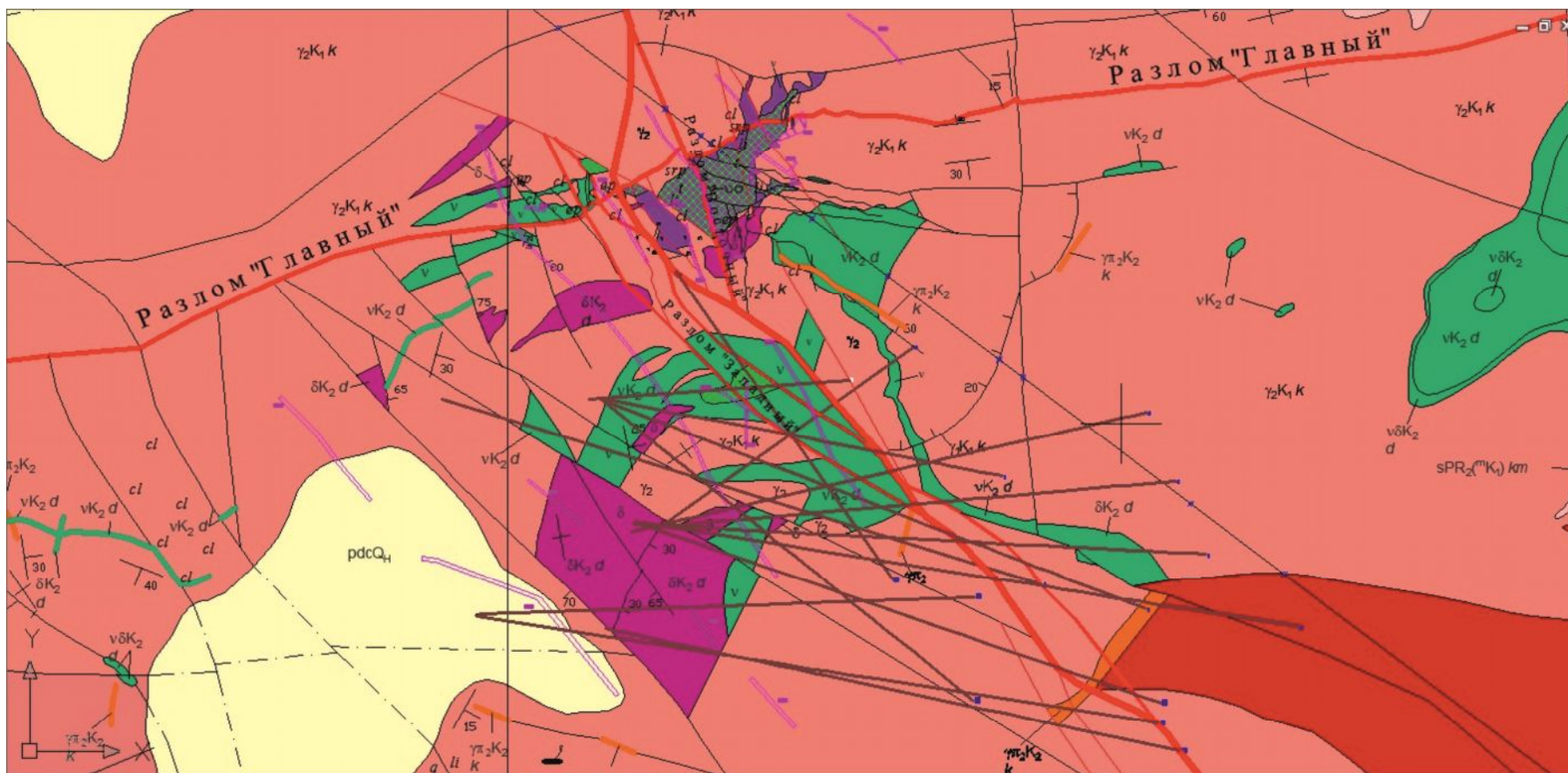
Схема геологического строения Шанучского рудного узла



