

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи



Пилицына Анфиса Владимировна

Состав, строение, возрасты и обстановки формирования метаморфических комплексов Жельтавского террейна (юго-восточная часть Чу-Илийских гор, Южный Казахстан).

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук
член-корр. РАН
К.Е. Дегтярёв

Москва – 2019

СОДЕРЖАНИЕ

Глава 1. Общая характеристика работы	4
Глава 2. Введение	12
Глава 3. Геологическое строение и структурное положение Жельтавского террейна в пределах западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	15
3.1. Геологическое строение анрахайского комплекса	19
3.2. Геологическое строение кояндинского комплекса	21
3.3. Фрагменты офиолитов и неметаморфизованные гранитоиды	26
Глава 4. Анрахайский метаморфический комплекс	27
4.1. Петрографическая характеристика ключевых разностей пород и химический состав главных породообразующих минералов	27
4.1.1. <i>Мусковит-хлоритовые ортогнейсы</i>	27
4.1.2. <i>Амфибол-биотитовые ортогнейсы</i>	28
4.1.3. <i>Амфиболиты</i>	29
4.2. Химические составы ключевых разностей пород	30
4.2.1. <i>Амфибол-биотитовые и мусковит-хлоритовые ортогнейсы</i>	31
4.2.2. <i>Амфиболиты</i>	34
4.3. Метаморфизм ключевых разностей пород	36
4.4. U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования ключевых разностей пород анрахайского комплекса	38
4.2.1. <i>Мусковит-хлоритовые ортогнейсы</i>	38
4.2.2. <i>Амфибол-биотитовые ортогнейсы</i>	40
Глава 5. Кояндинский метаморфический комплекс	42
5.1. Петрографическая характеристика ключевых разностей пород	42
5.1.1. <i>Гранат-слюдяные сланцы</i>	42
5.1.2. <i>Мусковит-хлоритовые сланцы</i>	45
5.1.3. <i>Эклогиты и гранатовые клинопироксениты</i>	46
5.1.4. <i>Гранатовые и эпидотовые амфиболиты</i>	49
5.1.5. <i>Шпинелевые ультрамафиты</i>	50
5.2. Химические составы ключевых разностей пород	57
5.2.1. <i>Гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы</i>	57
5.2.2. <i>Эклогиты и гранатовые клинопироксениты</i>	59
5.2.3. <i>Гранатовые и эпидотовые амфиболиты</i>	63
5.2.4. <i>Шпинелевые ультрамафиты</i>	66
5.3. Химические составы минералов в ключевых разностях пород	71
5.3.1. <i>Гранат-слюдяные сланцы</i>	71
5.3.2. <i>Эклогиты и гранатовые клинопироксениты</i>	75
5.3.3. <i>Шпинелевые ультрамафиты</i>	79
5.4. Эволюция метаморфизма ключевых разностей пород	86
5.4.1. <i>Гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы</i>	86

5.4.2. Эклогиты и гранатовые клинопироксениты.....	93
5.4.3. Шпинелевые ультрамафиты.....	98
5.5. Изотопно-геохронологические исследования детритовых цирконов и Sm-Nd систематика метаосадочных пород кояндинского комплекса.....	104
Глава 6. Комплексы офиолитов.....	108
Глава 7. Эволюция и палеотектоническое положение комплексов Жельтавского террейна в докембрии.....	110
Глава 8. Составы и обстановки формирования протолитов эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и шпинелевых ультрамафитов кояндинского комплекса.....	114
Глава 9. Раннепалеозойский метаморфизм комплексов Жельтавского террейна.....	121
Глава 10. Геодинамическая эволюция комплексов Жельтавского террейна в раннем палеозое.....	125
Глава 11. Заключение.....	129
Список литературы.....	131
Приложения.....	143

Глава 1. Общая характеристика работы.

1.1. Актуальность исследования.

В последние десятилетия метаморфические комплексы, содержащие высокобарические и ультравысокобарические образования, являются одними из ключевых объектов исследований по всему миру (например, комплексы Дабе-Сулу, Китай; Богемский массив, Чехия; высокобарические комплексы Западной Норвегии; зерендинская серия Кокчетавского террейна, Северный Казахстан; и т.д.). Формирование подобных комплексов принято связывать с субдукцией фрагментов океанической или утоненной континентальной литосферы на значительные глубины (более 50 км), и их последующей эксгумацией, обусловленной различными тектоническими сценариями. В зависимости от состава протолита в результате высокобарического метаморфизма образуются гранатовые и шпинелевые перидотиты, эклогиты, гранат-кианитовые гнейсы, и т.д. Необходимо отметить, что (ультра)высокобарические породы гипербазит-базитового состава представляют особый интерес, поскольку в них реликты высокобарических парагенезисов сохраняются значительно чаще по сравнению с метаосадочными и метамагматическими гнейсами, образованными за счет пород кислого состава (Proyer, 2003; Ernst et al., 1998). Метаморфические комплексы, находящиеся в ассоциации с (ультра)высокобарическими породами, могут также быть представлены образованиями различного состава и ступеней метаморфизма, что связано с вовлечением в процессы субдукции и эксгумации пород с разных глубинных уровней. Таким образом, выявление метаморфических комплексов, содержащих породы (ультра)высокобарического происхождения, восстановление их P-T-t эволюции, анализ химического и минерального составов пород и выводы о составах и обстановках формирования их протолитов, а кроме того выделение ключевых разностей метаморфических пород, ассоциирующих с (ультра)высокобарическими образованиями, и установление их соотношений позволяют проводить надежные палеогеодинамические реконструкции в изучаемом регионе.

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающей Казахстан, Тянь-Шань и северо-западную часть Китая, метаморфические комплексы, содержащие высокобарические и ультравысокобарические образования, приурочены к структурам докембрийских террейнов, отделенных друг от друга палеозойскими комплексами, сложенными островодужными и аккреционными образованиями и фрагментами офиолитов. На фоне относительно хорошо изученных метаморфических комплексов Кокчетавского (зерендинская серия), Иссык-Кульского (макбальский комплекс), Чуйско-Кендыктасского (актюзский комплекс) террейнов, метаморфические комплексы

Жельтавского террейна в Южном Казахстане оставались слабо охарактеризованными. Полученные в результате исследований новые, а во многих случаях первые, данные о структурном положении, составах, P-T параметрах формирования метаморфических пород Жельтавского террейна и предполагаемых составах и обстановках образования их протолитов позволили реконструировать основные этапы тектонической эволюции докембрийских комплексов в Чу-Илийском регионе Южного Казахстана, а также провести корреляцию полученных результатов с данными по аналогичным метаморфическим комплексам западной части Центрально-Азиатского пояса.

1.2. Цели и задачи исследований.

Основной целью научной работы являлось комплексное изучение метаморфических пород различного генезиса и ступеней метаморфизма в Жельтавском террейне, интерпретация полученных данных и сопоставление с уже имеющимися результатами для сходных образований в других областях Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Исходя из этого, в рамках исследований были поставлены и решены следующие задачи:

- 1) выделить репрезентативные разности среди метаморфических пород Жельтавского террейна для детального изучения, охарактеризовать их геолого-структурное положение и распространенность;
- 2) получить возможные оценки возраста формирования и/или метаморфических преобразований для выделенных преобладающих метаморфических пород;
- 3) провести исследования химического и минерального составов основных разностей метаморфических пород для восстановления их P-T эволюции, а также охарактеризовать составы и обстановки формирования их дометаморфических протолитов;
- 4) реконструировать палеотектоническое положение метаосадочных и метамагматических комплексов Жельтавского террейна в докембрии и раннем палеозое.

1.3. Научная новизна.

В пределах западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса ранее наиболее детально были описаны высокобарические комплексы Кокчетавского террейна (эклогиты, гранатовые и шпинелевые перидотиты, алмаз- и коэсит-содержащие гнейсы зерендинской серии (Кушев и Виноградов, 1978; Claoué-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1993, Okamoto et al., 2000; Katayama et al., 2001 и мн. др.)), Иссык-Кульского террейна (эклогиты и сланцы макбальского комплекса (Togonbaeva et al., 2009; Meyer et al., 2013)), Чуйско-Кендыктасского террейна (эклогиты актюзского комплекса (Orozbaev et al., 2010; Kröner et

al., 2012; Klemd et al., 2014), комплексы Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня (эклогиты и метапелиты (Бирюков, 1988; Hegner et al., 2010; Tan et al., 2017; Liu et al., 2013; Zhang et al., 2013; Soldner et al., 2016), где основное внимание уделялось оценке возраста метаморфизма высокобарических образований, P-T параметрам и в меньшей степени составу их протолитов. В то же время для метаморфических пород Жельтавского террейна были получены лишь фрагментарные данные о возрастах гнейсовых комплексов (Kröner et al., 2007). Была получена U-Pb оценка возраста высокобарического метаморфизма эцлогитоподобных пород (гранатовых пироксенитов) по цирконам (490 млн. лет), а для 16 зерен детритовых цирконов из кристаллических сланцев, вмещающих гранатопироксениты, были получены U-Pb оценки возраста в интервале от 690 до 2560 млн. лет (Alexeiev et al., 2011). Однако какие-либо данные об условиях образования и особенностях метаморфической эволюции пород Жельтавского террейна, составах и обстановках формирования их протолитов отсутствовали. Кроме того, недостаток геохронологических данных при отсутствии систематического петрографического описания метаморфических образований Жельтавского террейна ограничивали проведение палеотектонических реконструкций в Чу-Илийском регионе.

Автором были детально охарактеризованы метаморфические комплексы, слагающие Жельтавский террейн, описаны их соотношения и распространенность. Впервые были детально обоснованы высокобарическое происхождение и особенности метаморфической эволюции эцлогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса в Жельтавском террейне, а также сделаны выводы о составах их протолитов. В строении кояндинского комплекса впервые были выделены и охарактеризованы высокобарические шпинелевые ультрамафиты с геохимическими характеристиками, свидетельствующими о деплетированном мантийном источнике их протолитов. Была восстановлена их P-T эволюция и рассмотрены особенности метаморфических преобразований на различных этапах. Также впервые было обосновано высокобарическое происхождение преобладающих гранат-сланцев кояндинского комплекса, установлены интервалы накопления их протолита и оценен возраст высокобарического метаморфизма, выделены этапы проградного, пикового и ретроградного метаморфизма, а кроме того проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород. Для преобладающих ортогнейсов анрахайского комплекса были выделены ключевые разности и получены новые геохронологические и изотопно-геохимические данные. Исходя из комплексного анализа полученных результатов, для метаморфических пород Жельтавского террейна

были сделаны выводы о палеотектоническом положении их протолитов в докембрии и геодинамической эволюции метаморфических комплексов в раннем палеозое.

1.4. Фактический материал и методика исследований.

В основу работы был положен собственный материал, собранный автором в течение 2010 – 2018 гг., а также использованы материалы, полученные в ходе полевых исследований сотрудниками лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН в изучаемом регионе.

Минералого-петрографические и общие микроструктурные исследования пород проводились на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 в лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН. Определение содержаний главных петрогенных элементов в породах проводилось рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer «Bruker» (Германия) и программного обеспечения «Spectra-Plus» в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН под руководством С.М. Ляпунова. Содержания рассеянных элементов в породах были определены методом индукционно-связанной плазмы (ICP) на масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 6100 DRC в стандартном режиме измерений и атомно-эмиссионном спектрометре ICAP-61 (Thermo Jarrell Ash) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева.

U-Pb датирование цирконов из ортогнейсов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П Карпинского (г. Санкт-Петербург) и в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) методом ID TIMS. Геохронологические U-Th-Pb исследования детритовых цирконов из метаосадочных пород были проведены в Национальном Университете Тайваня (Тайбэй) методом LA-ICP-MS. Sm-Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) (подробное описание методик приведено в Приложении А).

Химические составы репрезентативных минералов пород были получены на электронно-зондовых микроанализаторах (EPMA), оснащенных пятью волновыми и одним энергодисперсионным спектрометром при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда в среднем 20 nA, JEOL-8200 (лаборатория анализа минерального вещества, ИГЕМ РАН,

Москва), JEOL JXA-8230 (Отделение по наукам о Земле, Университет Гренобля, Франция), JEOL JXA-8100 (Аналитический центр многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск). В отдельных случаях использовался сканирующий электронный микроскоп (SEM) JSM-6510 с ЭДС приставкой INCA Energy-350 (Oxford Instruments) MIRA 3 (TESCAN, Czech Republic) при ускоряющем напряжении 20 – 30 kV, диаметре пучка 1 μm , времени экспозиции 20 секунд (Аналитический центр многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск). Для определения некоторых минералов применялась спектроскопия комбинационного рассеяния (КР) на спектрометрах XPloRA (Horiba Scientific) (МГУ им. М.В. Ломоносова) и inVia Reflex (Renishaw центр, Москва). Для восстановления метаморфической эволюции пород применялись классические методы геотермобарометрии, в том числе с использованием программ XMapTools (Lanari et al., 2018), pin.ifz.ru (Иванов, 2016), и метод минимизации свободной энергии Гиббса с использованием программы Perple_X (версия 6.7.3; Connolly (1990), Connolly (2005)) в сочетании с приставкой PyWerami (Lexa, 2011) (детали приведены в Приложении Б).

1.5. Защищаемые положения.

- 1) Установлено, что в строении Жельтавского докембрийского террейна преобладают метаморфические породы анрахайского комплекса, представленные различными ортогнейсами и амфиболитами, в то время как породы кояндинского комплекса развиты ограниченно и представлены диафторированными гранат-кианитовыми гнейсами с телами эклогитов, гранатовых клинопироксенитов, шпинелевых перидотитов и гранатовых амфиболитов, а также мраморами и кварцитами. Породы обоих комплексов интенсивно дислоцированы и слагают серию тектонических пластин.
- 2) Протолитами ортогнейсов анрахайского комплекса являлись неопротерозойские (~ 790 млн. лет) и палеопротерозойские (~ 1840 млн. лет) анорогенные гранитоиды, формирование которых происходило за счет переработки раннедокембрийской континентальной коры.
- 3) Протолиты пород кояндинского комплекса формировались в различных геодинамических обстановках. Протолитом гранат-кианитовых парагнейсов являлись терригенные породы, накопление которых происходило в течение эдиакария-кембрия. При этом в области сноса преобладали магматические породы кислого состава с возрастом ~ 1 млрд. лет, сформированные в результате плавления палеопротерозойского корового источника. Протолитами эклогитов и гранатовых клинопироксенитов являлись дифференциаты внутриплитных толеитовых расплавов, внедренных в континентальную кору до высокобарического метаморфизма. Протолитами шпинелевых перидотитов

являлись кумулаты полосчатого комплекса, сформированные за счет плавления деплетированного мантийного источника предположительно в надсубдукционной обстановке.

4) Высокобарический метаморфизм пород кояндинского комплекса связан с позднекембрийскими субдукционными и коллизионными процессами, которые привели к погружению их протолитов на глубины, соответствующие условиям эклогитовой фации (~ 60 – 65 км), с образованием гранат-кианитовых гнейсов (высокобарических гранулитов), эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и шпинелевых перидотитов. Ретроградные изменения высокобарических пород связаны с их выведением на более высокие гипсометрические уровни в раннем ордовике.

1.6. Теоретическая и практическая значимость работы.

Полученные новые данные о возрастах образования преобладающих метаморфических пород Жельтавского террейна совместно с интерпретацией данных о составах и обстановках формирования их протолитов позволяют проводить палеореконструкции в пределах изучаемого региона. Результаты геохронологических исследований могут быть использованы при составлении геологических карт и межрегиональных корреляций. Комплекс методов, примененный при изучении высокобарических метаморфических образований и восстановлении их эволюции, является актуальным и отвечает современным научным требованиям. Исходя из этого, полученные данные могут быть сопоставлены с результатами сходных исследований для других высокобарических и ультравысокобарических комплексов и использованы при изучении закономерностей формирования пород высоких ступеней метаморфизма и механизмов их выведения, которые до сих пор остаются слабо охарактеризованными.

1.7. Личный вклад соискателя.

При участии автора проводились полевые исследования метаморфических комплексов в Чу-Илийском регионе Южного Казахстана, включавшие отбор проб, описание и зарисовку опорных обнажений. Автором было просмотрено и изучено более 200 шлифов, из которых было отобрано около 30 для детального анализа на микрозонде. Было получено более 50 анализов химического состава метаморфических пород и более 1000 анализов химического состава минералов, интерпретация, пересчет и классифицирование которых проводились соискателем. Многие из программ, примененных в работе с метаморфическими породами, были освоены автором самостоятельно.

1.8. Апробация работы и публикации.

Результаты исследований систематически докладывались автором в рамках крупных российских (Тектонические совещания; конференции «Современные проблемы магматизма и метаморфизма»; совещание «Корреляция алтаид и уралид») и международных (Международные эцлогитовые конференции; Международный Геологический Конгресс; Goldschmidt; Российско-Китайское совещание по проблемам геологии Центрально-Азиатского складчатого пояса) конференций. По теме диссертации был опубликован ряд тезисов и 5 статей в рецензируемых журналах:

- 1) А.В.Пилицына, А.А.Третьяков, К.Е.Дегтярев, Е.В.Ковальчук, 2015. Высокобарические меланократовые породы Анрахайского сиалического массива (Южный Казахстан): особенности минерального, химического состава и параметры метаморфизма. Известия вузов. Геология и разведка №6, с. 28-44.
- 2) А.В. Пилицына, А.А. Третьяков, Т.А.Алифирова, К.Е. Дегтярев, Е.В. Ковальчук, 2017. Первая находка шпинелевых перидотитов в Южном Казахстане: структурное положение, состав, параметры высокобарического метаморфизма. Доклады Академии наук Т. 476. №1. С. 982-985.
- 3) Pilitsyna, A.V., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Cuthbert, S.J., Batanova, V.G., Kovalchuk, E.V., 2018. Eclogites and garnet clinopyroxenites in the Anrakhai complex, Central Asian Orogenic Belt, Southern Kazakhstan: P-T evolution, protoliths and some geodynamic implications. J. Asian Earth Sci. 153, 325–345.
- 4) Pilitsyna, A.V., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Alifirova, T.A., Batanova, V.G., Cuthbert, S.J., Kovalchuk, E.V., Ermolaev, B.V., 2018. Multi-stage metamorphic evolution and protolith reconstruction of spinel-bearing and symplectite-bearing ultramafic rocks in the Zheltau massif, Southern Kazakhstan (Central Asian Orogenic Belt). Gondwana Res. 64, 11–34.
- 5) Pilitsyna, A.V, Tretyakov, A.A, Degtyarev, K.E, Salnikova, E.B, Kotov, A.B, Kovach, V.P., Wang, K.-L., Batanova, V.G., Plotkina, Yu.V., Tolmacheva, E.V., Ermolaev, B.V., Lee, H.-Y., 2019. Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic belt): P-T paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications. Lithos 324–325, 115–140.

1.9. Благодарности.

Диссертационная работа подготовлена в лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя Геологического института РАН. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю чл.-корр. РАН Дегтяреву Кириллу Евгеньевичу за

10

всестороннюю поддержку и помощь на всех этапах работы как с диссертацией, так и сопутствующими публикациями. Искреннюю признательность, которую сложно переоценить, автор выражает своему коллеге и другу Андрею Алексеевичу Третьякову.

Проведение большей части исследований было бы невозможно без данных, полученных с помощью высокоточных методик. Автор благодарит В.Г. Батанову, Б.В. Ермолаева, В.К. Карандашева, Н.С. Карманова, Е.В. Ковальчук, С.М. Ляпунова за аккуратные и своевременные результаты измерений. Особую благодарность автор выражает Е.Б. Сальниковой, В.П. Ковачу и другим сотрудникам лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН под руководством А.Б. Котова, а также А.Н. Ларионову и К.-Л. Вану за проведение изотопно-геохронологических исследований и помощь в интерпретации данных.

Автор благодарит Д.В. Алексеева, Т.А. Алифирову, Н.А. Каньгину, М.В. Лучицкую, А.В. Рязанцева, Г.Н. Савельеву, А.А. Щипанского за помощь и советы на различных этапах подготовки диссертации и публикаций по теме диссертации.

Автор благодарит Алексея Гавриловича Пилицына за помощь в обработке большого количества графического и аналитического материала.

1.10. Структура и объем работы.

Диссертация состоит из 11 глав (включая общую характеристику работы, введение и заключение) и списка литературы. Работа объемом 171 страница содержит 140 иллюстраций, 1 таблицу и 21 приложение. Список литературы включает 196 наименований.

1.11. Сокращения.

BSE изображение – изображение, снятое в режиме обратнорассеянных электронов

FeO_{tot} – суммарное содержание железа

LREE – легкие редкоземельные элементы (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu)

MREE – промежуточные редкоземельные элементы (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho)

HREE – тяжёлые редкоземельные элементы (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu)

LILE – крупноионные литофильные элементы (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Pb, Eu)

HFSE – высокозарядные элементы (Sc, Y, Th, U, Hf, Zr, Nb, Ta)

КР-спектр – спектр, полученный при использовании спектроскопии комбинационного рассеяния

ф.к. – формульный коэффициент

Сокращенные наименования минералов приведены в соответствии с Whitney & Evans (2010).

Глава 2. Введение.

В строении докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающей в себя палеозоиды Казахстана, Кыргызстана и северо-западной части Китая, принято выделять комплексы фундамента, сложенного протерозойскими в различной степени метаморфизованными магматическими и осадочными породами, и слабометаморфизованный осадочный чехол, формирование которого происходило в течение эдиакария-кембрия (Degtyarev et al., 2017). Метаморфические образования высоких ступеней, входящие в состав комплексов фундамента террейнов, традиционно рассматривались в качестве древнейших и относились к архею-нижнему протерозою (Недовизин, 1963; Абдулин, 1980; Козаков, 1993). Во многих случаях среди метаморфических пород фундамента отмечались эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранат-сланцевые гнейсы и сланцы, вопросы генезиса которых оставались дискуссионными (Абдулкабирова, 1946; Ефимов, 1962; Соболев (ред.), 1977; Кушев и Виноградов, 1978; Ефимов и др., 1983; Добрецов и др., 1989; Козаков, 1993). В последние десятилетия эти образования были детально изучены в пределах многих докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского пояса (зерендинская серия Кокчетавского террейна, актюзский комплекс юго-восточной части Чуйско-Кендыктасского террейна, макбальский комплекс Иссык-Кульского террейна и др.). Находки микровключений алмаза и коэсита в минералах метаморфических пород зерендинской серии и макбальского комплекса (Розен и др., 1972; Sobolev & Shatsky, 1990; Соболев и др., 1991; Tagiri et al., 1995; Korsakov et al., 2007) совместно с другими минералого-петрологическими и микроструктурными признаками, а также новые геохронологические данные позволили утверждать, что формирование подобных образований связано с субдукцией различных горизонтов континентальной коры на значительные глубины вплоть до условий эклогитовой фации и последующим выведением высоко- и ультравысокобарических пород на более высокие гипсометрические уровни, обусловленным различными тектоническими сценариями. При этом, геохронологические исследования позволили установить, что пик высокобарического метаморфизма этих пород приходится на кембрий-ранний ордовик (Tagiri et al., 1995; Shatsky et al., 1999; Zhang et al., 1997; Okamoto et al., 2000; Katayama et al., 2001; Reverdatto et al., 2008; Togonbaeva et al., 2009; Orozbaev et al., 2010; Kröner et al., 2012; Meyer et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemd et al., 2014, и др.). Было установлено, что высокобарические комплексы характеризуются длительной коровой предысторией, которая предполагает вовлечение докембрийских образований в раннепалеозойские субдукционные и коллизионные процессы (Shatsky et al., 1999; Kröner

et al., 2007, 2012; Konopelko et al., 2012; Дегтярев и др., 2014; Rojas-Agramonte et al., 2014; Третьяков и др., 2016; Degtyarev et al., 2017).

В юго-восточной части Чу-Илийских гор в Южном Казахстане метаморфические комплексы участвуют в строении Жельтавского докембрийского террейна и впервые были описаны В.И. Рыцком и В.С. Заикановой в 1958 – 1960 гг. при проведении геолого-съемочных работ. Среди метаморфических пород, отнесенных этими авторами к древнейшим образованиям архейского возраста, были выделены анрахайская (существенно гнейсовая) и жингельдинская (сланцевая) свиты. А.А. Недовизиным в 1963 г. эти образования также были отнесены к двум свитам (гнейсовой – каракамысской, и сланцевой – жингельдинской), которые считались архейскими. Согласно исследованиям А.А. Недовизина (1963) каракамысская свита, сложенная гнейсами, амфиболитами и слюдяными сланцами, имеет тектонический контакт с залегающими структурно выше кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами жингельдинской свиты. Дальнейшие работы по крупномасштабному доизучению юго-восточной части Чу-Илийских гор, проводившиеся И.И. Парецким и др. (1973 – 1975 гг.) и А.Ф. Ковалевским и др. (1972 – 1977 гг.), позволили получить более детальную информацию о строении и составе метаморфических комплексов, распространенных в пределах Жельтавского террейна. А.А. Абдулин и др. (1980) обобщили полученные данные, выделив анрахайскую свиту архейского возраста, в низах разреза состоящую преимущественно из слюдяных и амфиболовых гнейсов, которые выше сменяются гранат-содержащими сланцами и амфиболитами с линзами мраморов. А.Ф. Ковалевским (1972 – 1977 гг.) в верхах анрахайской свиты впервые были описаны кварц-полевошпатовые гранулиты, вмещающие тела эклогитов и гранатовых амфиболитов. И.А. Ефимовым и др. (1983) были получены первые оценки возраста докембрийских метаморфических комплексов Жельтавского террейна. По данным U-Th-Pb датирования цирконов возраст кристаллизации протолита гнейсов составил 1650 – 1750 млн. лет, а K-Ar методом по мусковиту и биотиту из гнейсов - 450 – 550 млн. лет. И.А. Ефимовым и др. (1983) была дана более детальная петрографическая характеристика эклогит-сланцевых комплексов Жельтавского террейна, выделены основные разновидности пород, включающие в себя эклогиты, амфиболитизированные эклогиты, гранатовые амфиболиты и вмещающие их гнейсы, а также приведены некоторые анализы химического состава минералов эклогитов (граната, омфацита, рутила), подтверждающие их принадлежность к группе высокобарических пород. В работе И.К. Козакова (1993) приводятся краткие общие сведения о строении анрахайской серии в пределах Жельтавского террейна, где она подразделяется на кояндинскую эклогит-

амфиболитовую и узунбулакскую амфиболит-гнейсовую свиты. Среди пород кояндинской свиты были выделены преобладающие гранат-слюдяные сланцы, которые интерпретируются как диафторированные гнейсы, содержащие тела эклогитов, эклогитоподобных пород и мраморов, а породы узунбулакской свиты согласно данным И.К. Козакова (1993) представлены биотитовыми ортогнейсами с амфиболитами. Для гнейсов узунбулакской свиты в конце 80-х годов U-Pb методом были получены палеопротерозойские (1722 ± 14 млн. лет) оценки возраста (Халилов и др., 1988).

Таким образом, во второй половине XX века различными исследователями были получены сведения о строении и составе докембрийских метаморфических комплексов Жельтавского террейна. Однако информация об условиях и обстановках формирования пород, времени проявления высокобарического метаморфизма, протолитах и палеотектоническом положении пород полностью отсутствовала.

Повышенный интерес к проблемам генезиса высоко- и ультравысокобарических коровых и мантийных комплексов, наблюдаемый в последние десятилетия по всему миру, обусловлен исключительностью такого типа пород. Изучение подобных образований позволяет проводить палеотектонические реконструкции субдукционных и коллизионных систем, изучать физико-химические процессы в зонах субдукции и получать информацию о глубинном строении Земли. Поэтому в начале 2000-х годов исследования метаморфических комплексов западной части Центрально-Азиатского пояса были возобновлены с использованием современных прецизионных методов. Объектами такого изучения стали и метаморфические комплексы Жельтавского террейна.

А. Крёнером Pb-Pb-методом термоионной эмиссии Кобера были получены предварительные оценки возраста гнейсовых комплексов узунбулакской свиты (740, 1790 и 2790 млн. лет) (Kröner et al., 2007). Д.В. Алексеев и др. получили U-Pb оценку возраста высокобарического метаморфизма эклогитоподобных пород (гранатовых пироксенитов) по цирконам (490 млн. лет), а для 16 зерен детритовых цирконов из кристаллических сланцев, вмещающих гранатовые пироксениты, были получены U-Pb оценки их возраста в интервале от 690 до 2560 млн. лет (Alexeev et al., 2011). Д.В. Алексеевым и др. была впервые разработана геодинамическая модель формирования метаморфических комплексов Анрахайского блока Жельтавского террейна на основании геохронологических и геолого-структурных данных, а также сделано предположение о мантийном происхождении протолитов гранатовых пироксенитов. Однако отсутствие данных об условиях формирования всего комплекса метаморфических пород, составах протолитов и их метаморфической эволюции, а также недостаток геохронологических данных при

отсутствии систематического петрографического описания метаморфических образований Жельтавского террейна в значительной мере ограничивают проведение надежных палеотектонических реконструкций в этом регионе.

Результаты, полученные к началу исследований автора предшественниками, являются перспективной основой для дальнейшего изучения метаморфических комплексов юго-восточной части Чу-Илийских гор. В период с 2011 годы диссертантом были выделены и детально описаны ключевые разности метаморфических образований, восстановлены P-T-(t) эволюции пород и составы их протолитов. Это позволило реконструировать палеотектоническое положение метаосадочных и метамагматических комплексов Жельтавского террейна и провести корреляции полученных результатов с данными по аналогичным метаморфическим комплексам докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса.

Глава 3. Геологическое строение и структурное положение Жельтавского террейна в пределах западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Центрально-Азиатский складчатый пояс представляет собой одну из крупнейших структур Азии, сформированную в процессе эволюции Палеоазиатского океана в течение позднего неопротерозоя - раннего мезозоя (Ярмолюк, Дегтярев, 2019). Характерной особенностью пояса является присутствие террейнов с докембрийской корой, которые расположены среди палеозойских покровно-складчатых сооружений. В западной части пояса докембрийские террейны, сложенные преимущественно мезо- и неопротерозойскими метаосадочными и метамагматическими комплексами, формируют узкие (150 – 200 км) протяженные (до 2600 км) тектонические зоны, разделенные раннепалеозойскими аккреционными и островодужными комплексами (Degtyarev et al., 2017). Исходя из особенностей состава и строения, отражающих различия позднедокембрийской тектоно-магматической эволюции, докембрийские террейны западной части Центрально-Азиатского пояса подразделяются на две группы: северо-восточную (Исседонскую) и юго-западную (Улутау-Моюнкусскую) (Рис. 3.А) (Degtyarev et al., 2017).

Исседонская группа объединяет Кокчетавский, Актау-Илийский, Иссык-Кульский террейны и террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня, для которых характерны мезопротерозойские окраинно-континентальные и внутриплитные гранитоиды, риолитовые и риолит-базальтовые серии, а также широко распространённые раннеопротерозойские кварцито-сланцевые толщи. Завершают тектоно-магматическую эволюцию террейнов Исседонской группы раннеопротерозойские внутриплитные и

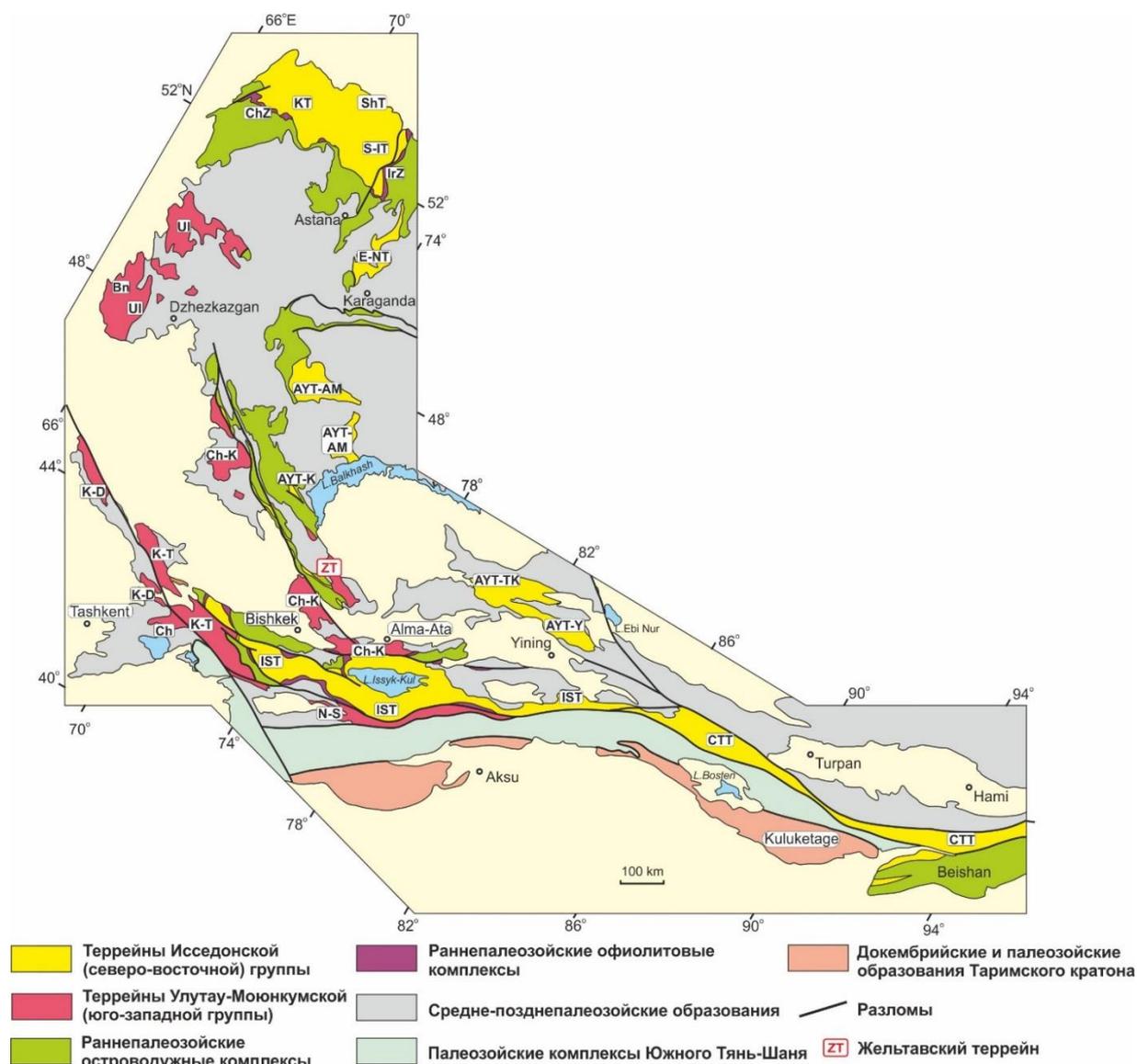


Рис. 3.А. Докембрийские террейны западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Degtyarev et al., 2017): АYT – Актау-Илийский (AYT-AM – Актау-Моинтинский, АYT-K – Каракамысский, АYT-TK – Текелийский, АYT-Y – Илийский), CTT – террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня, E-NT – Ерементау-Ниязский, IST – Иссык-Кульский, KT – Кокчетавский, ShT – Шатский, S-IT – Степняк-Ишкеольмесский, ZT – Жельтавский. Улутая-Сарыджазский террейн (субтеррейны): Bn – Байконурский, Ch – Чаткальский, Ch-K – Чуйско-Кендыктасский, K-D – Каратау-Джебаглинский, K-T – Каратау-Таласский, N-S – Нарын-Сарыджазский, Ul – Улутаяуский.

окайно-континентальные гранитоиды и риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации. Улутая-Моюнкуская группа включает в себя Улутая-Сарыджазский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыктасский, Жельтавский докембрийские террейны. В их строении участвуют небольшие раннедокембрийские блоки, однако ведущую роль играют вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого или базальт-риолитового состава и гранитоиды конца раннего и начала позднего неопротерозоя. Мезопротерозойские комплексы в террейнах этой группы представлены в основном слабо изученными осадочными толщами. В обеих группах террейнов формирование позднедокембрийских

магматических комплексов происходило в результате переработки раннедокембрийской коры (Degtyarev et al., 2017; Ярмолук, Дегтярев, 2019).

В строении многих докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса участвуют метаморфические комплексы, содержащие палеозойские высокобарические (HP) и ультравысокобарические (UHP) образования, формирование которых связано с субдукцией фрагментов океанической или утоненной континентальной литосферы на мантийные глубины и последующей эксгумацией с различных горизонтов на верхнекоровые уровни (Zhang et al., 1997; Shatsky et al., 1999; Rojas-Agramonte et al., 2013; Kröner et al., 2012; и др.). Значительная часть раннепалеозойских HP и UHP образований в пределах западной части пояса представлена эклогитами и высокобарическими гранулитами (гнейсами). Зерендинская серия Кокчетавского террейна характеризуется ассоциацией алмазоносных и коэсит-содержащих гнейсов с телами эклогитов (Розен и др., 1972; Кушев и Виноградов, 1978; Добрецов и др., 1989; Sobolev & Shatsky, 1990; Соболев и др., 1991; Okamoto et al., 2000; Katayama et al., 2001), макбальский комплекс Иссык-Кульского террейна сложен глаукофан-содержащими и гранат-хлоритоид-тальковыми сланцами, вмещающими тектонические линзы эклогитов (Бакиров, 1978; Tagiri et al., 1995; Togonbaeva et al., 2009; Демина и др., 2010; Meyer et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2013), актюзский комплекс юго-восточной части Чуйско-Кендыктасского террейна и чаткальский комплекс в Среднем Тянь-Шане образованы гнейсами с телами эклогитов (Бакиров, 1978; Orozbaev et al., 2010; Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2014; Alexeiev et al., 2016). Среди позднепалеозойских HP и UHP образований также преобладают эклогит-гнейсовые ассоциации (атбашинский и акеязский комплексы в Южном Тянь-Шане (Бирюков и др., 1988; Hegner et al., 2010; Liu et al., 2013; Zhang et al., 2013; Klemd et al., 2015; Soldner et al., 2017; Tan et al., 2017)). Ультрамафические гранатовые и шпинелевые перидотиты встречаются в одной ассоциации с эклогитами во многих крупных орогенных структурах по всему миру (пояса Дабэ и Сулу, Китай; Богемский массив, Чехия; комплексы Западной Норвегии, и т.д.). В западной части Центрально-Азиатского пояса подобные породы были описаны только среди метаморфических комплексов зерендинской серии Кокчетавского террейна в Северном Казахстане (Ефимов, 1961; Добрецов и др., 1989; Zhang et al., 1997; Ревердатто и Селятицкий, 2005; Reverdatto et al., 2008). Здесь гранатовые и шпинелевые ультрамафиты соответствуют «коровому» типу, протолиты которых представляли собой приповерхностные тела метасоматически измененных (в разной степени хлоритизированных) базальтов, которые до коллизии залегали в верхней части континентальной коры (Ревердатто, Селятицкий, 2005).

Небольшой Жельтавский терреин, расположенный в 50 км к северо-востоку от Чуйско-Кендыктасского террейна (Рис. 3.А), представляет собой узкий (~ 30 км) тектонический блок, вытянутый в северо-западном направлении на 150-200 км. С юго-запада комплексы Жельтавского террейна отделены от метаморфических образований Чуйско-Кендыктасского террейна породами Джалаир-Найманской офиолитовой зоны, в строении которой участвуют тектонически сближенные фрагменты раннекембрийских офиолитов и базальт-риолитовые ассоциации, верхнекембрийские кремнисто-базальтовые и туфогенные толщи, которые перекрываются флишевыми и кремнисто-терригенными отложениями нижнего ордовика (Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2012) (Рис. 3.Б). В строении Жельтавского террейна выделяются Анрахайский, Жингельдинский и Бурлинский блоки, сложенные разнообразными метаморфическими образованиями и отделенные друг от друга ордовикскими и девонскими вулканогенно-осадочными комплексами (Рис. 3.Б).

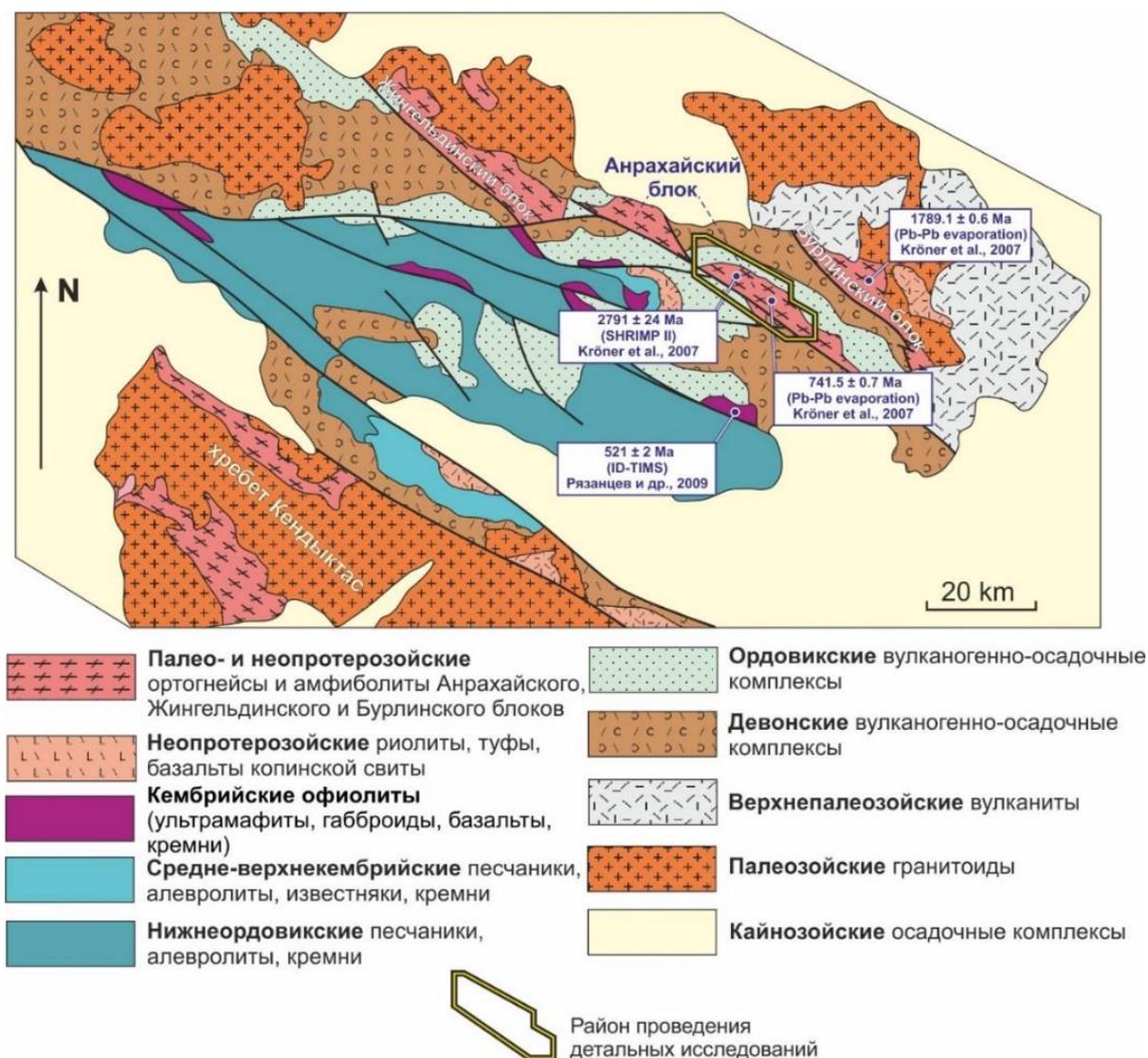


Рис. 3.Б. Схема геологического строения юго-восточной части Чу-Илийских гор.

В настоящей работе представлены результаты детального изучения пород Анрахайского блока, в строении которого преобладают амфиболит-гнейсовые образования одноименного комплекса, менее распространены сланцы, кварциты и карбонаты кояндинского комплекса, фрагменты расчлененных офиолитов и неметаморфизованные гранитоиды (Рис. 3.В). Все образования Анрахайского блока вместе с различными комплексами Джалаир-Найманской зоны перекрываются нижнеордовикскими и средне-верхнеордовикскими терригенными и карбонатными толщами (Недовизин, 1961; Толмачева, 2014).

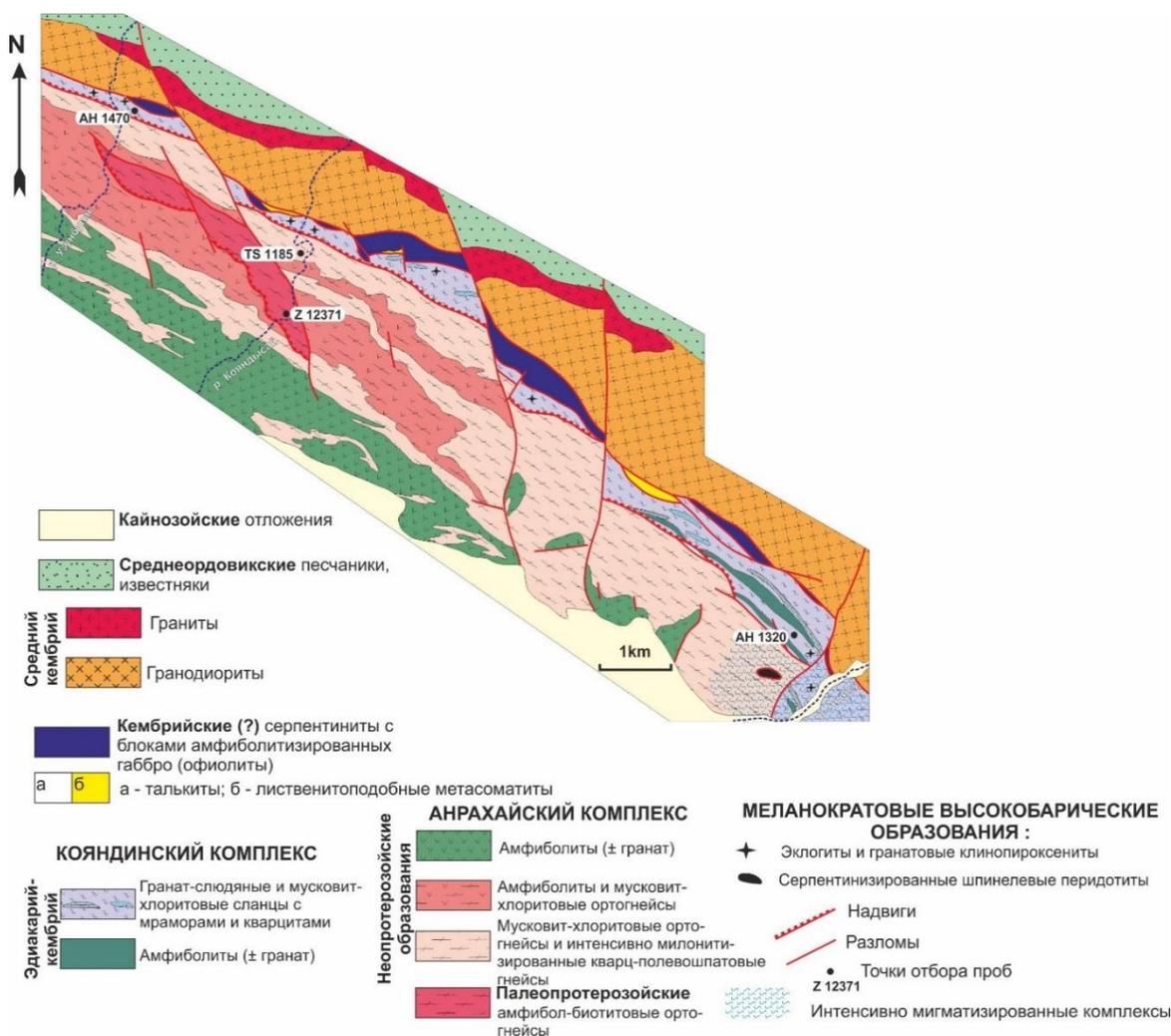


Рис. 3.В. Схема геологического строения Анрахайского блока.

3.1. Геологическое строение анрахайского комплекса.

Породы анрахайского комплекса слагают бóльшую часть Жельтавского террейна и представлены разнообразными ортогнейсами и амфиболитами, соотношение которых изменяется в различных частях Анрахайского блока. В юго-западной части Анрахайского блока преобладают амфиболиты, среди которых присутствуют тела мусковит-хлоритовых ортогнейсов (Рис. 3.В).

Северо-восточнее анрахайский комплекс сложен главным образом мусковит-хлоритовыми ортогнейсами (Рис. 3.1, А), среди которых присутствуют редкие узкие протяженные скиалиты амфиболитов. Мусковит-хлоритовые ортогнейсы и амфиболиты совместно интенсивно дислоцированы с образованием изоклинальных, часто лежачих, складок (Рис. 3.1, Б). В центральной части Анрахайского блока среди мусковит-хлоритовых ортогнейсов и амфиболитов присутствует узкая (около 500 м) протяженная (до 4 км) тектоническая пластина, сложенная интенсивно дислоцированными полосчатыми амфибол-биотитовыми ортогнейсами с редкими телами амфиболитов.



Рис. 3.1, А. Мусковит-хлоритовые ортогнейсы.



Рис. 3.1, Б. Смятые в складки мусковит-хлоритовые ортогнейсы среди амфиболитов.

Ранее А. Крёнером было получено несколько оценок возраста для ортогнейсов Анрахайского (вблизи ручья Кояндысай – 2791 ± 24 млн. лет, и по ручью Ащису – 741 ± 1 млн. лет) и Бурлинского (1789 ± 1 млн. лет) блоков, которые интерпретируются как время кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов ортогнейсов (Рис. 3.Б) (Kröner et al., 2007). Значительная часть этих оценок была получена с помощью Рb-Рb метода термоионной эмиссии Кобера (Kober et al., 1986) и рассматривается в качестве предварительной.

С целью установления возрастов кристаллизации протолитов пород анрахайского комплекса были отобраны пробы для U-Pb геохронологических исследований. В центральной части Анрахайского блока была отобрана проба Z 12371 из амфибол-биотитовых ортогнейсов (Рис. 3.В; Табл. 1), а в его северо-восточной части – проба TS 1185 из полосчатых среднезернистых мусковит-хлоритовых ортогнейсов (Рис. 3.В; Табл. 1).

Проба	Н. широта	Е. долгота	Привязка	Порода	Комплекс	Возраст (млн.лет)
Z 12371	43°52'48,2"	75°27'16,2"	Верховье р. Кояндысай	Амфибол- биотитовый ортогнейс	анрахайский комплекс	1841 ± 6
TS 1185	43°53'31,7"	75°27'15,3"	Верховье р. Кояндысай	Мусковит- хлоритовый ортогнейс	анрахайский комплекс	779 ± 10
АН 1470	43°54'40,6"	75°25'26,8"	Среднее течение р. Узунбулак	Гранат-слюдяной сланец	кояндинский комплекс	от 599 до 3582
АН 1320	43°50'29,2"	75°32'28,5"	Левый берег р. Ащису	Мусковит- хлоритовый сланец	кояндинский комплекс	от 602 до 3094

Табл. 1. Точки пробоотбора ключевых разностей метаморфических пород Жельтавского террейна.

3.2. Геологическое строение кояндинского комплекса.

Породы кояндинского комплекса развиты в северо-восточной части Анрахайского блока и слагают узкую тектоническую пластину шириной от 50 м до 1.5 км северо-западного простирания, надвинутую на породы анрахайского комплекса (Рис. 3.В). Преобладающими породами кояндинского комплекса являются гранат-слюдяные сланцы (интенсивно диафторированные гнейсы) с реликтами кианита, фенгита и калиевого полевого шпата. В подчиненном количестве в составе комплекса присутствуют мусковит-хлоритовые сланцы без граната, мраморы, кварциты (метаморфизованные кремни) и безгранатовые амфиболиты (Рис. 3.2, А).

В процессе метаморфической эволюции гранат-слюдяные сланцы кояндинского комплекса, по-видимому, подверглись частичному плавлению и представляют собой сильно измененные высокобарические гранулиты. Так, на правом берегу р. Ащису (юго-восточная часть Анрахайского блока) хорошо обнажены полосчатые мигматиты (диатектиты) (Рис. 3.В; 3.2, Б), где меланосома состоит из гранат-кианит-полевошпатовых гнейсов с небольшим количеством слюды (фенгита и высокомагнезиального биотита), а лейкосома представлена полосами, линзами и инъекциями гранитного материала во вмещающих гнейсах. Исходя из этого, здесь граница между породами кояндинского и анрахайского комплексов проводится в значительной степени условно.

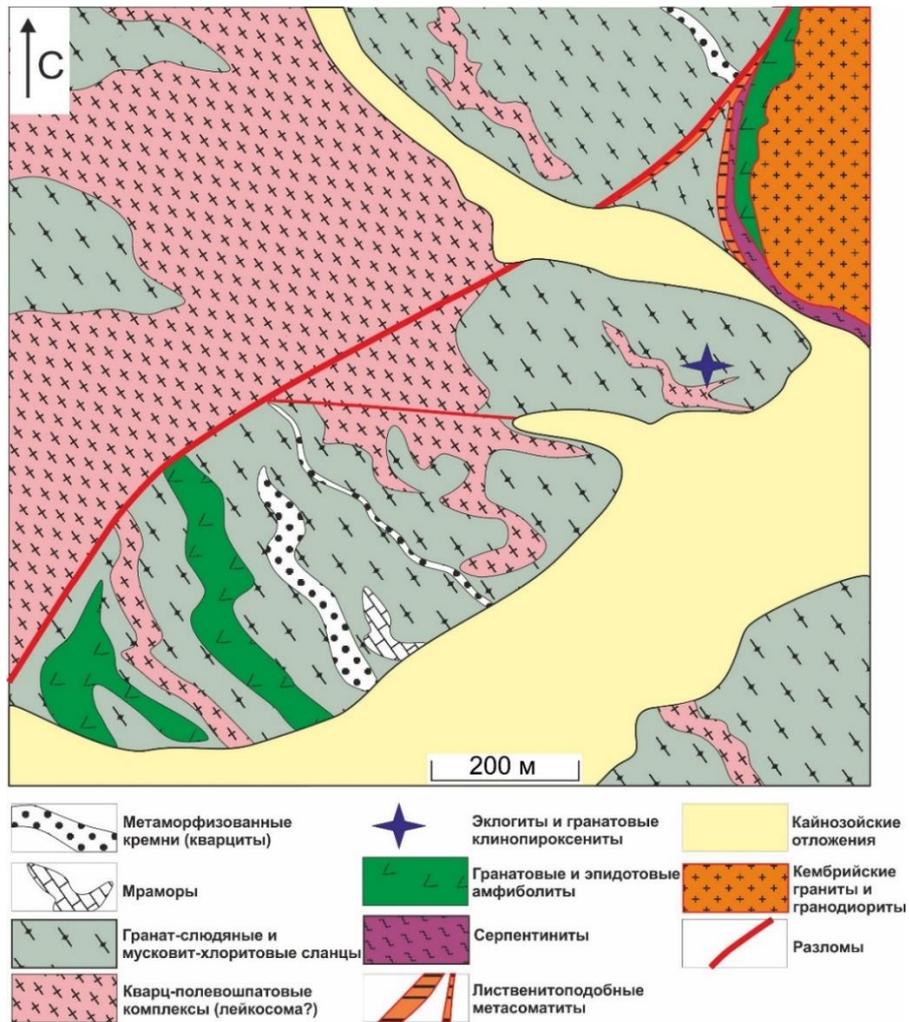


Рис. 3.2, А. Мраморы и кварциты в ассоциации с мусковит-хлоритовыми и гранат-слюдяными сланцами вблизи ручья Ащису.



Рис. 3.2, Б. Мигматизированные гнейсы вблизи ручья Ащису (ЮВ часть Анрахайского блока).

Однако в пределах большей части Анрахайского блока породы кояндинского комплекса характеризуются широким развитием водосодержащих минералов (слюд, хлорита), что свидетельствует об интенсивном проявлении ретроградных изменений в метаморфических образованиях.

Характерной особенностью кояндинского комплекса является присутствие меланократовых пород, представленных гранатовыми амфиболитами, эклогитами, гранатовыми клинопироксенитами, реже шпинелевыми перидотитами, а также талькитами и серпентинитами (Рис. 3.2, В – З). Эти породы слагают различного размера (от первых метров до нескольких десятков метров) тектонические линзы и блоки среди гранат-слюдяных сланцев.

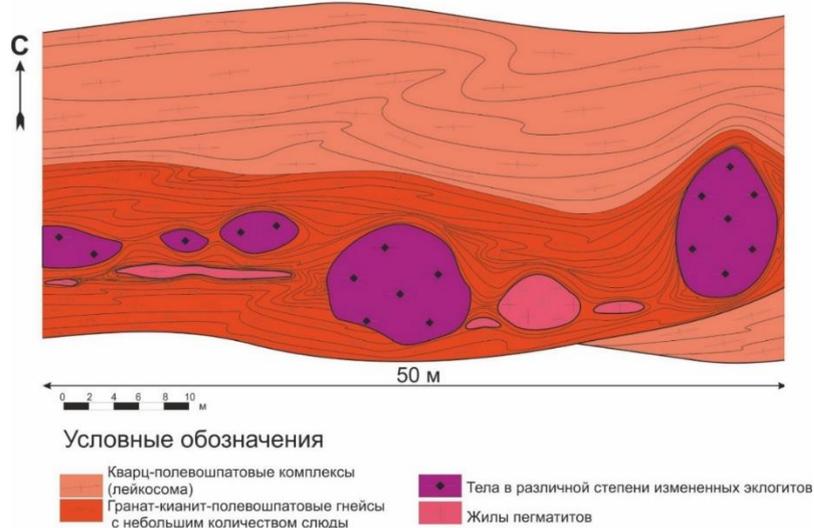


Рис. 3.2, В. Тела эклогитов среди мигматизированных гнейсов вблизи ручья Ацису (ЮВ часть Анрахайского блока).



Рис. 3.2, Г. Северо-восточная часть Анрахайского блока.

Эклогиты и гранатовые клинопироксениты формируют как отдельные тела размером до нескольких метров (Рис. 3.7, Д, Е), так и встречаются в виде чередования в пределах одного тела. Эти породы сохраняют первичные парагенезисы гранат + пироксен преимущественно в центральных частях, в то время как внешние зоны характеризуются широким развитием амфибола и эпидота вплоть до перехода к гранатовым и эпидотовым амфиболитам (Рис. 3.2, Ж).

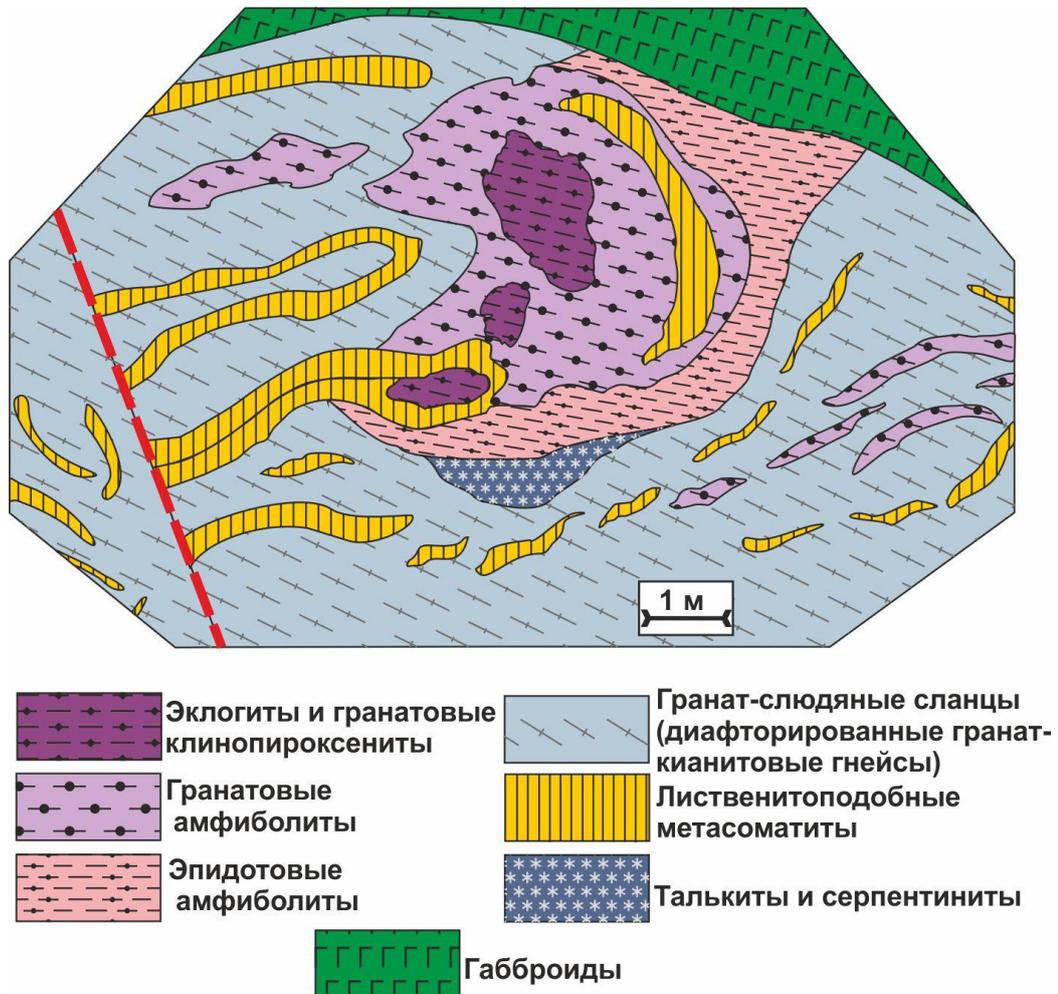


Рис. 3.2, Д. Одно из опорных обнажений эклогитов и гранатовых клинопироксенитов среди гранат-сланцевых сланцев (диафторированных гранат-кианитовых гнейсов).

В юго-восточной части Анрахайского блока среди мигматизированных кварц-полевошпатовых комплексов присутствуют тела серпентинитов, среди которых в редких случаях сохранены ассоциации шпинель + оливин. В пределах хорошо обнаженного и наиболее крупного (около 100 – 120 м) тела серпентинитов (Рис. 3.2, З) ультрамафические разности включают в себя серпентинизированные хлорит-шпинелевые дуниты, амфиболитизированные и серпентинизированные шпинелевые перидотиты и горнблендиты. Кроме того, среди меланократовых пород зачастую присутствуют интенсивно родингитизированные и хлоритизированные разности.



Рис. 3.2, Е. Тела эклогитов и гранатовых клинопироксенитов среди гранат-сланцев (диафторированных гранат-кианитовых гнейсов).



Рис. 3.2, Ж. Переход от эклогитов к гранатовым амфиболитам (слева); тело гранатовых и эпидотовых амфиболитов среди гранат-сланцев (справа).

Возраст седиментации протолитов метаосадочных пород предварительно определяется как эдиакарско-кембрийский на основании данных о возрастах 16 зерен обломочных цирконов, характеризующих широкий интервал от 694 ± 7 до 2557 ± 27 млн. лет (Alexeiev et al., 2011). В этих цирконах авторами статьи отмечалось наличие тонких кайм, обедненных ураном, рост которых мог быть связан с метаморфическими преобразованиями пород, однако вследствие малого размера датирование этих кайм не проводилось.

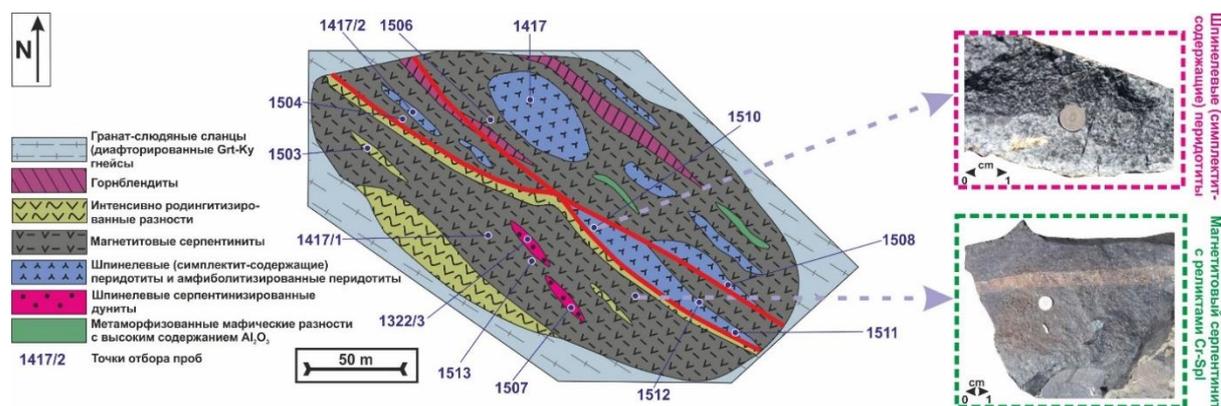


Рис. 3.2, 3. Опорное обнажение серпентинитов с телами хлорит-шпинелевых дунитов, амфиболитизированных и серпентинизированных шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов и горнблендитов.

С целью выявления источников метаосадочных пород кояндинского комплекса и более точного определения возраста седиментации их протолитов для проведения U-Pb геохронологических исследований детритовых цирконов из гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев были отобраны пробы АН 1470 и АН 1320, соответственно (Рис. 3.В; Табл. 1).

Возраст проявления высокотемпературного метаморфизма пород кояндинского комплекса, который также может быть принят в качестве верхнего возрастного предела накопления протолитов метаосадочных пород, может быть оценен как 490 ± 3 млн. лет, соответствующий границе кембрия-ордовика. Такая оценка возраста была получена Д.В. Алексеевым и коллегами для цирконов из гранатовых клинопироксенитов (Alexeiev et al., 2011).

3.3. Фрагменты офиолитов и неметаморфизованные гранитоиды.

Фрагменты расчлененных офиолитов в виде прерывистой полосы северо-западного простирания протягиваются к северо-востоку от кояндинского комплекса, от которого они отделены листовенитоподобными метасоматитами (Рис. 3.2, Г). Офиолиты представлены серпентинитами, содержащими блоки полосчатых деформированных амфиболитизированных габброидов (Рис. 3.В). По аналогии с офиолитами Джалаир-Найманской зоны возраст рассматриваемых фрагментов считается раннекембрийским.

Крайняя северо-восточная часть Анрахайского блока сложена узким протяженным (20 x 1 км) гранит-гранодиоритовым массивом. На юго-западе массив крутопадающим разломом отделен от офиолитов и пород кояндинского комплекса, а на северо-востоке – несогласием перекрыт терригенно-карбонатными толщами среднего ордовика (Рис. 3.В). В строении массива участвуют неметаморфизованные гранодиориты, кварцевые диориты и

граниты. Для гранодиоритов получена оценка возраста их кристаллизации 509 ± 3 млн. лет, соответствующая середине кембрия. В гранитоидах присутствуют ксенолиты амфиболитов, а в цирконах выявлены ядра мезо- и раннепротерозойского возраста. Особенности состава гранитоидов свидетельствуют об их надсубдукционном происхождении в пределах энсиалической островной дуги (Alexeiev et al., 2011).

Глава 4. Анрахайский метаморфический комплекс.

4.1. Петрографическая характеристика ключевых разностей пород и химический состав главных породообразующих минералов.

В строении анрахайского комплекса участвуют ортогнейсы и амфиболиты, соотношения которых меняются в различных частях Анрахайского блока. Среди ортогнейсов выделяются преобладающие мусковит-хлоритовые разности, а в подчиненном количестве присутствуют амфибол-биотитовые ортогнейсы. Среди амфиболитов присутствуют как гранат-содержащие, так и безгранатые разновидности.

4.1.1. Мусковит-хлоритовые ортогнейсы.

Среднезернистые мусковит-хлоритовые ортогнейсы характеризуются выраженной гнейсовидной текстурой и сложены ориентированными кристаллами кислого плагиоклаза (Pl), кварца (Qz) и в меньшей степени калиевого полевого шпата (Kfs) (Рис. 4.1.1, А).

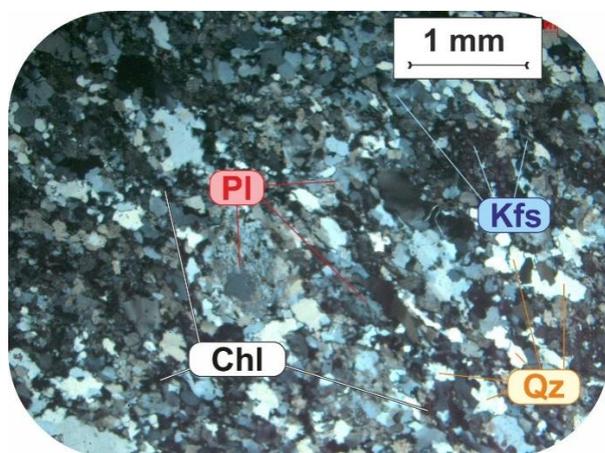


Рис. 4.1.1, А. Гнейсовидная текстура мусковит-хлоритовых ортогнейсов (николи скрещены).

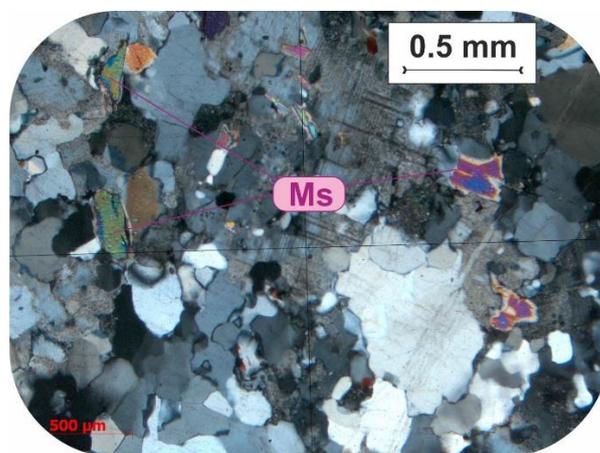


Рис. 4.1.1, Б. Листочки мусковита в мусковит-хлоритовых ортогнейсах (николи скрещены).

Также присутствуют мусковит (Ms), формирующий мелкие чешуйки и листочки размером до 0.5 мм, и хлорит (Chl), во многих случаях замещающий биотит (Bt) вплоть до образования псевдоморфоз. Общее количество слюды в породах незначительно и в редких случаях превышает 5 об.% при преобладании хлоритизированного биотита и хлорита над мусковитом. В редких случаях встречаются и мусковитовые ортогнейсы (Рис. 4.1.1, Б).

Среди полевых шпатов преобладает Pl, образующий как ксеноморфные, так и гипидиоморфные таблитчатые кристаллы до 1.2 – 1.5 мм, замещенные серицитом. В различной степени пелитизированный Kfs присутствует в подчиненном количестве и образует округлые или ксеноморфные кристаллы до 0.8 мм, редко сохраняя решетчатое строение. Мусковит-хлоритовые ортогнейсы содержат большое количество акцессорных минералов, представленных цирконом, сфеном, рутилом и апатитом.

4.1.2. Амфибол-биотитовые ортогнейсы.

Более крупнозернистые красноватые амфибол-биотитовые ортогнейсы сложены в основном полевыми шпатами (Kfs преобладает над Pl) и кварцем; темноцветные минералы, содержание которых составляет около 25 об.% породы, представлены Bt, амфиболом (Amp) и в редких случаях гранатом (Grt) (Рис. 4.1.2, А). Пелитизированный Kfs формирует как гипидиоморфные, так и ксеноморфные кристаллы с хорошо выраженной решетчатой структурой размером от 0.2 до 1.2 мм и по составу соответствует ортоклазу (Or₈₇₋₉₆), в то время как Pl характеризуется более ксеноморфным обликом и по составу отвечает альбиту (Ab₉₂₋₉₃) (Рис. 4.1.2, Б; Прил. 4.1, А).

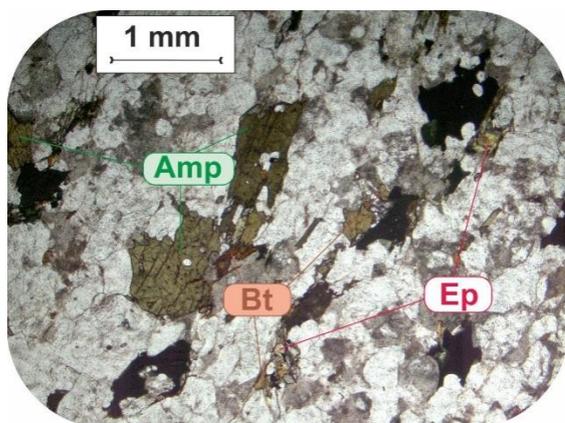


Рис. 4.1.2, А. Гнейсовидная текстура амфибол-биотитовых ортогнейсов (николи параллельны).

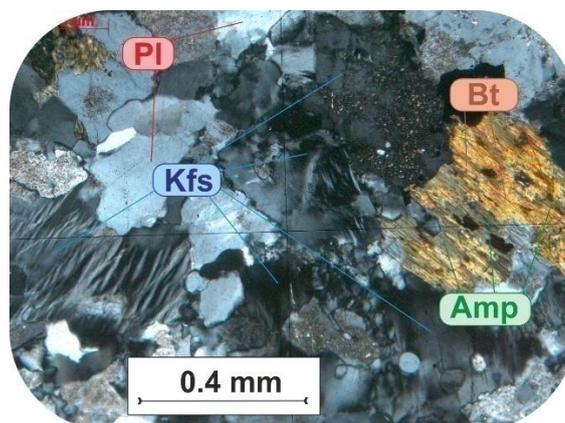


Рис. 4.1.2, Б. Ксеноморфные кристаллы Kfs в матрице амфибол-биотитовых ортогнейсов (николи скрещены).

Кристаллы амфибола, плеохроирующего из темно-зеленого к желтоватому оттенку, имеют ксеноморфный, реже гипидиоморфный облик, размером от 0.2 мм до 1.5 мм и более. Amp, отвечающий по составу калиевому гастингситу с высокими содержаниями FeO_(tot) (26.2 – 27.04 вес.%), TiO₂ (0.95 – 1.19 вес.%), K₂O (1.53 – 1.99 вес.%) и MnO (0.93 – 1.09 вес.%) (Рис. 4.1.2, Д; Прил. 4.1, Б), может замещаться биотитом, а по трещинам и более поздними актинолитом и хлоритом (Рис. 4.1.2, В). Bt также встречается в виде отдельных листочков размером до 1 мм. Несколько зерен Grt округлой формы размером до 0.3 мм, отмеченные в породе, не обнаруживают признаков химической зональности и характеризуются высокими

содержаниями Mn и Ca (X_{Mn} 0.14 – 0.16; X_{Ca} 0.36 – 0.37) (Рис. 4.1.2, Г; Прил. 4.1, В). Кроме того, в основной ткани пород присутствуют редкие кристаллы эпидота (Ер) и акцессорные рутил, циркон и сфен.

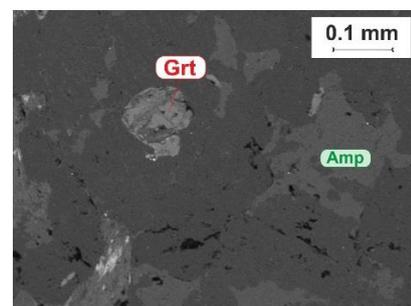
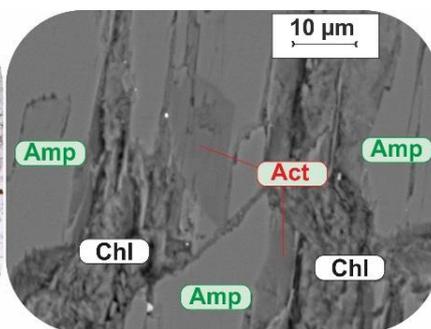
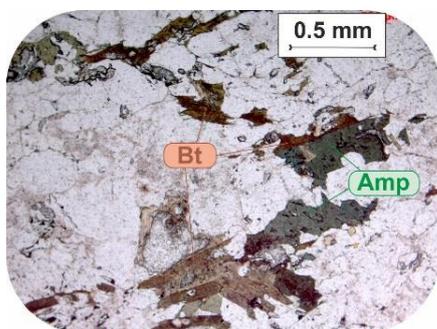


Рис. 4.1.2, В. Замещение амфибола биотитом и актинолитом с хлоритом в амфибол-биотитовых ортогнейсах (николи параллельны + BSE изображение).

Рис. 4.1.2, Г. BSE изображение округлого зерна граната в матрице амфибол-биотитовых ортогнейсов.

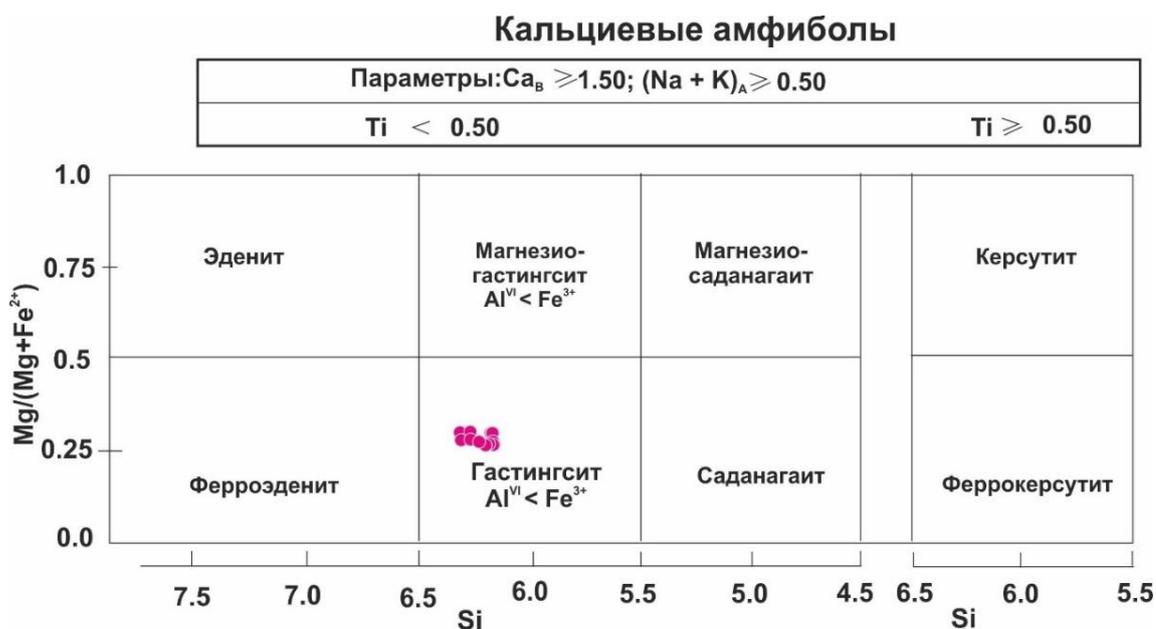


Рис. 4.1.2, Д. Химические составы амфиболов из амфибол-биотитовых ортогнейсов (Leake et al., 1997).

4.1.3. Амфиболиты.

Амфиболиты характеризуются ярко выраженной гнейсовидной текстурой, образованной ориентированными кристаллами темно-зеленого амфибола, кварца и полевого шпата, а также рудного минерала (Рис. 4.1.3, А). Amp формирует гипидиоморфные кристаллы размером до 1 – 1.2 мм, для которых нередко характерна спайность, в том числе в двух направлениях на поперечных разрезах. Полевые шпаты представлены в основном серицитизированным Pl, но в некоторых случаях присутствует и Kfs.

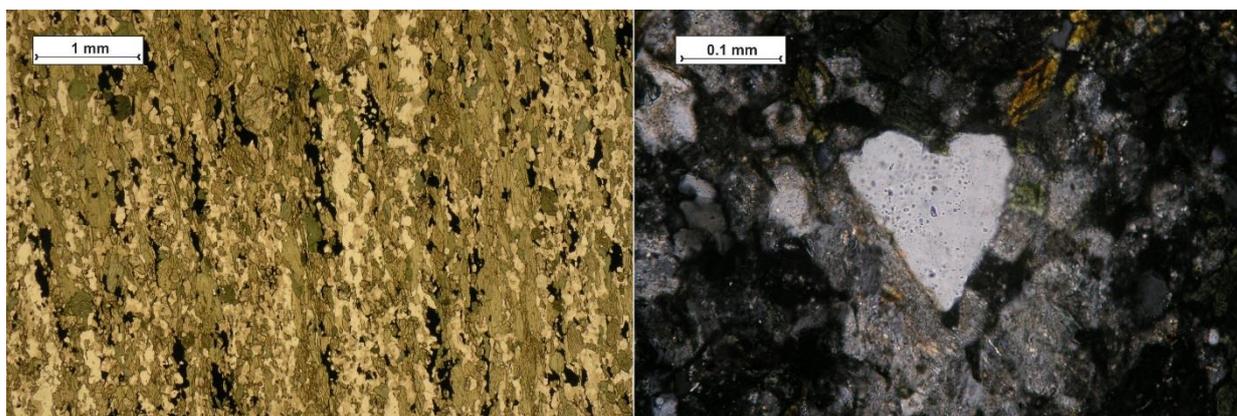


Рис. 4.1.3, А. Гнейсовидная текстура амфиболитов (слева; николи параллельны), сложенная в основном *Amp*, *Pl* и кварцем (справа; николи скрещены).

Гранат также является главным породообразующим минералом в некоторых разновидностях амфиболитов и образует ксеноморфные порфиробласты размером до 0.7 мм в кварц-плагиоклаз-амфиболовой основной ткани пород (Рис. 4.1.3, Б). Среди амфиболитов анрахайского комплекса встречаются и безгранатовые разности, где преобладает *Ep* в ассоциации с *Pl*, формирующий кристаллы ксеноморфного облика размером от 0.1 мм до 0.5 мм (Рис. 4.1.3, В). Акцессорные минералы амфиболитов представлены зернами апатита и сфена.

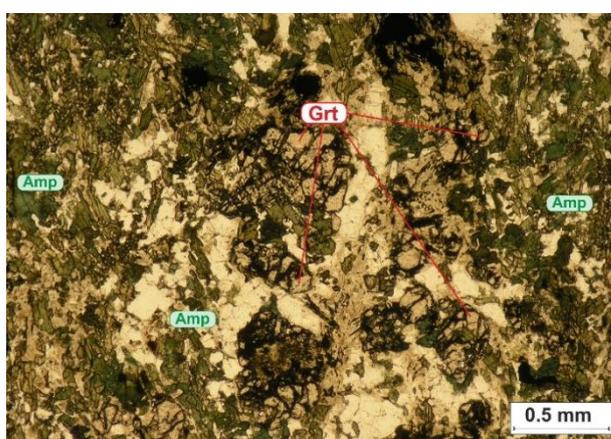


Рис. 4.1.3, Б. Порфиробласты граната в основной ткани амфиболита (николи параллельны).

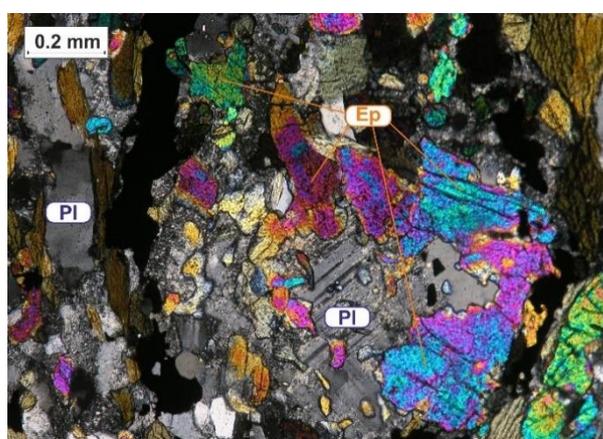


Рис. 4.1.3, В. Эпидот в ассоциации с плагиоклазом в основной ткани амфиболита (николи скрещены).

4.2. Химические составы ключевых разностей пород.

Репрезентативные химические составы ортогнейсов и амфиболитов анрахайского комплекса приведены в Прил. 4.2.

4.2.1. Амфибол-биотитовые и мусковит-хлоритовые ортогнейсы.

На треугольной диаграмме Ab-An-Or ортогнейсы анрахайского комплекса соответствуют гранитам или реже трондьемитам (Рис. 4.2.1, А). Для амфибол-биотитовых ортогнейсов характерны широкие вариации в содержании SiO_2 от 60.38 до 75.85 вес.% (Прил. 4.2). Они относятся преимущественно к металюминиевой ($\text{ASI} = 0.83 - 0.98$), реже к пералюминиевой ($\text{ASI} = 1.02; 1.11$) сериям при содержании Al_2O_3 от 11.85 до 16.94 вес.% (Рис. 4.2.1, Б). Большая часть пород характеризуется высокой железистостью ($\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}) = 0.69 - 0.93$) (Рис. 4.2.1, В). С ростом SiO_2 щелочность амфибол-биотитовых ортогнейсов уменьшается от щелочной к известково-щелочной серии ($\text{MALI} = 4.85-8.73$) (Рис. 4.2.1, Г; Прил. 4.2).

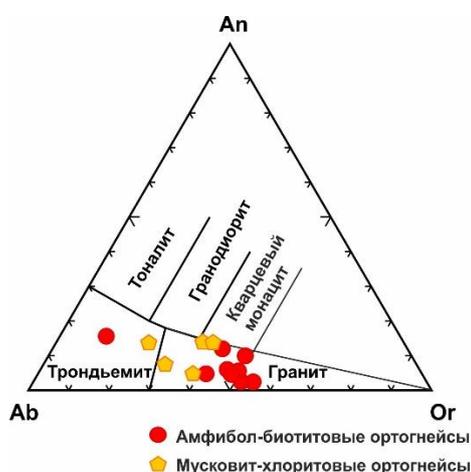


Рис. 4.2.1, А. Диаграмма 'Ab-An-Or' для ортогнейсов анрахайского комплекса (Barker, 1979).

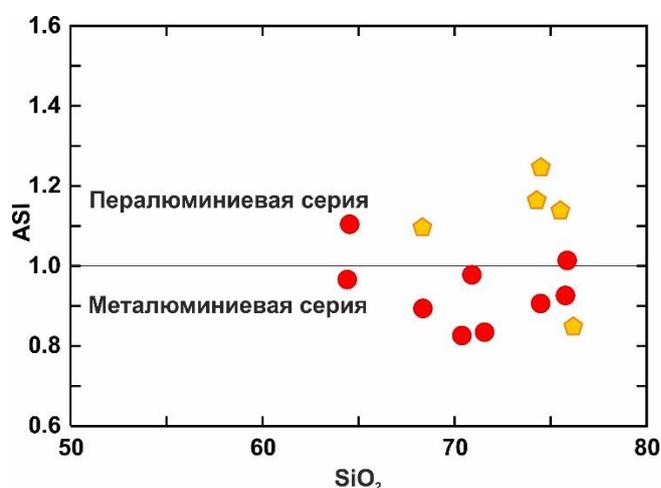


Рис. 4.2.1, Б. Диаграмма 'ASI - SiO_2 ' для ортогнейсов анрахайского комплекса (Frost & Frost, 2011).

Мусковит-хлоритовые ортогнейсы также демонстрируют широкие вариации содержаний SiO_2 (68.3 – 76.17 вес.%). Эти породы соответствуют преимущественно пералюминиевой ($\text{ASI} = 1.1 - 1.25$), реже металюминиевой ($\text{ASI} = 0.85$) сериям при содержании Al_2O_3 от 9.4 до 16.5 вес.% (Рис. 4.2.1, Б). По сравнению с амфибол-биотитовыми ортогнейсами они имеют меньшую железистость ($\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}) = 0.57 - 0.88$) (Рис. 4.2.1, В). В них также проявлена тенденция к снижению щелочности от щелочно-известковой к известковой серии с ростом SiO_2 ($\text{MALI} = 3.09 - 7.36$) (Рис. 4.2.1, Г). Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в ортогнейсах анрахайского комплекса закономерно повышается в интервалах 0.52 – 1.18 (мусковит-хлоритовые) и 0.23 – 1.82 (амфибол-биотитовые) (Прил. 4.2).

Ортогнейсы анрахайского комплекса обогащены легкими РЗЭ (LREE) относительно тяжелых РЗЭ (HREE) (значения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ находятся в интервалах 5 – 15 (амфибол-биотитовые ортогнейсы) и 10 – 16 (мусковит-хлоритовые ортогнейсы) с характерной

слабой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.47 - 0.74$ (амфибол-биотитовые ортогнейсы) и $Eu/Eu^* = 0.52 - 0.81$ (мусковит-хлоритовые ортогнейсы)). Необходимо отметить, что спектры распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита, в мусковит-хлоритовых ортогнейсах демонстрируют более низкие суммарные концентрации НРЭЕ по сравнению с амфибол-биотитовыми ортогнейсами (Рис. 4.2.1, Д).

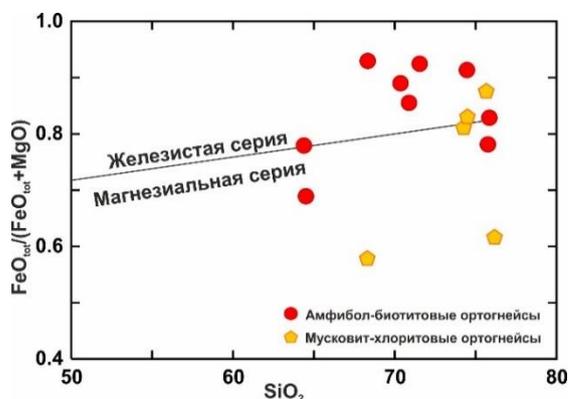


Рис. 4.2.1, В.
 Диаграмма $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO) - SiO_2$ для ортогнейсов анрахайского комплекса (Frost et al., 2001).

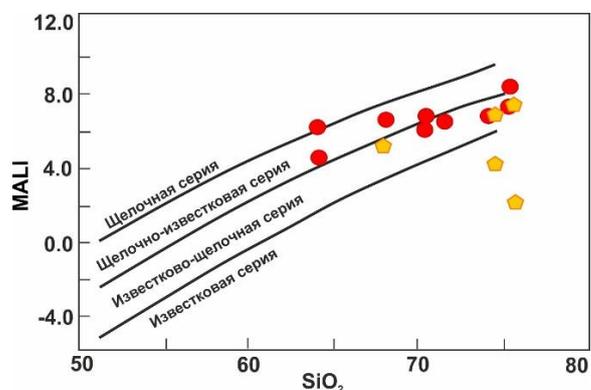


Рис. 4.2.1, Г. Диаграмма $MALI - SiO_2$ для ортогнейсов анрахайского комплекса (Frost et al., 2001).

На мультиэлементной диаграмме ортогнейсы анрахайского комплекса в целом обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), такими как Rb, Ba, Th, за исключением Sr, и обеднены высокозарядными элементами (HFSE) (Nb, P, Ti) за исключением Zr. При этом амфибол-биотитовые ортогнейсы в целом менее деплетированы Nb (24 – 61 ppm), P (170 – 737 ppm) и более обогащены Zr (142 – 623 ppm) по сравнению с мусковит-хлоритовыми ортогнейсами, обедненными этими элементами (Nb 10 – 27 ppm, P 170 – 610 ppm, Zr 120 – 300 ppm), а также Y (24 – 34 ppm) (Рис. 4.2.1, Е) (Прил. 4.2).

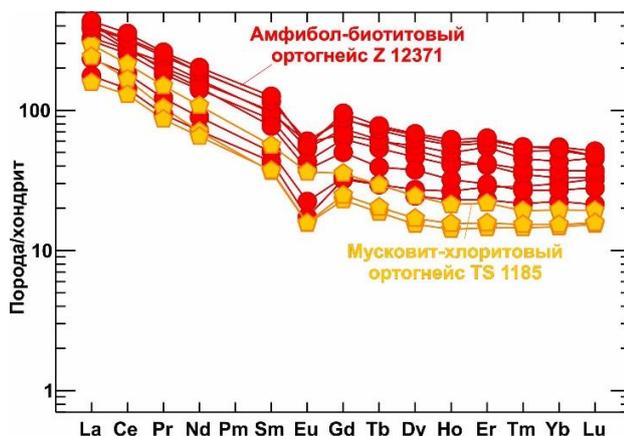


Рис. 4.2.1, Д. Распределение РЗЭ в ортогнейсах анрахайского комплекса (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)).

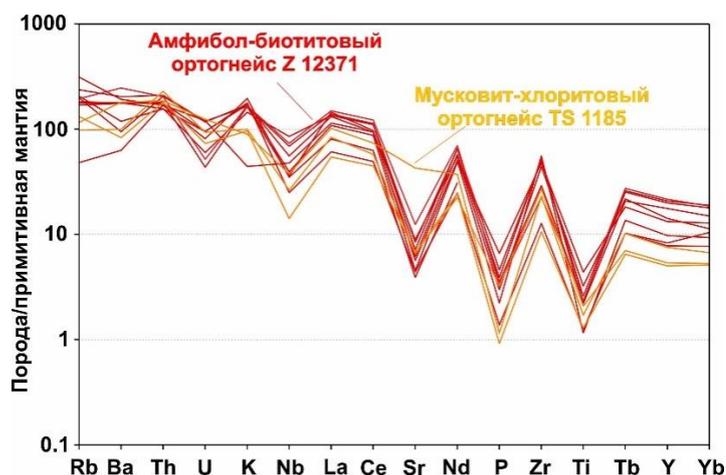


Рис. 4.2.1, Е. Распределение рассеянных элементов в ортогнейсах анрахайского комплекса (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)).

На диаграмме Rb – Y+Nb (Pearce et al., 1984) амфибол-биотитовые ортогнейсы располагаются в поле внутриплитных гранитов, а мусковит-хлоритовые ортогнейсы попадают в области раздела внутриплитных и островодужных гранитов (Рис. 4.2.1, Ж).

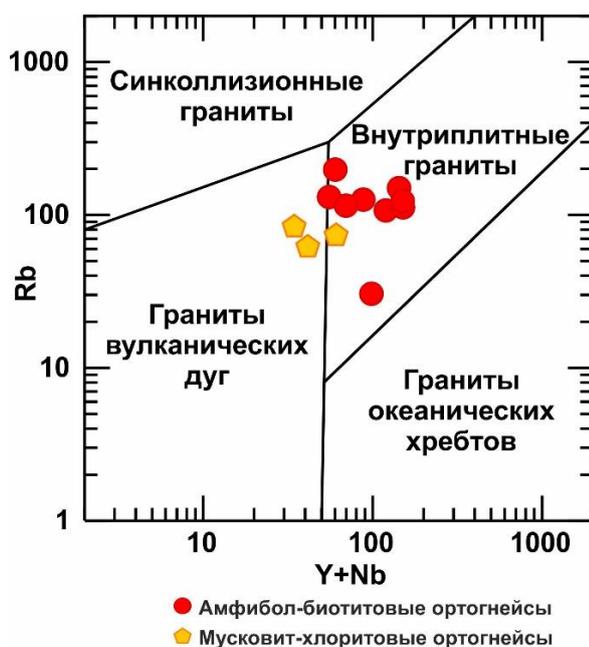


Рис. 4.2.1, Ж. Диаграмма 'Rb – Y+Nb' для ортогнейсов анрахайского комплекса (Pearce et al., 1984).

На диаграммах $FeO_{tot}/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$, $Nb - 10^4Ga/Al$, $Zr - 10^4Ga/Al$ (Whalen et al., 1987) ортогнейсы анрахайского комплекса тяготеют к полю гранитов А-типа. Исключением являются анализы лейкократовых ортогнейсов с содержанием $SiO_2 > 70$ вес.%, попадающие в поля гранитов I- и S-типов (Рис. 4.2.1, З).

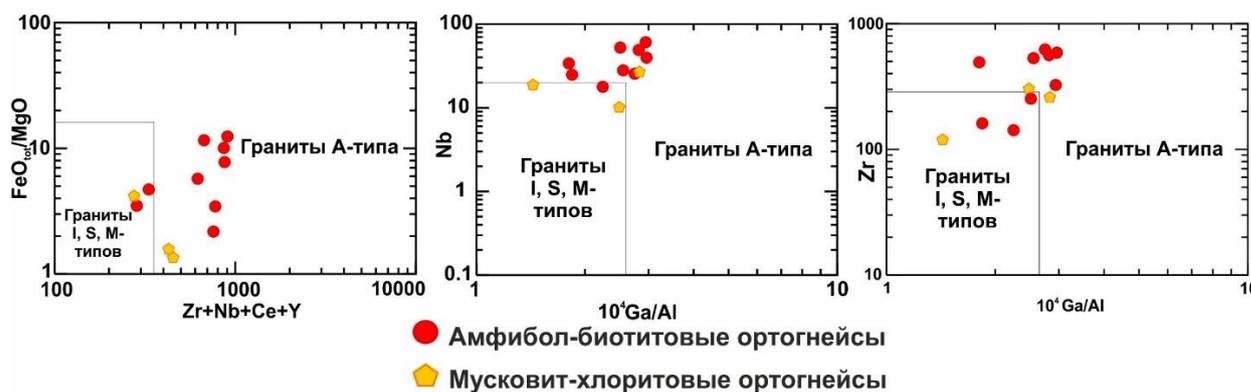


Рис. 4.2.1, 3. Диаграммы ' $FeO_{tot}/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ ', ' $Nb - 10^4 Ga/Al$ ', ' $Zr - 10^4 Ga/Al$ ' для ортогнейсов анрахайского комплекса (Whalen et al., 1987).