Масштаб 1:1000000

$\gamma\delta N_1 I$	Лавкинский ПК гранодиоритовый	$\rho\gamma K_2 k$	Крутогоровский ПК гнейсо-плагиогранитовый
$K_2 k$	Карагинский ПК габбро-дунит-гарцбургитовый	$sPR_2(K_2)km$	Камчатская метаморфическая серия
$K_2 d$	Дукукский ПК габбро-дунит-картлондитовый	$q-py$	Метасоматиты, кварц-пиритовые
$\omega\beta K_2 al$	Алисторский ВК пикрит-базальтовый		

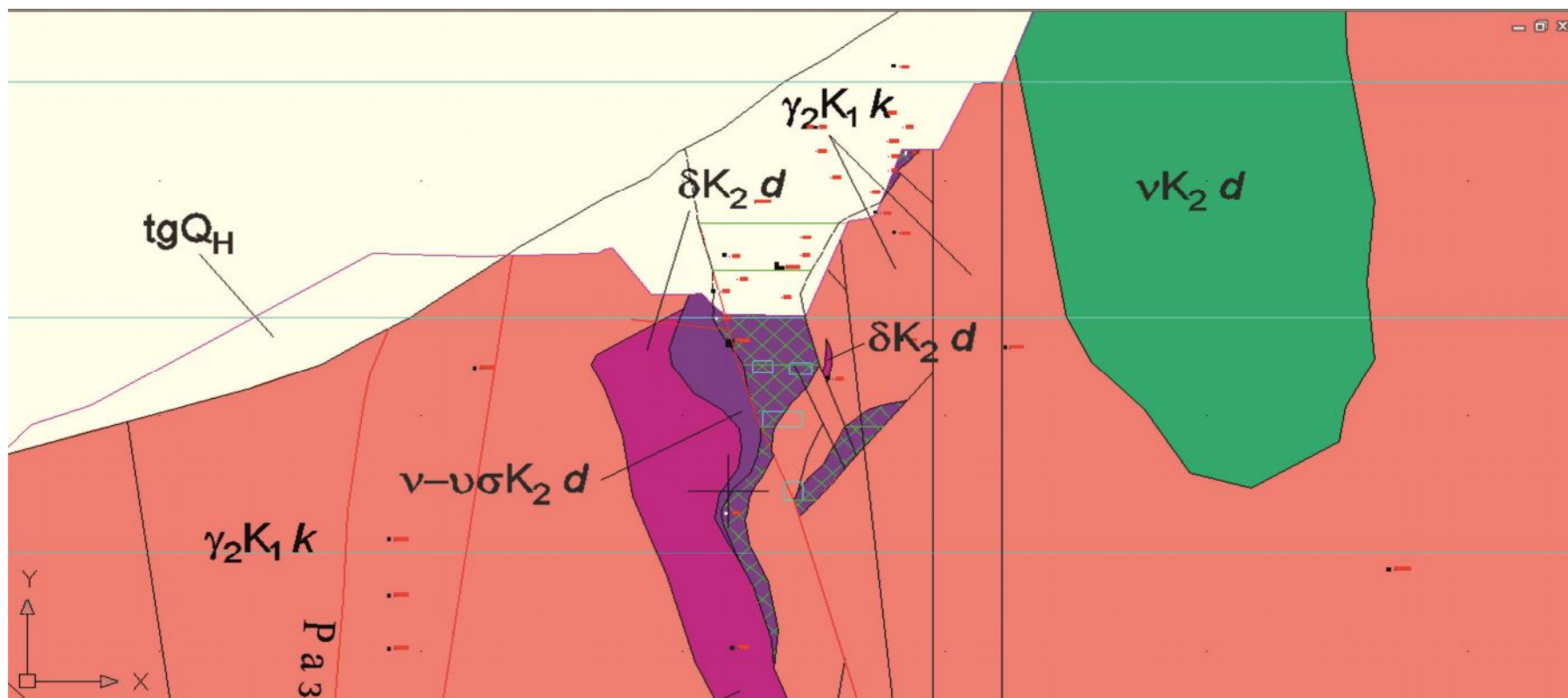
Схема геологического строения месторождения Шануч.