На треугольной диаграмме Nb – Y – Ce (Eby, 1992) ортогнейсы расположены близко к области разделения анорогенных гранитов на производные континентальной коры (А-1) и производные мафического источника (А-2) (Рис. 4.2.1, И) (Прил. 4.2).

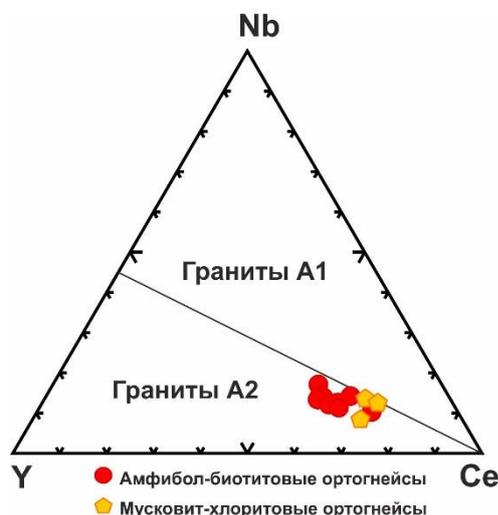


Рис. 4.2.1, И. Диаграмма ' $Nb - Y - Ce$ ' (анорогенные гранитоиды) для ортогнейсов анрахайского комплекса (Eby, 1992).

4.2.2. Амфиболиты.

Амфиболиты анрахайского комплекса характеризуются содержаниями SiO_2 в широком диапазоне 46.1 – 56.1 вес.% и высокими концентрациями Al_2O_3 (10.7 – 13.7 вес.%), FeO_{tot} (11.1 – 14.5 вес.%) и TiO_2 (1.2 – 2.5 вес.%), что сближает их с производными толеитовой серии (Рис. 4.2.2, А). В то же время породы имеют высокие содержания $K_2O + Na_2O$ (3.3 – 5.2 вес.%), сопоставимые со значениями близкими к известково-щелочной серии (Прил. 4.2.).

Амфиболиты демонстрируют в целом высокие содержания редких и рассеянных элементов. Они обогащены LREE относительно HREE, что сближает их с базальтами типа OIB или внутриплитными базальтами (Рис. 4.2.2, Б). В то же время для этих пород характерны

повышенные содержания LILE (за исключением Sr); в зависимости от разновидности в породах проявлена обедненность такими HFSE как Nb, Zr и Hf.



Рис. 4.2.2, А. Диаграмма $Na_2O+K_2O - FeO_{tot} - MgO$ для амфиболитов ($\pm Grt$) анрахайского комплекса (Irvine & Baragar, 1971).

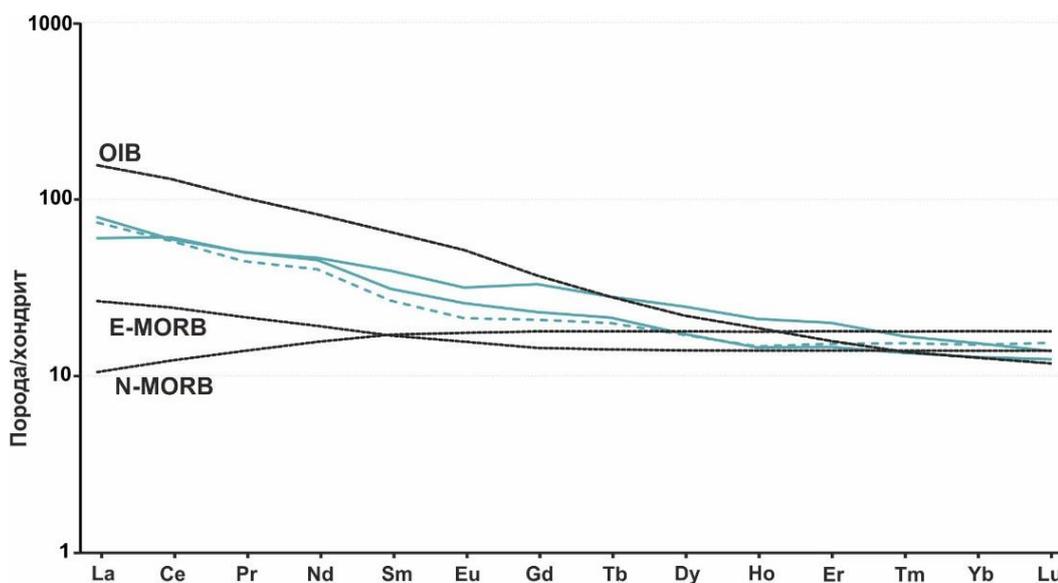


Рис. 4.2.2, Б. Распределение РЗЭ в амфиболитах анрахайского комплекса (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)). Пунктиром отмечен гранатовый амфиболит.

На треугольной дискриминационной диаграмме $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (Cabanis & Lecolle, 1989) амфиболиты анрахайского комплекса попадают в области островодужных известково-щелочных базальтов и границу между континентальными базальтами и обогащенными базальтами E-MORB (Рис. 4.2.2, Г).

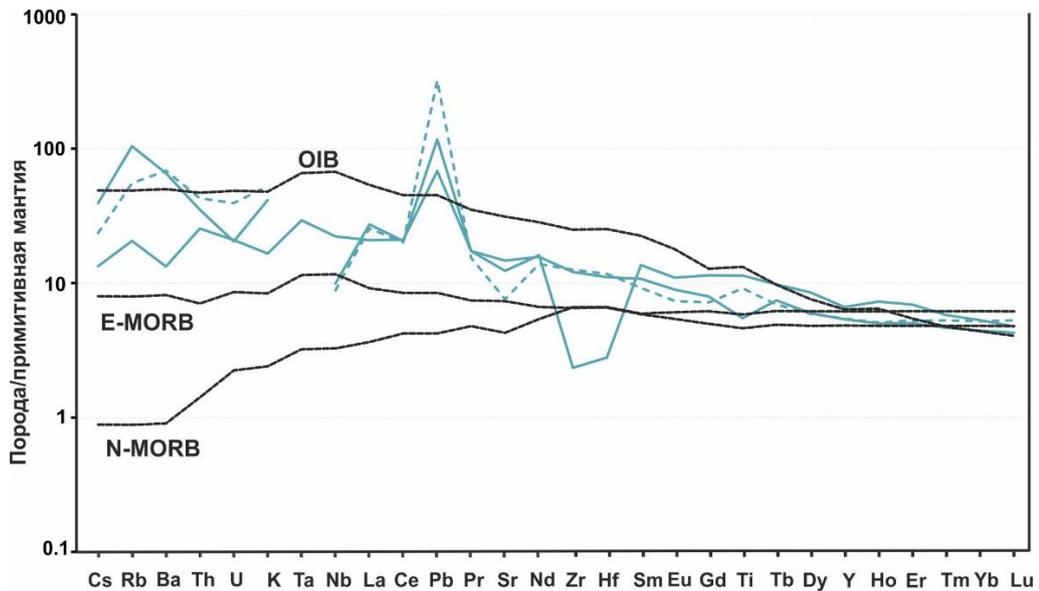


Рис. 4.2.2, В. Распределение рассеянных элементов в амфиболитах анрахайского комплекса (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)). Пунктиром отмечен гранатовый амфиболит.

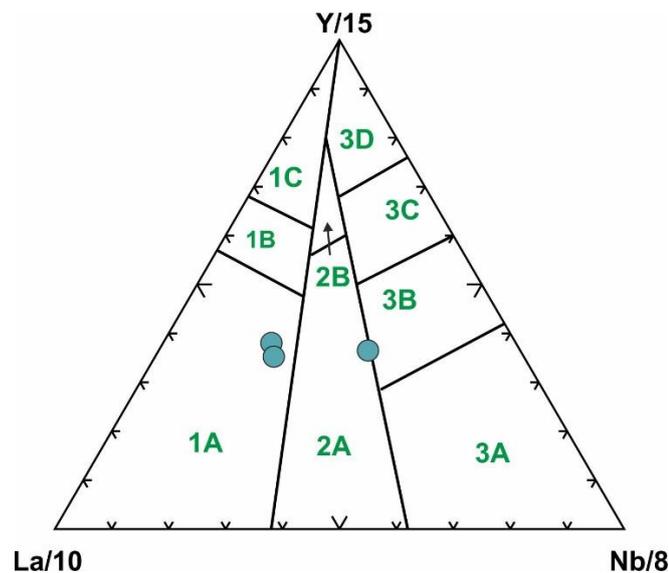


Рис. 4.2.2, Г. Диаграмма 'La/10 – Y/15 – Nb/8' для амфиболитов (\pm Grt) анрахайского комплекса (Cabanis & Lecolle, 1989). 1 – базальты вулканических дуг (1A – известково-щелочные базальты; 1B – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты; 1C – островодужные толеиты); 2A – континентальные базальты; 2B – базальты задуговых бассейнов; 3A – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3B – обогащенные базальты типа E-MORB; 3C – умеренно обогащенные базальты типа E-MORB; 3D – базальты N-MORB.

4.3. Метаморфизм ключевых разностей пород.

подавляющая часть пород анрахайского комплекса преобразована в условиях умеренных температур и давлений, однако в юго-восточной части Анрахайского блока выделяются мигматитизированные гнейсовые комплексы, где кварц-полевошпатовые образования, сформированные в условиях высоких ступеней метаморфизма, могут относиться как к

метамагматическому анрахайскому, так и к метаосадочному кояндинскому комплексам, и граница между ними здесь проводится условно.

Ортогнейсы анрахайского комплекса не содержат минералов-индикаторов высоких давлений. Монотонные минеральные ассоциации и микроструктурные особенности мусковит-хлоритовых ортогнейсов указывают на преобразования, не превышающие условия эпидот-амфиболитовой фации, которые выражены главным образом в замещении биотита хлоритом и формировании гнейсовидной текстуры пород. Амфибол-биотитовые ортогнейсы характеризуются более разнообразным минеральным составом, включающим Amp, Bt, Ep и Grt, отвечающим эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Изоплеты составов предположительно равновесных граната (X_{Mn} и $X_{Mg/(Fe+Mg)}$), амфибола (Na (ф.к.) и Ca (ф.к.)) и плагиоклаза (X_{an}) пересекаются в широком диапазоне давлений (6.5 – 10 кбар) при температурах 480 – 550 °С, что соответствует условиям амфиболитовой фации (Рис. 4.3; Прил. 4.1, А – В).

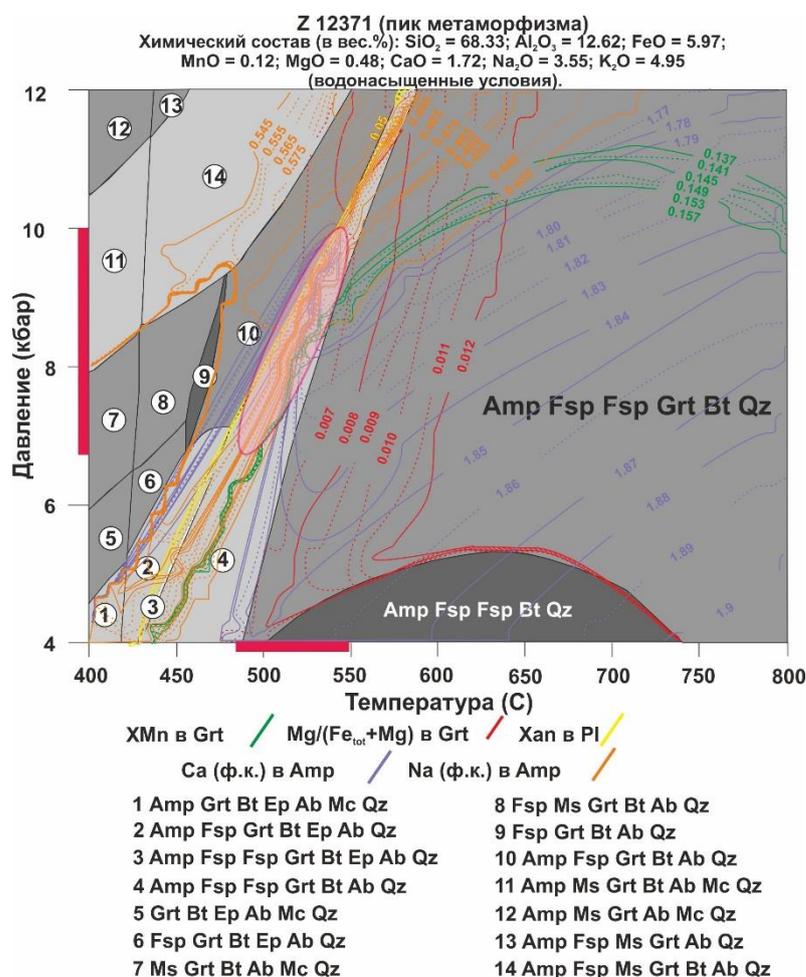


Рис. 4.3. P – T псевдосекция в системе KNCFMnASH для ортогнейса Z 12371 (использован валовый химический состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Amp, Pl, Grt.

Использование геобарометров, основанных на содержаниях Mg и Al в амфиболе, позволило получить близкий интервал давлений 5 – 7.3 кбар (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). Формирование актинолита и хлорита, замещающих амфибол и биотит, по-видимому, характеризует регрессивный этап метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации.

Минеральные ассоциации гранатовых и эпидотовых амфиболитов, которые слагают многочисленные тела среди ортогнейсов, свидетельствуют о формировании в условиях, также не превышающих условия амфиболитовой фации.

4.4. U-Pb геохронологические Sm-Nd изотопно-геохимические исследования главных разностей пород анрахайского комплекса.

Были проведены геохронологические U – Pb исследования цирконов из мусковит-хлоритовых ортогнейсов (проба TS 1185; SHRIMP II) и амфибол-биотитовых ортогнейсов (проба Z 12371; ID TIMS) (Рис. 3.В; Табл. 1).

4.4.1. Мусковит-хлоритовые ортогнейсы.

Цирконы в мусковит-хлоритовых ортогнейсах представлены призматическими прозрачными и полупрозрачными, во многих случаях идиоморфными желтоватыми кристаллами размером от 50 до 300 мкм при коэффициенте удлинения 2.0 – 3.5. Они характеризуются хорошо выраженной магматической зональностью; в некоторых кристаллах присутствуют выраженные ядра (Рис. 4.4.1, А).

Было проанализировано 11 зерен циркона, для 9 конкордантных значений получена средняя $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценка возраста 779 ± 10 млн. лет (СКВО = 1.2), которая интерпретируется как возраст кристаллизации протолита мусковит-хлоритовых ортогнейсов (Рис. 4.4.1, Б; Прил. 4.4, А). При этом для двух зерен получены более молодые $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста при повышенных содержаниях обычного Pb (0.47 – 0.62% $^{206}\text{Pb}_s$, Прил. 4.4, А), что может указывать на потерю свинца. Для одного из ядер циркона (14.2) получена палеопротерозойская ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1951$ млн. лет, Прил. 4.4, А) оценка возраста, свидетельствующая об участии в строении коры Анрахайского блока и раннедокембрийских образований.

Мусковит-хлоритовые ортогнейсы характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (от -10.4 до -11.1) и модельными возрастными $t_{\text{Nd}(DM)}$ в интервале 2.3 – 2.1 млрд. лет (Рис. 4.4.1, В; Прил. 4.4, Б), что указывает на формирование их протолитов в основном за счет переработки палеопротерозойского корового материала.

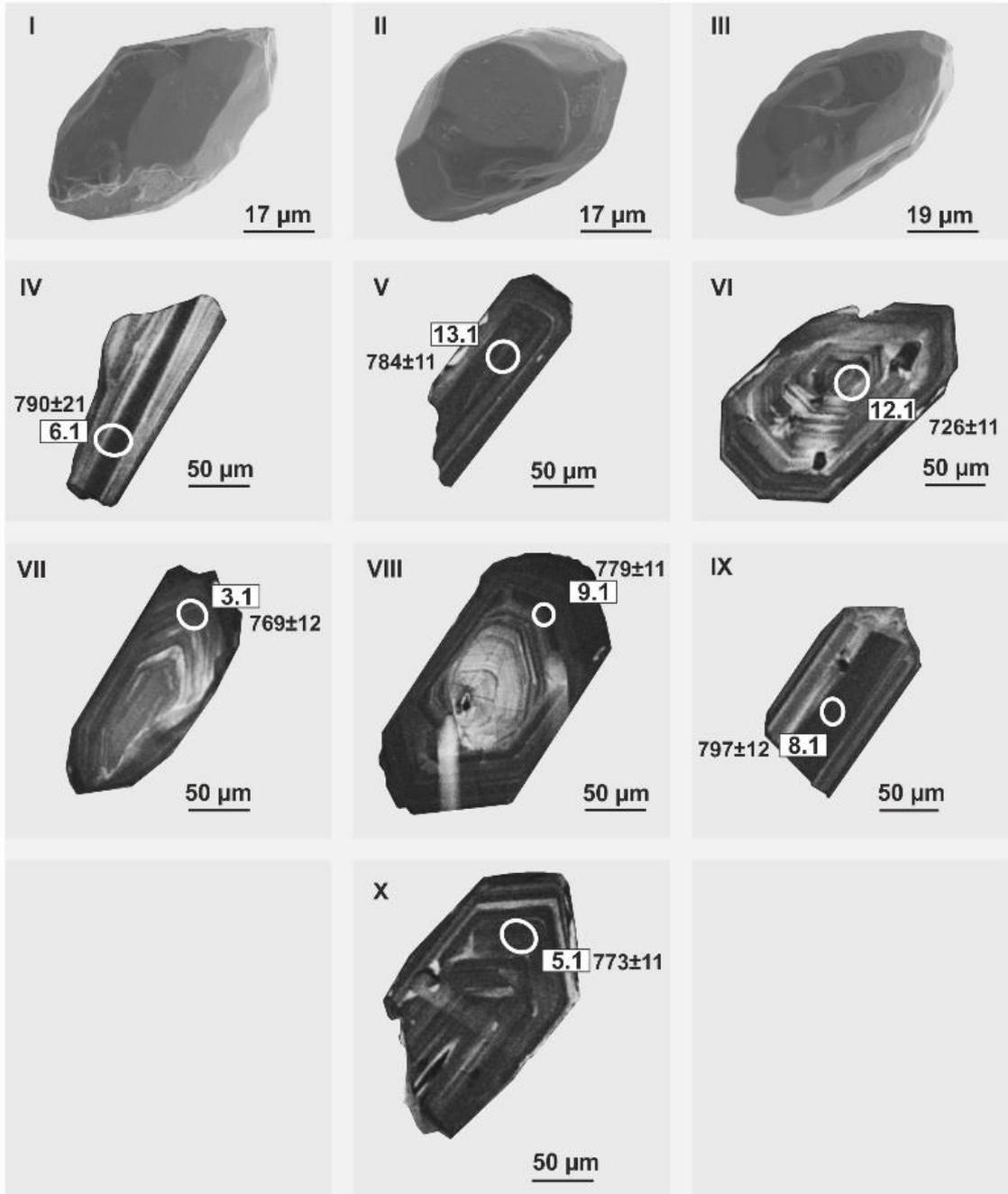


Рис. 4.4.1, А. Изображения цирконов из пробы мусковит-хлоритовых ортогнейсов TS 1185, полученные на сканирующем электронном микроскопе в режиме обратно-рассеянных электронов (I – III) и катодолюминесценции (IV – X). Номера в белых прямоугольниках и датировки приведены в соответствии с Прил. 4.4, А. Белыми овалами отмечены проанализированные участки зерен.

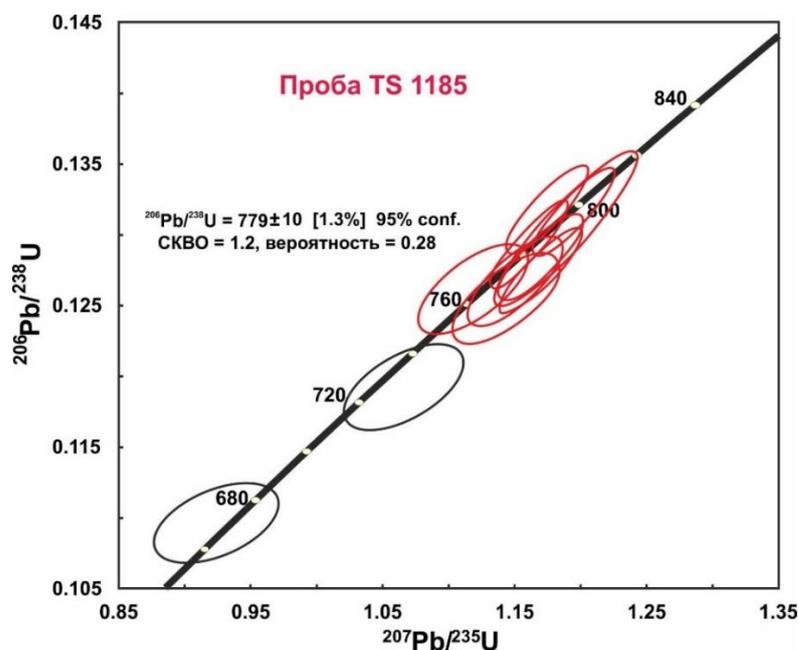


Рис. 4.4.1, Б. Диаграмма конкордии для $U - Pb$ изотопных данных (SHRIMP II), полученных для цирконов из мусковит-хлоритовых ортогнейсов TS 1185.

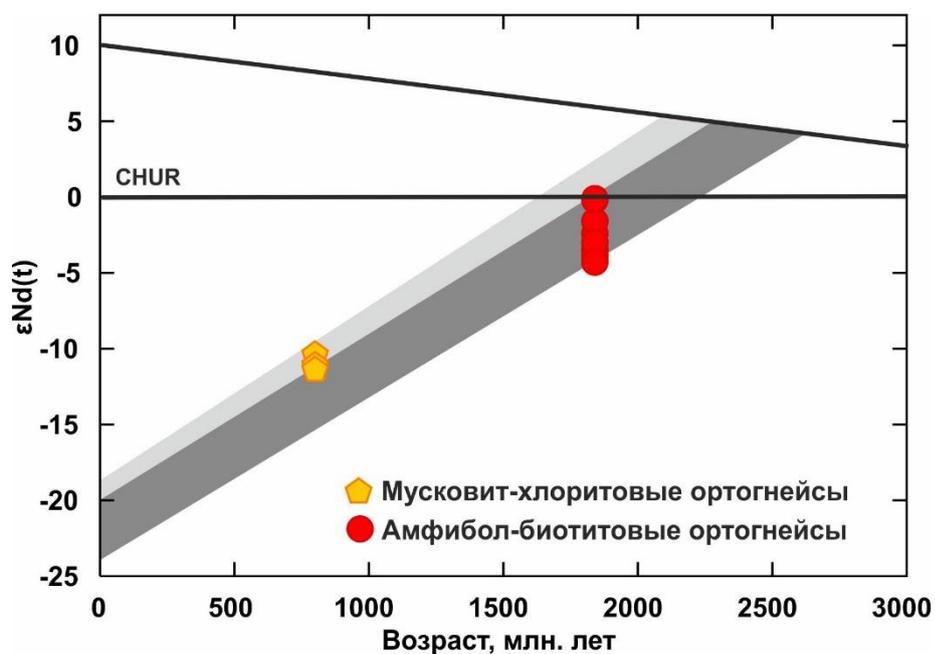


Рис. 4.4.1, В. Эволюция изотопного состава Nd в ортогнейсах анрахайского комплекса (светло-серая линия: неопротерозойские мусковит-хлоритовые ортогнейсы; темно-серая линия: палеопротерозойские амфибол-биотитовые ортогнейсы).

4.4.2. Амфибол-биотитовые ортогнейсы.

Акцессорный циркон из амфиболов-биотитовых ортогнейсов представлен гипидиоморфными, реже идиоморфными прозрачными и полупрозрачными бесцветными и светло-желтыми призматическими кристаллами, ограненными комбинацией призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{111\}$ (Рис. 4.4.2, А). Размер кристаллов варьирует от 40 до 500 мкм при коэффициенте удлинения 3 – 4. Для цирконов характерно наличие ядер с 40

сохранившейся магматической зональностью и секториальным строением. В ядрах присутствуют многочисленные полностью раскристаллизованные расплавные, флюидные и минеральные (кварц, апатит) включения. Ядра цирконов окружены незональными, часто трещиноватыми люминесцирующими оболочками различной толщины (Рис. 4.4.2, А), в которых встречаются только флюидные и газовые включения.

Морфологические особенности ядер изученных кристаллов циркона и присутствие в них расплавных включений свидетельствуют об их магматическом происхождении, в то время как образование оболочек, по-видимому, связано с наложенными метаморфическими процессами.

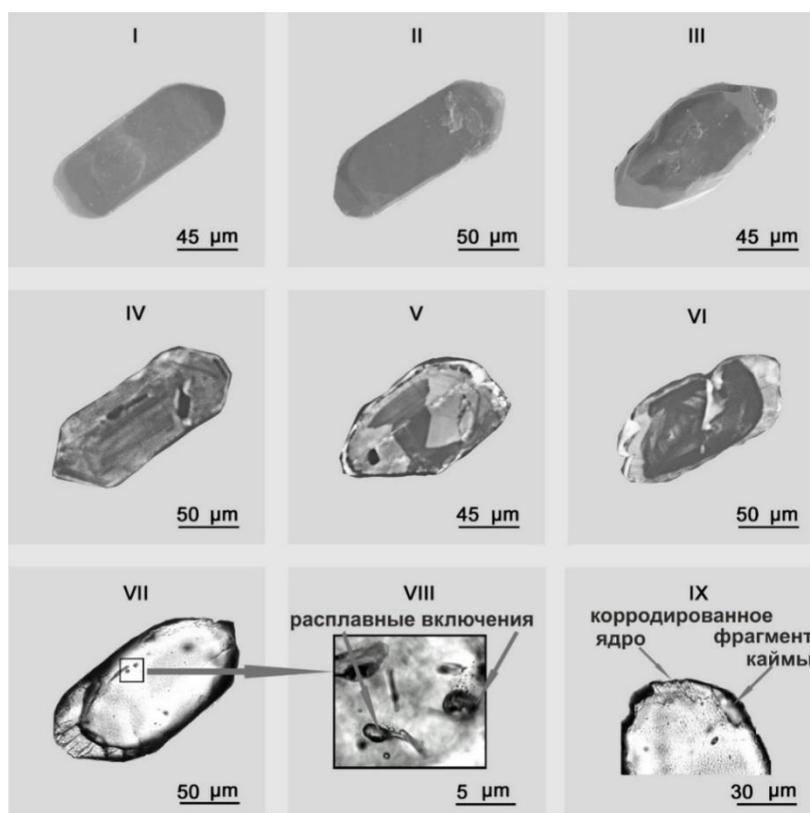


Рис. 4.4.2, А. Изображения цирконов из пробы амфибол-биотитовых ортогнейсов Z 12371, полученные на сканирующем электронном микроскопе в режиме обратно-рассеянных электронов (I – III) и катодолюминесценции (IV – IX).

Точки изотопного состава всех изученных навесок цирконов расположены на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1841 ± 6 млн. лет, а нижнее – 493 ± 17 млн. лет (СКВО 1.7) (Рис. 4.4.2, Б; Прил. 4.4, В). Исходя из морфологических особенностей цирконов, оценка возраста 1841 ± 6 млн. лет, полученная по верхнему пересечению дискордии, рассматривается в качестве возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов амфибол-биотитовых ортогнейсов Анрахайского блока.

Амфибол-биотитовые ортогнейсы характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(t)}$ в интервале от -0.1 до -4.3 и модельными возрастами $t_{Nd(DM)}$ в диапазоне 2.6 – 2.3 млрд. лет (Рис. 4.4.1, В; Прил. 4.4, Б), что предполагает их формирование в основном за счет переработки вещества неархейской континентальной коры, возможно, при взаимодействии с ювенильным источником.

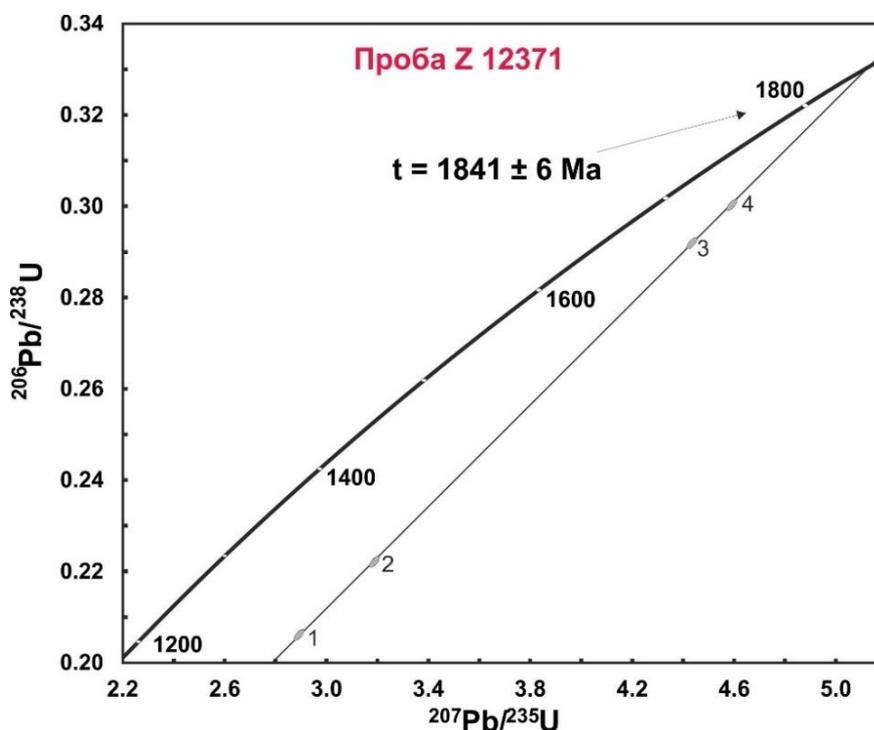


Рис. 4.4.2, Б. Диаграмма конкордии для U – Pb изотопных данных (ID-TIMS), полученных для цирконов из амфибол-биотитовых ортогнейсов Z 12371.

Глава 5. Кояндинский метаморфический комплекс.

5.1. Петрографическая характеристика ключевых разностей пород.

Кояндинский комплекс характеризуется разнообразием метаморфических пород, сформированных за счет как осадочных, так и магматических протолитов в условиях различных ступеней. Наиболее распространенными породами комплекса являются гранат-слюдяные сланцы с телами гранатовых и эпидотовых амфиболитов, эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, серпентинизированных шпинелевых ультрамафитов, а кроме того метаморфизованных кремней (кварцитов) и мраморов (Рис. 3.В).

5.1.1. Гранат-слюдяные сланцы.

Как отмечалось ранее, гранат-слюдяные сланцы кояндинского комплекса представляют собой диафторированные гранат-кианит-фенгитовые гнейсы, которые также принято называть высокобарическими гранулитами (O'Brien & Rötzler, 2003; Kotková, 2007).

Главными минералами пород являются розоватый гранат, образующий крупные порфиробласты часто неправильной формы размером до 1.5 мм, а в некоторых случаях и больше, полевые шпаты, среди которых преобладает Pl, но в редких случаях сохраняется и Kfs, а также слюды и наиболее широко развитый Qz, размеры которого меняются значительно от 0.1 до 1.5 мм и более (Рис. 5.1.1, А, Б).

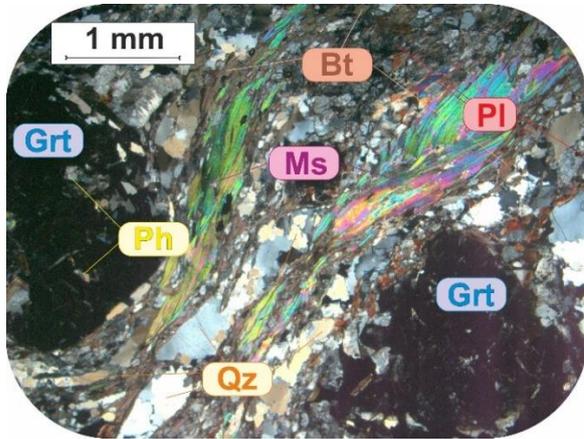


Рис. 5.1.1, А. Порфиробластовая структура гранат-слюдяных сланцев (николи скрещены).

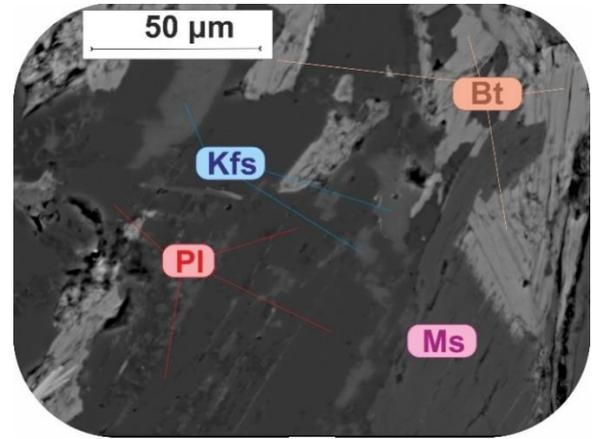


Рис. 5.1.1, Б. BSE изображение реликтов Kfs в основной ткани гранат-слюдяных сланцев.

Порфиробласты граната характеризуются наличием многочисленных микровключений, представленных в основном Qz, ильменитом (Ilm), реже и преимущественно в промежуточных-краевых зонах граната присутствуют включения кианита (Ky), фенгита (Ph), рутила (Rt) размером 0.1 мм (Рис. 5.1.1, В, Г).

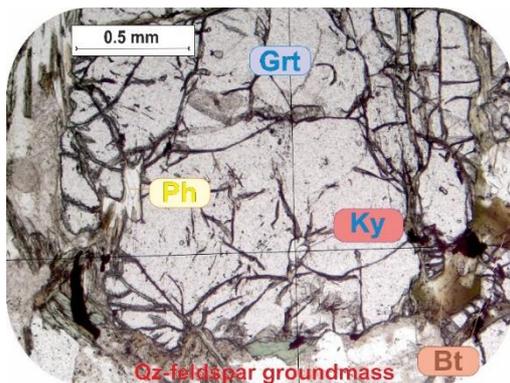


Рис. 5.1.1, В. Включения Ky, Ph в порфиробласте Grt в гранат-слюдяных сланцах (николи параллельны).

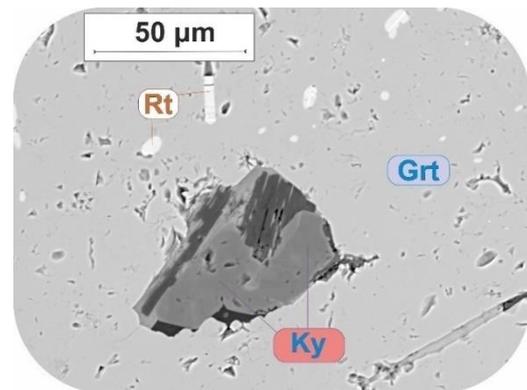


Рис. 5.1.1, Г. BSE изображение микровключений Rt и замещенного мусковитом кианита в Grt в гранат-слюдяных сланцах.

Первичная линейность диафорированных гранат-кианитовых гнейсов, по-видимому, отсутствует или сильно нарушена поздними процессами рассланцевания, что выражается в развитии ориентированных листочков Bt, частично замещенных хлоритом, и Ms размером

до 1 мм, а также вытянутых, неравномерно гаснущих зерен Qz, формирующих узкие зоны или полосы, параллельные друг другу и плоскостям сланцеватости. Среди минералов основной ткани также присутствуют зеленый турмалин (Tur) (Рис. 5.1.1, Д), Ky, Ph и Rt, зачастую замещенный титанитом (Ttn), размеры которых могут достигать 0.5 – 0.7 мм. Кроме того, во многих случаях отмечается присутствие акцессорных циркона, апатита, монацита (Рис. 5.1.1, Е). При этом апатит содержит ориентированные экссолюционные включения монацита.

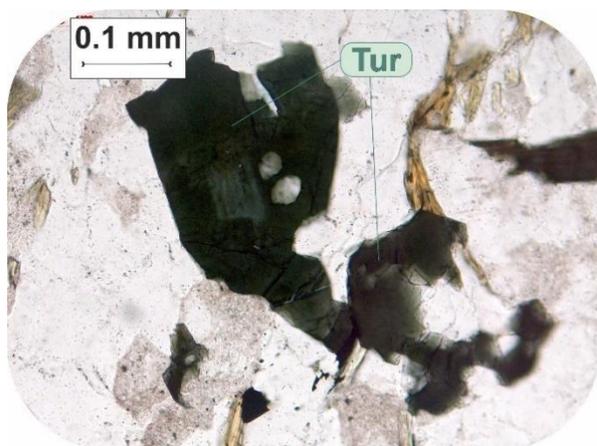


Рис. 5.1.1, Д. Ксеноморфный кристалл турмалина в матрице гранат-слюдяных сланцев (николи параллельны).



Рис. 5.1.1, Е. BSE изображение монацита в основной ткани гранат-слюдяных сланцев.

Исходя из минерального состава, гранат-слюдяные сланцы могут быть условно подразделены на две группы, которые отличаются главным образом степенью регрессивных метаморфических преобразований. К первой группе относятся комплексы, развитые в юго-восточной части Анрахайского блока, где кварц-полевошпатовые породы фактически представляют собой диатектиты (Рис. 3.2, Б) с мелансомой, сложенной средне-крупнозернистыми гранат-кианит-рутил-полевошпатовыми гнейсами с очень небольшим количеством водосодержащих минералов (до 5 – 10 об.% слюды, часто только фенгит) (Рис. 5.1.1, Ж), и лейкосомой, представленной кварц-полевошпатовыми ортогнейсами. При этом количество порфиробластов граната, которые характеризуются размерами 1 – 1.5 мм и более, составляет до 30 – 40 об.% породы, а кианит и фенгит присутствуют как в основной ткани, так и в виде включений в гранате. Ко второй, более распространенной, группе гранат-слюдяных сланцев относятся разности с большим количеством водосодержащих минералов, прежде всего слюд (Bt, Ms в равных пропорциях) и хлорита, часто превышающим 30 об.% породы, а также кварца (Рис. 5.1.1, З). Размеры граната в этих породах не превышают 1 мм, а минералы-индикаторы высоких давлений (кианит и фенгит)

присутствуют только в виде реликтовых включений в гранате. Второй тип сланцев распространен в центральной и северо-западной частях Анрахайского блока (Рис. 3.В; 3.2, Г).

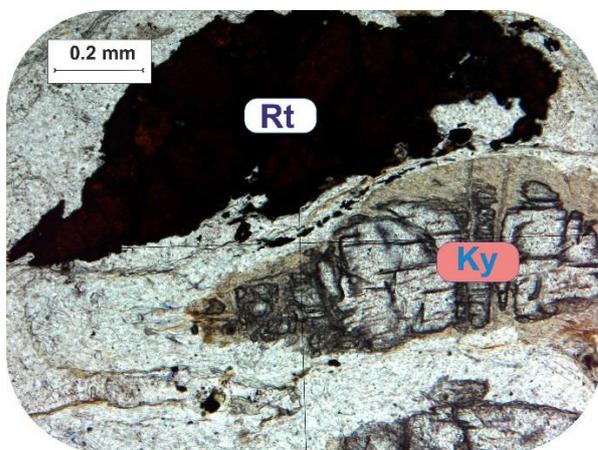


Рис. 5.1.1, Ж. Крупные кристаллы *Ky* и *Rt* из меланосомы диатектитов в ЮВ части Анрахайского блока (образец Z 12375; николи параллельны).

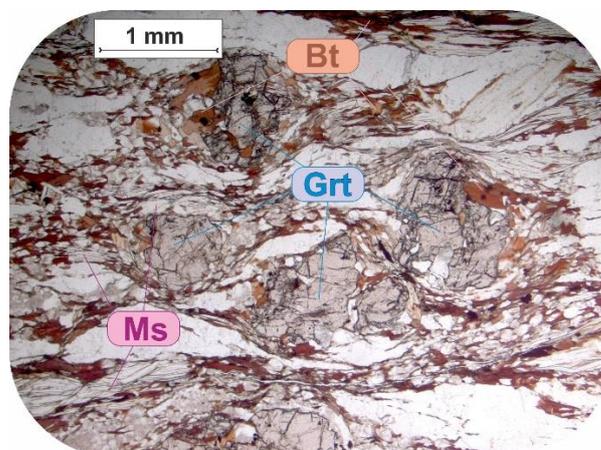


Рис. 5.1.1, З. Порфиробласты *Grt* в ассоциации с *Ms*, *Bt* и полевыми шпатами в гранат-слюдяных сланцах в центральной и СЗ частях Анрахайского блока (образец АН 1470; николи параллельны).

5.1.2. Мусковит-хлоритовые сланцы.

Мелко- среднезернистые мусковит-хлоритовые сланцы сложены в основном *Ms*, *Chl* (заместившим *Bt*), *Pl* и *Qz*, вытянутым в одном направлении параллельно осям рассланцевания (Рис. 5.1.2, А). Породы не содержат минералов-индикаторов высоких давлений или *Grt* и пространственно приурочены к мраморам, метаморфизованным кремням (кварцитам) и амфиболитам без граната (Рис. 3.В; 3.2, А). *Qz* является преобладающим минералом и образует зерна неправильной формы, часто с неравномерным облачным угасанием, размеры которых варьируют от 0.05 до 1 мм. *Pl* обычно серицитизирован и образует ксеноморфные кристаллы размером 0.5 – 0.7 мм. *Ms* характеризуется идиоморфным обликом и формирует листочки до 1 – 1.2 мм в длину с выраженной совершенной спайностью (Рис. 5.1.2, Б), в то время как *Chl*, в редких случаях сохраняющий реликты *Bt*, напротив, формирует зерна и листочки неправильной формы размером до 0.5 мм. Для пород отмечается присутствие зерен магнетита, апатита, циркона и небольшое количество карбоната.

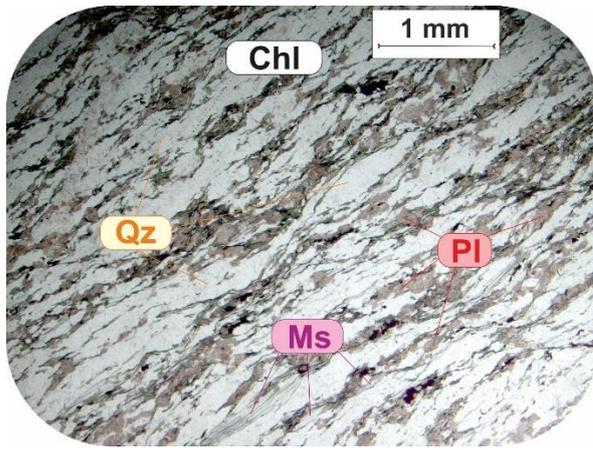


Рис. 5.1.2, А. Сланцеватая текстура мусковит-хлоритовых сланцев (николи параллельны).

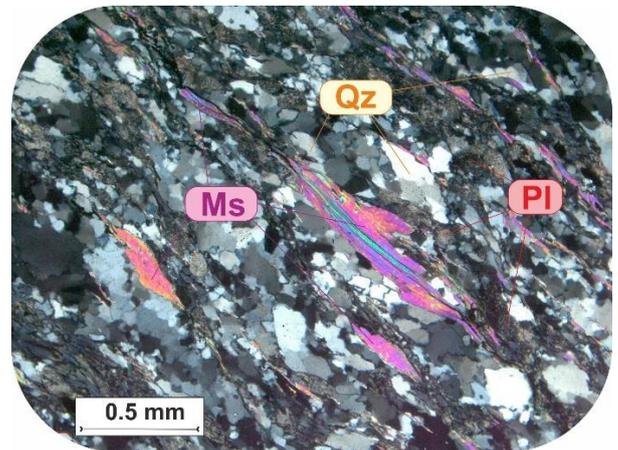


Рис. 5.1.2, Б. Листочки мусковита в основной ткани мусковит-хлоритовых сланцев (николи скрещены).

5.1.3. Эклогиты и гранатые клинопироксениты.

Нередко гранат-слюдяные сланцы содержат тела и линзы гранат-клинопироксеновых метаморфических пород размером от 0.5 м до 4 м, среди которых выделяются эклогиты и гранатые клинопироксениты, формирующие как самостоятельные тела, так и участвующие в строении одного тела (Рис. 3.2, В – Ж). Эклогиты характеризуются средне-крупнозернистой структурой и состоят из розоватого Grt, зеленоватого моноклинного пироксена (Срх), представленного омфацитом (Omp), который в большинстве случаев замещается симплектитовым агрегатом диоксида (Di) и кислого Pl, а кроме того Rt, Пм и Qz (Рис. 5.1.3, А, Б).

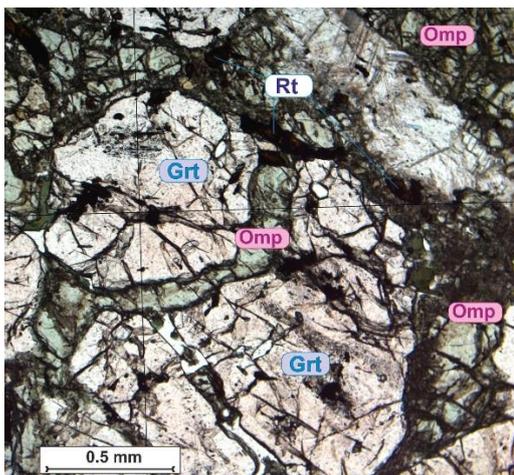


Рис. 5.1.3, А. Ассоциация граната и омфацита в эклогитах (николи параллельны).

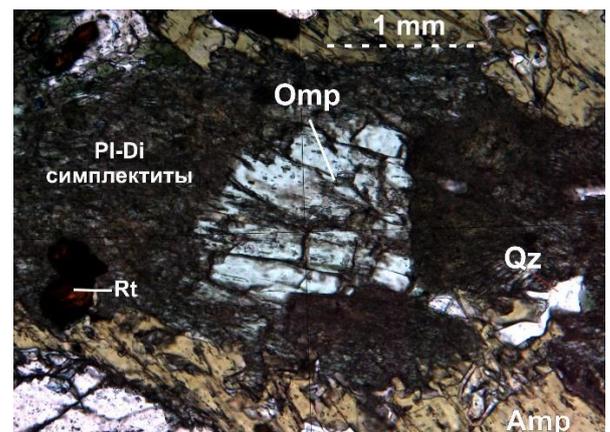


Рис. 5.1.3, Б. Замещение омфацита агрегатом Di-Pl симплектитов в эклогитах (николи параллельны).

Во многих случаях зерна Rt окружены каймой Ttn. Более поздние минеральные парагенезисы представлены зеленым и голубовато-зеленым Amp, который часто

формирует как опацитовые каймы вокруг Grt или симплектитовые срастания с андезином (Рис. 5.1.3, В), так и отдельные кристаллы размером до 1 – 1.2 мм (Рис. 5.1.3, Г). К поздним минералам также относятся клиноцоизит (Czo) и Ep, образующие крупные (до 1.5 мм) порфиробласты, часто содержащие реликты Grt. Среди второстепенных и аксессуарных минералов отмечается присутствие карбоната, апатита и циркона. Grt образует как идиобласты, так и ксенобласты размером до 2 мм и более, содержащие реликтовые включения Omp, Amp, Czo, Pl, Qz (Рис. 5.1.3, Д). Наиболее поздний амфибол зачастую содержит включения Grt, Срх-Pl симплектитов и Czo (Рис. 5.1.3, Е). Следует отметить, что эклогиты характеризуются высокой степенью регрессивных преобразований, и многие изученные образцы содержат секущие жилы, по которым развиваются карбонаты и хлорит.

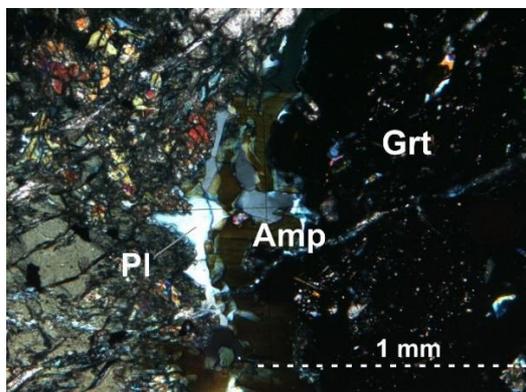


Рис. 5.1.3, В. Опацитовая Amp-Pl кайма вокруг граната в эклогитах (николи скрещены).

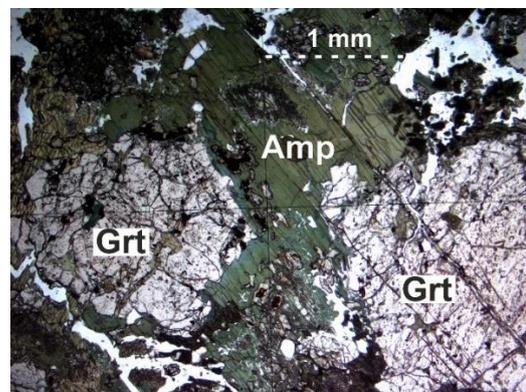


Рис. 5.1.3, Г. Кристаллы амфибола в матрице эклогитов (николи параллельны).

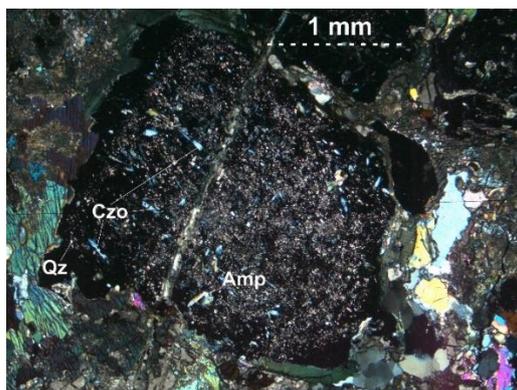


Рис. 5.1.3, Д. Микровключения Amp, Czo, Qz, Rt в порфиробласте граната в эклогитах (николи скрещены).

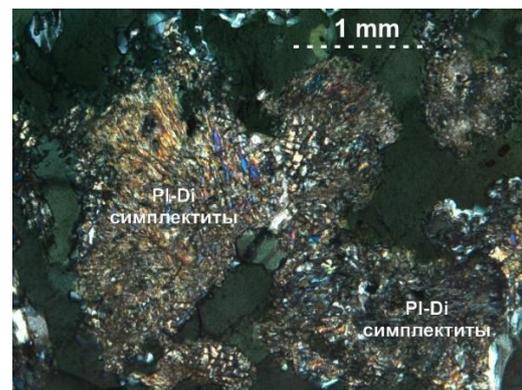


Рис. 5.1.3, Е. Реликты Срх-Pl и Amp-Pl симплектитов с Czo внутри более позднего Amph в эклогитах (николи скрещены).

Средне-крупнозернистые гранатовые клинопироксениты состоят из Grt, Срх, Rt и Amp. В большом количестве отмечается присутствие карбоната, циркона, апатита. В отличие от эклогитов, Grt в гранатовых клинопироксенитах образует ксенобласты размером от 0.7 до 2.5 мм и более, содержащие большое количество включений апатита, Rt и Срх,

представленного исключительно диопсидом (Рис. 5.1.3, Ж). Моноклинный пироксен также является главным минералом основной ткани пород, зачастую слагающим ее директивную текстуру (Рис. 5.1.3, З).

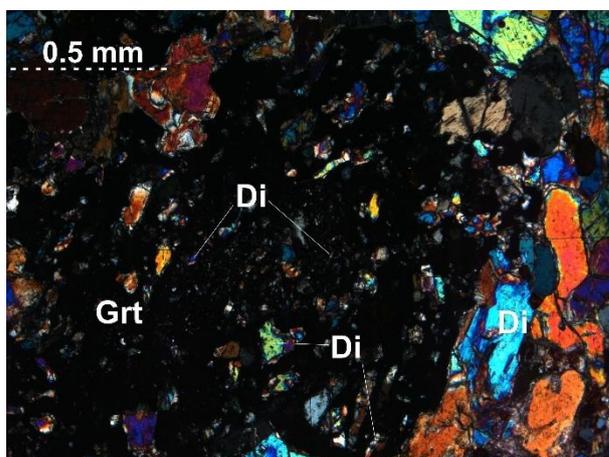


Рис. 5.1.2, Ж. Микровключения диопсида в порфиробласте граната в гранатовых клинопироксенитах (николи скрещены).

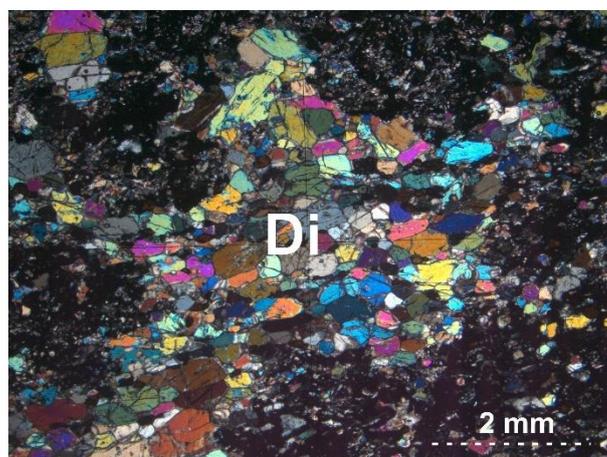


Рис. 5.1.2, З. Кристаллы диопсида, слагающие директивную структуру основной ткани в гранатовых клинопироксенитах (николи скрещены).

Амр в породах присутствует в небольшом количестве и, как правило, замещает Срх (Рис. 5.1.3, И). Характерной особенностью пород является наличие мономинеральных обособлений и шпиров, сложенных Rt с каймами Ттп или апатитом, размеры которых достигают 1 мм (Рис. 5.1.3, К). В гранатовых клинопироксенитах отсутствует кварц как среди реликтовых минералов, заключенных в порфиробластах граната, так и среди минералов основной ткани. Pl, Ep и хлорит присутствуют в породах в подчиненном количестве.

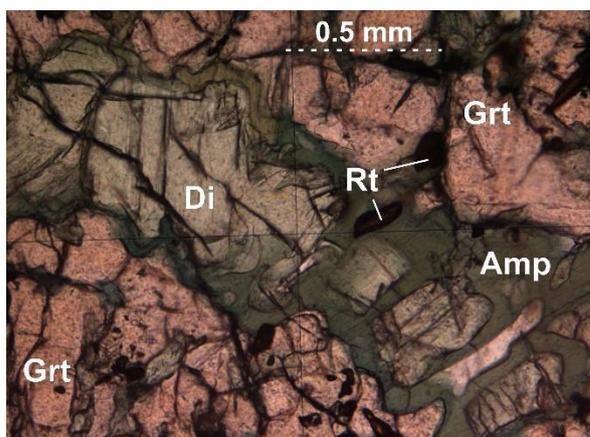


Рис. 5.1.2, И. Амфибол, замещающий диопсид, в основной ткани гранатовых клинопироксенитов (николи параллельны).

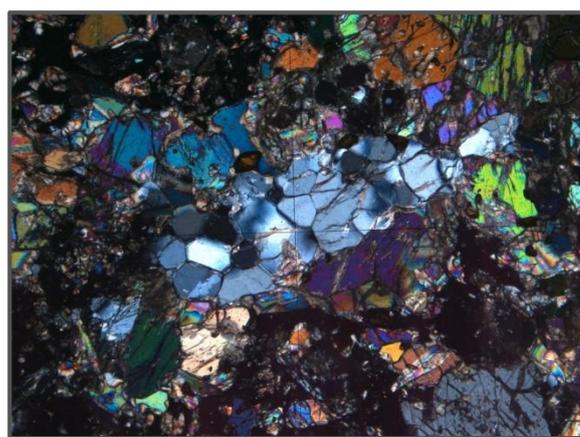


Рис. 5.1.2, К. Скопление апатита в основной ткани гранатовых клинопироксенитов (николи скрещены).

5.1.4. Гранатовые и эпидотовые амфиболиты.

Наибольшее распространение среди меланократовых метаморфических пород кояндинского комплекса имеют гранатовые и эпидотовые амфиболиты, которые слагают как отдельные тела среди гранат-сланцев, так и встречаются в ассоциации с эклогитами и гранатовыми клинопироксенитами (Рис. 3.2, Г, Ж). Породы имеют отчетливо гнейсовидный облик и характеризуются мелко-среднезернистой структурой. Гранатовые амфиболиты состоят из практически бесцветного или розоватого Grt, формирующего крупные порфиробласты ксеноморфного или идиоморфного облика размером до 1.5 – 2 мм, и зеленого и голубовато-зеленого Amp, слагающего основную ткань пород совместно с Pl и Qz, размеры которых варьируют в интервале 0.1 – 1.5 мм (Рис. 5.1.4, А). Реже присутствуют округлые зерна Ep и Ttn размером до 0.3 – 0.5 мм. Следует отметить, что в строении основной ткани гранатовых амфиболитов нередко сохраняются реликты Amp-Pl опалитовых кайм вокруг Grt (Рис. 5.1.4, Б). При этом порфиробласты граната характеризуются наличием большого количества минеральных микровключений, представленных Amp, Czo и Qz.

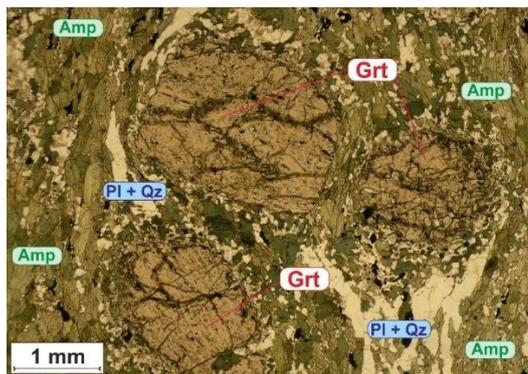


Рис. 5.1.4, А. Порфиробластовая структура гранатовых амфиболитов (николи параллельны).

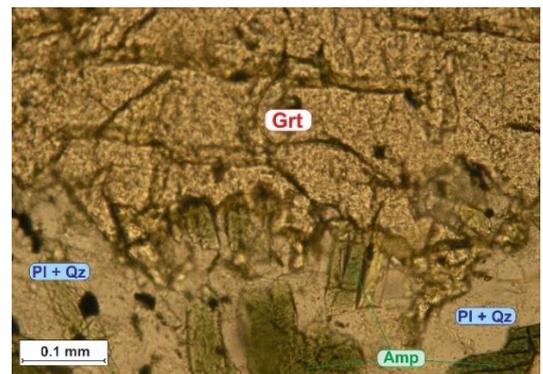


Рис. 5.1.4, Б. Реликты Amp-Pl опалитовой каймы вокруг Grt в гранатовых амфиболитах (николи параллельны).

По сравнению с гранатовыми амфиболитами эпидотовые амфиболиты демонстрируют более мелкозернистые структуры, где главными минералами являются Amp, Pl, Qz и Ep (Рис. 5.1.4, В). Amp формирует вытянутые кристаллы, плеохроирующие от темно-зеленого к желтовато-зеленому, размером от 0.05 до 0.6 мм, а Pl зачастую ассоциирует с Ep, образуя агрегаты ксеноморфного облика до 0.5 – 0.8 мм (Рис. 5.1.4, Г). Ep широко развит в породах и представлен желтоватыми кристаллами, размер которых редко превышает 0.5 мм. Кроме того, в породах присутствует большое количество хлорита и магнетита.



Рис. 5.1.4, В. Общая структура эпидотовых амфиболитов (николи скрещены).



Рис. 5.1.4, Г. Агрегаты *Ep* и *Pl* в эпидотовых амфиболитах (николи скрещены).

5.1.5. Шпинелевые ультрамафиты.

Среди шпинель-содержащих ультрамафитов наибольшее распространение имеют серпентиниты, состоящие главным образом из лизардита и магнетита с реликтами хромистой шпинели, в ассоциации с талькитами и тальк-хлоритовыми сланцами. Породы образуют крупные тела среди метаморфизованных кварц-полевошпатовых комплексов в юго-восточной части Анрахайского блока, размеры которых могут достигать 100 – 150 м. Одно из обнажений серпентинизированных ультрамафитов является наиболее репрезентативным (Рис. 3.2, 3), где помимо магнетитовых серпентинитов выделяются серпентинизированные хлорит-шпинелевые дуниты и шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты, амфиболитизированные перидотиты и горнблендиты, а кроме того интенсивно хлоритизированные мафические разности. Размеры выходов оливин-содержащих пород варьируют от нескольких дециметров до нескольких метров, а непосредственные контакты между ними и вмещающими серпентинитами во многих случаях отсутствуют или являются переходными. Для метаморфических пород характерно наличие минералов, образование которых связано с наложенными метасоматическими процессами, в том числе родингитизацией. В некоторых случаях в пределах изучаемого обнажения к серпентинитам и серпентинизированным перидотитам приурочены тела фактически родингитов.

Преобладающие магнетитовые серпентиниты характеризуются типичной петельчатой текстурой и состоят из лизардита (*Lz*) и магнетита (*Mag*), в редких случаях сохраняющего реликты хромистой шпинели (*Cr-Spl*) в центральных частях зерен. Оливин (*Ol*) не сохраняется в породах, однако во многих случаях присутствуют псевдоморфозы

серпентина по оливину с характерным габитусом. Mag развивается по трещинам в ассоциации с Lz, а кроме того формирует отдельные округлые зерна размером до 0.3 мм. Мелко- среднезернистые серпентинизированные хлорит-шпинелевые дуниты с массивной текстурой состоят главным образом из Cr-Spl, Ol и Chl (Рис. 5.1.5, А). Ol представлен бесцветными округлыми или ксеноморфными зернами размером от 0.2 до 1.7 мм и зачастую разбит трещинами по несовершенной спайности, по которым развивается агрегат серпентина и Mag. Кроме того, темно-коричневые зерна Cr-Spl, размеры которых могут достигать 0.5 мм, характеризуются наличием кайм магнетита. Хромсодержащий Chl образует листочки размером до 1 мм и более, которые присутствуют в интерстициях между зернами серпентинизированного оливина. Среди второстепенных минералов в породах отмечаются амфибол и карбонат.

Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты характеризуются широким развитием минеральных парагенезисов различных ступеней метаморфизма и являются наиболее репрезентативной разностью для восстановления P-T эволюции пород.

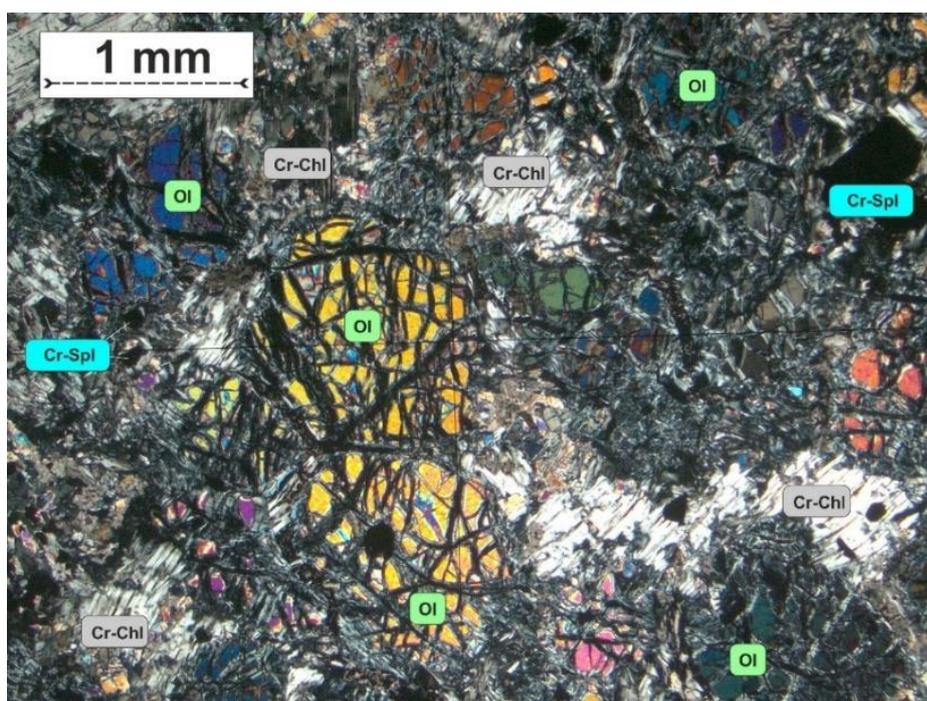


Рис. 5.1.5, А. *Общая структура серпентинизированных хлорит-шпинелевых дунитов (николи скрещены).*

Среди главных минералов присутствует Ol, представленный ксеноморфными зернами размером от 0.1 до 1.5 мм, во всех случаях окруженный коронами ромбического пироксена (Orx_{кор}), которые замещают Ol вплоть до полного исчезновения последнего (размеры Orx_{кор} варьируют значительно, но редко превышают 1 мм) (Рис. 5.1.5, Б).

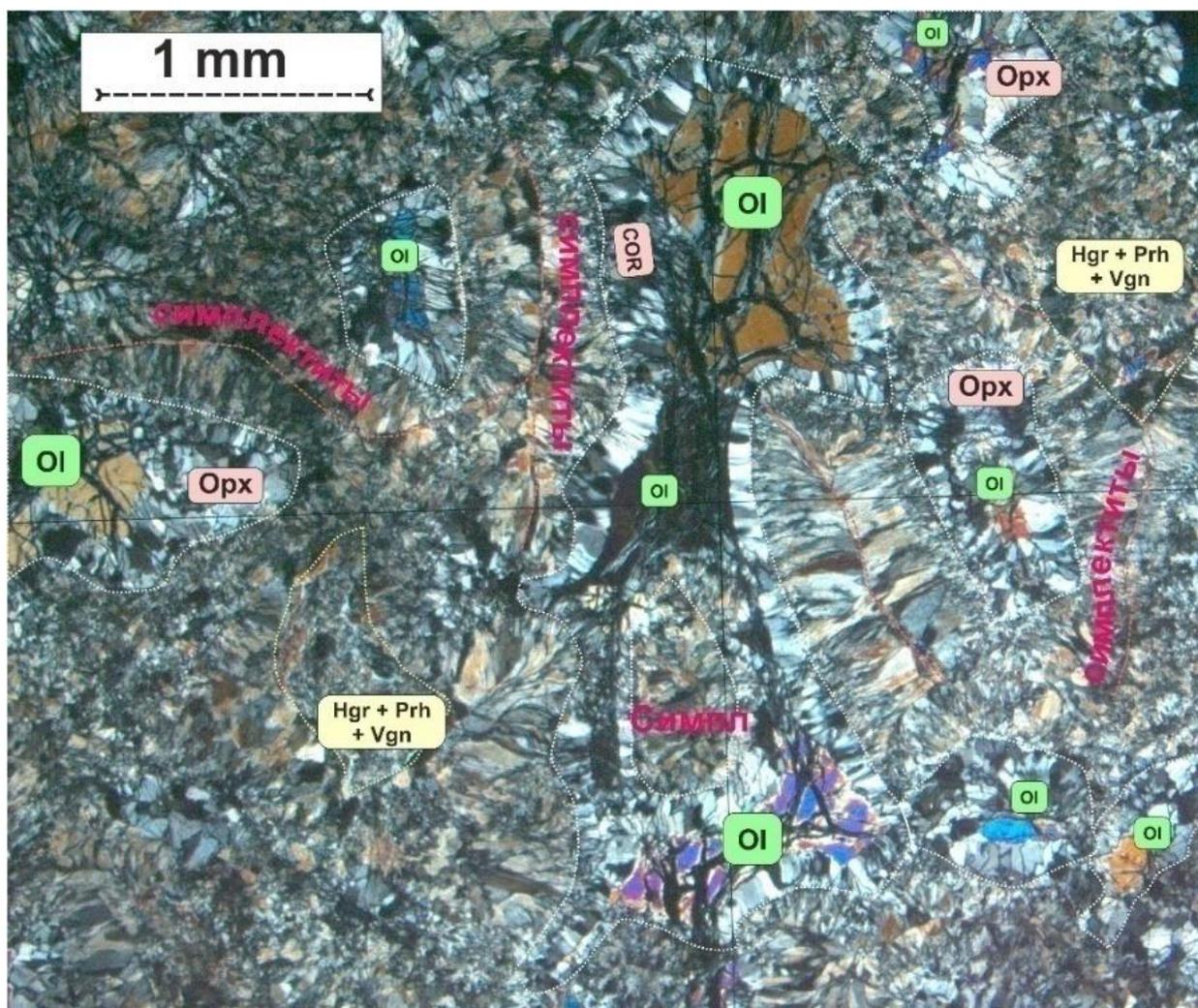


Рис. 5.1.5, Б. Общая структура шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов (никели скрещены).

Кроме того, ромбический пироксен является главным минералом в пироксен-шпинелевых симплектитах ($Орх_{\text{симпл}}$), которые составляют около 30 об.% породы и помимо $Орх_{\text{симпл}}$ также состоят из бесцветного клинопироксена ($Срх_{\text{симпл}}$) и зеленоватой высокоглиноземистой шпинели ($Sp1_{\text{симпл}}$). Симплектиты представляют собой тончайшие волокнистые минеральные сращения, где толщина фазы зачастую не превышает 1 мкм (Рис. 5.1.5, В); $Орх$ - $Срх$ - $Sp1$ симплектиты расположены вблизи $О1$, обрамленного короной $Орх_{\text{кор}}$, и нередко имеют шов в центре симплектитового агрегата, вытянутый субпараллельно коронам $Орх$ (Рис. 5.1.5, Б). В одном случае в клинопироксене было обнаружено микровключение доломита.

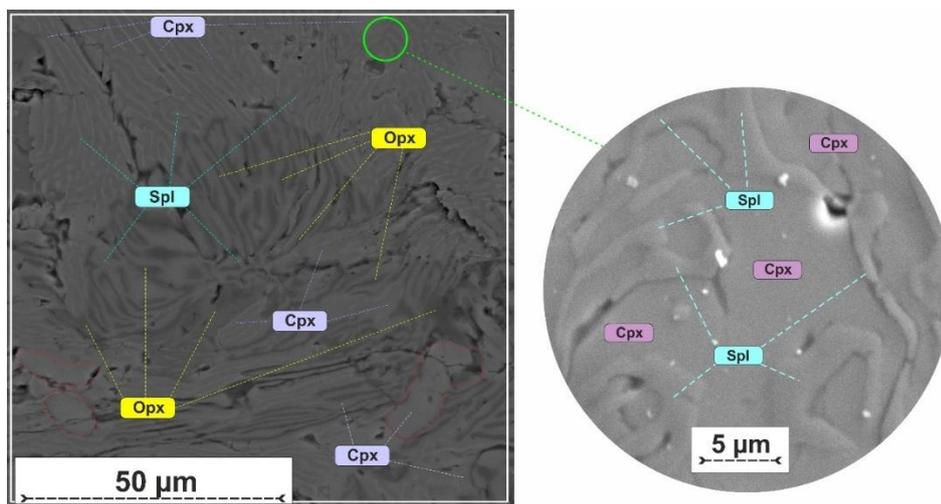


Рис. 5.1.5, В. *Orx-Crx-Spl симплектиты в основной ткани шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов (BSE изображения).*

Orx-Crx-Spl симплектиты замещаются более крупнозернистыми амфибол-шпинелевыми (Amp-Spl) симплектитами, в которых почти бесцветный амфибол и зеленоватая шпинель также образуют сростания, однако размеры фаз здесь очевидно крупнее (от первых микрон) (Рис. 5.1.5, Г). В большинстве случаев Amp-Spl симплектиты непосредственно граничат с Орх_{кор}, в то время как границы между более ранними Орх-Crx-Spl симплектитами и Орх_{кор} сохраняются крайне редко. В свою очередь, Amp-Spl симплектиты и ОI с коронами Орх замещаются более поздним буроватым хромсодержащим Crx (Cr-Crx), формирующим ксеноморфные кристаллы размером до 0.5 мм, часто с выраженной совершенной спайностью (Рис. 5.1.5, Д), образование которого может быть связано с наложенными метасоматическими процессами.

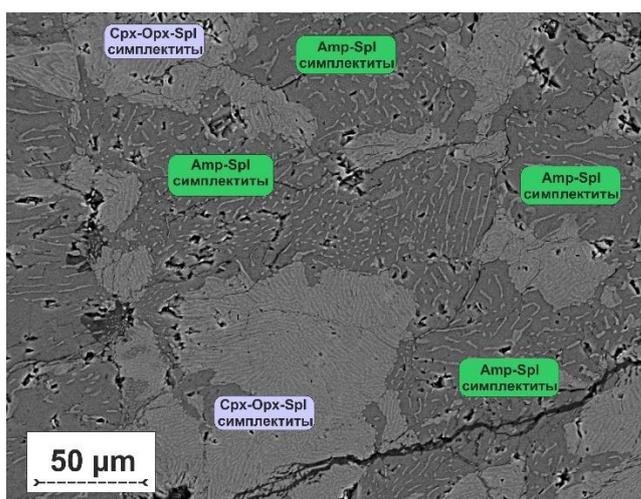


Рис. 5.1.5, Г. *BSE изображение замещения Орх-Crx-Spl симплектитов Amp-Spl симплектитами в шпинелевых перидотитах.*

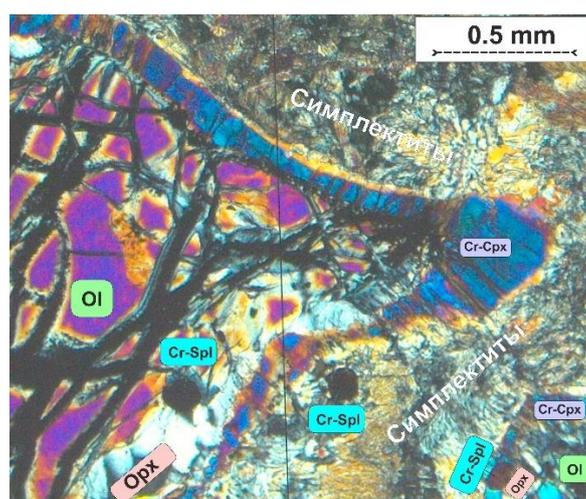


Рис. 5.1.5, Д. *Развитие наиболее позднего Cr-Crx в основной ткани шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов (николи скрещены).*

Хромистая шпинель (Cr-Spl) в симплектит-содержащих перидотитах присутствует в нескольких разновидностях. Так, к первому типу относятся округлые или ксеноморфные зерна зональной Cr-Spl (темно-коричневой в центре и зеленоватой в краевых частях) размером от 0.1 до 0.3 мм, приуроченные к границе между симплектитовыми агрегатами и ортопироксеновой короной оливина (Рис. 5.1.5, Е).

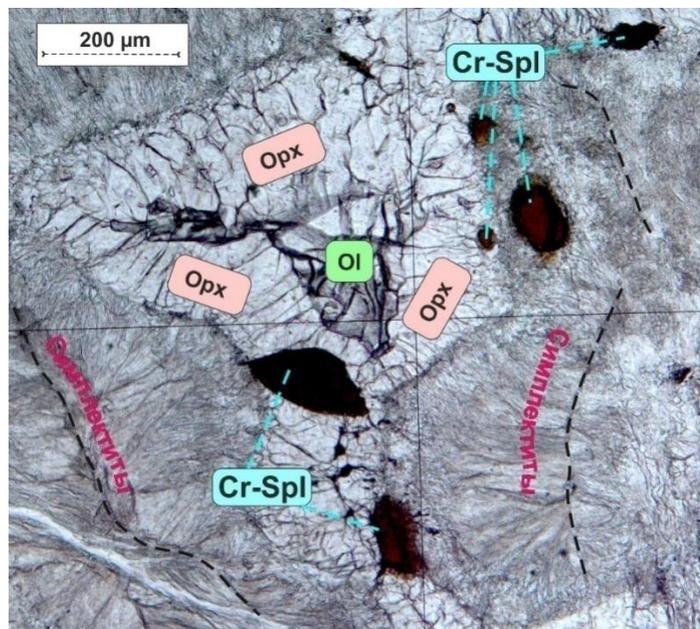


Рис. 5.1.5, Е. Зерна Cr-Spl, приуроченные к границе между симплектитами и ортопироксеновой короной оливина в шпинелевых перидотитах (николи параллельны).

Ко второму типу принадлежат разнообразные округлые включения Cr-Spl размером от 0.005 до 0.2 мм, расположенные в Ol (Рис. 5.1.5, Ж), Орх_{кор} и Cr-Cpx. Кроме того, ориентированные тончайшие иглы Cr-Spl размером до 3 мкм, представляющие собой экссолюционные включения, были зафиксированы во многих зернах Ol (Рис. 5.1.5, З).

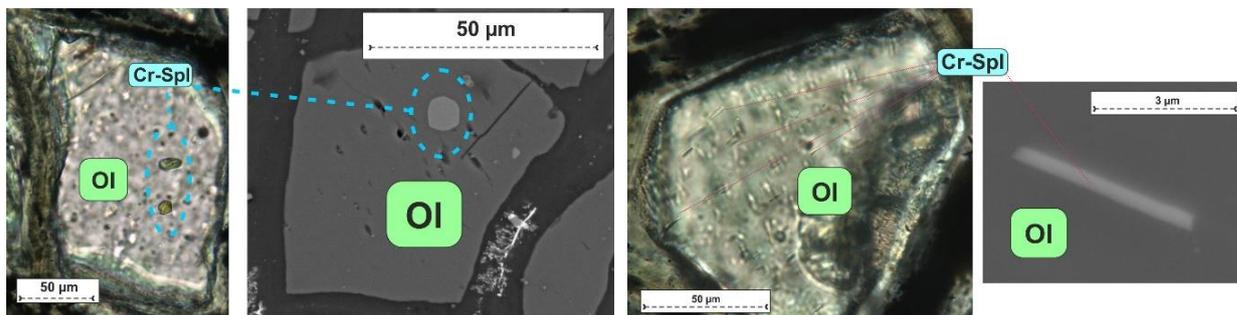


Рис. 5.1.5, Ж. Включения Cr-Spl в оливине в шпинелевых симплектит-содержащих перидотитах (николи скрещены).

Рис. 5.1.5, З. Ориентированные экссолюционные включения Cr-Spl в оливине в шпинелевых симплектит-содержащих перидотитах (николи параллельны (слева) и BSE изображение (справа)).

Наиболее поздние этапы регрессивного метаморфизма пород характеризуются развитием крупных (до 0.5 мм) зерен светло-зеленой глиноземистой шпинели и Mag в ассоциации с бесцветным Amp, формирующим кристаллы размером до 1 мм (Рис. 5.1.5, И). Присутствие красновато-коричневых ксеноморфных выделений Cr-Spl от 0.2 до 1 мм вместе с Chl, Amp и карбонатом в наиболее измененных разностях, по-видимому, отражает формирование в результате наложенных процессов.

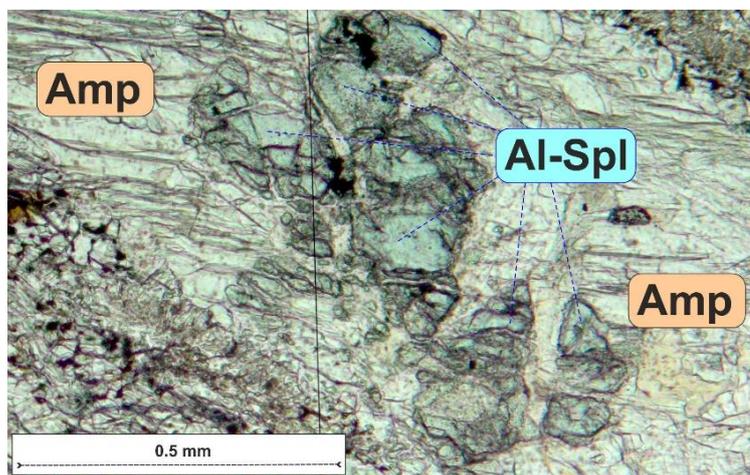


Рис. 5.1.5, И. Глиноземистая шпинель в ассоциации с бесцветным Amp в шпинелевых симплектит-содержащих перидотитах (николи параллельны).

При этом наиболее характерным проявлением позднего метасоматизма в породах является наличие ассоциации пренита (Prh), гидрогогсуляра (Hgr) и вюаньятита (Vgn), образующих как отдельные кристаллы в основной ткани пород, так и замещающие более ранние метаморфические ассоциации. Во многих случаях парагенезис Prh – Hgr – Vgn развивается в швах Crx-Orx-Spl симплектитовых агрегатов (Рис. 5.1.5, К). Необходимо отметить, что вюаньятит является крайне редким метасоматическим минералом, описанным ранее в родингитах в офиолитовых зонах (Sarp et al., 1976). Среди метасоматических минералов был также выделен редкий Sr-цоизит (ниигатаит). Зачастую шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты практически полностью сложены метасоматическими минералами и представляют собой родингиты с реликтами симплектитов или ортопироксеновых корон.

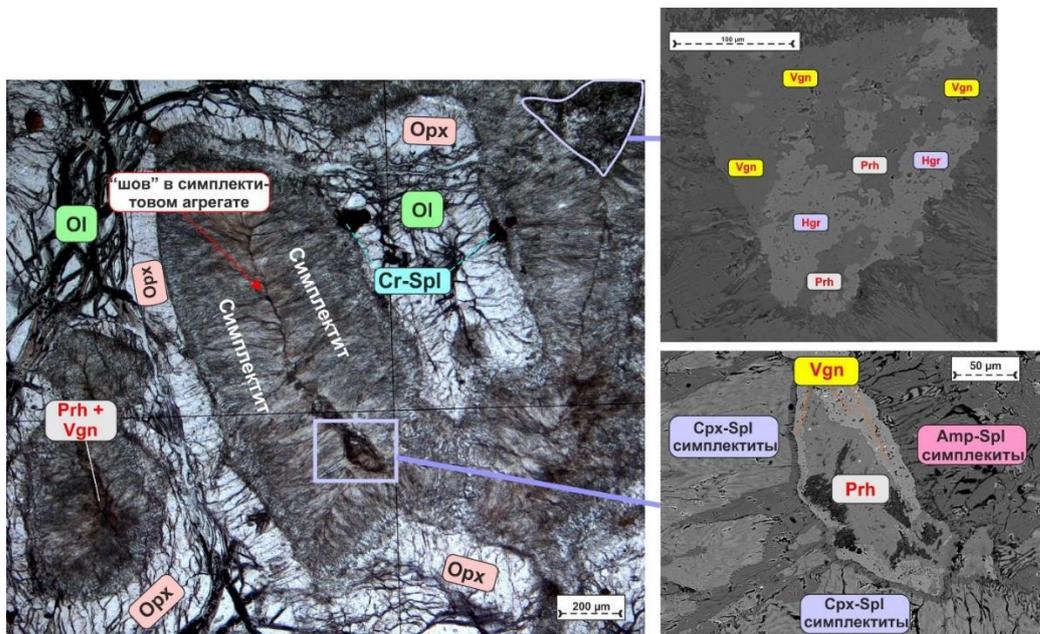


Рис. 5.1.5, К. Ассоциации метасоматических минералов ($Prh - Hgr - Vgn$), приуроченные к швам в симплектитовых агрегатах шпинелевых перидотитов (николи параллельны (слева) и BSE изображения (справа)).

Амфиболитизированные шпинелевые перидотиты являются сильно измененными разновидностями описанных выше симплектит-содержащих перидотитов, в которых OI и Cr-Spl сохраняются только в реликтах, а основная ткань сложена гипидиоморфными кристаллами бесцветного амфибола размером от 0.05 до 0.7 мм. Cr-Spl замещается магнетитом, а OI интенсивно серпентинизирован (Рис. 5.1.5, Л). Для пород отмечается небольшое количество карбоната и хлорита.

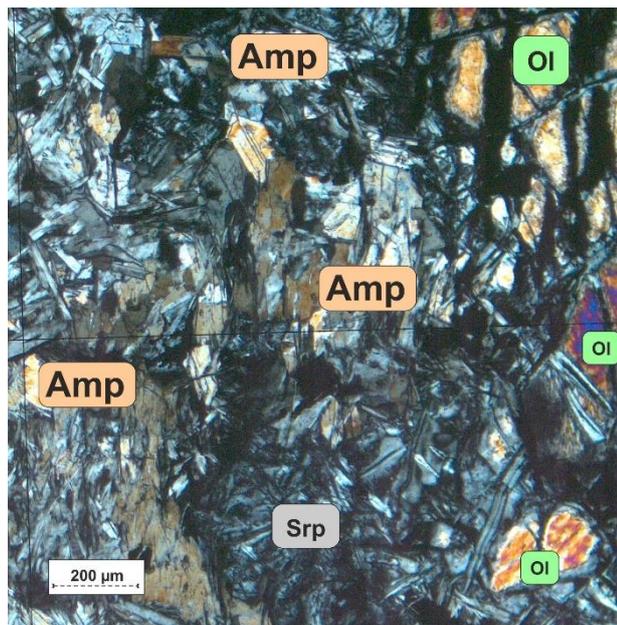


Рис. 5.1.5, Л. Общая структура амфиболитизированных шпинелевых перидотитов (николи скрещены).

5.2. Химические составы ключевых разностей пород.

Репрезентативные химические составы ключевых разностей пород кояндинского комплекса приведены в Прил. 5.2, А, Б.

5.2.1. Гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы.

Гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (77.2 – 71.8 вес.%) при умеренных содержаниях Al_2O_3 (8.97 – 13.16 вес.%). В соответствии с диаграммой ' $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ ' (Herron, 1988) сланцы попадают в поля лититовых аренитов и вакк, соответственно (Рис. 5.2.1, А; Прил. 5.2, А). В сравнении с составом пост-архейского австралийского сланца (РААС) ($\text{CIA} = 70$) сланцы кояндинского комплекса демонстрируют несколько более низкие значения индекса CIA (61 – 69), что предполагает незначительную степень выветривания их протолита (Nesbitt & Young, 1982, 1984; Taylor & McLennan, 1985).

Спектры распределения редких и рассеянных элементов в гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцах, нормированные к составу хондрита, примитивной мантии и РААС, показывают близкое сходство (Рис.5.2.1, Б – Г), однако гранат-слюдяной сланец в большей степени обогащен LREE, MREE и LILE. Выраженные фракционированные спектры распределения РЗЭ в породах ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 7 - 15$) и наличие отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54 - 0.62$) указывают на присутствие в источнике магматических пород кислого состава.

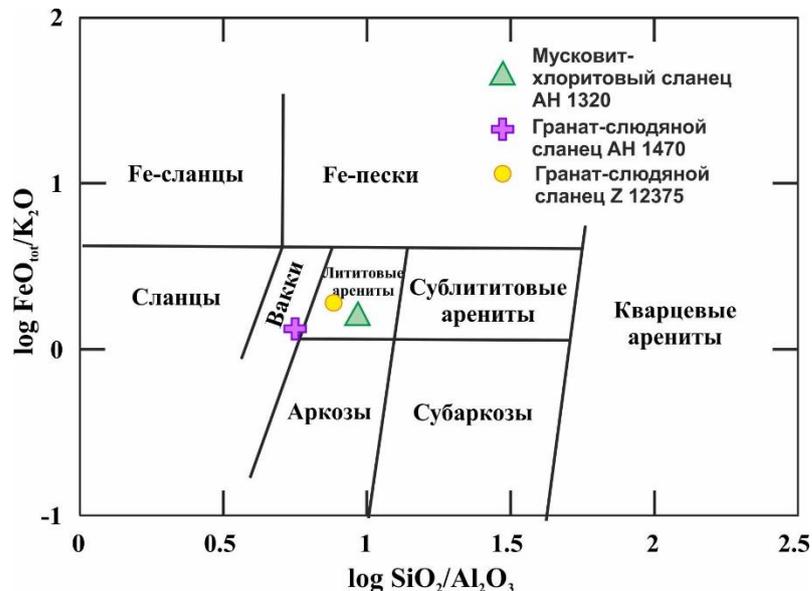


Рис. 5.2.1, А. Диаграмма ' $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ ' для осадочных пород (Herron, 1988).

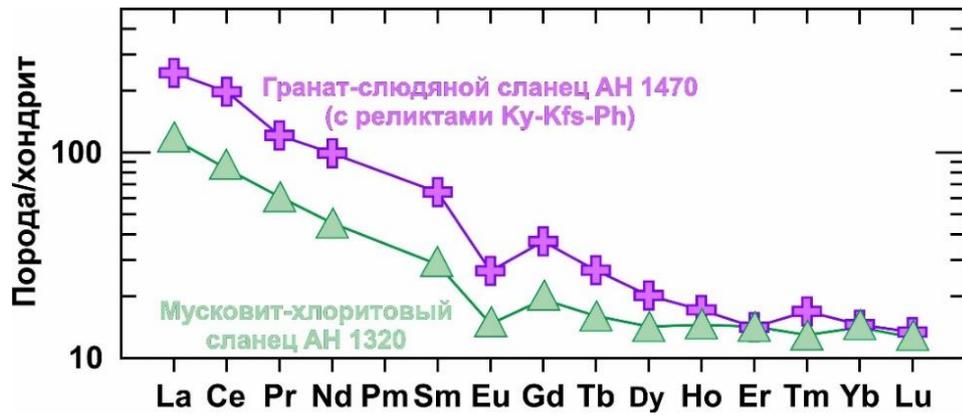


Рис. 5.2.1, Б. Распределение РЗЭ в сланцах кояндинского комплекса (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)).

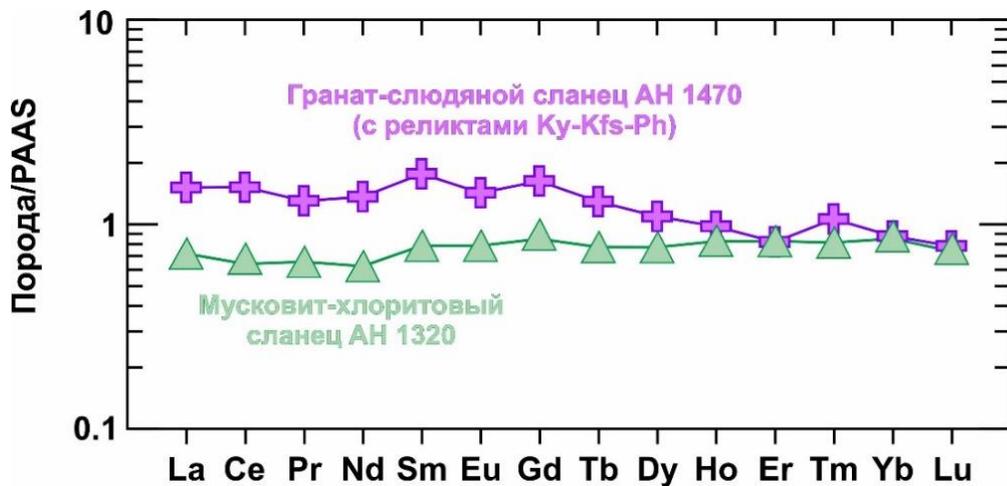


Рис. 5.2.1, В. Распределение РЗЭ в сланцах кояндинского комплекса (нормирование на состав пост-архейского австралийского сланца (PAAS) (Taylor & McLennan, 1985)).

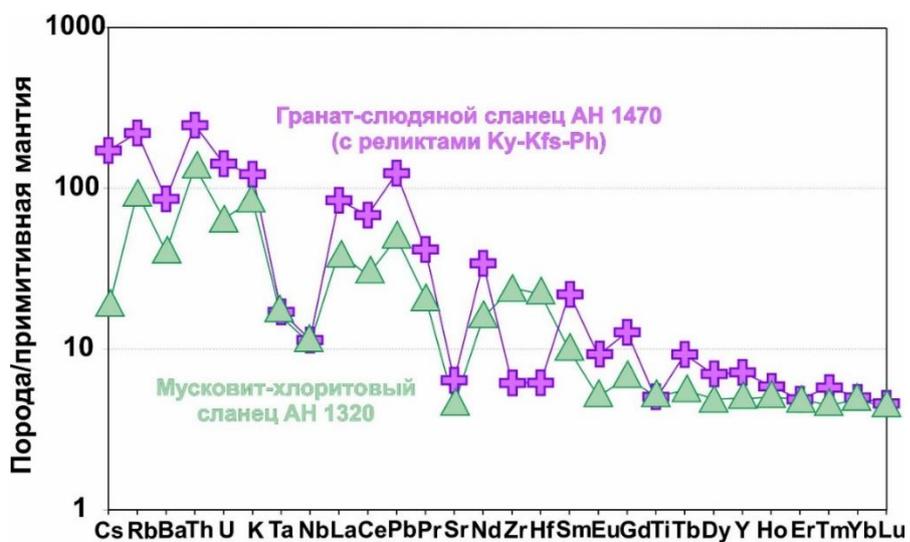


Рис. 5.2.1, Г. Распределение рассеянных элементов в сланцах кояндинского комплекса (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)).

5.2.2. Эклогиты и гранатовые клинопироксениты.

Эклогиты и гранатовые клинопироксениты показывают низкие содержания SiO_2 (37.37–42.91 вес.%) (Прил. 5.2, А), сопоставимые со значениями характерными для группы ультраосновных пород. В то же время высокие содержания FeO ($\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO}) = 0.57\text{--}0.76$), Al_2O_3 (9.8 – 14.2 вес.%), CaO (7.6 – 16.6 вес.%) и TiO_2 (1.88–4.28 вес.%), и, как следствие, обогащенность главных породообразующих минералов этими компонентами (раздел 5.3.2 далее) сближают изученные эклогиты и гранатовые клинопироксениты с породами основного состава. Деплетированность высокобарических пород SiO_2 может быть обусловлена преобразованиями на регрессивных этапах метаморфизма, связанными с наложенными процессами, которые сопровождалась привнесением-выносом подвижных и инертных компонентов, в том числе кремния (например, Маракушев, 1991). При этом эклогиты отличаются от гранатовых клинопироксенитов более высокими содержаниями Na_2O (1.05 – 1.29 и 0.06–0.81 вес.%, соответственно). Однако натрий, кальций и калий являются мобильными элементами (Winchester & Floyd, 1975), поэтому их содержания в породах скорее всего отличались на разных этапах преобразований, в особенности в условиях регрессивного метаморфизма, где эклогиты и гранатовые клинопироксениты могли быть сближены с кварц-полевошпатовыми гранат-кианитовыми гнейсами в процессе эксгумации. Тем не менее, высокие содержания HFSE (Nb, Y, Yb), характерные для пород, могут рассматриваться в качестве репрезентативных, поскольку эти компоненты наименее подвижны при метаморфических преобразованиях (Pearce & Norry, 1979; Meschede, 1986). В эклогитах и гранатовых клинопироксенитах кояндинского комплекса отмечаются обратные корреляции между содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 , Nb, Th и MgO. Кроме того, положительные корреляции наблюдаются между Al_2O_3 , P_2O_5 (в меньшей степени) и TiO_2 (Рис. 5.2.2, А). Подобные закономерности могут отражать процессы магматической дифференциации при формировании протолитов пород (например, Middlemost & Romey, 1968; Janney & Castillo, 1997; Xu et al., 2003).