Масштаб 1:10000

- Рыхлые четвертичные отложения
- Кольский комплекс плагиогранит-гранодиоритовый
- Поздний мел. Дукукский комплекс габбро-перидотитовый
- Поздний мел. Крутогоровский комплекс гнейсоплагиогранитовый
- Полезные ископаемые

Геологический разрез месторождения Шануч.



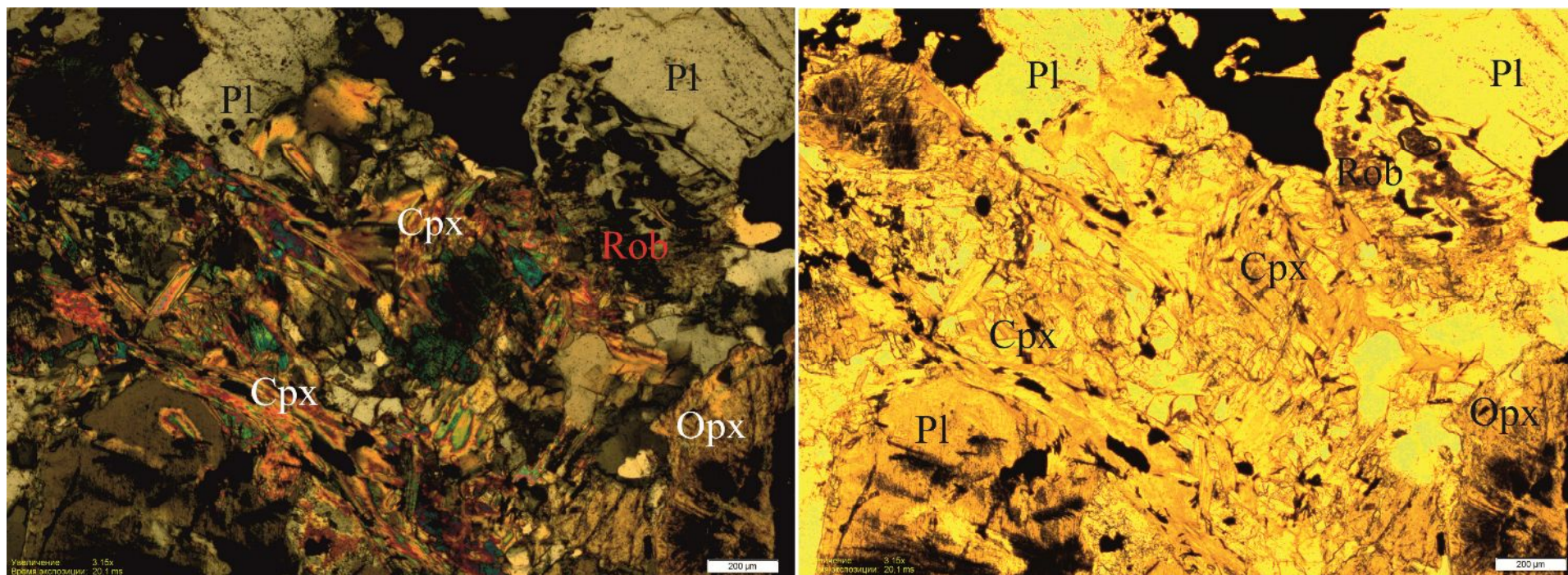
Масштаб: вертикальный 1:5000
горизонтальный 1:10000

- Поздний мел. Дукукский комплекс габбро-перидотитовый
- Поздний мел. Крутогоровский комплекс гнейсоплагиогранитовый
- Полезные ископаемые

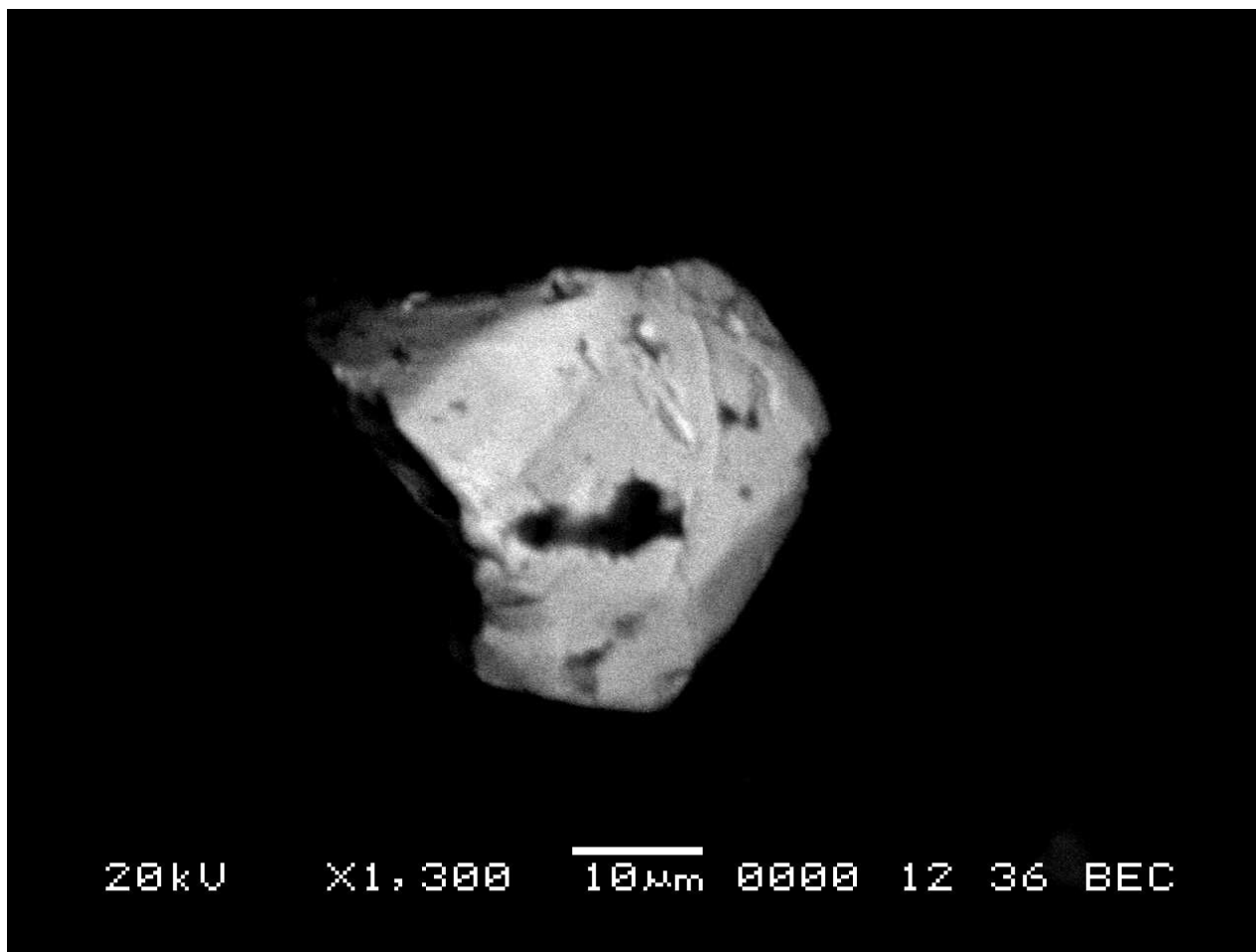
Взаимодействие Камчатского и Алеутского структурного направления