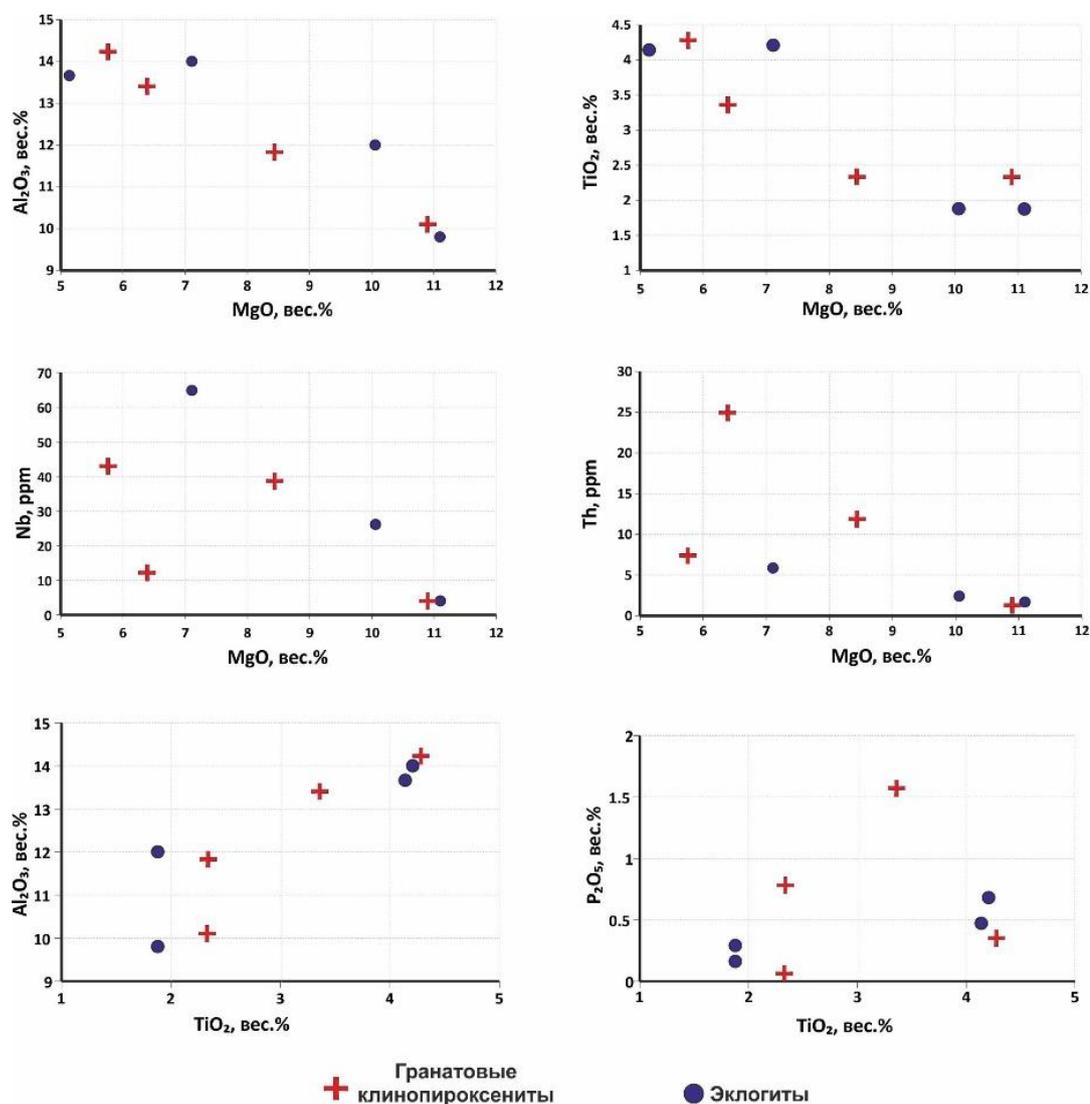


Рис. 5.2.2, А. Корреляции между главными и рассеянными элементами в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах кояндинского комплекса.

Как эклогиты, так и гранатовые клинопироксениты по составу соответствуют производным толеитовой серии (Рис. 5.2.2, Б). Породы характеризуются высокими суммарными содержаниями РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} = 86 - 234 \text{ ppm}$), сопоставимыми с базальтами типа OIB и E-MORB (Рис. 5.2.2, В, Г). При этом для большей части пород отмечается обогащенность LREE относительно HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.6 - 12.0$) (Рис. 5.2.2, В), что может указывать на обогащенный источник расплавов для протолитов эклогитов и гранатовых клинопироксенитов. В то же время, некоторые разности демонстрируют практически недифференцированные спектры распределения РЗЭ без видимого обогащения или обеднения LREE относительно HREE, однако также в области между обогащенными базальтами OIB и E-MORB.

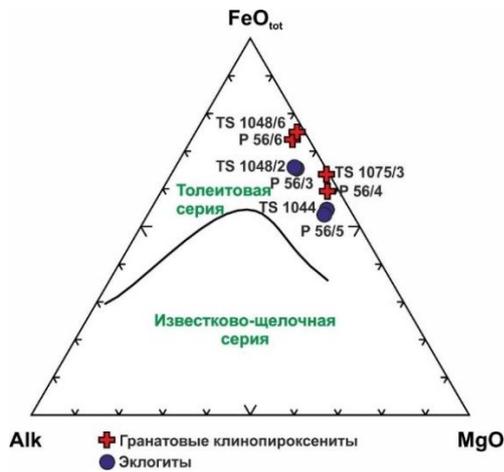


Рис. 5.2.2, Б. AFM диаграмма (Irvine & Baragar, 1971) с составами эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса.

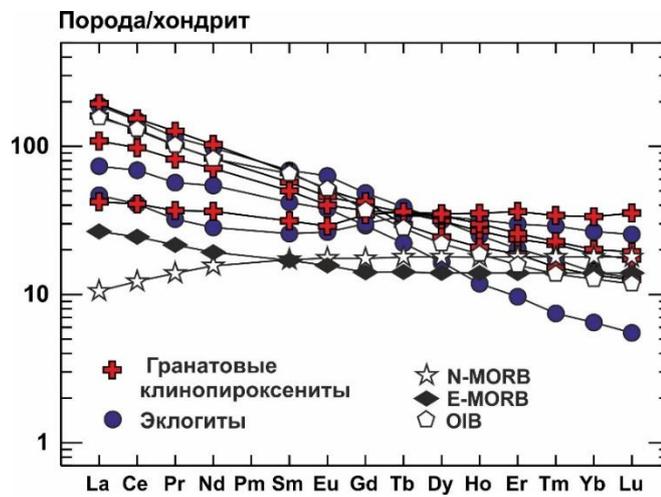


Рис. 5.2.2, В. Распределение PЗЭ в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах кояндинского комплекса (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)).

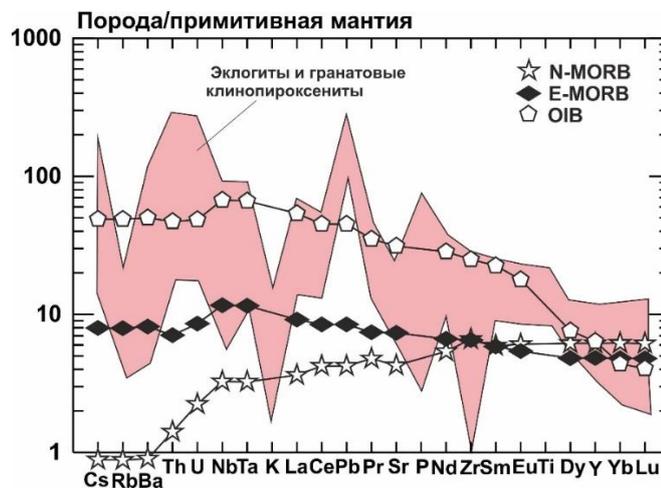


Рис. 5.2.2, Г. Распределение рассеянных элементов в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах кояндинского комплекса (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)).

На это же указывают и положительные значения ΔNb в породах, варьирующие в интервале 0.23 – 1.83 (за исключением одной пробы P 56/4 со слабо отрицательным значением $\Delta Nb = -0.005$) (Рис. 5.2.2, Д), что свидетельствует о значительном вкладе обогащенной мантийно-плюмовой компоненты, в то время как производные деплетированной мантии демонстрируют отрицательные значения ΔNb (Fitton et al., 1997). При этом наблюдаемый разброс значений ΔNb для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, вероятно, является результатом контаминации веществом континентальной коры.

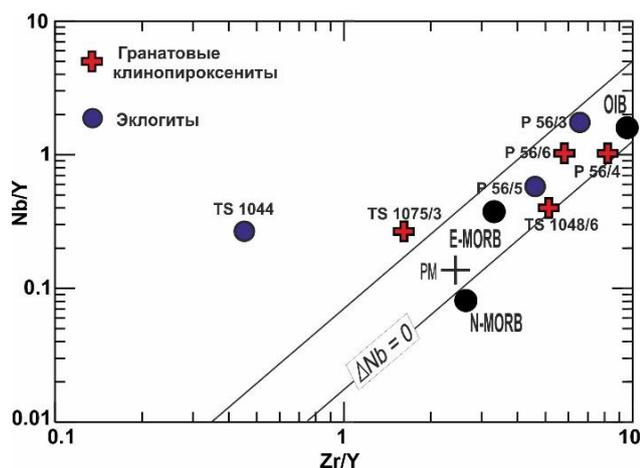


Рис. 5.2.2, Д. Диаграмма 'Zr/Y – Nb/Y' для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса ($\Delta Nb = \log(Nb/Y) + 1.74 - 1.92 \times \log(Zr/Y)$; Fitton et al., 1997).

Близкие выводы можно сделать исходя из диаграммы 'Th/Yb – Nb/Yb' (Pearce, 2008), где значительная часть анализов пород располагается вблизи областей E-MORB и OIB (Рис. 5.2.2, Е), указывая на обогащенный состав источника расплавов. Другая часть анализов характеризуется более высокими концентрациями Th, что может свидетельствовать о вовлечении вещества континентальной коры.

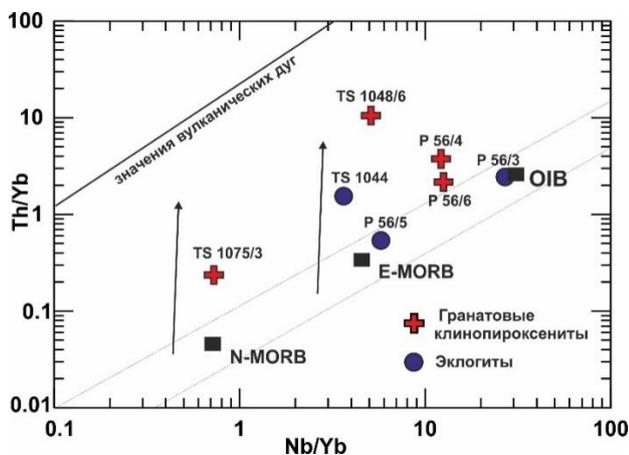


Рис. 5.2.2, Е. Диаграмма 'Nb/Yb – Th/Yb' (Pearce, 2008) для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса

На обогащенный источник расплавов для протолитов эклогитов и гранатовых клинопироксенитов указывает и расположение точек на диаграмме 'La/10 – Y/15 – Nb/8' (Cabanis & Lecolle, 1989) преимущественно в областях континентальных базальтов и базальтов типа E-MORB (Рис. 5.2.2, Ж).

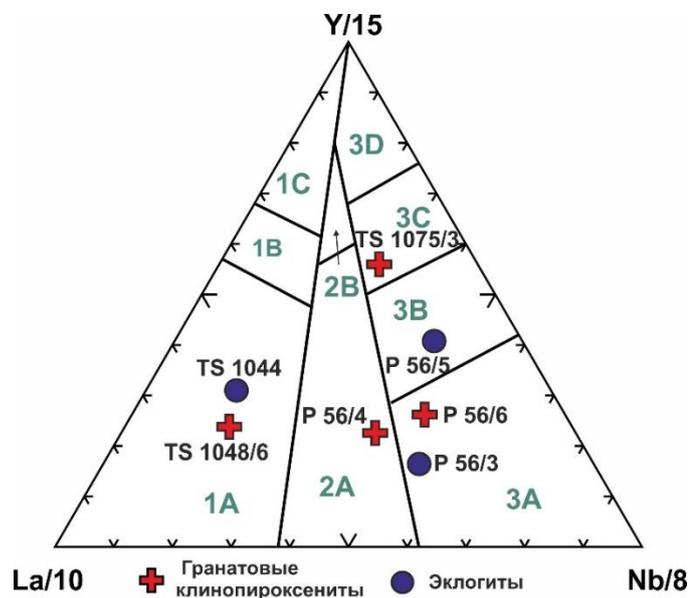


Рис. 5.2.2, Ж. Диаграмма 'La/10 – Y/15 – Nb/8' для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса (Cabanis & Lecolle, 1989). 1 – базальты вулканических дуг (1A – известково-щелочные базальты; 1B – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты; 1C – островодужные толеиты); 2A – континентальные базальты; 2B – базальты задуговых бассейнов; 3A – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3B – обогащенные базальты типа E-MORB; 3C – умеренно обогащенные базальты типа E-MORB; 3D – базальты N-MORB.

5.2.3. Гранатовые и эпидотовые амфиболиты.

Амфиболиты кояндинского комплекса демонстрируют низкие содержания SiO_2 (44 – 47 вес.%) при высоких концентрациях FeO_{tot} (16 – 18.5 вес.%), CaO (9 – 10.5 вес.%), TiO_2 (1.7 – 2.2 вес.%) и Al_2O_3 (11 – 13.6 вес.%) (Прил. 5.2, А). По сравнению с амфиболитами анрахайского комплекса, амфиболиты кояндинского комплекса характеризуются более низкими содержаниями $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (0.3 – 3.5 вес.%), соответствующие значениям низкощелочной серии. На треугольной AFM диаграмме породы соответствуют производным толеитовой серии (Рис.5.2.3, А).

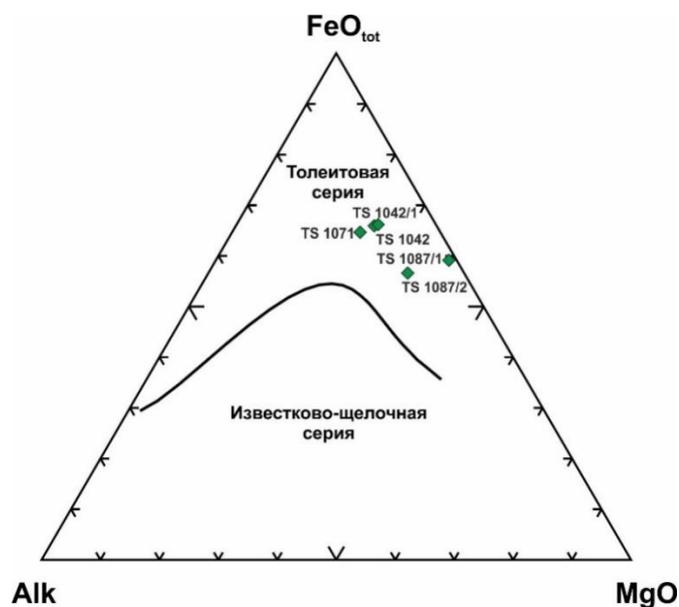


Рис. 5.2.3, А. AFM диаграмма (Irvine & Baragar, 1971) с составами гранатовых и эпидотовых амфиболитов кояндинского комплекса.

Спектры распределения РЗЭ в эпидотовых и гранатовых амфиболитах, нормированные к составу хондрита, показывают различные тренды: в эпидотовых амфиболитах TS 1087/1 и TS 1087/2 проявлено обеднение HREE относительно LREE, в то время как гранатовые и эпидотовый амфиболиты TS 1042, TS 1071 и TS 1042/1 характеризуются пологими спектрами без заметного обогащения или обеднения РЗЭ относительно друг друга (Рис. 5.2.3, Б). Однако все различия в равной степени обогащены РЗЭ, значения которых сопоставимы с составами базальтов OIB и E-MORB.

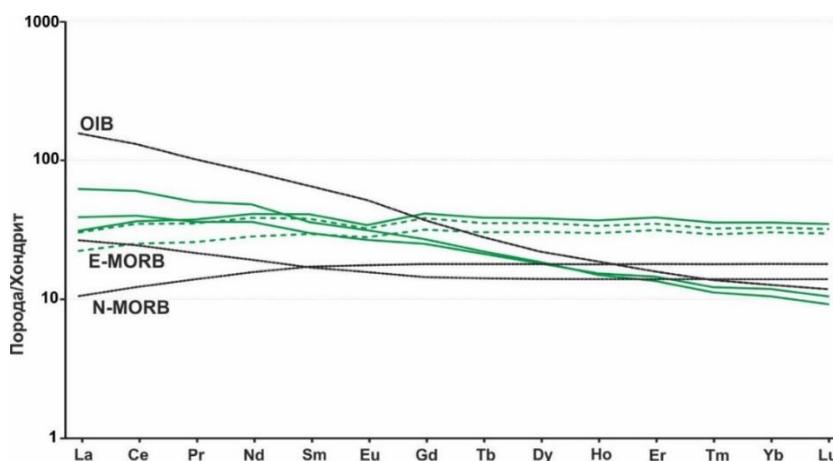


Рис. 5.2.3, Б. Распределение РЗЭ в амфиболитах кояндинского комплекса (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)). Пунктиром отмечены гранатовые амфиболиты.

На мультиэлементной диаграмме амфиболиты кояндинского комплекса демонстрируют близкие спектры распределения рассеянных элементов (за исключением HREE) с заметным обеднением Nb, Zr и Hf (Рис. 5.2.3, В). В то же время для пород характерны высокие

содержания LILE (за исключением Sr), также сопоставимые со значениями базальтов E-MORB – OIB.

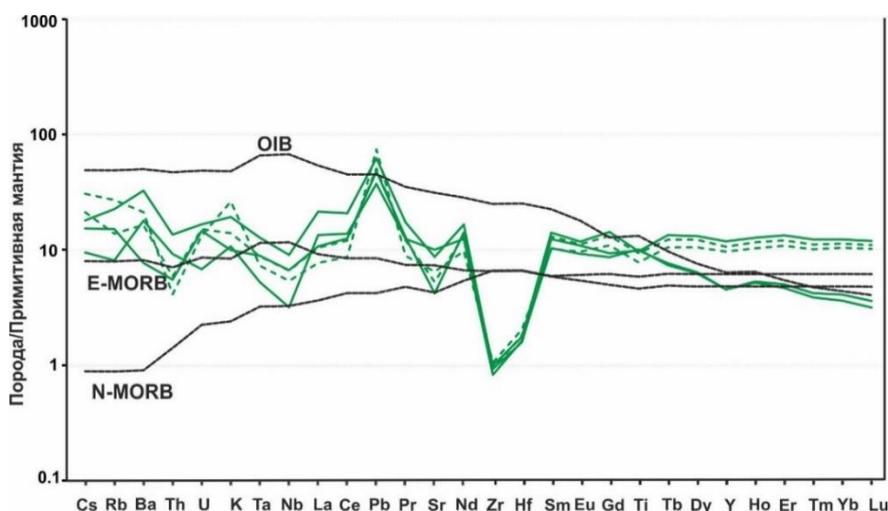


Рис. 5.2.3, В. Распределение рассеянных элементов в амфиболитах кояндинского комплекса (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)). Пунктиром отмечены гранатовые амфиболиты.

На треугольной дискриминационной диаграмме ‘La/10 – Y/15 – Nb/8’ (Cabaniš & Lecolle, 1989) эпидотовые амфиболиты TS 1087/1 и TS 1087/2 попадают в области вулканических базальтов, а гранатовые и эпидотовый амфиболиты TS 1042, TS 1071 и TS 1042/1 – в поле базальтов задуговых бассейнов (Рис. 4.2.2, Г).

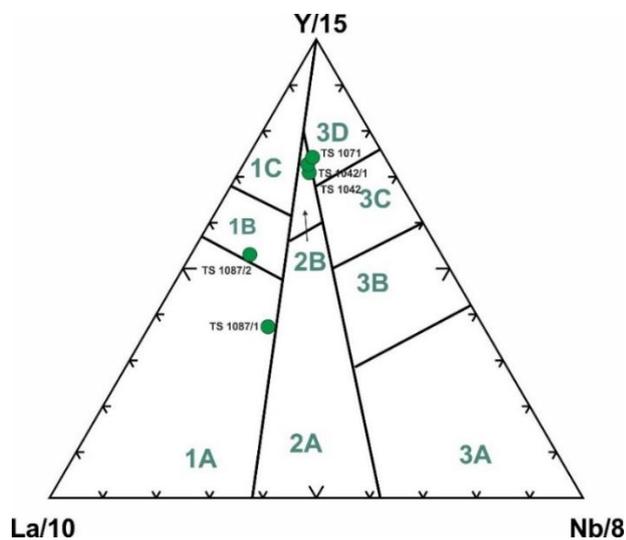


Рис. 5.2.3, Г. Диаграмма ‘La/10 – Y/15 – Nb/8’ для амфиболитов кояндинского комплекса (Cabaniš & Lecolle, 1989). 1 – базальты вулканических дуг (1А – известково-щелочные базальты; 1В – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты; 1С – островодужные толеиты); 2А – континентальные базальты; 2В – базальты задуговых бассейнов; 3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В – обогащенные базальты типа E-MORB; 3С – умеренно обогащенные базальты типа E-MORB; 3D – базальты N-MORB.

5.2.4. Шпинелевые ультрамафиты.

Шпинелевые ультрамафиты кояндинского комплекса характеризуются умеренными и высокими содержаниями MgO в интервале 27.93 – 37.88 вес.% (без пересчета на сухой остаток) при различных содержаниях Cr (402 – 3114 ppm) и Ni (1085 – 2240 ppm) (Прил. 5.2, Б). Породы деплетированы TiO₂ (0.02 – 0.04 вес.%) и всеми PЗЭ (Σ PЗЭ = 0.24 – 0.98 ppm), за исключением пробы АН 1511, в которой сумма PЗЭ = 3.54 за счет значительного обогащения LREE. Проявленные особенности химического состава характерны для перидотитов, образованных за счет деплетированного мантийного источника (например, Bodinier & Godard, 2003; Janák et al., 2006; Godard et al., 2009). В то же время, шпинелевые ультрамафиты демонстрируют высокие содержания фертильных компонентов (Al₂O₃ = 1.06 – 9.15 вес.%; CaO = 0.12 – 7.07 вес.%), а амфиболитизированные разности содержат заметные концентрации Na₂O и K₂O (Σ (Na₂O + K₂O) = 0.21 – 1.06 вес.%). Кроме того, породы содержат относительно высокие концентрации FeO_{tot} (7.12 – 9.79 вес.%) при умеренной магнезиальности Mg# в интервале 0.71 – 0.79 (Прил. 5.2, Б), что отличает их от реститовых мантийных комплексов (например, Pearce et al., 2000; Godard et al., 2009).

В пересчете на нормативный состав (метод CIPW) шпинелевые ультрамафиты соответствуют плагиоклаз-содержащим разностям от плагиоклазовых ультрамафитов до троктолитов и меланогаббро (Рис. 5.2.4, А). Однако результаты пересчетов, полученные с помощью данного метода, следует принимать исключительно в качестве вспомогательных, поскольку в них не учитываются такие ключевые факторы, как наличие водосодержащих минералов (амфиболы, слюды), контаминированность веществом вмещающих пород и последовательность кристаллизации. Тем не менее, при отсутствии сохранившихся минералов протолита, данные по нормативным минеральным составам пород могут быть использованы совместно с более детальными петрологическими и геохимическими наблюдениями.

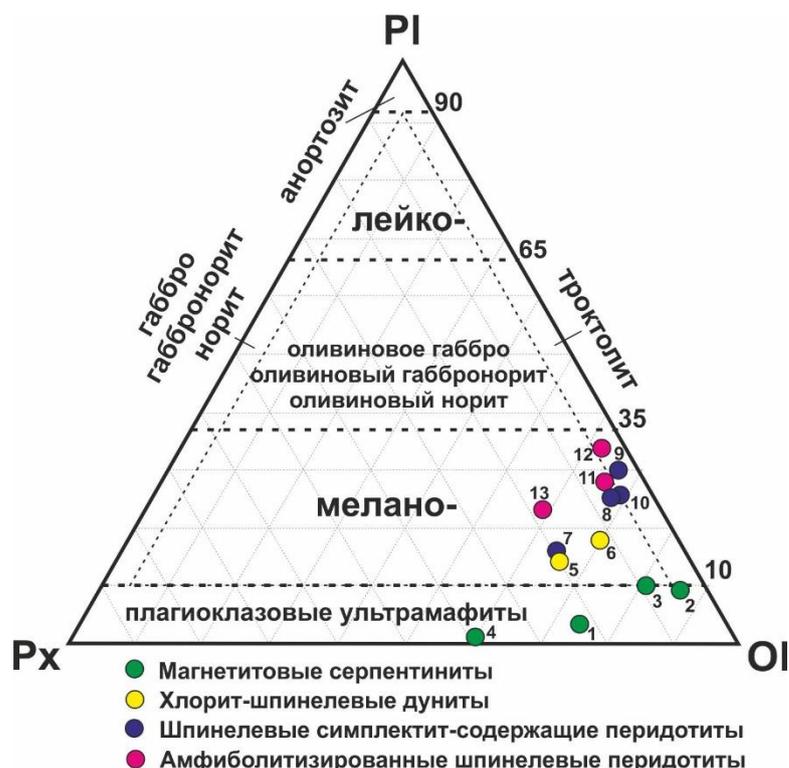


Рис. 5.2.4, А. Нормативные составы шпинелевых ультрамафитов кояндинского комплекса на диаграмме 'Ol – Pl – Px' (Streckeisen, 1976). Расчетные нормативные составы приведены в Прил. 5.2, Б. Номера точек соответствуют порядковым номерам анализов в Прил. 5.2, Б.

Содержания некоторых элементов в шпинелевых ультрамафитах демонстрируют выраженные корреляции (Рис. 5.2.4, Б). Так, содержания Cr и Ni, CaO и Al₂O₃ характеризуются прямой зависимостью, в то время как MgO и Al₂O₃, Ca/(Ca+Al) и Cr показывают обратные корреляции. Содержания HREE и LREE в породах не обнаруживают видимых зависимостей, однако на диаграмме 'Ce–Yb' (Godard et al., 2009) шпинелевые ультрамафиты попадают в область импрегнированных перидотитов (Рис. 5.2.4, Б).

Спектры распределения РЗЭ шпинелевых ультрамафитов, нормированные к составу хондрита, характеризуются слабой деплетированностью MREE на фоне обогащенности LREE и HREE ((Dy/Lu)_n 0.31 – 0.68) и наличием выраженной положительной Eu аномалии (Eu/Eu* = 1.2 – 11.34) за исключением пробы АН 1511, обогащенной LREE (Рис. 5.2.4, В). На мультиэлементной диаграмме породы демонстрируют положительные аномалии Sr, комплементарные Eu (Рис. 5.2.4, Г). В сравнении с составом деплетированной мантии MORB (DMM) шпинелевые ультрамафиты в значительной степени обогащены LILE, в то время как содержания РЗЭ (в особенности MREE и HREE) в породах значительно ниже, чем в DMM (Рис. 5.2.4, Г).

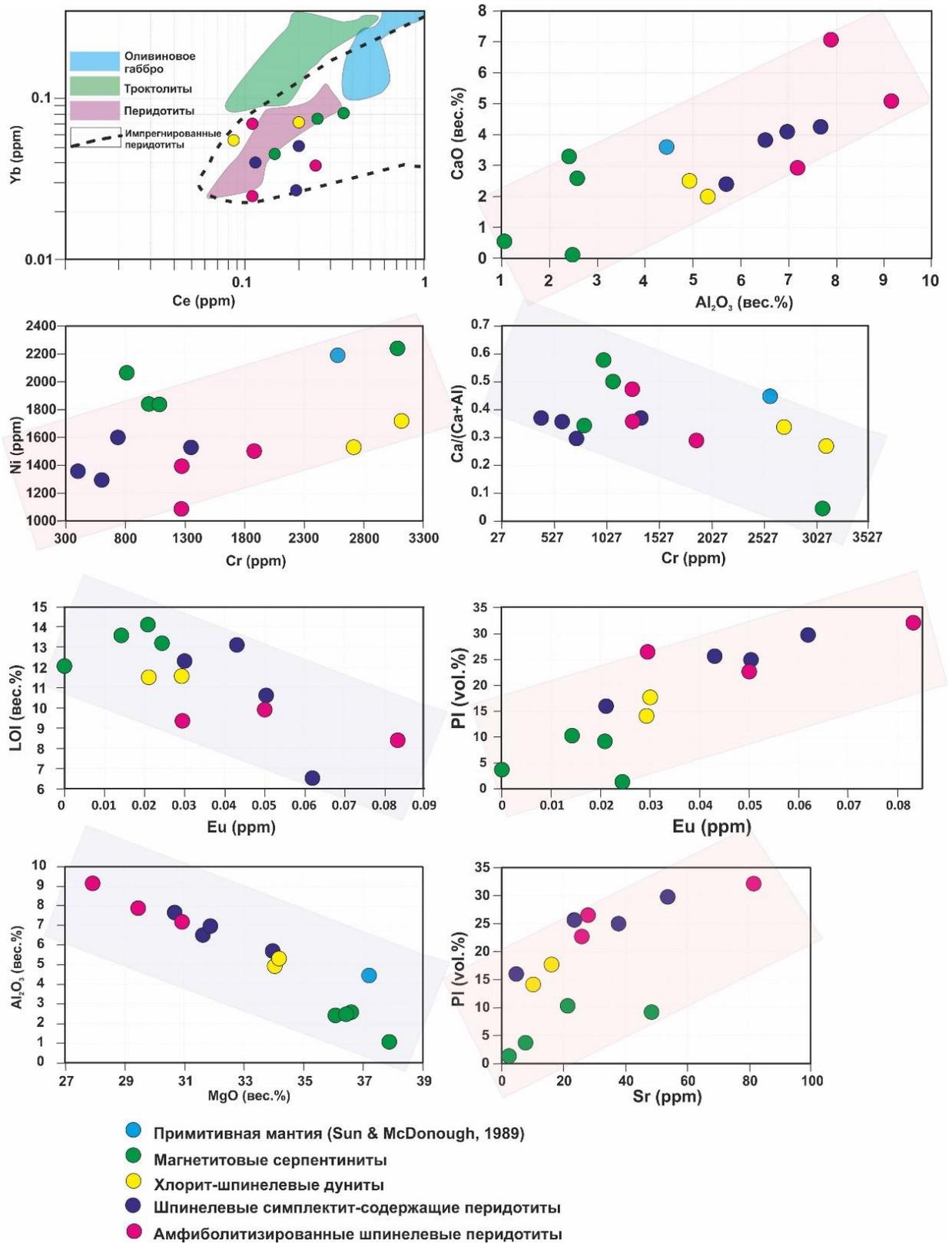


Рис. 5.2.4, Б. Корреляции между главными и рассеянными элементами, а также нормативными содержаниями PI в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса.

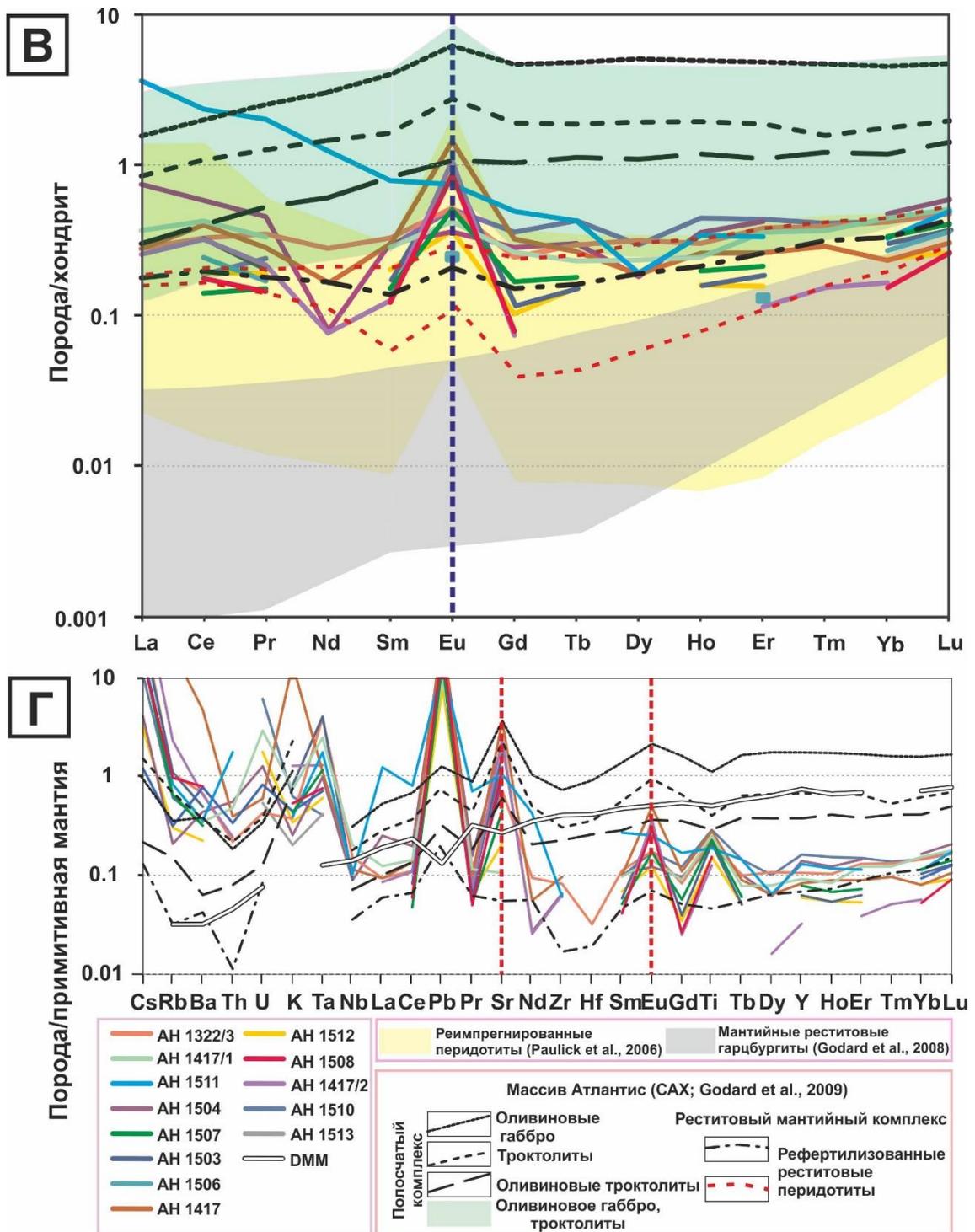


Рис. 5.2.4, В – Г. Распределение РЗЭ (В) (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)) и рассеянных элементов (Г) (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)) в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса. DMM – деплетированная мантия MORB (depleted MORB mantle (значения взяты из Workman & Hart, 2005)).

Следует отметить, что между нормативными содержаниями плагиоклаза и содержаниями Sr и Eu в породах прослеживается прямая корреляция (Рис. 5.2.4, В). Это может косвенно свидетельствовать о связи между положительными аномалиями Sr и Eu и присутствием плагиоклаза в составе протолитов шпинелевых ультрамафитов.

Как указывалось ранее, в строении наиболее репрезентативного обнажения серпентинитов с телами хлорит-шпинелевых дунитов и шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов присутствуют и интенсивно хлоритизированные мафические разности с высокими содержаниями Al_2O_3 (19 – 32 вес.%), CaO (12 – 14 вес.%) (Прил. 5.2, Б), не сохранившие реликтовых минералов более ранних ступеней метаморфизма. В то же время, породы демонстрируют близкие с шпинелевыми ультрамафитами спектры распределения РЗЭ и других рассеянных элементов (Рис. 5.2.4, Д, Е), что с учетом структурной близости пород может указывать на генетическую связь протолитов хлоритизированных мафических разностей с протолитами шпинелевых ультрамафитов в составе единого комплекса.

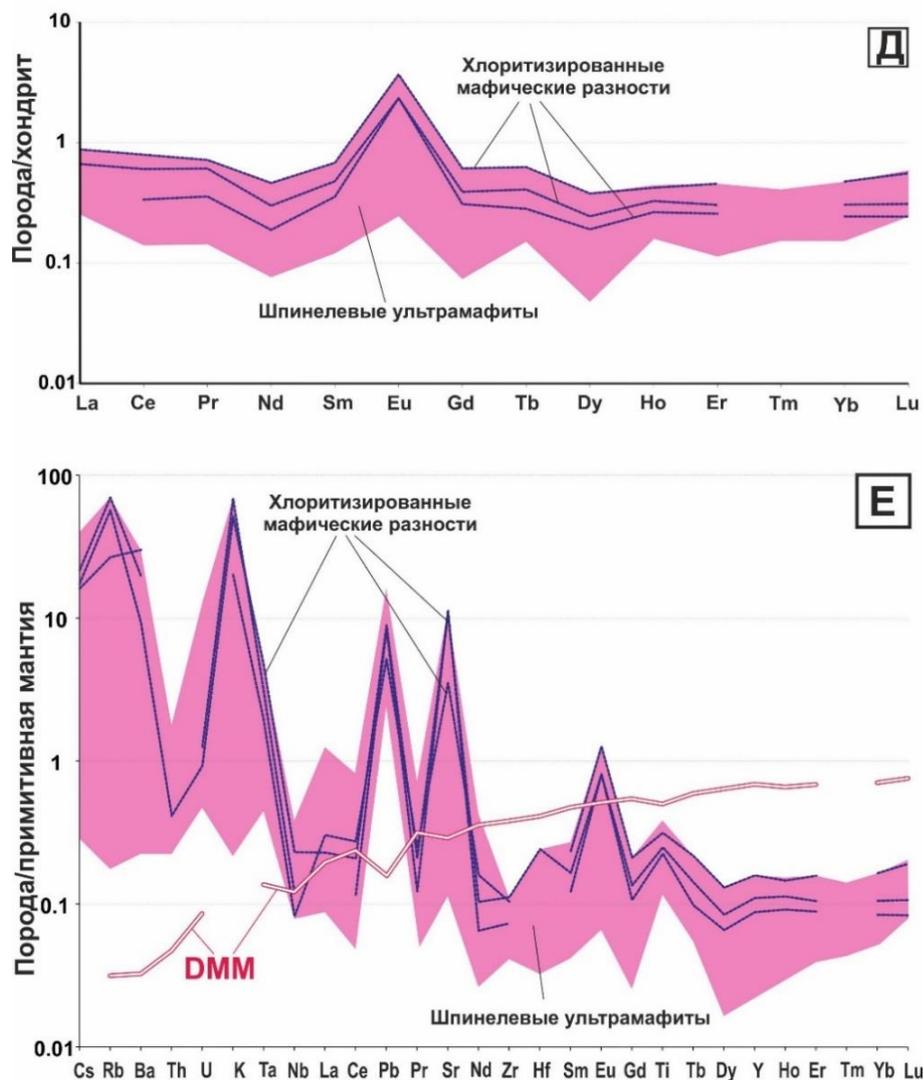


Рис. 5.2.4, Д – Е. Распределение РЗЭ (Д) (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)) и рассеянных элементов (Е) (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)) в мафических разностях, ассоциирующих с шпинелевыми ультрамафитами (кояндинский комплекс). DMM – деплетированная мантия MORB (depleted MORB mantle (значения взяты из Workman & Hart, 2005)).

5.3. Химические составы минералов в ключевых разностях пород.

Репрезентативные химические составы главных породообразующих минералов гранат-слюдяных сланцев, эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и шпинелевых ультрамафитов приведены в Приложениях 5.3.1, А – В; 5.3.2, А – Г; 5.3.3, А – Г.

5.3.1. Гранат-слюдяные сланцы.

Полевые шпаты в гранат-слюдяных сланцах представлены преимущественно Pl и редко Kfs. Составы Pl в породах варьируют значительно: так, в гранат-кианит-рутил-полевошпатовых гнейсах с небольшим количеством водосодержащих минералов (проба Z 12375) Pl соответствует альбиту-олигоклазу ($X_{ab} = 0.78 - 0.94$), а в сильно измененных гранат-слюдяных сланцах (проба АН 1470) Pl отвечает олигоклазу-андезину ($X_{ab} = 0.68 - 0.81$). При этом реликты Kfs, сохраняющиеся в матриксе пород, имеют состав санидина-ортоклаза с $X_{or} = 0.87 - 0.98$ (Рис. 5.3.1, А; Прил. 4.1, А).

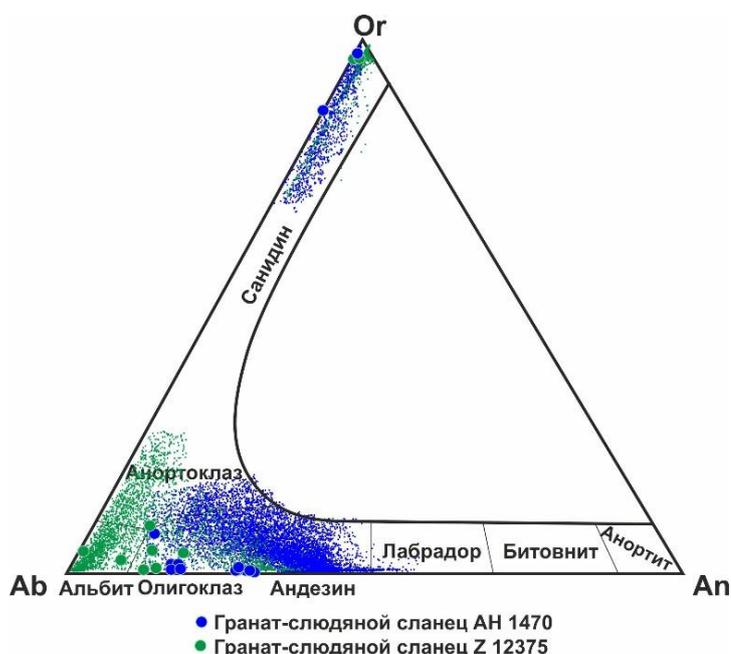


Рис. 5.3.1, А. Диаграмма 'Ab – Or – An' для полевых шпатов из гранат-слюдяных сланцев.

Широко развитый в сланцах гранат характеризуется выраженной химической зональностью. Учитывая особенности распределения главных компонентов, гранаты в породах подразделяются по крайней мере на две группы. В Grt I сохраняются признаки проградной зональности, выраженные в куполообразной форме распределения MnO в гранате с максимальным содержанием в ядерной части (2.42 вес.%) и последовательным уменьшением к краевым зонам (до 0.18 вес.%) при одновременном росте MgO и CaO в этом

же направлении (от 1.08 до 3.3 вес.% и от 6.61 до 10.18 вес.%, соответственно) (Рис. 5.3.1, Б; Прил. 4.1, В).

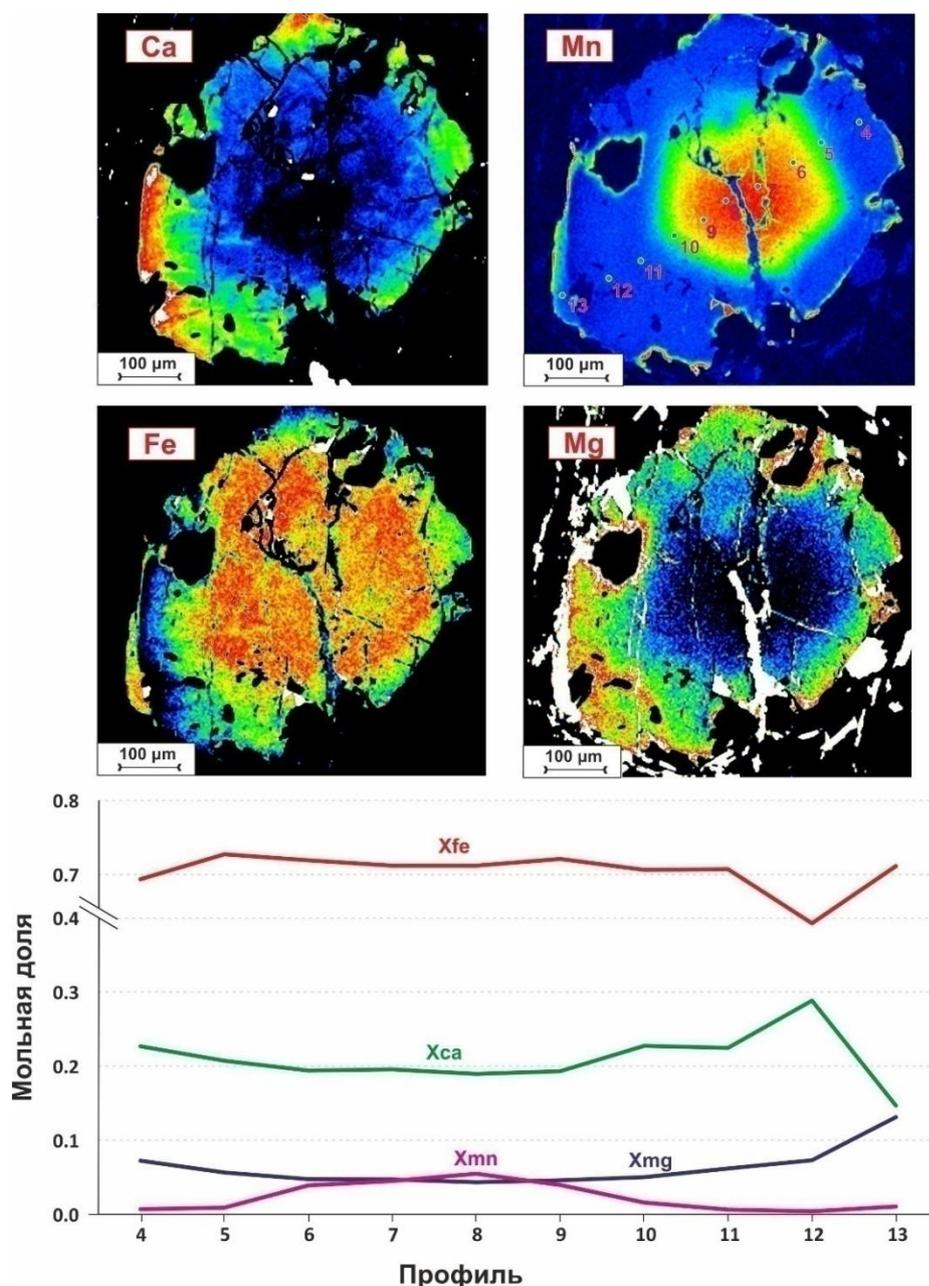


Рис. 5.3.1, Б. Проградная химическая зональность граната (Grt I) (элементное картирование (вверху) и профили содержаний X_{Fe} , X_{Ca} , X_{Mn} , X_{Mg} в гранате (внизу)) в гранат-слюдяных сланцах.

С другой стороны, Grt II характеризуется наличием относительно химически гомогенизированного ядра, особенно в отношении распределения MnO , но при этом отмечается достаточно резкое уменьшение содержаний FeO и CaO в промежуточной и периферийной зонах граната (от 29.64 до 23.18 вес.% и от 5.30 до 3.84 вес.%, соответственно) при одновременном росте MgO от ядра к краевым частям зерен (от 5.22 до 10.23 вес.%) (Рис. 5.3.1, В; Прил. 4.1, В).

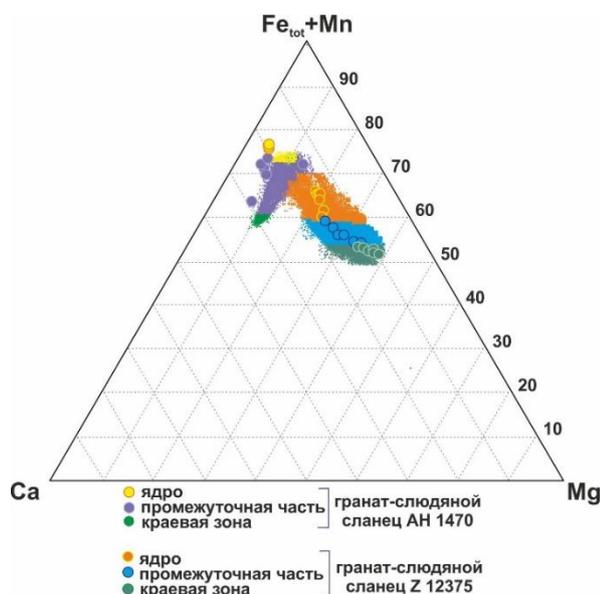


Рис. 5.3.1, В. Составы граната на диаграмме 'Ca – Fe_{tot}+Mn – Mg' в гранат-сланцевых сланцах.

При этом исходя из особенностей распределения CaO в Grt II, можно предположить по крайней мере два этапа преобразований, где первый этап выражается в слабом увеличении содержания кальция от ядра к промежуточной зоне, а второй этап связан с резким уменьшением содержания CaO (Рис. 5.3.1, Г, Д). Таким образом, химическая зональность, проявленная в Grt I, является примером ростовой зональности, в то время как распределение главных компонентов в Grt II характеризует диффузионную зональность (Spear, 1993). При этом оба типа гранатов в сланцах содержат реликтовые включения слюд, кианита и рутила.

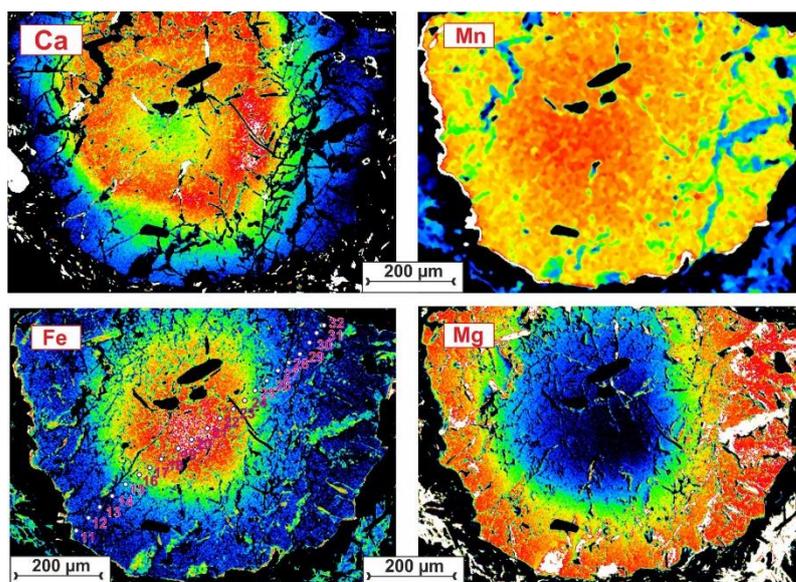


Рис. 5.3.1, Г. Диффузионная химическая зональность граната (Grt II) (элементное картирование в гранат-сланцевых сланцах).

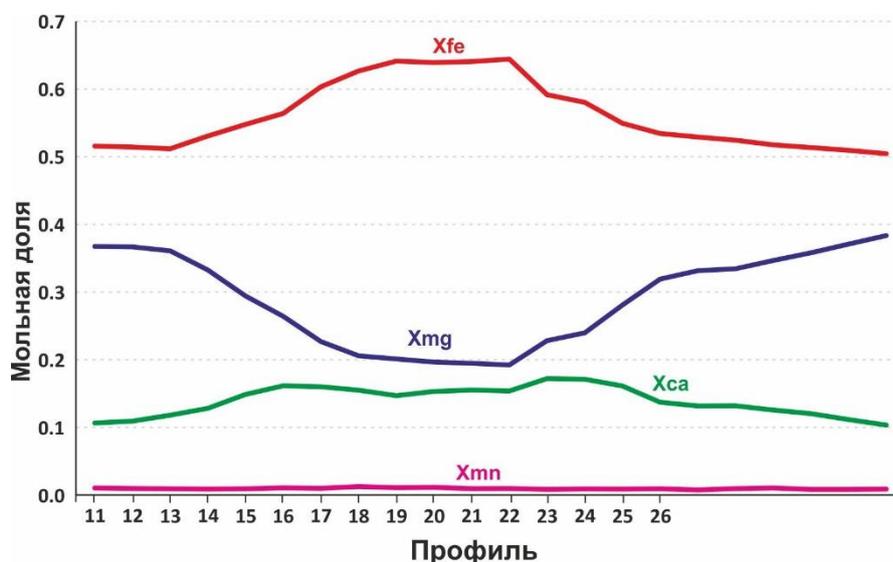


Рис. 5.3.1, Д. Профили содержаний X_{fe} , X_{ca} , X_{mn} , X_{mg} в гранате (Grt II) в гранат-слюдяных сланцах.

Светлая слюда в гранат-слюдяных сланцах представлена мусковитом и фенгитом. Ms в сильно измененных разностях (проба АН 1470) встречается в ассоциации с Vt и демонстрирует заметные содержания TiO_2 (0.86–0.91 вес. %), Na_2O ($X_{Pg} \sim 0.09$) и MgO ($X_{Phl} \sim 0.08$), а содержания SiO_2 превышают 45 вес.% (Прил. 5.3.1, А). Ms из гранат-кианит-рутил-полевошпатовых гнейсов (проба Z 12375) развит в подчиненном количестве, главным образом замещая Ку в основной ткани пород (Рис.5.1.1, Ж), и характеризуется более низкими содержаниями MgO ($X_{Phl} \sim 0.05 - 0.07$) и повышенными концентрациями FeO ($X_{Ann} \sim 0.09 - 0.10$) (Прил. 5.3.1, А).

Фенгит изредка сохраняется в матриксе гранат-слюдяных сланцев и присутствует в основном в виде включений в зернах граната. Ph показывает высокие содержания кремния (Si (ф.к.) варьирует в интервале 3.28–3.32 при пересчете на 11 атомов кислорода) и по сравнению с Ms характеризуется повышенными концентрациями MgO ($X_{Phl} \sim 0.10 - 0.12$) (Прил. 5.3.1, А).

Биотит содержит умеренные концентрации FeO (X_{Ann} меняется в диапазоне 0.41 – 0.44) при повышенной магнезиальности. Во многих случаях Vt замещается Chl (пикнохлоритом). В сильно измененных разностях с большим количеством слюды отмечается зональность биотита, выраженная в повышенной магнезиальности Vt на границе с Grt по сравнению с более железистыми разностями Vt в ассоциации с кварцем полевыми шпатами (Рис. 5.3.1, Д).

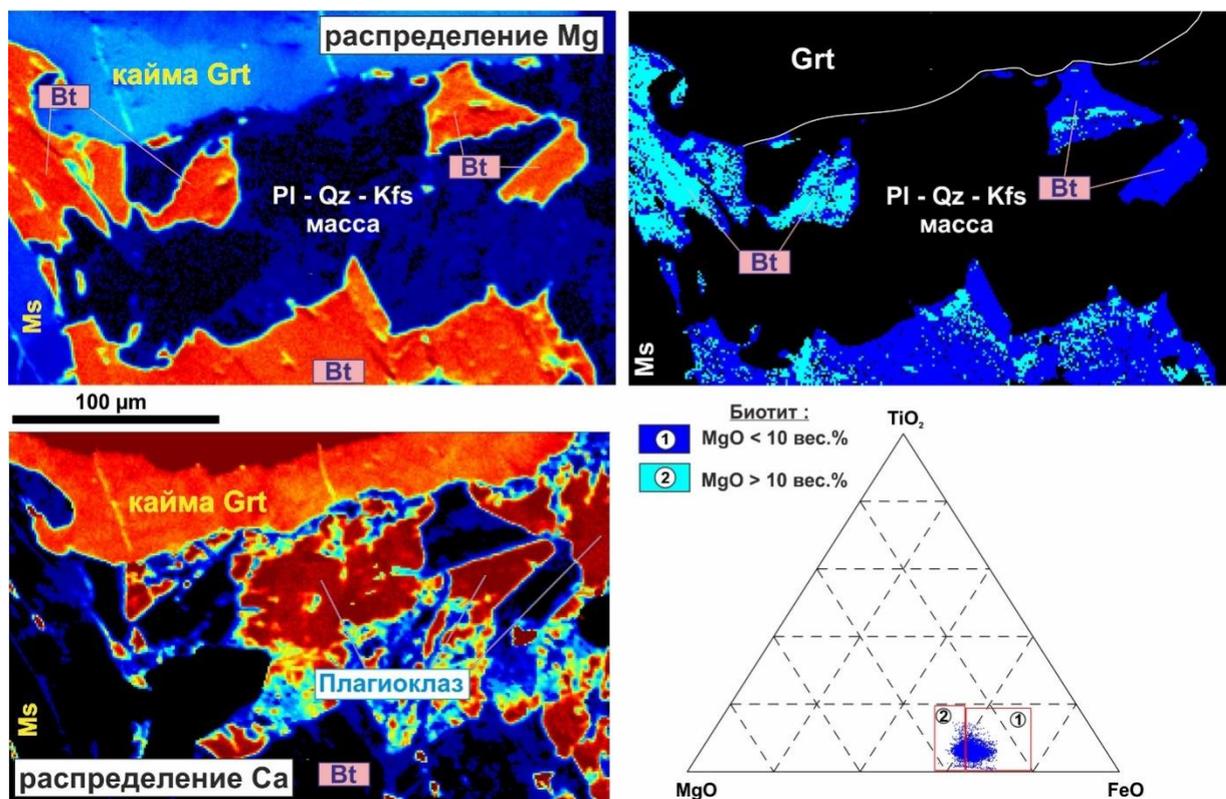


Рис. 5.3.1, Д. Mg- и Ca-элементные карты репрезентативного участка в гранат-слюдяном сланце АН 1470. Элементные карты обработаны в программе 'XMapTools' (Lanari et al., 2018).

Турмалин спорадически развит в гранат-слюдяных сланцах и по составу отвечает магнезиофойиту с высокими содержаниями Al_2O_3 (28 – 29 вес.%) и MgO (6 – 7 вес.%) (Прил. 5.3.1, Б). К другими характерным минералам гранат-слюдяных сланцев относятся рутил (часто замещающийся сфеном) с высокими содержаниями ZrO_2 в интервалах 0.1 – 0.16 вес.% (Прил. 5.3.1, В) и кианит (Прил. 5.3.1, Б).

5.3.2. Эклогиты и гранатовые клинопироксениты.

Химические составы главных минералов эклогитов и гранатовых клинопироксенитов представлены в Прил. 5.3.2, А – Г. Следует отметить, что были проанализированы главные минералы как в сильно измененных эклогитах (проба TS 1048/2), так и в относительно свежих эклогитах (проба TS 1086). Минералы во всех пробах гранатовых клинопироксенитов имеют сходные составы.

Гранат в эклогитах характеризуется наличием проградной зональности (в особенности в слабо измененных эклогитах), выраженной в уменьшении содержания FeO от ядра к периферии (от 28.9 до 24.8 вес.%) и увеличении MgO (от 3 до 5.4 вес.%) в этом же направлении, в то время как содержания CaO меняются незначительно (Рис. 5.3.2, А, Б; Прил. 5.3.2, А). Grt содержит многочисленные минеральные включения, среди которых

отмечаются Czo, Amp (представленный ферропаргаситом), а кроме того Rt, Пм и Qz, расположенные преимущественно в промежуточных-периферийных зонах граната (Рис. 5.1.3, Д; Прил. 5.3.2, В, Г).

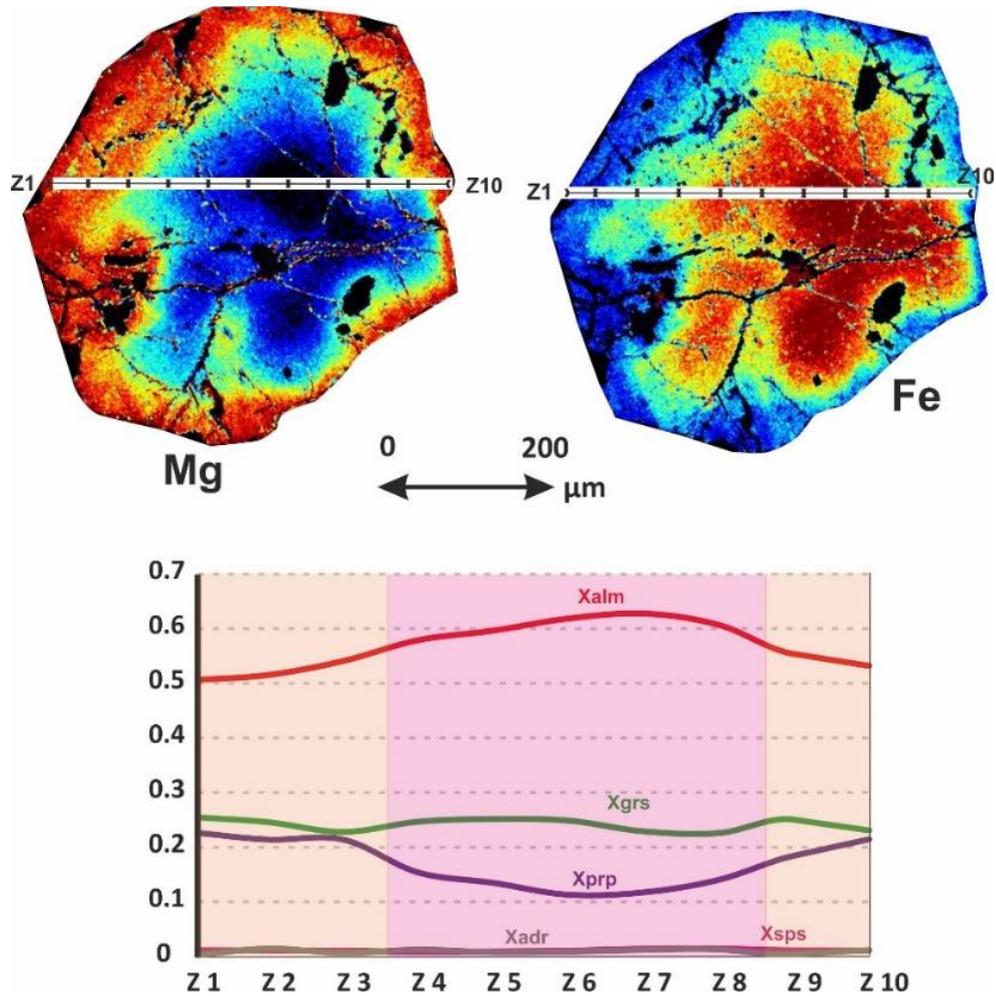
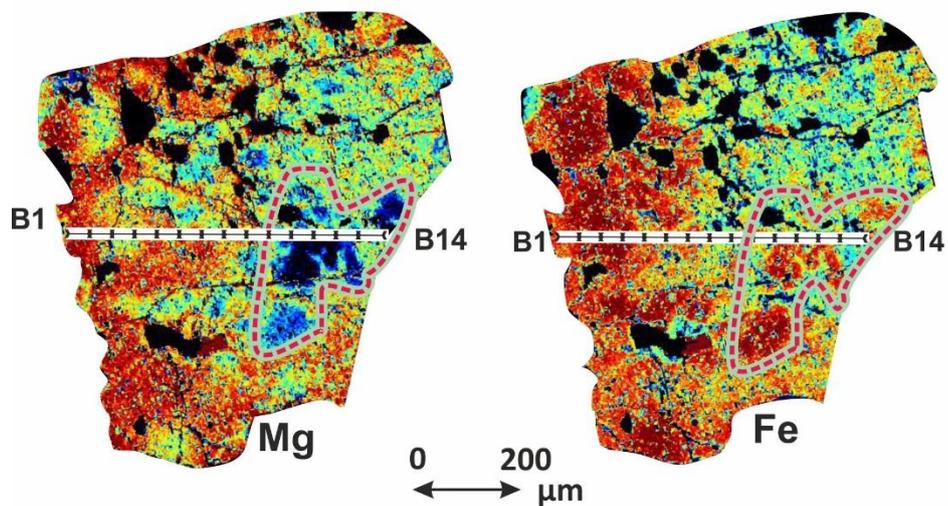


Рис. 5.3.2, А. Проградная химическая зональность граната (Mg- и Fe- элементное картирование (вверху) и профили содержаний X_{alm} , X_{grs} , X_{prp} , X_{sps} в гранате (внизу)) в наименее измененном эклогите (TS 1086).



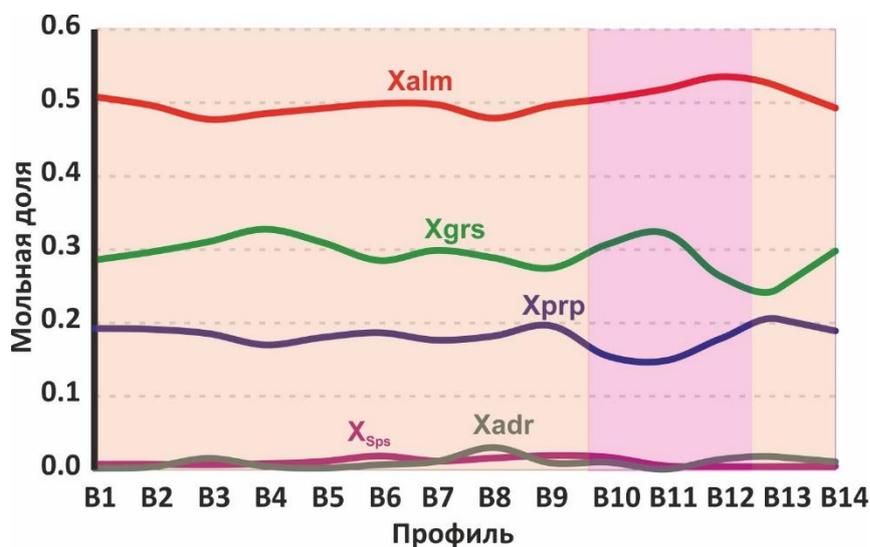


Рис. 5.3.2, Б. Реликты проградной химической зональности граната (Mg- и Fe-элементное картирование (вверху) и профили содержаний X_{alm} , X_{grs} , X_{prp} , X_{sps} в гранате (внизу)) в сильно измененном эклогите (TS 1048/2).

Порфиробласты граната в гранатовых клинопироксенитах демонстрируют иной характер зональности по сравнению с эклогитами, выраженный в достаточно равномерном распределении главных компонентов в ядерной-промежуточной зонах Grt и резком увеличении содержаний FeO и MgO (от 18.7 до 21.9 вес.% и от 6.5 до 10 вес.%, соответственно) при одновременном уменьшении CaO в периферийных частях зерен Grt (от 11.5 до 6.7 вес.%) (Рис. 5.3.2, В; Прил. 5.3.2, А). В центральной и периферийной зонах граната содержатся микровключения Crx (Di) и Amp.

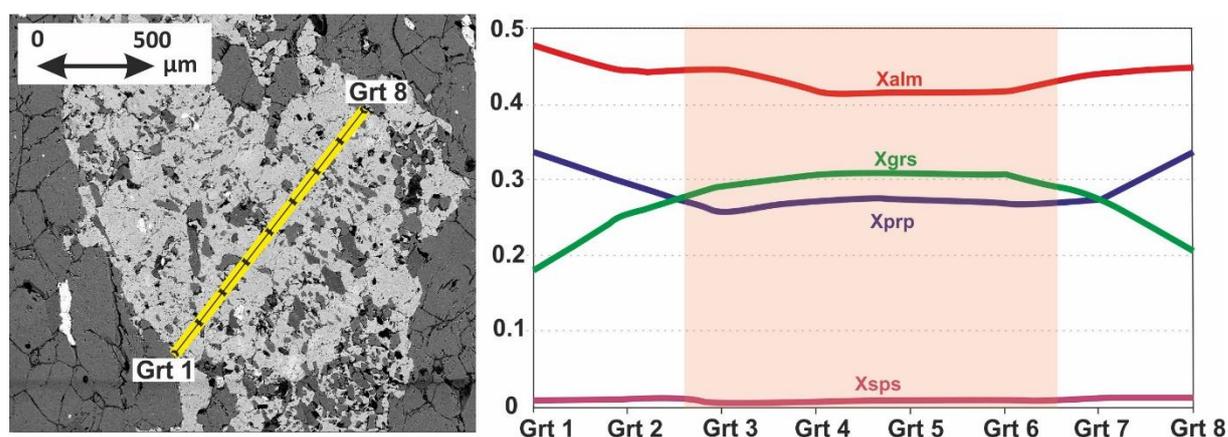


Рис. 5.3.2, В. BSE изображение порфиробласта граната (слева) и профили содержаний X_{alm} , X_{grs} , X_{prp} , X_{sps} в гранате (справа) в гранатовом клинопироксените.

Моноклинный пироксен в эклогитах присутствует в двух разновидностях. Более ранний Ompr характеризуется высоким содержанием жадеитового минала (X_{jd} варьирует в диапазоне 0.26 – 0.30), в то время как замещающие Ompr пироксен-плаггиоклазовые симплектитовые срастания содержат Di с содержанием X_{jd} в среднем около 0.10 при $X_{di} \sim$

0.83 – 0.91 (Рис. 5.3.2, Г; Прил. 5.3.2, Б). В свою очередь, Сrx в гранатовых клинопироксенитах, слагающий основную ткань пород, представлен исключительно диопсидом (X_{di} меняется в интервале 0.82 – 0.85) (Рис. 5.3.2, Г; Прил. 5.3.2, Б). При этом включения Сrx в гранате по составу существенно не отличаются от Сrx матрикса.

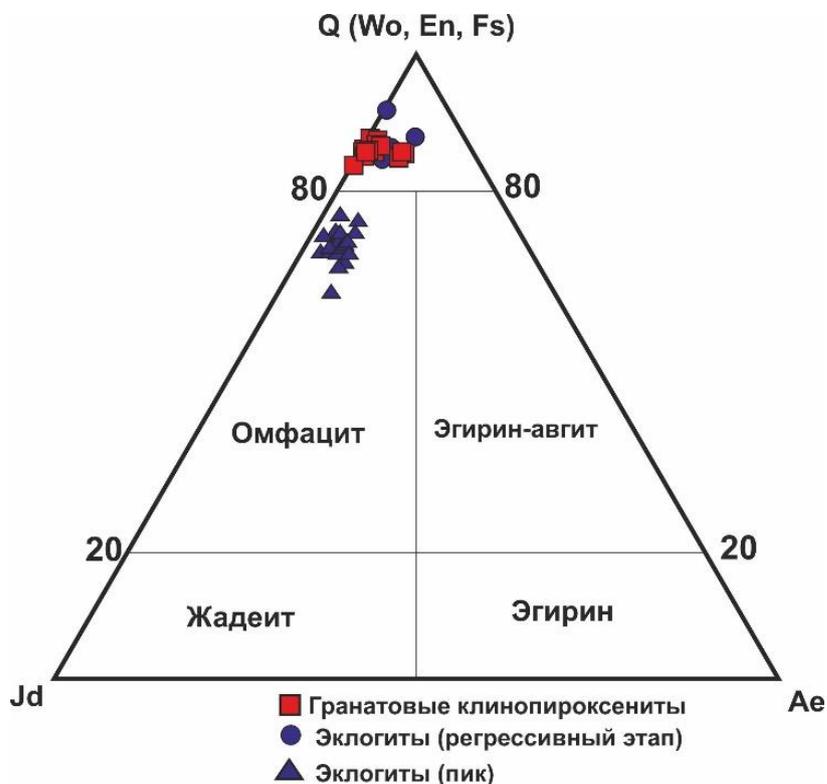


Рис. 5.3.2, Г. Составы клинопироксена на диаграмме ' $Q (Fe^{2+} + Ca + Mg) - Jd (NaAlSi_2O_6) - Ae (NaFeSi_2O_6)$ ' (Morimoto et al. (1988)) в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах.

Амфибол в эклогитах представлен несколькими генерациями, а именно зеленым эденитом ($Si = 6.5 - 6.8$; $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.58 - 0.62$) в ассоциации с олигоклазом, формирующим симплектиты; голубовато-зеленым паргаситом и ферропаргаситом ($Si = 5.6 - 6.4$; $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.44 - 0.65$), окаймляющим гранат в виде опацитовых корон в сростании с андезином; и зеленым магнезиогастингситом основной ткани ($Si = 6.0 - 6.4$; $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.63 - 0.66$; при условии, что $Al^{VI} < Fe^{3+}$), замещающим симплектиты (Рис. 5.3.2, Д; Прил.5.3.2, В). В гранатовых клинопироксенитах Амр развит в подчиненном количестве и представлен исключительно магнезиальной роговой обманкой ($Si = 6.6 - 6.9$; $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.82 - 0.97$), которая замещает диопсид в матриксе. В некоторых случаях Амр присутствует в виде включений в Grt, однако он не отличается по составу от амфибола из основной ткани (Рис. 5.3.2, Д; Прил.5.3.2, В).

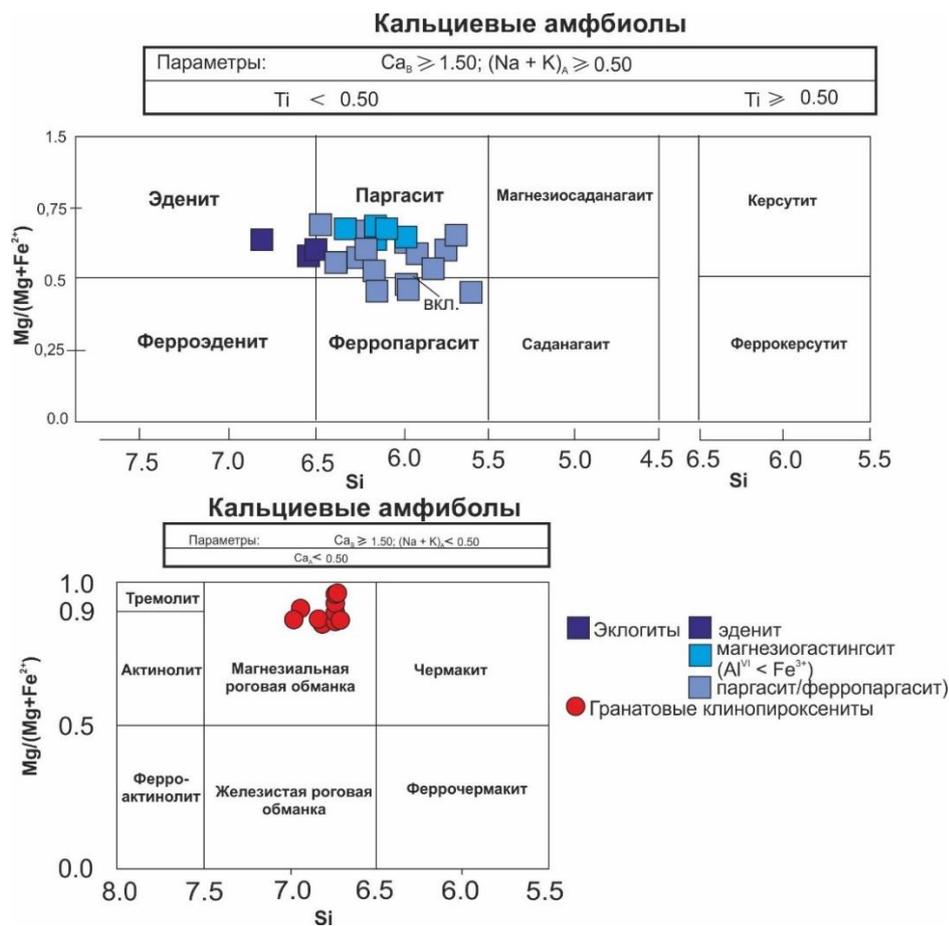


Рис. 5.3.2, Д. Химические составы амфиболов из эклогитов и гранатовых клинопироксенитов (Leake et al., 1997).

Состав плагиоклаза в эклогитах меняется в широком диапазоне значений от альбит-олигоклаза в различных симплектиках с Di или Anpr до лабрадора в матриксе (Прил. 5.3.2, Г). Клиноцоизит (Прил. 5.3.2, Г) и кварц развиты в эклогитах как в виде включений, так и в качестве отдельных зерен в основной ткани пород. Рутил и апатит распространены как в эклогитах, так и в гранатовых клинопироксенитах и характеризуются заметными содержаниями ZrO_2 (Прил. 5.3.1, В), указывающими на относительно высокие температуры образования пород (Zack et al., 2004; Watson et al., 2006; Ferry & Watson, 2007).

5.3.3. Шпинелевые ультрамафиты.

Оливин во всех разновидностях шпинелевых ультрамафитов разбит трещинами по несовершенной спайности, по которым развиты Lz (Рис. 5.3.3, А; Прил. 5.3.3, А) с мелкими зернами Mag, и не обладает химической зональностью. ОI характеризуется заметными содержаниями фаялитового минала ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) меняется в интервале 0.85 – 0.875) (Прил. 5.3.3, А). ОI в шпинелевых симплектит-содержащих и амфиболитизированных перидотитах демонстрирует высокие концентрации NiO (до 0.7 вес.%) и низкие содержания Cr_2O_3 (0.001 – 0.053 вес.%), тогда как в серпентинизированных хлорит-шпинелевых

дунитах Ol показывает до 0.59 вес.% Cr_2O_3 . Во многих случаях Ol в шпинелевых симплектит-содержащих перидотитах содержит включения и ориентированные экссолуционные ламели Cr-Spl.

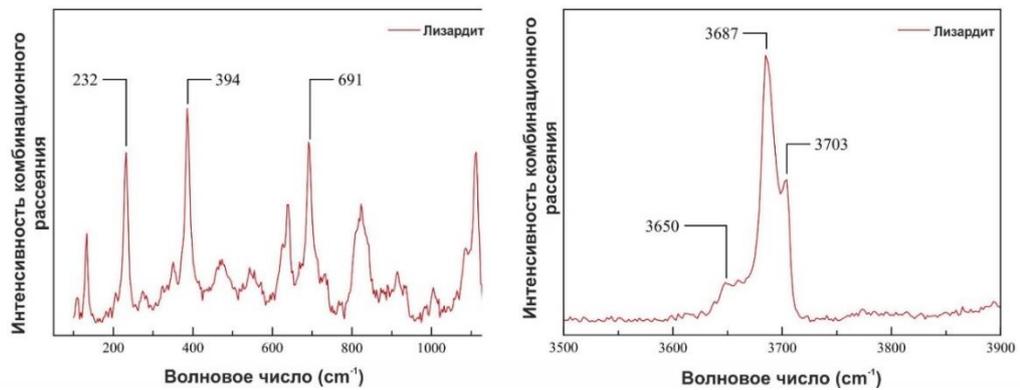


Рис. 5.3.3, А. КР-спектр серпентина (лизардит) из шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов.

Шпинель в породах характеризуется различными составами и присутствует в виде нескольких генераций (Рис. 5.3.3, Б).

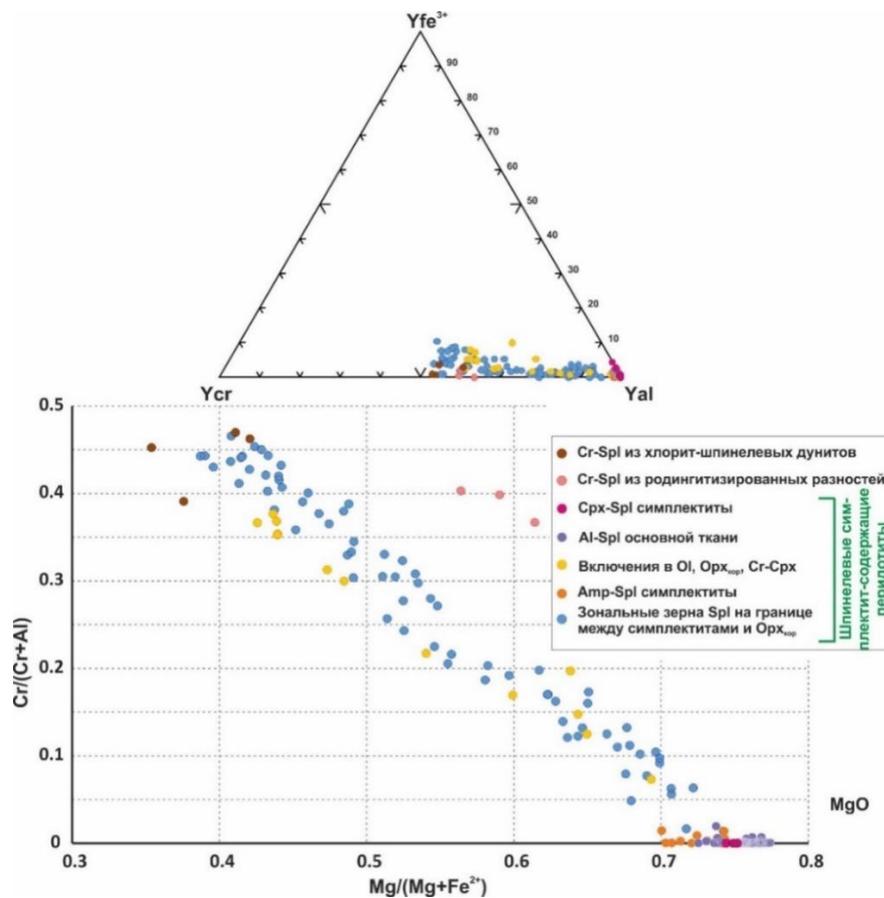


Рис. 5.3.3, Б. Химические составы шпинели в шпинелевых ультрамафитах.

Зерна Cr-Spl в хлорит-шпинелевых дунитах, зачастую замещенные Mag, показывают высокие значения $Cr/(Cr+Al)$ около 0.45 (Прил.5.3.3, Б). В симплектит-содержащих перидотитах округлые зерна Cr-Spl, приуроченные к границе между коронами Орх вокруг оливина и симплектитовыми агрегатами, обладают химической зональностью, выраженной в уменьшении $Cr/(Cr+Al)$ от ядра к краевым зонам и увеличении $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в этом же направлении; максимальные значения Cr_2O_3 в ядерных частях Cr-Spl соответствуют 35 вес.% ($Cr/(Cr+Al) = 0.44$). Необходимо отметить, что наиболее хромистая шпинель также характеризуется высокой железистостью, в то время как содержания MgO в ней являются относительно низкими (Прил.5.3.3, Б). Это указывает на существенную долю феррихромита по сравнению с магнезиохромитом в составе Cr-Spl в перидотитах. Включения Cr-Spl в Ol, Орх и Cr-Cpx в симплектит-содержащих перидотитах имеют различные содержания Cr_2O_3 , варьирующие в интервале от 12 до 33 вес.% (Прил.5.3.3, Б). Тонкие ориентированные экссолюционные включения Cr-Spl в Ol (Рис. 5.1.5, 3) характеризуются чрезвычайно малыми размерами, поэтому полученные составы ламелей представляют собой смесь Cr-Spl и минерала-хозяина (Ol). Однако несмотря на смешанный состав очевидно, что ориентированные иголки в оливине являются шпинелью с достаточно высоким содержанием Cr_2O_3 ($Cr/(Cr+Al) \sim 0.2$) (Прил.5.3.3, Б). Глиноземистая шпинель (Al-Spl) из симплектитов в ассоциации с Орх + Cpx (ранняя стадия) и Amp (более поздняя стадия) демонстрируют высокие содержания магния ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.72 - 0.75$), в то время как концентрации Cr_2O_3 являются очень низкими; в случае Cpx-Орх-Spl симплектитов суммарные содержания Cr_2O_3 не превышают 0.3 вес.%, а для Amp-Spl симплектитов эти значения составляют 1.5 – 2 вес.%. Более крупнозернистая зеленоватая Al-Spl, развитая в основной ткани симплектит-содержащих перидотитов, зачастую присутствует в ассоциации с поздними кристаллами Amp. Эта Al-Spl существенно не отличается по составу от шпинели из симплектитов (Прил.5.3.3, Б), однако характеризуется значительно бóльшим размером и округлым или ксеноморфным габитусом (Рис. 5.1.5, И). В интенсивно родингитизированных разностях перидотитов отмечается присутствие округлых зерен незональной красноватой хромистой шпинели, демонстрирующей значительно более высокие содержания магния ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.56 - 0.59$) по сравнению с зональной Cr-Spl на границе между симплектитами и ортопироксеновыми коронами (Прил.5.3.3, Б). Формирование этой красноватой Cr-Spl может быть связано с поздними метасоматическими преобразованиями пород.

Ортопироксен присутствует только в шпинелевых симплектит-содержащих и амфиболитизированных вместе с родингитизированными (реликтовый) перидотитах и формирует короны вокруг Ol, в некоторых случаях вплоть до полного исчезновения

последнего, а также участвует в строении симплектитовых агрегатов вместе с Cr_x и Al-Spl . $\text{Or}_{\text{кор}}$ характеризуется повышенным содержанием ферросилита ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}})$ меняется в интервале 0.85 – 0.88 (Рис. 5.3.3, В; Прил.5.3.3, А)) и выраженной зональностью в распределении Al_2O_3 , где наиболее близкие к границе с оливином зоны имеют наименьшие содержания глинозема, в то время как на границе с симплектитовыми агрегатами $\text{Or}_{\text{кор}}$ показывает максимальные содержания Al_2O_3 (Прил.5.3.3, А). Следует отметить, что $\text{Or}_{\text{кор}}$ вблизи более поздних Amr-Spl симплектитов показывает более высокие концентрации Al_2O_3 по сравнению с $\text{Or}_{\text{кор}}$ на границе с $\text{Cr}_x\text{-Or}_x\text{-Spl}$ симплектитами (например, 3.38 вес.% и 1.76 вес.%, соответственно). При этом содержания Al_2O_3 в $\text{Or}_{\text{кор}}$ имеют обратную корреляцию с содержаниями $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}})$ (Рис. 5.3.3, В).

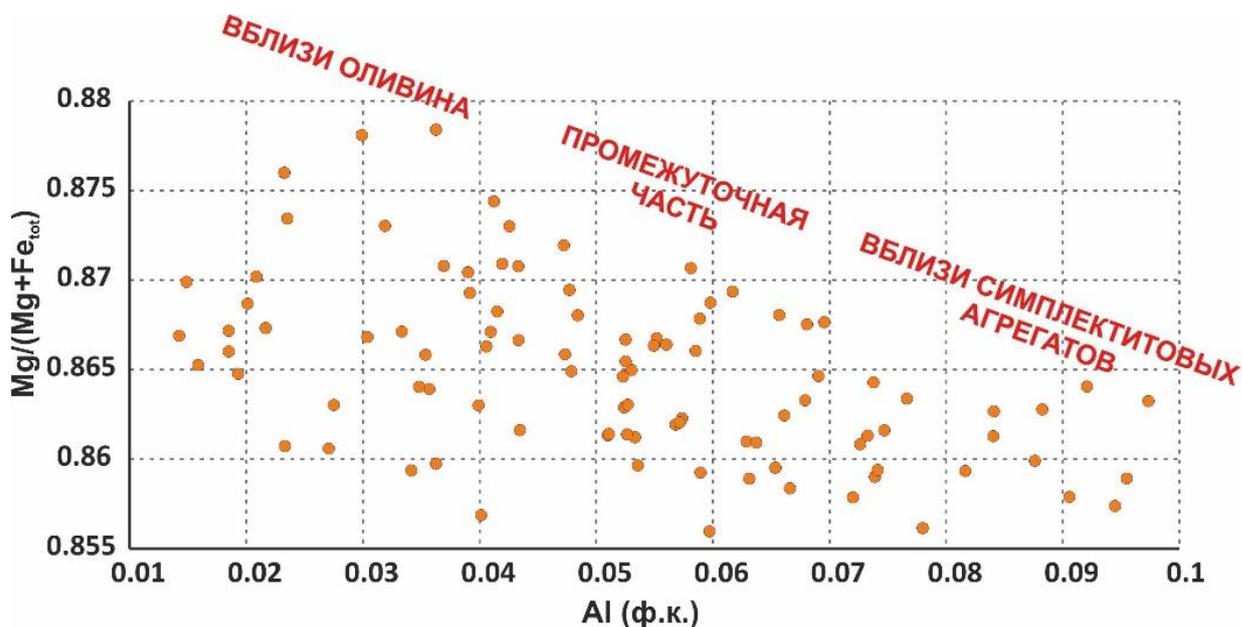


Рис. 5.3.3, В. Химические составы ортопироксена в шпинелевых перидотитах.

С другой стороны, вытянутый волокнистого облика ортопироксен, слагающий симплектиты ($\text{Or}_{\text{симпл}}$), характеризуется близкими с $\text{Or}_{\text{кор}}$ концентрациями MgO ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}}) = 0.85$) при более высоких содержаниях Al_2O_3 (до 4 вес.%) (Прил.5.3.3, А), что может быть связано с привнесением Al из ассоциирующей Al-Spl в симплектитовом агрегате. Таким образом, исходя из приведенных анализов, а кроме того используя методы элементного картирования, можно утверждать, что Or_x является составляющей наиболее ранних, тонких пироксен-плагноклазовых симплектитовых срастаний в шпинелевых перидотитах (Рис. 5.3.3, Г, Д).

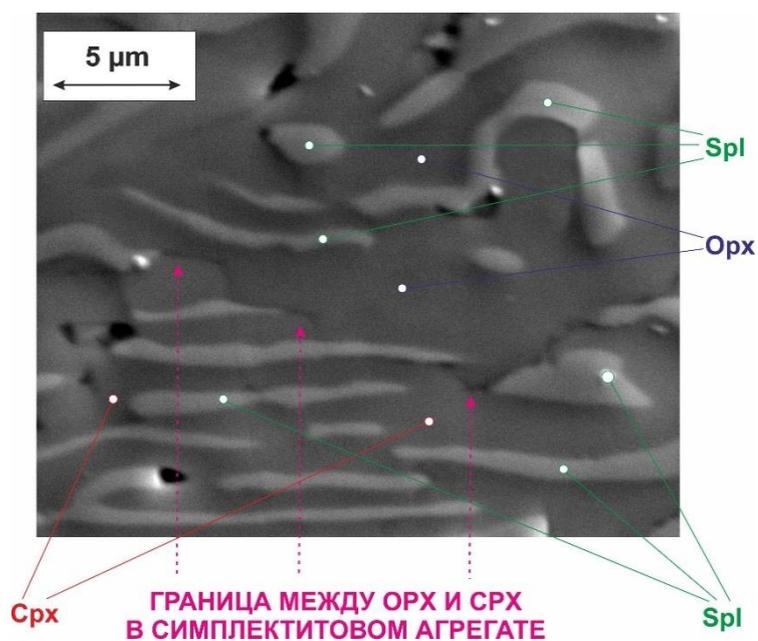


Рис. 5.3.3, Г. BSE изображение *Crx-Orx-Spl* симплектита с видимой границей между моноклинным и ромбическим пироксенами в шпинелевом перидотите.

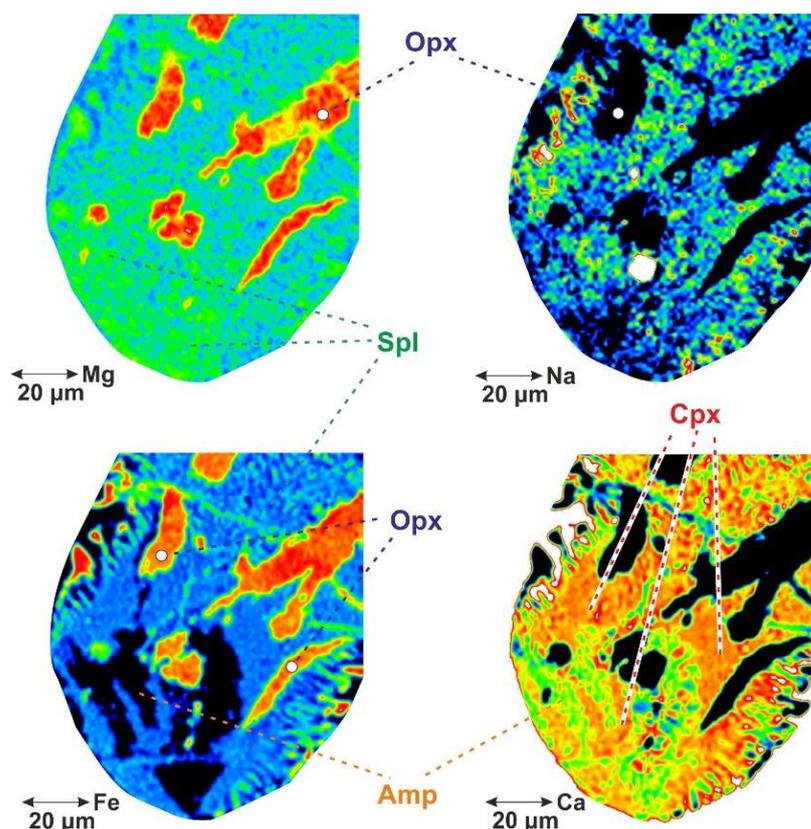


Рис. 5.3.3, Д. Mg-, Na-, Fe- и Ca-элементные карты репрезентативного участка *Crx-Orx-Spl-Amp* симплектитового агрегата в шпинелевом перидотите.

Клинопироксен в шпинелевых симплектит-содержащих перидотитах по составу соответствует диопсиду-авгиту (Рис. 5.3.3, Е) с низкими содержаниями $\sum(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ до 0.35 вес.% (Прил.5.3.3, В).

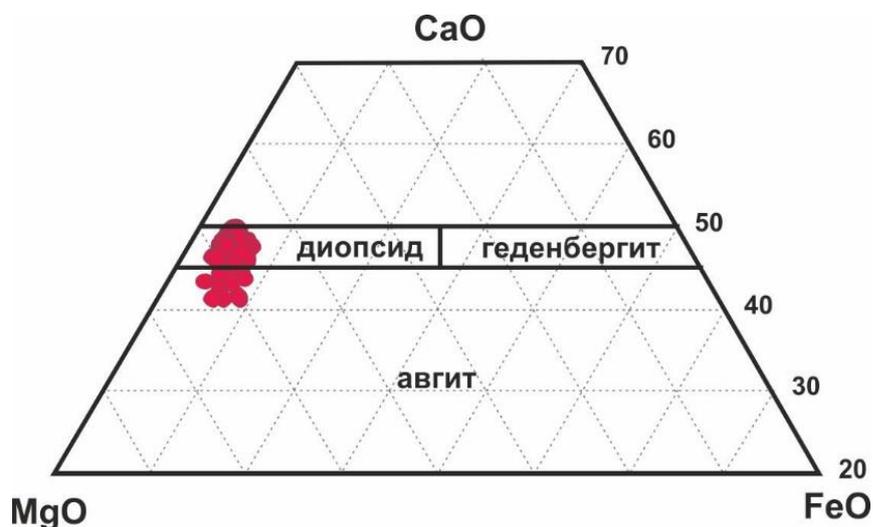
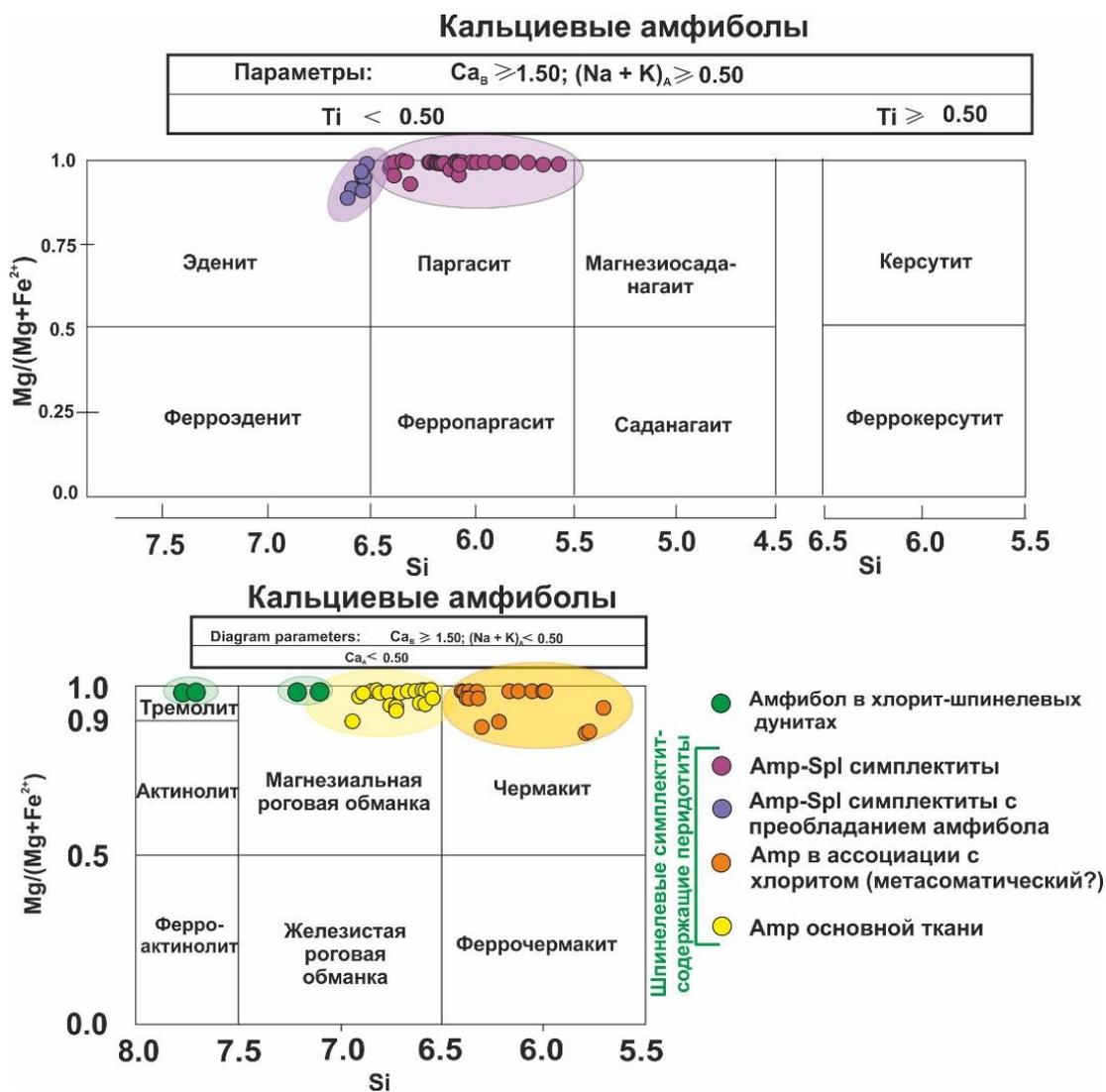


Рис. 5.3.3, Е. Составы клинопироксена на диаграмме 'CaO – MgO – FeO' (Morimoto et al. (1988)) в шпинелевых перидотитах.