Габбро-норит

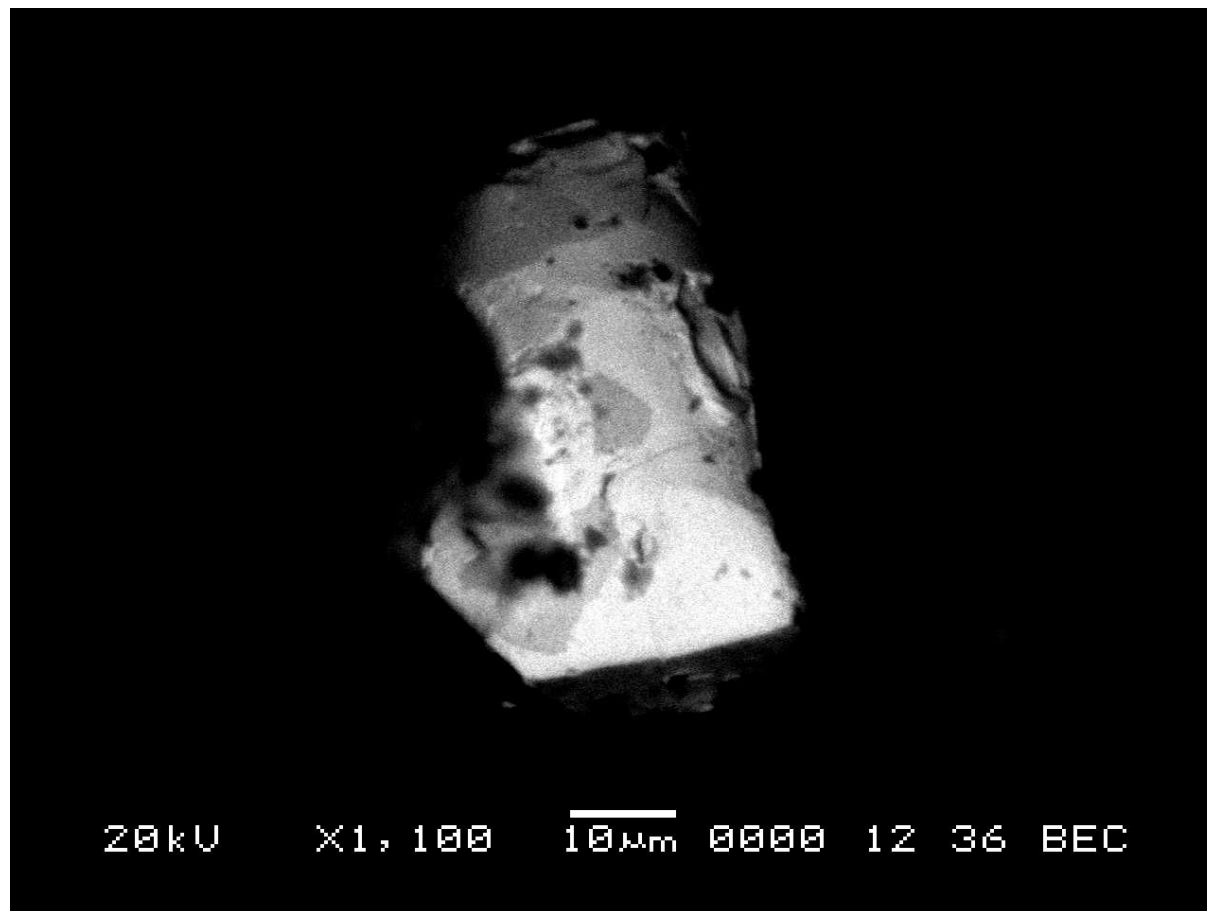


Майченерит



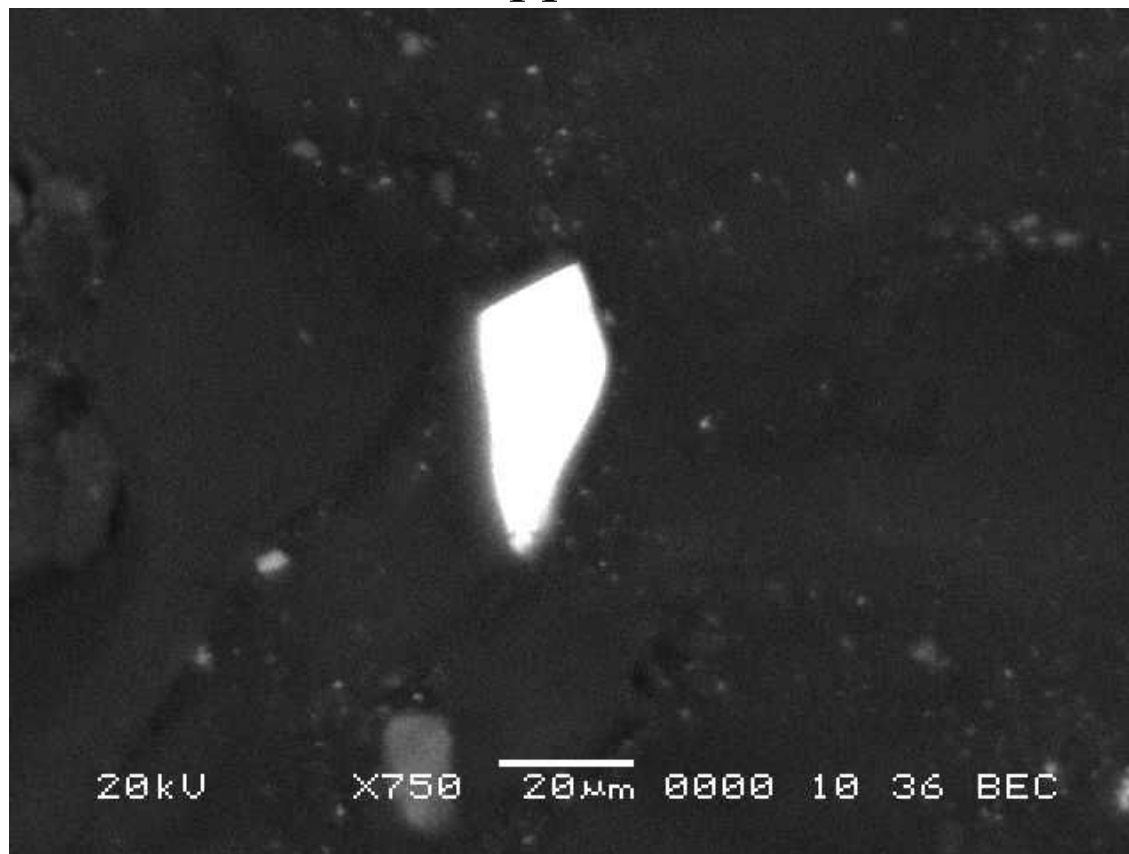
Элемент	Весовой %	Атомный%
Pd L	27.60	37.88
Te L	25.92	29.66
Bi M	46.48	32.47
Итоги	100.00	

Золото



Элемент	Весовой %	Атомный%
Fe K	2.61	7.90
Ag L	11.39	17.84
Au M	85.29	73.14
Итоги	100.00	

Сперрилит



Элемент	Усл.	Интенсивность	Весовой %	Весовой %	Атомный%
S K	0.21	0.5908	0.34	0.17	1.18
Fe K	0.33	1.2563	0.26	0.18	0.52
Ni K	0.00	1.1554	0.00	0.00	0.00
As L	67.32	1.4729	44.14	0.55	66.38
Pt M	39.41	0.6889	55.26	0.56	31.91
Итоги			100.00		

Спасибо за внимание!