Срх-Орх-Spl симплектиты содержат магниальный Срх ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.92 - 0.94$) в срастании с Al-Spl и Орх_{симпл.} В редких случаях сохраняется реликтовый ксеноморфный Срх, предшествующий образованию симплектитов (Рис. 5.1.5, В), который характеризуется более высокими содержаниями Al_2O_3 по сравнению с Срх из симплектитов (2.87 вес.% и 2.07 вес.%, соответственно) (Прил.5.3.3, В). Поздние стадии ретроградного метаморфизма выражены в уменьшении модального содержания Al-Spl в симплектитовых агрегатах, что может быть связано с обширным ростом амфибола в породах, в то время как оставшиеся зерна Срх показывают наименьшие содержания Al_2O_3 (1.2 – 1.7 вес.%). Cr-Срх с высоким содержанием Cr_2O_3 (0.3 – 1.5 вес.%) (Прил.5.3.3, В) развивается в виде кайм вокруг Орх_{кор} в шпинелевых перидотитах, а также формирует отдельные кристаллы с выраженной спайностью с наиболее высокими концентрациями Cr_2O_3 (1.5 – 1.7 вес.%) в интенсивно родингитизированных разностях. Образование Cr-Срх, по-видимому, связано с метасоматическими наложенными процессами.

Амфибол присутствует практически во всех разностях шпинелевых ультрамафитов (Рис. 5.3.3, Ж). В хлорит-шпинелевых дунитах развиты кристаллы магниальной роговой обманки и более позднего тремолита (Прил.5.3.3, В). Амфиболы в шпинелевых симплектит-содержащих и амфиболитизированных перидотитах характеризуются высокой магниальностью ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в интервале 0.85 – 1.0) и слагают как Amp-Spl симплектиты, где отмечается самое высокое содержание Al_2O_3 в Amp (16 – 19 вес.%), соответствующее паргаситу, так и отдельные (более поздние) кристаллы с низким содержанием глинозема (13 – 13 вес.%), отвечающим магниальной роговой обманке (Рис. 5.3.3, Е; Прил.5.3.3, В).



5.3.3, Ж. Химические составы амфиболов из шпинелевых ультрамафитов (Leake et al., 1997).

В амфиболитизированных перидотитах Amp основной ткани представлен исключительно магниальной роговой обманкой с наименьшим содержанием Al_2O_3 (9 – 10 вес.%).

Таким образом, среди шпинелевых ультрамафитов присутствуют различия, изменения в химических составах минералов которых отражают различные этапы метаморфических и метасоматических преобразований. Последние характеризуются развитием кальциевых минералов (гидрогроссуляра, пренита, Sr-цоизита (ниигатаита) и вюаньютита (Рис. 5.3.3, З)) в основной ткани пород вплоть до образования родингитов (Прил.5.3.3, Г).

Однако отсутствие в шпинелевых ультрамафитах сохранившихся ключевых фаз (граната или плагиоклаза) существенно затрудняет восстановление P-T эволюции пород, подразумевая использование только косвенных петрологических и микроструктурных признаков.

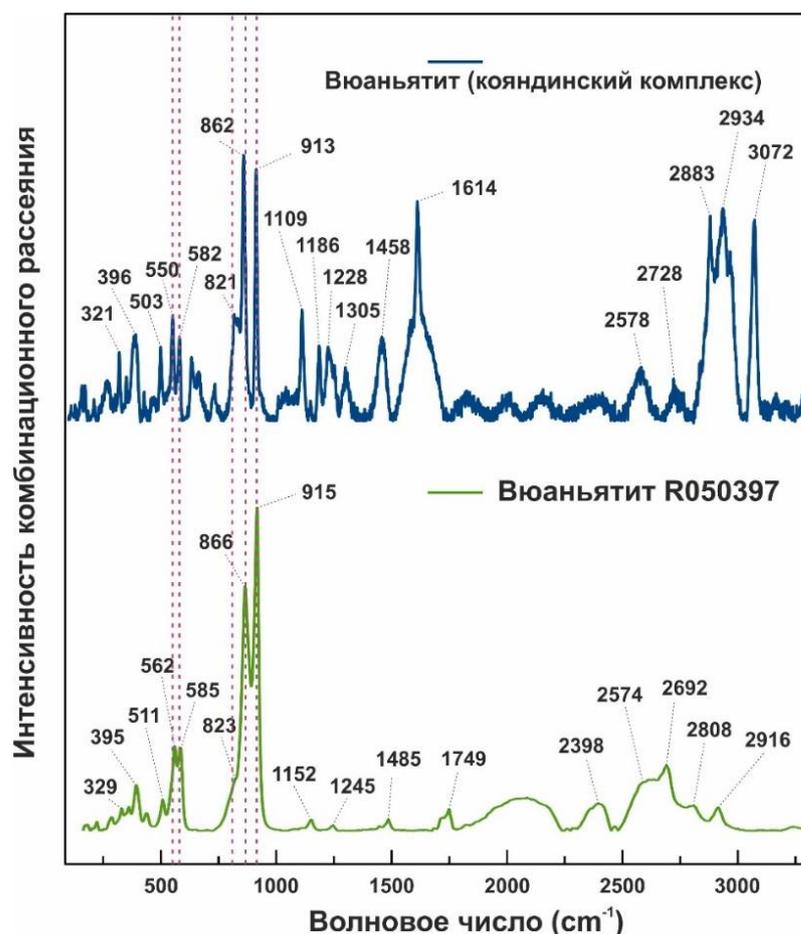


Рис. 5.3.3, 3. КР-спектр вюаньютита из шпинелевых перидотитов кояндинского комплекса (вверху) и официальной базы RRUFF (внизу).

5.4. Эволюция метаморфизма ключевых разностей пород.

На основе комплексных данных о химическом составе минералов ключевых разностей пород, результатов элементного картирования и петрографического анализа, а кроме того геолого-структурного положения изучаемых пород, были восстановлены P-T тренды метаморфической эволюции для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, шпинелевых ультрамафитов и вмещающих их гранат-слюдяных сланцев.

5.4.1. Гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы.

Гранат-слюдяные сланцы являются преобладающими метаморфическими образованиями кояндинского комплекса. Во многих случаях породы сохраняют реликты минералов, свидетельствующих о высокобарических условиях их формирования (Ky, Ph, Kfs), и представляют собой сильно измененные высокобарические гранулиты (O'Brien & Rötzler, 2003). Пробы из гранат-слюдяных сланцев были отобраны в различных частях кояндинского комплекса (в северо-западной, центральной, юго-восточной), где метаморфические породы характеризуются различной степенью проявления регрессивных

преобразований. Однако во всех случаях среди минералов гранат-слюдяных сланцев отмечаются реликты Ph, Kfs и реже Ку (параграфы 5.1.1 и 5.3.1).

Гранаты в некоторых разностях сохраняют реликты проградной зональности (Grt I; рис. 5.3.1, Б). Это указывает на то, что метаморфическая эволюция диафторированных высокобарических гранулитов очевидно включала в себя этапы прогрессивного метаморфизма, связанные с формированием спессартин-альмандинового граната, и дальнейшим ростом граната в условиях пикового этапа на фоне повышения температуры и давления, подразумевая тренд метаморфизма «по часовой стрелке». Сохранение проградной зональности в минералах высокобарических пород является редким, но не экстраординарным случаем, и характеризует субдукционные обстановки с последующей относительно быстрой эксгумацией метаморфических комплексов на верхнекоровые уровни. В подобных сценариях кратковременного пребывания в условиях высоких ступеней метаморфизма породы могут быть не полностью изменены высокотемпературными диффузионными процессами, и нередко могут сохраняться реликты минералов проградных ступеней (например, O'Brien & Vraná, 1995; Ernst et al., 1997; Escuder-Viruete et al., 2000; Cooke et al., 2000).

В то же время, большая часть гранатов в диафторированных высокобарических гранулитах демонстрирует диффузионную зональность (Grt II; рис. 5.3.1, Г), характеризующую высокотемпературные преобразования, выраженные в практически «плоском» распределении главных компонентов в ядерной части граната и повышении содержания MgO к периферии при уменьшении FeO в этом же направлении. Принимая во внимание особенности распределения элементов в гранатах слюдяных сланцев и характерные парагенетические ассоциации, были оценены приблизительные параметры формирования пород на прогрессивном, пиковом (или около-пиковом) и регрессивном этапах метаморфизма.

Прогрессивный этап метаморфизма гранат-слюдяных сланцев. Изоплеты составов ядерной части граната в образце АН 1470 (Grt I) пересекаются в широком P – T диапазоне (P 5 – 8 кбар; T 520 – 650 °C) (Рис. 5.4.1, А), в то время как постепенное увеличение содержаний Са от центра к промежуточной-периферийной зоне граната (Рис. 5.3.1, Г), по-видимому, связано с повышением давления в течение роста граната (Indares & Dunning, 2001; Spear & Kohn, 1996).

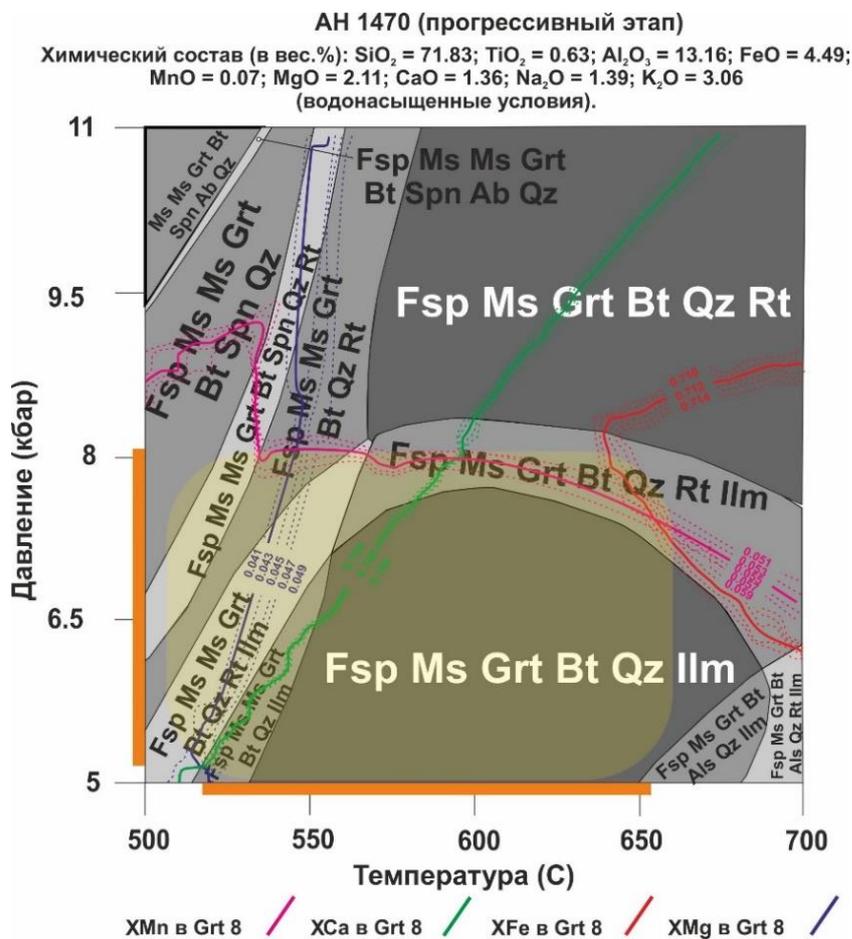


Рис. 5.4.1, А. *P – T* псевдосекция в системе *KNCTiFMMnASH* для гранат-слюдяного сланца АН 1470 (прогрессивный этап; использован валовый химический состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt.

Исходя из результатов моделирования, содержания CaO в Grt I, которые находятся в прямой корреляции с ростом модального содержания граната в породе, увеличиваются на прогрессивном этапе метаморфизма на фоне повышения температуры и давления (Рис. 5.4.1, Б-1, 2 (слева)). Кроме того, в гранате с выраженной диффузионной зональностью (Grt II) в центральной части зерен также отмечается зона со слабым ростом кальция от ядра к промежуточной части (Рис. 5.3.1, Г), сопоставимая с проградной зональностью, рассмотренной в Grt I. Сохранение зональности по кальцию в Grt II, в свою очередь, может быть связано с более медленной скоростью диффузии Ca в отличие от Mg, Fe и Mn (Indares, 1995). Увеличение содержания Ca в гранате в процессе прогрессивного метаморфизма метапелитов, вероятно, отражает реакцию граната с плагиоклазом, сопровождающуюся поглощением анортитовой компоненты и, как следствие, уменьшением содержания CaO в сосуществующем Pl при увеличении температуры и, прежде всего, давления (Рис. 5.4.1, Б-3 (слева)).

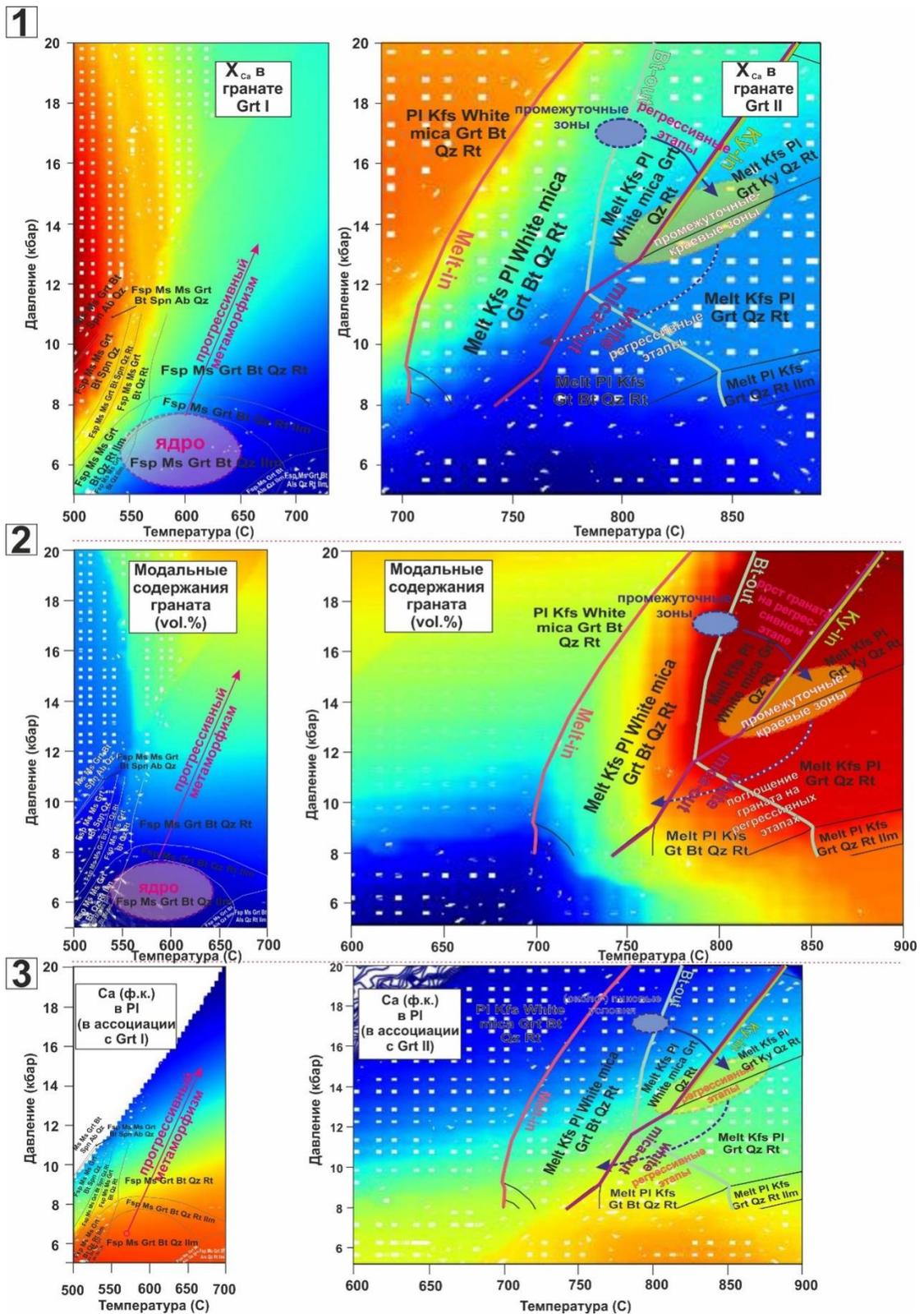


Рис. 5.4.1, Б. Изоплеты составов минералов в гранат-слюдяных сланцах (диафорированных высокобарических гранулитах): 1) X_{Ca} в гранате; 2) модальные содержания граната в породах; 3) Ca (ф.к.) в плагиоклазе. Темно-синий цвет – минимальные значения; темно-красный цвет – максимальные значения. Изоплеты построены в программе *PuWegati* (Lexa, 2011). Линии стабильностей минералов и мокрого солидуса взяты из Рис. 5.4.1, В, Г.

Пиковый этап метаморфизма гранат-слюдяных сланцев. С увеличением температуры и давления в ходе субдукционных процессов, в которые вовлекались изучаемые метапелиты, предполагается значительная роль дегидратационного плавления водосодержащих минералов (прежде всего слюд), в результате которого сформировались перитектические фазы (Grt, Kfs, Ky) и гаплогранитный расплав (наиболее вероятные реакции: 1) $Bt + Ph + Pl + Qz = Grt + Kfs + \text{расплав}$ (R1); 2) $Ph + Pl + Qz = Grt + Ky + Kfs + \text{расплав}$ (R2)) (Indares & Dunning, 2001). Исходя из этого, формирование ассоциации магнезиального Grt с Kfs и Ky, по-видимому, соответствует пиковому или около-пиковому этапу метаморфизма гранат-слюдяных сланцев.

Эти парагенезисы наиболее широко развиты в гранат-кианит-рутил-полевошпатовых гнейсах с небольшим количеством водосодержащих минералов (проба Z 12375) в юго-восточной части Анрахайского блока, где гранаты (Grt II) в промежуточных-краевых зонах содержат многочисленные включения Ph, Ky, а крайние периферийные зоны характеризуются повышенными содержаниями MgO, что отражает преобразования на регрессивных этапах метаморфизма за счет Fe-Mg обменных реакций с поздним биотитом. При этом крупные зерна Ky развиты и в основной ткани пород (Рис. 5.1.1, Ж). Изоплеты состава (X_{Mn} , X_{Ca} , X_{Fe} , X_{Mg}) промежуточной-краевой зоны граната пересекаются с Si (ф.к.) и Mg (ф.к.) изоплетами фенгита и X_{ab} изоплетами кислого плагиоклаза (Прил. 4.1, А, В; 5.3.1, А) в мультивариантной области, соответствующей диапазону P 15 – 17 кбар и T 750 – 810 °C (Рис. 5.4.1, В). Необходимо отметить, что изоплеты располагаются на границе с линией исчезновения биотита, что может указывать на формирование магнезиальной части граната и Kfs в результате реакции R1, сопровождавшейся распадом биотита и частично фенгита. С другой стороны, на диаграмме видно, что рост кианита, который также широко развит в породе, начинается при более высоких температурах (~ 820 °C и выше при давлении > 12 кбар) и связан с инконгруэнтным плавлением фенгита (реакция R2). Таким образом, можно предполагать, что ранние биотит и фенгит начали переходить в расплав примерно одновременно (R1) при температурах > 700 °C, а при температурах > 800 °C оставшийся фенгит перешел в расплав с образованием перитектического кианита (R2). Подобная последовательность не противоречит экспериментальным данным и отмечается многими исследователями (например, Le Breton & Thomson (1988), Indares & Dunning (2001)).

Химический состав (в вес.%): $\text{SiO}_2 = 74.79$; $\text{TiO}_2 = 0.88$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.10$; $\text{FeO}_{\text{tot}} = 5.12$;
 $\text{MnO} = 0.010$; $\text{MgO} = 1.81$; $\text{CaO} = 1.33$; $\text{Na}_2\text{O} = 1.05$; $\text{K}_2\text{O} = 2.63$; $\text{H}_2\text{O} = 0.96$.
 Z 12375 (пиковый этап)

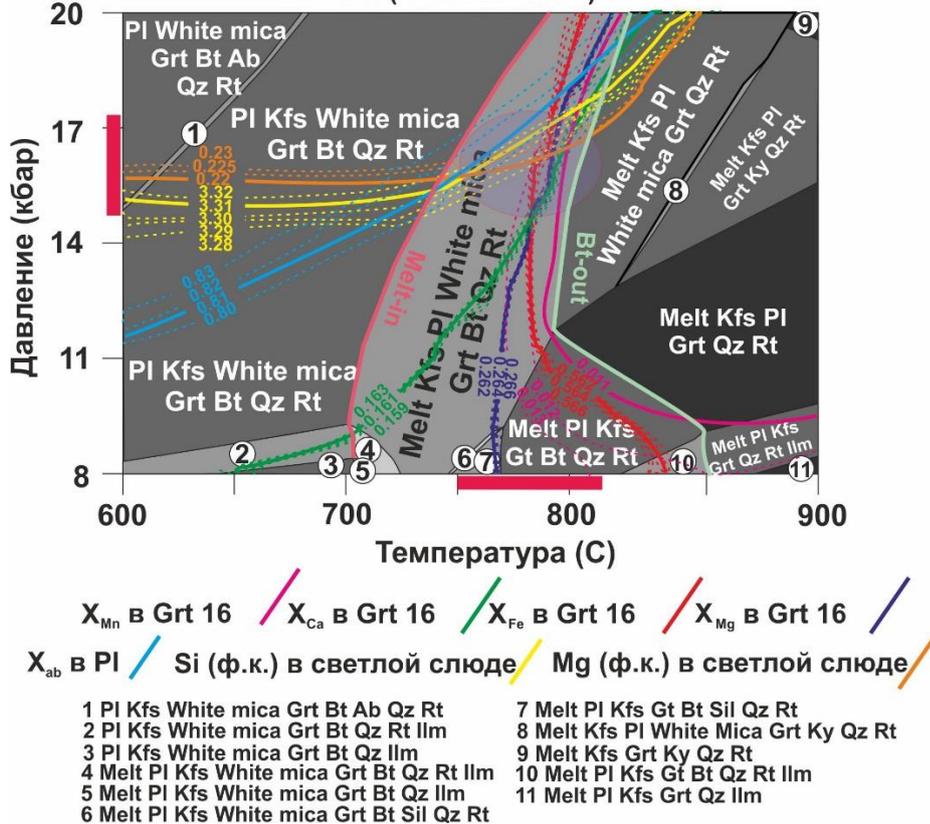


Рис. 5.4.1, В. *P – T псевдосекция в системе KNCTiFMMnASH для гранат-слюдяного сланца Z 12375 (пиковый этап; использован валовый химический состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt, Ph, Pl.*

В свою очередь, уменьшение содержаний CaO в промежуточных-краевых зонах граната (Рис. 5.3.1, Г) совместно с увеличением анортита в сосуществующем PI (Рис. 5.4.1, Б-1, 3, справа) отражают реакцию граната с кианитом на пост-пиковом этапе декомпрессии (GASP; Ganguly & Saxena (1984)). При этом рост температуры на данном этапе может быть связан с увеличением степени частичного плавления в результате начала декомпрессии. Согласно диаграмме, модалное содержание граната на этом этапе, по-видимому, увеличивалось в течение какого-то периода, однако последующее развитие регрессивного биотита и мусковита, обусловленное присутствием флюида при кристаллизации расплава, привело к реакции биотита с гранатом, сопровождавшейся распадом последнего (Рис. 5.4.1, Б-2, справа). Пересечение изоплет состава для периферийной зоны граната (X_{Ca} , X_{Fe} , X_{Mg}) с X_{ab} изоплетами кислого-среднего плагиоклаза (Прил. 4.1, А, В) отвечает диапазону P 13 – 16 кбар при T 800 – 850 °C (Рис. 5.4.1, Г). Использование классической геотермобарометрии (GASP барометрия (Ganguly & Saxena, 1984; Koziol & Newton, 1989) и термометрия, основанная на содержаниях Zr в рутиле (Watson et al., 2006)) позволило получить близкие значения давления (16 – 18 кбар) и температуры (720 – 760 °C) (Прил. 5.3.1, В), которые

интерпретируются как пиковые (или около-пиковые) параметры высокобарического метаморфизма метапелитов.

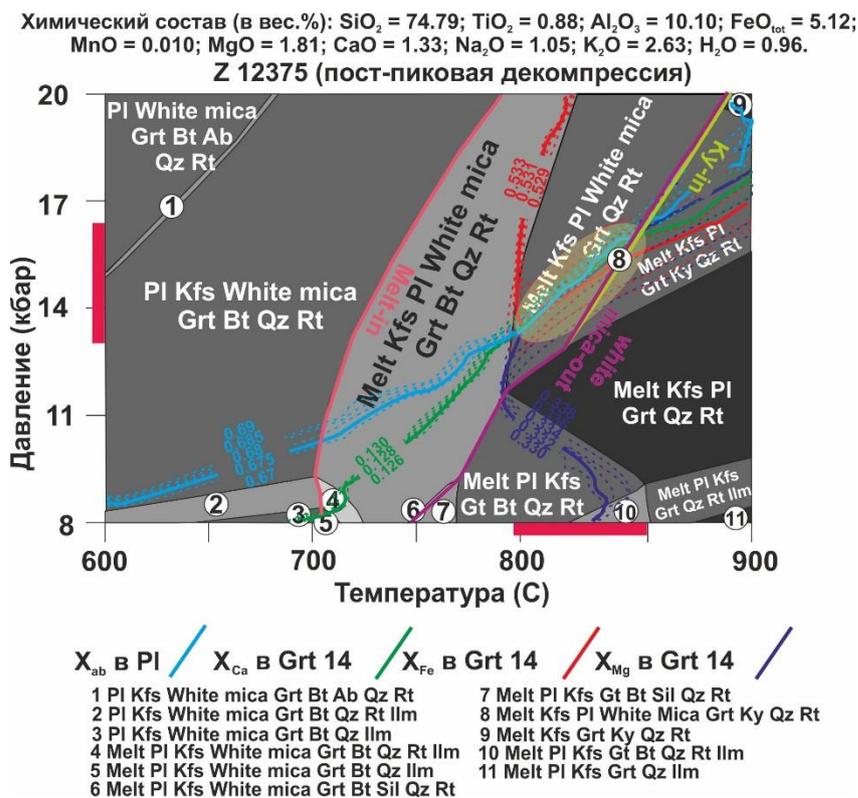


Рис. 5.4.1. Г. $P - T$ псевдосекция в системе KNCTiFMMnASH для гранат-слюдяного сланца Z 12375 (этап пост-пиковой декомпрессии; использован валовый химический состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt, Pl.

Регрессивный этап метаморфизма гранат-слюдяных сланцев. Формирование магниальных кайм граната и широкое развитие слюд в изучаемых породах, по-видимому, связано с преобразованиями на регрессивном этапе. На рис. 5.3.1, Д видно, что Bt, расположенный на границе с Grt, характеризуется более высокими содержаниями MgO по сравнению с Bt в ассоциации с кварцем и полевыми шпатами. Использование Grt – Bt геотермометра (Perchuk & Lavrent'eva, 1983) позволило получить значения температуры в интервале 580 – 620 °C, сопоставимом с полной кристаллизацией расплава и развитием новообразованных слюд регрессивной стадии метаморфизма. Увеличение анортитового компонента в плагиоклазе с одновременным уменьшением CaO в краевых зонах граната, а кроме того замещение кианита мусковитом отражают преобразования в условиях умеренных-низких ступеней (Indares, 1995).

Метаморфизм мусковит-хлоритовых сланцев, развитых ограниченно в пределах кояндинского комплекса, характеризуется преобразованиями в условиях низких ступеней. Породы пространственно приурочены к метаморфизованным кремням (кварцитам), безгранатовым амфиболитам и мраморам и не содержат реликтов индекс-минералов

высоких давлений или по крайней мере граната. Петрографическое изучение мусковит-хлоритовых сланцев показало, что биотит практически не сохраняется и повсеместно замещен хлоритом, а также характерно интенсивное рассланцевание пород. Исходя из этого, сланцы были, по-видимому, сформированы в условиях эпидот-амфиболитовой фации на пике метаморфизма, а затем подверглись регрессивным изменениям в условиях фации зеленых сланцев.

5.4.2. *Эклогиты и гранатовые клинопироксениты.*

Эклогиты и гранатовые клинопироксениты кояндинского комплекса характеризуются высокой степенью регрессивных преобразований, связанных с развитием пироксен-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых ассоциаций в эклогитах и формированием амфибола совместно с обширным ростом ретроградного граната в гранатовых клинопироксенитах. Среди эклогитов выделяются менее измененные разности (Рис. 5.1.3, А), где сохраняются минералы пиковой стадии (Omp, Fe-Mg Grt, Rt), и сильно измененные разности с большим количеством диопсид-альбитовых симплектитов и редкими сохранившимися реликтами омфацита (Рис. 5.1.3, Б). Гранатовые клинопироксениты демонстрируют достаточно монотонные минеральный и химический составы, где пиковые минералы представлены Mg-Grt, Crx, Rt. Гранаты в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах демонстрируют репрезентативную химическую зональность, что совместно с минералого-петрографическими исследованиями позволяет в какой-то мере восстановить эволюцию метаморфизма для выделенных разностей.

Сохранившаяся в некоторых случаях химическая зональность граната в эклогитах (Рис. 5.3.2, А), выраженная в увеличении содержания MgO от ядра к краевым зонам и уменьшении FeO в этом же направлении, характеризует реликтовую ростовую зональность. При этом распределение минеральных микровключений, расположенных в пределах зерен Grt, сопоставимо с проявленной зональностью, что позволяет отнести их к минеральным ассоциациям ранних прогрессивных стадий метаморфизма. Так, находящиеся в промежуточной зоне включения клиноцоизита и амфибола (Amp L13; Прил. 5.3.2, В) представляют собой амфиболитовую ассоциацию с оцененными параметрами формирования P 9 – 9.5 кбар; T 600 – 640 °C (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Krogh Ravna, 2000b), а расположенные в периферийной магнезиальной зоне граната редкие включения кварца и рутила соответствуют условиям эклогитовой фации.

Параметры формирования пиковой ассоциации эклогитов (Grt – Omp – Rt – Qz) были вычислены с использованием рассчитанных эффективных составов для слабо измененных эклогитов (образец TS 1086) и сильно измененных эклогитов (фактически эклогит-

гранулитов) (образец TS 1048/2). Следует отметить, что полученные значения характеризуют переход от ассоциаций эклогитовой фации к плагиоклаз-содержащим парагенезисам гранулитовой фации, поэтому рассматриваются в качестве около-пиковых. На Рис. 5.4.2, А изоплеты составов периферийной части граната ($X_{Fe^{2+}}/(Fe^{2+}+Mg)$, X_{Prp} и X_{Grs}) (Прил. 5.3.2, А) и $X_{Ca}/(Ca+Na)$ с $X_{Mg}/(Mg+Fe^{2+})$ изоплеты в омфците (Прил. 5.3.2, Б) в слабо измененном эклогите TS 1086 пересекаются в достаточно узком диапазоне $P = 15 - 16.5$ кбар; $T = 750 - 840$ °С.

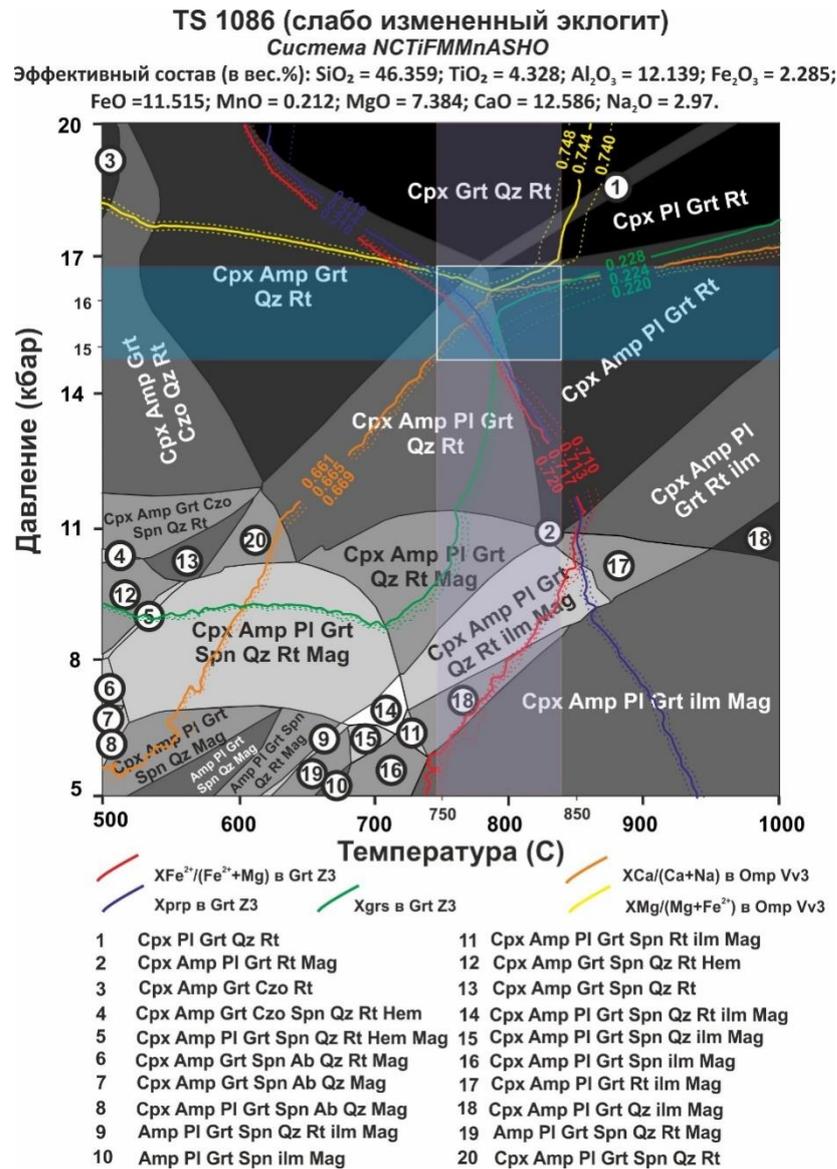


Рис. 5.4.2, А. $P - T$ псевдосекция в системе *NCTiFMMnASHO* для слабо измененного эклогита TS 1086 (около-пиковый этап; использован рассчитанный эффективный состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов *Grt*, *Omp*.

С другой стороны, на Рис. 5.4.2, Б в интенсивно измененном эклогите TS 1048/2 изоплеты $X_{Fe^{2+}}/(Fe^{2+}+Mg)$, X_{Prp} и X_{Grs} в гранате (Прил. 5.3.2, А) и $X_{Ca}/(Ca+Na)$ с $X_{Mg}/(Mg+Fe^{2+})$ изоплеты в омфците (Прил. 5.3.2, Б) показывают пересечение в диапазоне более низких

температур и давлений ($P = 14.5 - 16$ кбар; $T = 720 - 780$ °C). Полученные значения соответствуют условиям эклогитовой фации.

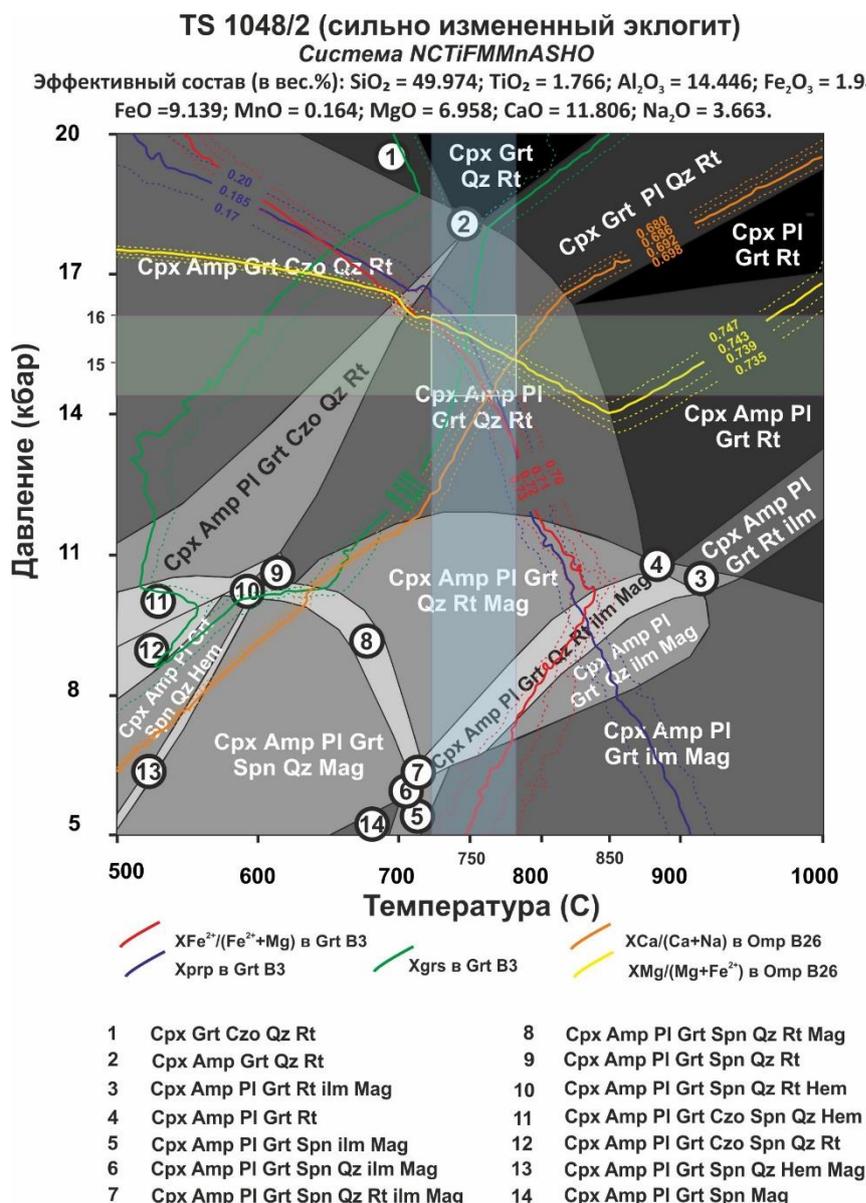


Рис. 5.4.2, Б. $P - T$ псевдосекция в системе NCTiFMnASHO для сильно измененного эклогита TS 1048/2 (около-пиковый этап; использован рассчитанный эффективный состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt, Omp.

Применение гранат-клинопироксенового термометра (Krogh Ravna, 2000a) в сочетании с жадеитовым барометром (Перчук, 1992) позволило получить значения $T = 760 - 800$ °C и $P = 18 - 19$ кбар с суммарным FeO_{tot} в расчете и $T = 660 - 740$ °C и $P = 15 - 16.5$ с разделенным FeO и Fe_2O_3 . Использование геотермометра, основанного на содержаниях ZrO_2 в рутиле, показало значения около 700 °C (Ferry & Watson, 2007) (Прил. 5.3.1, В).

Ретроградные изменения эклогитов можно охарактеризовать в несколько этапов. Наиболее ранние приводят к замещению Cpx омфацитового состава симплектитовым срастанием диопсида (Di_{80-85}) и кислого плагиоклаза (An_{10-14}) (Прил. 5.3.2, Б, Г). Параметры

формирования данной ассоциации (T 700 – 750 °С; P 10 – 14 кбар) соответствуют условиям гранулитовой фации (Krogh Ravna, 2000a; Newton & Perkins, 1982). Дальнейшее понижение температуры и давления выражаются в образовании двух парагенетических ассоциаций. Одна из них, а именно паргасит и ферропаргасит с андезином (An_{26-36}), замещает краевую зону граната; другая – клиноцоизит и эденит с олигоклазом (An_{20}) – формируется за счет пироксен-плагиоклазовых симплектитов. Данные ассоциации отвечают амфиболитовой фации метаморфизма (P 8 – 10 кбар при T 600 – 650 °С; Krogh Ravna, 2000b; Kohn & Spear, 1990). Наиболее поздние регрессивные изменения приводят к замещению амфибол-плагиоклазовых парагенезисов ассоциацией магнезиогастингсита, эпидота и основного плагиоклаза (An_{53}). Для подобной ассоциации P - T параметры метаморфизма отвечают эпидот-амфиболитовой фации.

Гранат в гранатовых клинопироксенитах обладает химической зональностью, отличной от рассмотренной ранее в гранатах эклогитов, и характеризуется «плоским» распределением главных компонентов (X_{Alm} , X_{Grs} , X_{Prp}) в ядре и резким уменьшением содержаний CaO к периферии при одновременном росте MgO в этом же направлении (Рис. 5.1.3, В). При этом гранат содержит многочисленные включения Srx и Amp как в центральной, так и в краевой зонах. Эти включения практически не отличаются по составу друг от друга и от Srx с Amp в основной ткани породы (Прил. 5.3.2, Б, В). Исходя из этого, можно предполагать, что рост граната, вероятно, происходил в равновесии с Srx и Amp матрикса со слабо менявшимися химическими составами в течение метаморфической эволюции пород, что обусловило относительно равномерное распределение главных компонентов в центральных зонах граната. Кроме того, процессы диффузии в условиях высоких температур также могли повлиять на однородный состав ядра. Таким образом, к около-пиковой ассоциации гранатовых клинопироксенитов относятся, по-видимому, центральная-промежуточная зона Grt , Di , Rt и Amp (?).

Поскольку гранатовые клинопироксениты характеризуются довольно монотонными химическими составами минералов (в особенности амфибола и клинопироксена), для термодинамического моделирования использовался валовый химический состав пород. Изоплеты составов центральной части граната $X_{Fe^{2+}}/(Fe^{2+}+Mg+Ca)$, $X_{Mg}/(Fe^{2+}+Mg+Ca)$ и $X_{Ca}/(Fe^{2+}+Mg+Ca)$ совместно с Fe^{2+} (ф.к.) изоплетами в Di (Прил. 5.3.2, А, Б) в гранатовом клинопироксените P 56/4 пересекаются при $P = 16.5 - 17.5$ кбар; $T = 800 - 860$ °С, что соответствует условиям эклогитовой фации (Рис. 5.4.2, В).

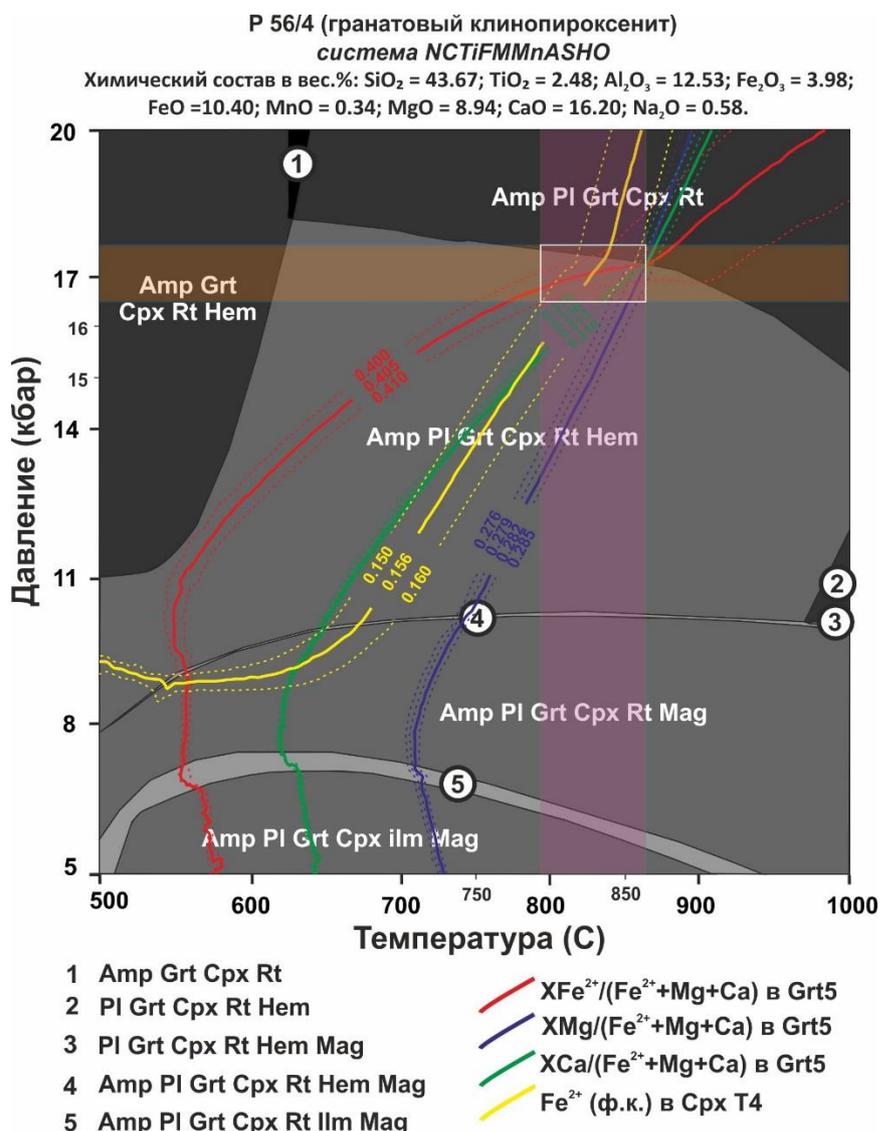


Рис. 5.4.2, В. *P – T* псевдосекция в системе NCTiFMnASHO для гранатового клинопироксенита P 56/4 (около-пиковый этап; использован валовый химический состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt, Cpx (Di). Отсутствие в породах Орх, Омр и Qz фактически полностью исключает применение классической геобарометрии. Однако принимая во внимание структурную близость гранатовых клинопироксенитов с эклогитами, выраженную в их нередком чередовании, параметры давления для пород принимаются эквивалентными вычисленным для эклогитов. Таким образом, использование гранат-клинопироксенового термометра (Krogh Ravna, 2000a) позволило получить значения температуры 735 – 755 °C для суммарного FeO_{tot} и 660 – 760 °C для разделенного FeO и Fe₂O₃. Хотя применение геотермометра, основанного на содержаниях ZrO₂ в рутиле, также невозможно из-за отсутствия в породах кварца, следует отметить, что содержания ZrO₂ в рутиле в гранатовых клинопироксенитах являются сходными с содержаниями в рутиле из эклогитов (Прил. 5.3.1, В).

Регрессивные изменения гранатовых клинопироксенитов достаточно однообразны и выражены в повсеместном замещении моноклинного пироксена диопсидового состава

магнезиальной роговой обманкой и обширным ростом граната; подобные преобразования характеризуют условия амфиболитовой фации метаморфизма.

5.4.3. Шпинелевые ультрамафиты.

Среди шпинелевых ультрамафитов кояндинского комплекса наиболее информативными разностями являются шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты, для которых отмечается большое разнообразие минеральных фаз и выраженные микроструктурные признаки полистадийной метаморфической эволюции. С другой стороны, особенности минерального состава хлорит-шпинелевых дунитов и наиболее распространенных магнетитовых серпентинитов не позволяют делать каких-либо надежных выводов о параметрах их формирования и ключевых реакциях минералообразования. Однако на основании структурной близости пород можно предполагать, что изучаемые шпинелевые ультрамафиты совместно вовлекались в процессы метаморфизма, по крайней мере, на некоторых этапах.

Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты характеризуются двумя главными микроструктурными особенностями, связанными с формированием ортопироксеновой короны вокруг оливина ($Orx_{кор}$) и присутствием большого количества (около 30 об.% породы) $Srx-Orx-Spl$ (более ранних) и $Amp-Spl$ (более поздних) симплектитовых агрегатов в основной ткани. Такие особенности достаточно широко известны и описаны в метаморфизованных ультрамафит-мафитовых породах различных массивов по всему миру (например, в Итальянских Альпах, зона Ультен (Godard & Martin, 2000); в Японии, комплекс Хороман (Morishita & Arai, 2003); в США, районы Голубого хребта (Lang et al., 2004); в Норвегии, комплекс Угельвик (Obata & Ozawa, 2011); в Аргентине, провинция Сан-Хуан (Gallien et al., 2012); в Чехии, Богемский массив (Obata et al., 2012), и мн. др.). Вне зависимости от природы протолита, P-T-t тренды этих пород отражают два главных типа геологических сценариев. В первом случае после высокотемпературной кристаллизации $O1 - P1$ ассоциации (магматический этап) следует преобразование пород в условиях гранулитовой фации, которое сопровождается образованием Orx корон вокруг $O1$ и $Srx-Spl$ симплектитов за счет реакции между оливином и плагиоклазом, и последующим формированием $Amp-Spl$ симплектитов в условиях амфиболитовой фации (Cruciani et al., 2008; Gallien et al., 2012; Lang et al., 2004, etc.), что характеризует P-T-t тренд «против часовой стрелки». Метаморфические породы в такого рода массивах являются «метатроктолитами» (или «друзитами»), параметры образования которых не превышают 8 кбар. Во втором сценарии («по часовой стрелке») высокобарическая $Grt - O1$ ассоциация в условиях декомпрессии замещается ортопироксеном, формирующим короны вокруг

оливина, и пироксен-шпинелевыми симплектитами вследствие реакции между оливином и гранатом и распадом граната самого по себе с последующим более поздним развитием Amp-Spl симплектитовых агрегатов (Godard & Martin, 2000; Morishita & Arai, 2003). Исходя из этого, установление состава реактантов, за счет которых образовались пироксен-шпинелевые симплектиты и короны Орх, является ключевым аспектом при восстановлении метаморфической эволюции ультрамафических пород и определении P-T параметров их формирования.

В шпинелевых симплектит-содержащих перидотитах кояндинского комплекса не выявлены ни гранат, ни плагиоклаз. Поэтому для реконструкции эволюции метаморфизма пород использовались только косвенные признаки, основанные на химическом составе минералов, миграции элементов и микроструктурных особенностях:

- В составе пироксен-шпинелевых симплектитов помимо Crx и Spl присутствует значительное количество Орх (Рис. 5.3.3, В, Г; Прил. 5.3.3, А). В многочисленных публикациях, посвященных образованию симплектитов в метаморфизованных ультрамафит-мафитовых породах за счет реакции Ol – Pl (например, Lang et al., 2004; Cruciani et al., 2008) симплектитовые агрегаты состоят из Crx и Al-Spl (\pm сапфирин) или Орх и Al-Spl (но не из двух фаз Crx и Орх), и более поздних Amp и Al-Spl, формирование которых связано с привнесением воды. В таких случаях принято считать, что Орх_{кор} и пироксен-шпинелевые симплектиты образуются практически одновременно в результате Mg (Fe) – Ca, Al диффузии между фазами в реакционных зонах (Gallien et al., 2012): Ca и Al, которые выносятся из основного Pl, входят в состав Spl и Crx в симплектите, а Mg из оливина идет, главным образом, на формирование ортопироксеновых корон. При этом скорость диффузии у Mg в целом выше, чем у Ca и Al, что приводит к образованию симплектита (диффузионно-ограниченной микроструктуры), а не отдельных фаз (Mongkoltip & Ashworth, 1983). Однако в перидотитах кояндинского комплекса ранние (безводные) симплектитовые агрегаты помимо Spl и Crx состоят из Орх, и вместе с тем вокруг оливина также присутствуют развитые каймы Орх (Рис. 5.1.5, К). Это указывает на значительно более высокий химический потенциал Mg относительно Ca, который не может быть обусловлен вовлечением в реакцию плагиоклаза, не содержащего магния, но может быть связан с присутствием граната (например, Godard & Martin, 2000; Morishita & Arai, 2003) или даже Ca-Al ортопироксена (Field & Haggerty, 1994) в качестве исходного реактанта. В этом случае граница между Орх_{кор} и симплектитами рассматривается в качестве изначальной границы между оливином и распавшейся фазой (то есть гранатом) (Obata, 2011).

- Зональные зерна *Cr-Spl* имеют определенную микроструктурную позицию и приурочены к границе между *Orx_{кор}* и симплектитовыми агрегатами (Рис. 5.1.5, E). Серьезным противоречием в предположении о ранее существующей *Ol – Grt* ассоциации является очень низкое содержание Cr_2O_3 в безводных *Crx-Orx-Spl* симплектитах (не более 0.3 вес.%), в то время как во многих работах, посвященных подобным образованиям, отмечаются заметные содержания хрома как в реликтовом гранате, окруженном симплектитами (Godard & Martin, 2000; Obata et al., 2013), так и в самих *Crx-Orx-Spl* симплектитах даже без сохранившегося граната (Morishita & Arai, 2003). Тем не менее, *Cr*- и *Al*-содержащие фазы, представленные округлыми зернами шпинели с высокими концентрациями Cr_2O_3 (Прил. 5.3.3, Б) в большинстве случаев приурочены к границам (реакционным фронтам) между ортопироксеновыми коронами вокруг оливина и симплектитовыми агрегатами. В следствие интенсивной амфиболитизации пород, выраженной в развитии более поздних *Amp-Spl* симплектитов, непосредственные контакты между *Orx_{кор}* и *Crx-Orx-Spl* симплектитами зачастую отсутствуют, однако наиболее хромистые ядра шпинели могут рассматриваться в качестве «резервуара», в который выносятся *Al* и *Cr* при распаде *Cr-Al*-содержащего минерала-реактанта (т.е. граната). Подобный механизм детально описан в Obata (2011) и удовлетворяет условиям реакции перехода из гранатового в шпинелевый перидотит для хромсодержащей системы ($Cr-Grt + Ol = 2 Orx + Cr-Spl$ (Klemme, 2004)). Следует отметить, что в соответствии с экспериментальными данными (Туркин, 2011), быстрый подъем гранатовых перидотитов и переход в шпинелевые перидотиты приводит к практически одновременным реакциям граната и оливина с последующим образованием шпинели и ортопироксена, и распаду граната как таковому с формированием пироксен-шпинелевых симплектитов. Подобные выводы приводятся и в Obata (2011).

- Присутствие в оливине экссолюционных включений *Cr-Spl* указывает на изначально более высокие содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в *Ol*. Оливин в шпинелевых симплектит-содержащих перидотитах характеризуется наличием ориентированных тончайших ламелей *Cr-Spl* (Рис. 5.1.5, З), которые никогда не описывались в метатроктолитах умеренных давлений, в то время как в высокобарических перидотитах отмечается присутствие ламелей алюмохромита (Song et al., 2004). Выделение высокозарядных катионов (Cr^{3+} , Fe^{3+}) сопоставимо с охлаждением и/или декомпрессией в широком диапазоне температур и давлений (Ruiz Cruz et al., 1999).

Принимая во внимание некоторые другие второстепенные признаки, такие как энергетически выгодная геометрическая тенденция роста пироксен-шпинелевых симплектитовых агрегатов ортогонально направлению распространения «шва» (Рис. 5.1.5,

Е) (характерная при распаде граната (рассмотрено в Obata, 2011)), полное отсутствие плагиоклаза в породах и сходство изучаемых шпинелевых ультрамафитов с измененными гранатовыми перидотитами других хорошо изученных массивов по всему миру (например, в строении Норвежских каледонских комплексов или Богемского массива), можно сделать вывод, что шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты кояндинского комплекса, по-видимому, были преобразованы в высокобарических условиях в поле стабильности граната, а затем подверглись регрессивным изменениям в условиях более низких ступеней, сопровождавшихся 1) реакцией граната и оливина с образованием ортопироксеновых кайм и хромистой шпинели, и 2) распадом граната с формированием пироксен-шпинелевых симплектитовых агрегатов. В этом случае присутствие экссолюционных ламелей Cr-Spl в оливине может рассматриваться как результат снижения температуры и давления после высокобарического метаморфизма, а многочисленные округлые включения Cr-Spl в оливине и ортопироксене (Рис. 5.1.5, Ж) могут представлять собой реликтовые минералы ранних прогрессивных этапов метаморфизма, что характеризует P-T тренд «по часовой стрелке».

Поскольку породы характеризуются наличием реакционных микроструктур, свидетельствующих о достижении равновесия только на локальном уровне, были рассчитаны эффективные составы непосредственно по шлифу для Crx-Orx-Spl симплектитов и Ol-Orx-Cr-Spl ассоциаций. Стоит отметить, что применение статистического метода наименьших квадратов для вычисления эффективных составов (например, Cruciani et al., 2008; Groppo et al., 2015) невозможно в виду отсутствия надежных анализов предполагаемого минерала-реактанта (то есть граната). Для двух полученных составов были построены P-T псевдосекции в системах CFMNAS и CFMNASCr (без воды), так как исходя из петрографических наблюдений формирование водосодержащих минералов (прежде всего амфибола) предполагается на более поздних этапах регрессивного метаморфизма. Как отмечалось ранее, такие микроструктуры как пироксен-шпинелевые симплектиты и ортопироксеновые короны вокруг оливина могут быть образованы за счет реакций $Pl + Ol$ либо $Grt + Ol$, поэтому как плагиоклаз, так и гранат были включены в расчет совместно с Crx, Orx и Spl.

На рис. 5.4.3, А изоплеты составов Orx, Cr-Spl и Ol, взятые в виде интервалов, а не точечных анализов ($Cr/(Cr+Al)$ 0.02 – 0.45 в Cr-Spl; $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ 0.865 – 0.88 и Al (ф.к.) 0.03 – 0.08 в $Orx_{кор}$; $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ в Ol), пересекаются в интервале давлений 11.5 – 14.5 кбар при широком диапазоне температур 580 – 800° C.

система CFMNASCr

Эффективный состав (в вес.%): $\text{SiO}_2 = 46.055$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.461$;
 $\text{MgO} = 28.689$; $\text{FeO} = 8.696$; $\text{CaO} = 6.295$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.189$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.261$.

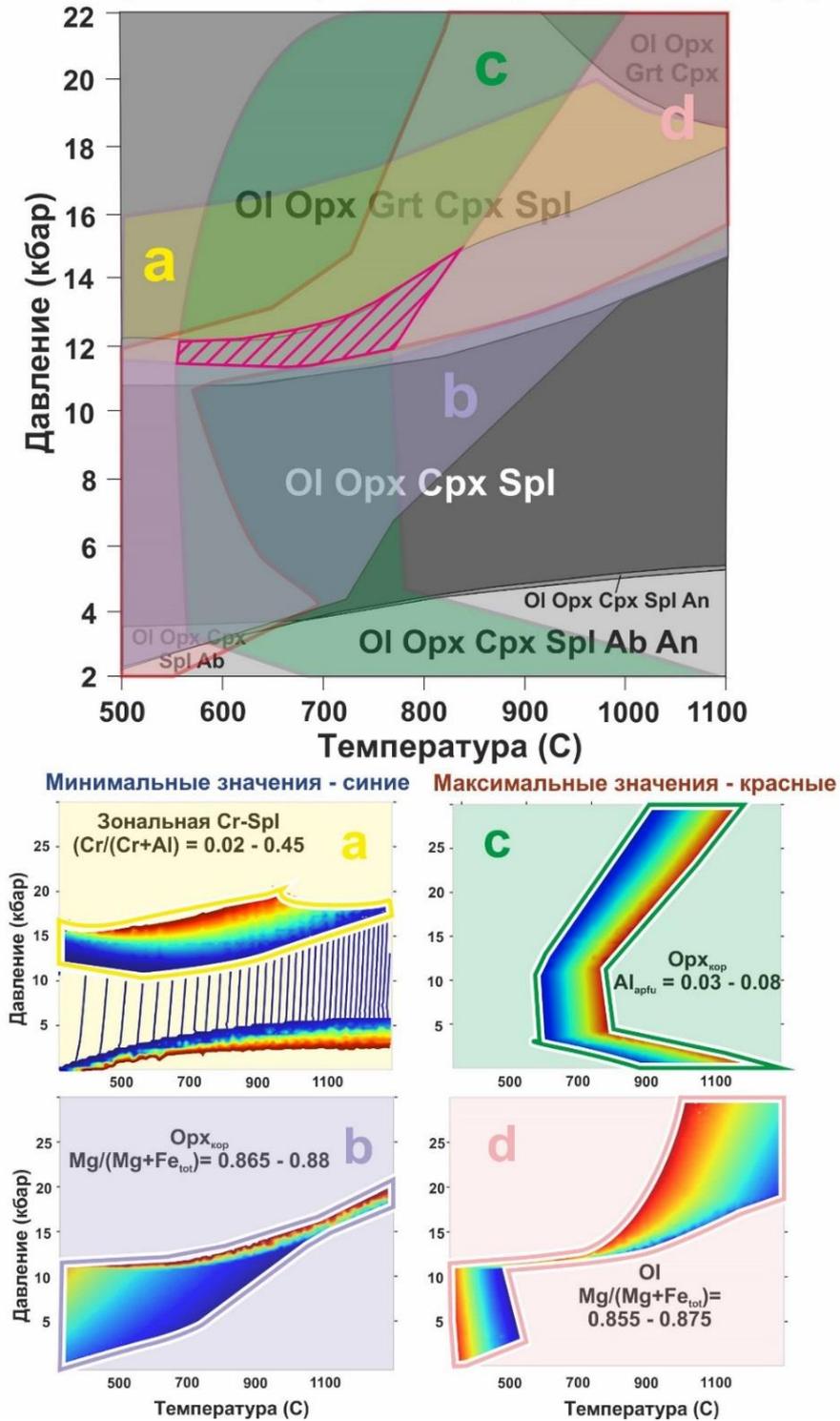


Рис. 5.4.3, А. P – T псевдосекция в системе CFMNASCr для шпинелевого симплектит-содержащего перидотита АН 1417/2 (использован рассчитанный эффективный состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Cr-Spl, Opx, Ol.

На рис. 5.4.3, Б изоплеты составов Орх G1 (X_{en} и X_{al}), Spl Y8 ($Mg/(Mg+Fe)$) и Срх Y11 ($Mg/(Mg+Fe)$) из симплектита (Прил. 5.3.3, А - В) попадают в область $P = 11.5 - 12$ кбар; $T = 750 - 870^\circ C$.

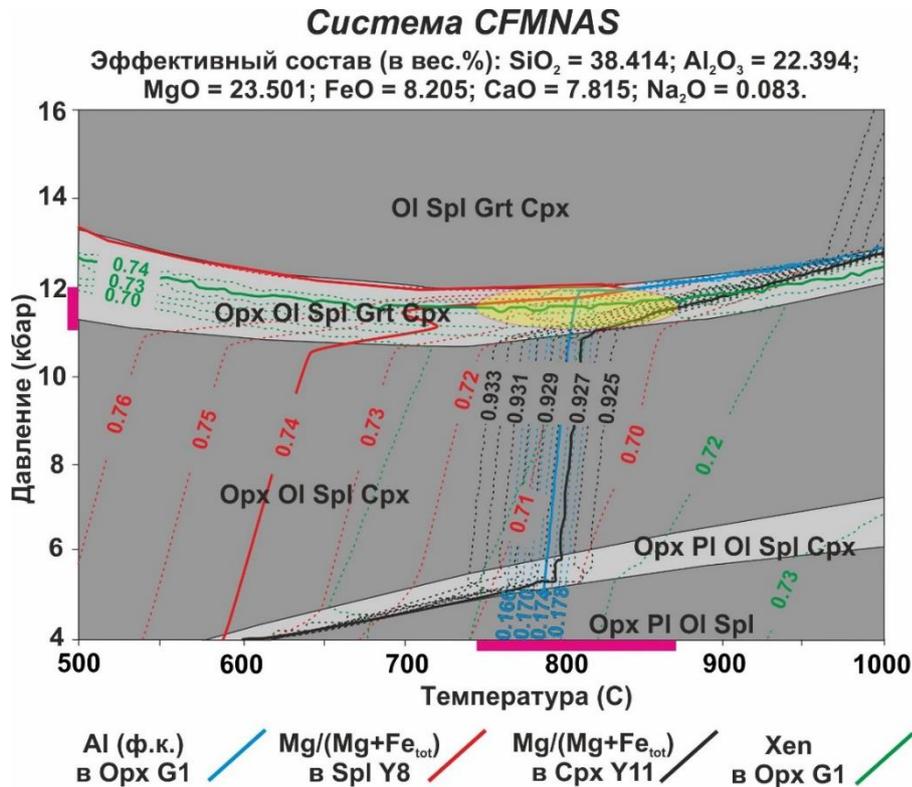


Рис. 5.4.3, Б. $P - T$ псевдосекция в системе CFMNAS для Срх-Орх-Spl симплектитов шпинелевого перидотита АН 1417/2 (использован рассчитанный эффективный состав). Цветными линиями показаны изоплеты составов Spl, Орх, Срх.

Полученные для двух псевдосекций интервалы в целом соответствуют значениям перехода от гранатовых к шпинелевым перидотитам (Klemme, 2004).

Отсутствие в породах сохранившегося граната исключает проведение классической геобарометрии. Тем не менее, сосуществование Орх и Срх в симплектитовых агрегатах позволяет использовать двупироксеновые термометры, основанные на Mg, Fe-Ca и Mg-Fe обмене между фазами (Brey & Kohler, 1990; Taylor, 1998; MacGregor, 2015).

На рисунке 5.4.3, В видно, что при заданном широком диапазоне давлений (от 11 до 20 кбар) температуры образования Срх-Орх парагенезиса соответствуют интервалу $650 - 750^\circ C$. Кроме того, содержания Al в амфиболах из более поздних Amp-Spl симплектитов показывают параметры давления $P = 8.2 - 10.5$ кбар (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Schmidt, 1992).

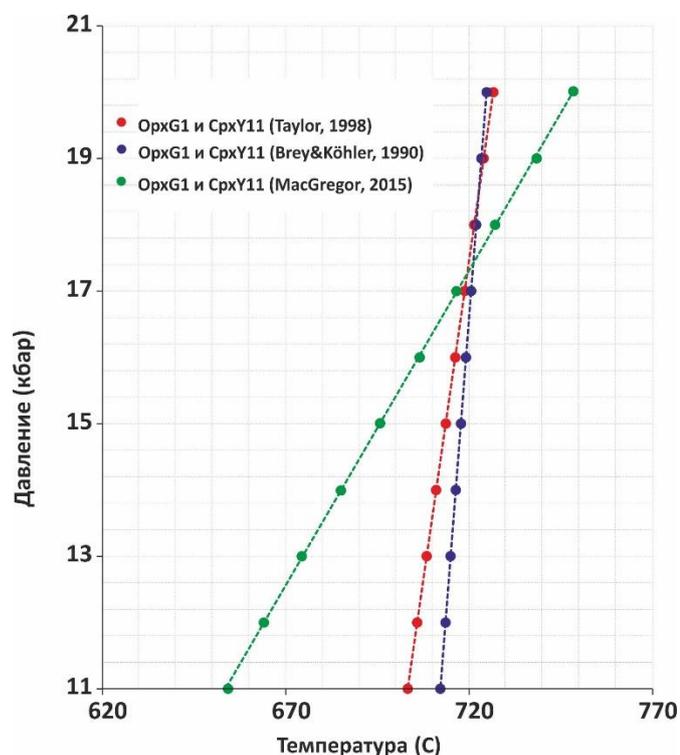


Рис. 5.4.3, В. Результаты Орх-Срх геотермометрии для Срх-Орх-Spl симплектитов шпинелевого периодита АН 1417/2.

5.5. Изотопно-геохронологические исследования детритовых цирконов и Sm-Nd систематика метаосадочных пород кояндинского комплекса.

В пределах кояндинского комплекса Анрахайского блока были отобраны пробы из гранат-сланцевых (АН 1470) и мусковит-хлоритовых (АН 1320) сланцев (Рис. 3.В). На изображениях цирконов, полученных на сканирующем электронном микроскопе в режиме катодолюминесценции, видно, что кристаллы из сланцев пробы АН 1470 в большинстве случаев в ядрах сохраняют реликты магматической зональности и имеют светло-серые обедненные ураном каймы, имеющие, вероятно, метаморфическое происхождение (Рис. 5.5, А).

Всего было проанализировано 133 зерна циркона и для них было получено 106 конкордантных оценок возраста, которые в основном соответствуют интервалам 667 – 834, 868 – 1051, 1087 – 1220, 1296 – 1378 и 2464 – 2539 млн. лет (Прил. 5.5, А), с максимумами ~ 985 и 1151 млн. лет (Рис. 5.5, Б). Единичные зерна цирконов имеют оценки возраста в диапазоне от палеоархея до неоархея (3582 – 2612 млн. лет) и эдиакария-кембрия (632 – 548 млн. лет), однако они не образуют статистически значимых максимумов. Светло-серые каймы цирконов были также проанализированы; для двух зерен с неопротерозойскими возрастами ядер (975 ± 14 и 792 ± 21 млн. лет) были получены ордовикские оценки возраста (460 ± 11 и 486 ± 11 млн. лет) (Рис. 5.5, А).

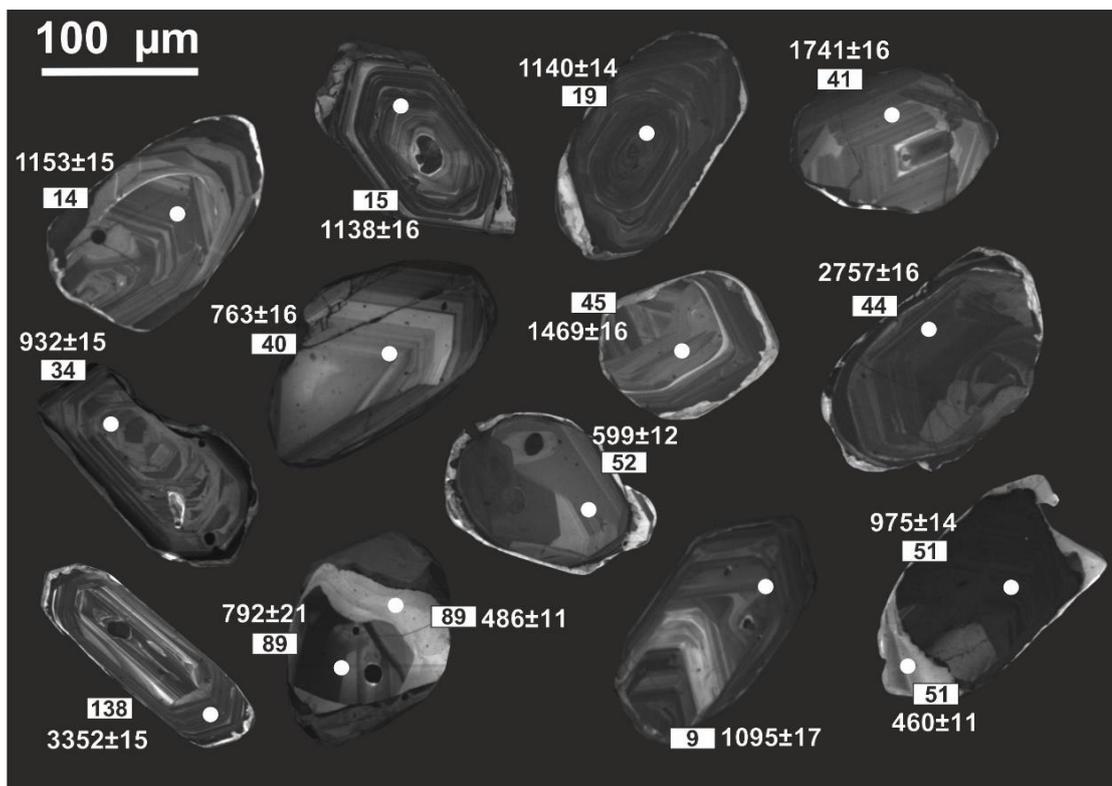


Рис. 5.5, А. Изображения детритовых цирконов, полученные на сканирующем электронном микроскопе в режиме катодолюминесценции, из пробы гранат-сланцевых сланцев АН 1470. Белыми точками отмечены проанализированные участки зерен.

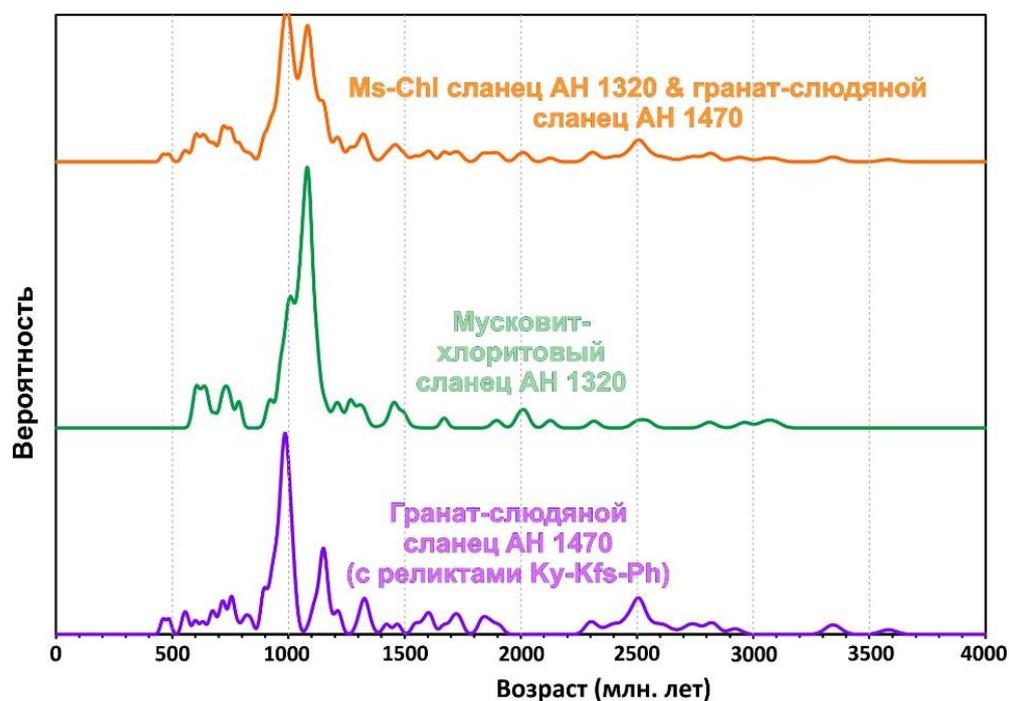


Рис. 5.5, Б. Графики плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из гранат-сланцевых и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса.

Цирконы из пробы мусковит-хлоритовых сланцев АН 1320 также сохраняют отчетливую магматическую зональность и в ряде случаев имеют тонкую светло-серую кайму, размер которой не превышает 10 мкм (Рис. 5.5, В). Всего было проанализировано 129 зерен циркона, для которых были получены 112 конкордантных оценок возраста, соответствующие интервалам 590 – 672, 695 – 790, 905 – 1332, 1427 – 1491 и 1991 – 2023 млн. лет (Прил. 5.5, А) с ярко выраженными максимумами около 1008 и 1081 млн. лет и более слабыми пиками около 606, 638, 731, 786, 923, 1210, 1268, 1309, 1454 и 2014 млн. лет (Рис. 5.5, Б). Единичные зерна имеют конкордантные оценки возраста ~ 2.13, 2.32, 2.50, 2.55, 2.81, 2.96, 3.09 млрд. лет.

Сравнение полученных геохронологических данных для гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев в программе «Overlap - Similarity» показало, что несмотря на некоторые различия сходство оценок возраста цирконов из двух проб составляет 0.675, а перекрытие 0.673 (Рис. 5.5, Г). Это может указывать на близкие источники детритовых цирконов для рассматриваемых метаосадочных пород и позволяет использовать полученные значения для построения гистограммы, кривой относительной вероятности и вычисления максимумов.

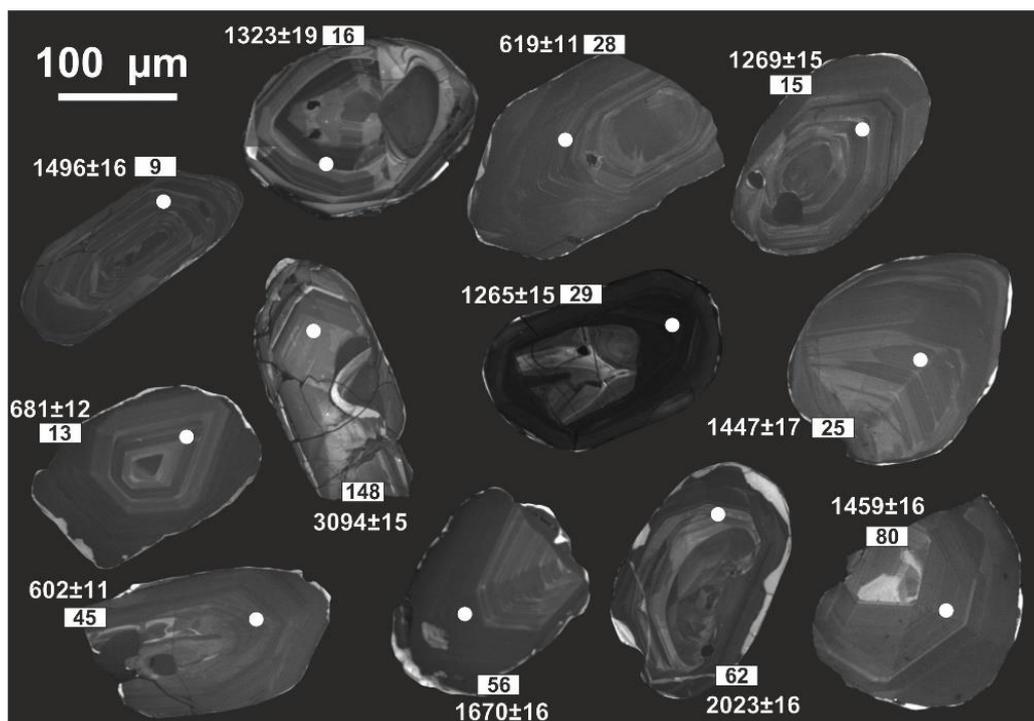


Рис. 5.5, В. Изображения детритовых цирконов, полученные на сканирующем электронном микроскопе в режиме катодолуминесценции, из пробы мусковит-хлоритовых сланцев АН 1320. Белыми точками отмечены проанализированные участки зерен.

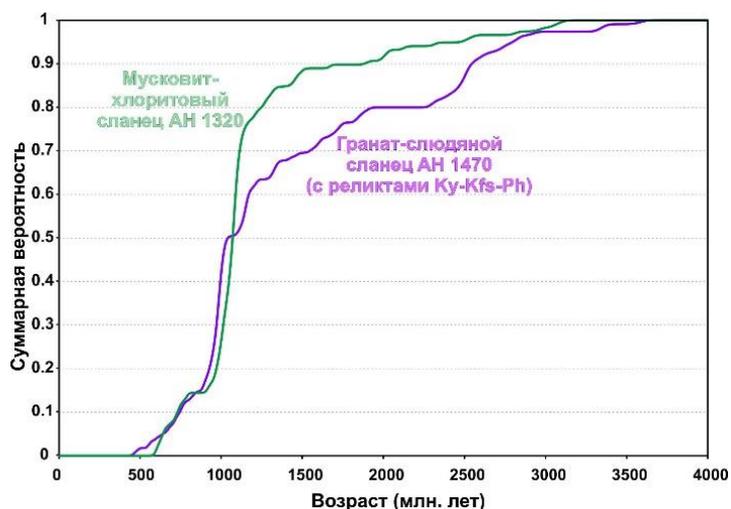


Рис. 5.5, Г. График суммарной вероятности распределения возрастов детритовых цирконов из гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса.

Совокупные U-Th-Pb данные по цирконам из сланцев кояндинского комплекса демонстрируют максимумы конкордантных оценок возраста около 604 млн. лет ($n = 6$), 635 млн. лет ($n = 6$), 672 млн. лет ($n = 5$), 726 млн. лет ($n = 8$), 749 млн. лет ($n = 8$), 991 млн. лет ($n = 43$), 1082 млн. лет ($n = 34$), 1211 млн. лет ($n = 7$), 1272 млн. лет ($n = 5$), 1320 млн. лет ($n = 7$), 1459 млн. лет ($n = 4$), 1604 млн. лет ($n = 3$), 1720 млн. лет ($n = 3$), 1843 млн. лет ($n = 3$), 1882 млн. лет ($n = 3$), 2014 млн. лет ($n = 3$), 2311 млн. лет ($n = 3$), 2506 млн. лет ($n = 7$), 2819 млн. лет ($n = 3$) и 2819 млн. лет ($n = 3$) (Рис. 5.5, Б, Д). Наиболее молодая оценка возраста 604 млн. лет, соответствующая эдиакарию, определяет максимальный возраст осадконакопления для протолитов сланцев кояндинского комплекса, источниками которых, по-видимому, являлись породы архейского, палео-, мезо- и неопротерозойского возраста.

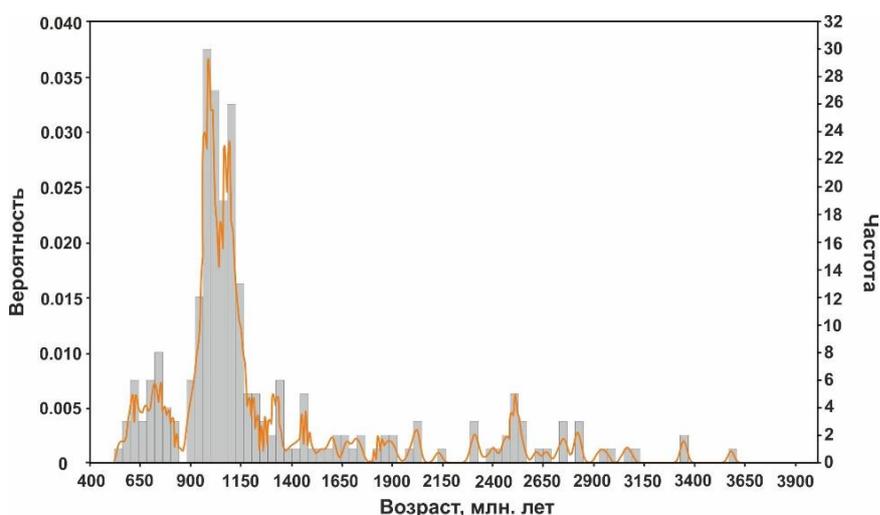


Рис. 5.5, Д. График плотности вероятности и гистограмма распределения возрастов обломочных цирконов из гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса.

Гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(t)}$ от -14.1 до -10.1, пересчитанными на возраст накопления терригенного протолита ~ 500 млн. лет, и модельными возрастaми $t_{Nd(DM)}$ в интервале 2.36 – 2.08 млрд. лет, что свидетельствует о формировании их протолитов главным образом за счет переработки палеопротерозойского корового материала (Рис. 5.5, Е; Прил. 4.4, Б).

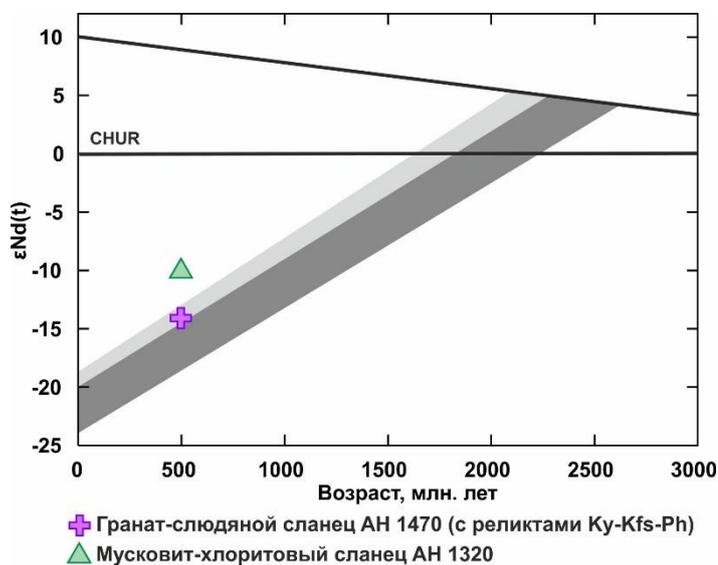


Рис. 5.5, Е. Эволюция изотопного состава *Nd* в сланцах кояндинского комплекса (светло- и темно-серые линии – линии эволюции неопротерозойских мусковит-хлоритовых и палеопротерозойских амфибол-биотитовых ортогнейсов анрахайского комплекса, соответственно).

Глава 6. Комплексы офиолитов.

Серпентиниты в ассоциации с амфиболитизированными габброидами в северо-восточной части Анрахайского блока демонстрируют типичные особенности минерального состава, связанные с повсеместным развитием серпентина и магнетита, и характеризуются высокими содержаниями MgO (около 38 вес.%) при умеренных концентрациях FeO (6.9 – 7.4 вес.%), низких содержаниях CaO, Al₂O₃ и TiO₂ (1 – 2, 0.9 и 0.04 – 0.05 вес.%, соответственно) и достаточно высоких концентрациях Cr и Ni (900 – 2000 ppm и 2000 – 2300 ppm, соответственно) (Прил. 5.2, Б). Приведенные значения сходны с содержаниями главных компонентов в серпентинитах, пространственно и структурно приуроченных к метаморфизованным шпинелевым перидотитам кояндинского комплекса (Прил. 5.2, Б).

Спектры распределения РЗЭ в серпентинитах, нормированные к составу хондрита, характеризуются слабой деплетированностью HREE относительно LREE ((La/Yb)_n 3.08–5.25) и наличием как отрицательной, так и слабо положительной Eu аномалии (Рис. 6, А).

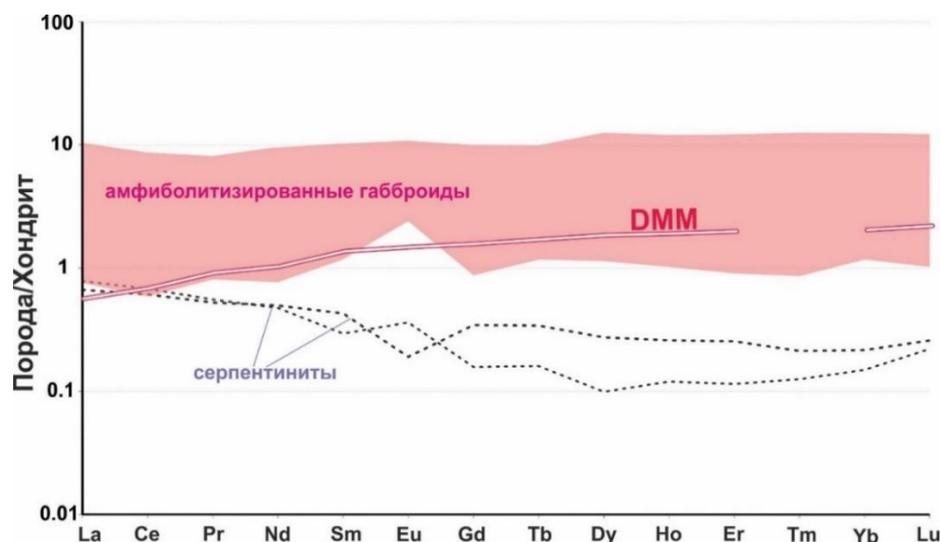


Рис. 6, А. Распределение РЗЭ в серпентинитах и амфиболитизированных габброидах в северо-восточной части Анрахайского блока (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)). DMM – деплетированная мантия MORB (depleted MORB mantle (значения взяты из Workman & Hart, 2005)).

На мультиэлементной диаграмме серпентиниты обогащены LILE, в то время как содержания РЗЭ в породах значительно ниже, чем в DMM (Рис. 6, Б). Отмеченные характеристики химического состава серпентинитов из комплекса офиолитов также сходны с особенностями распределения рассеянных компонентов в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса (Рис. 5.2.4, В – Г).

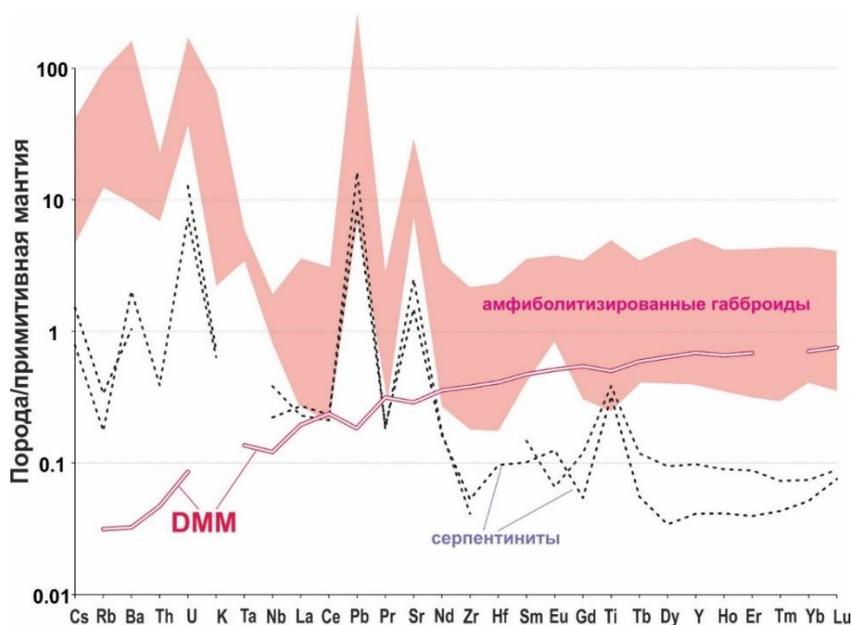


Рис. 6, Б. Распределение рассеянных элементов в серпентинитах и амфиболитизированных габброидах в северо-восточной части Анрахайского блока (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)). DMM – деплетированная мантия MORB (depleted MORB mantle (значения взяты из Workman & Hart, 2005)).

Амфиболитизированные габброиды представлены несколькими разновидностями, включающими слабо рассланцованные меланогаббро с крупнозернистой структурой, сложенной кристаллами клинопироксена размером до 2 мм и более, практически полностью замещенными амфиболом, и плагиоклазом, развитым в интерстициях, и более мелкозернистые мезократовые габброиды с отчетливо выраженным ориентированным расположением кристаллов амфибола (клинопироксен сохраняется в редких случаях) и плагиоклазом, полностью замещенным серицитом, агрегатом соссюрита и эпидотом.

Породы демонстрируют умеренные содержания РЗЭ, в некоторых случаях сопоставимые со значениями ДММ (Рис. 6, А). При этом для амфиболитизированных меланогаббро характерно наличие положительной европиевой аномалии, в то время как для мезократовых разновидностей отмечаются практически недифференцированные спектры распределения РЗЭ. На спайдерграмме (Рис. 6, Б) показано, что все габброиды обогащены LILE при низких концентрациях Nb, Th и РЗЭ.

Глава 7. Эволюция и палеотектоническое положение комплексов Жельтавского террейна в докембрии.

Изучение метаморфических комплексов Жельтавского террейна показало, что их протолиты имеют как магматическое, так и осадочное происхождение.

Анрахайский комплекс образован амфибол-биотитовыми и мусковит-хлоритовыми ортогнейсами. В акцессорных цирконах ортогнейсов присутствуют ядра с сохранившейся осцилляторной зональностью, а также многочисленные раскристаллизованные расплавные, флюидные и минеральные включения, что указывает на магматическое происхождение их протолитов. U-Pb изотопно-геохронологические исследования позволили установить, что протолитами амфибол-биотитовых ортогнейсов являлись палеопротерозойские гранитоиды (~1840 млн. лет), а мусковит-хлоритовых ортогнейсов – гранитоиды неопротерозойского возраста (~790 млн. лет).

Данные об изотопном составе Nd указывают, что палеопротерозойский протолит амфибол-биотитовых ортогнейсов формировался в результате переработки вещества неархейской континентальной коры, возможно, при взаимодействии с ювенильным источником. Изотопный состав неопротерозойских мусковит-хлоритовых ортогнейсов позволяет предполагать, что формирование их протолита происходило при плавлении главным образом палеопротерозойского корового субстрата.

В строении кояндинского комплекса преобладают гранат-сланцевые и мусковит-хлоритовые сланцы, которые являются метаморфизованными осадочными породами, различающимися степенью метаморфических преобразований и геохимическими

особенностями. Изучение детритовых цирконов из сланцев кояндинского комплекса показало, что преобладающими являются цирконы с возрастными интервалами 868 – 1385 млн. лет (155 зерен) и двумя максимумами ~ 991 млн. лет и ~ 1082 млн. лет. При этом цирконы обладают ядрами с сохранившейся осцилляторной зональностью, что указывает на их магматическое происхождение. Источниками этих цирконов могли быть гранитоиды или кислые вулканиты, формировавшиеся на границе конца мезо – начала неопротерозоя. Значительная роль кислых магматических пород в источнике сноса подтверждается фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 7 - 15$) и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.54 - 0.62$) в сланцах кояндинского комплекса. Изотопно-геохимические особенности сланцев ($t_{Nd(DM)} = 2.08 - 2.36$ млн. лет и $\epsilon_{Nd(t)} = -10 - -14.1$) могут указывать на формирование кислых магматических пород в источниках сноса за счет плавления палеопротерозойской континентальной коры. В то же время имеющиеся данные указывают, что среди комплексов, участвующих в строении Жельтавского террейна, отсутствуют кислые магматические породы конца мезо – начала неопротерозоя, за счет размыва которых могли бы формироваться сланцы кояндинского комплекса. Кроме того, количество детритовых цирконов с оценками возраста ~ 800 млн. лет в сланцах, соответствующих времени формирования преобладающих мусковит-хлоритовых ортогнейсов анрахайского комплекса, незначительно (Рис. 5.5, Д). Это, по-видимому, связано с тем, что источник находился за пределами современных границ Жельтавского террейна.

Время накопления дометаморфического осадочного протолита сланцев кояндинского комплекса может быть оценено исходя из возрастов ядер и кайм в детритовых цирконах. Нижний возрастной предел осадконакопления соответствует наиболее молодому статистически значимому максимуму возрастов ядер обломочных цирконов (около 600 млн. лет). Верхний возрастной предел оценивается по возрастам метаморфических кайм цирконов в пробе АН 1470 (486 ± 11 и 460 ± 11 млн. лет), близким к возрасту высокобарического метаморфизма эклогитов и гранатовых клинопироксенитов (490 ± 3 млн. лет), слагающих тектонические линзы в сланцах кояндинского комплекса (Alexeiev et al., 2011). Таким образом, накопление терригенного протолита сланцев происходило в интервале от ~ 600 до ~ 490 млн. лет, то есть в течение эдиакария-кембрия.

Полученные данные показывают, что до раннеордовикского высокобарического метаморфизма в строении Жельтавского террейна участвовали комплексы фундамента, сложенного палео- и неопротерозойскими гранитоидами, которые были перекрыты эдиакарско-кембрийскими терригенными породами чехла. Подобное строение характерно для докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса,

в строении которых принято выделять в разной степени метаморфизованные протерозойские комплексы фундамента, перекрытые терригенными и терригенно-карбонатными толщами эдиакарко-нижнепалеозойского чехла (Degtyarev et al., 2017).

Как указывалось ранее, особенности состава и строения протерозойских комплексов позволили выделить в западной части Центрально-Азиатского пояса две группы докембрийских террейнов. Исседонская группа объединяет террейны Северного Казахстана (Кокчетавский, Ерементау-Ниязский, Ишкеольмесский), Актау-Джунгарский и Иссык-Кульский. В состав Улутау-Моюнкумской группы входят Улутауский, Нарынско-Сыраджазский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыктасский террейны (Degtyarev et al., 2017). Вероятно, формирование и эволюция континентальной коры Жельтавского террейна определялась его принадлежностью к одной из этих групп. Полученные результаты исследований позволяют провести сопоставление комплексов Жельтавского и других террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса. Помимо Жельтавского террейна раннедокембрийские образования выделяются только в пределах Нарынско-Сарыджазского (Срединно-Тяньшаньского) террейна, где они входят в состав комплекса куйлю, сложенного палеопротерозойскими ортогнейсами с возрастными 2320 – 2333 млн. лет и ~ 1850 млн. лет, формирование которых связано с плавлением пород неорхейской (2600 – 2700 млн. лет) континентальной коры (Kröner et al., 2017). Возрасты, источники и обстановки формирования палеопротерозойских амфибол-биотитовых ортогнейсов анрахайского комплекса и ортогнейсов комплекса куйлю очень близки, что позволяет предполагать общую эволюцию Жельтавского и Нарынско-Сарыджазского террейнов в раннем докембрии. Другой характерной чертой, указывающей на близость Жельтавского и Нарынско-Сарыджазского террейнов в докембрии, является присутствие в составе анрахайского комплекса неопротерозойских (~790 млн. лет) ортогнейсов. Близкие по возрасту гранитоиды и кислые вулканиды широко развиты в пределах Нарынско-Сарыджазского и других террейнов Улутау-Моюнкумской группы (Kröner et al. 2009; Glorie et al., 2011; Degtyarev et al., 2017).

Изучение детритовых цирконов из сланцев кояндинского комплекса показало, что в докембрийской эволюции Жельтавского террейна выделяется еще один этап магматизма на границе мезо-неопротерозоя в диапазоне 900 – 1100 млн. лет. Магматизм этого временного интервала играл значительную роль в эволюции Исседонской группы террейнов, выраженный в формировании гранитоидных и кислых вулканогенных толщ докембрийских террейнов Северного (~1200 – 1100 млн. лет) и Центрального (~ 920 млн.лет) Казахстана, а также Северного Тянь-Шаня (~ 1150 – 1100 млн.лет) (Kröner et al., 2013; Degtyarev et al., 2017). Среди образований Улутау-Моюнкумской группы магматические комплексы

данного возрастного диапазона не установлены. В то же время детритовые цирконы близкого возрастного интервала (970 – 1090 млн. лет) выявлены в сланцах шукурского комплекса северо-западной части Чуйско-Кендыктасского террейна в Южном Казахстане (Третьяков и др., 2016; Tret'yakov et al., 2019 in press) (Рис. 3, А; 7, А).

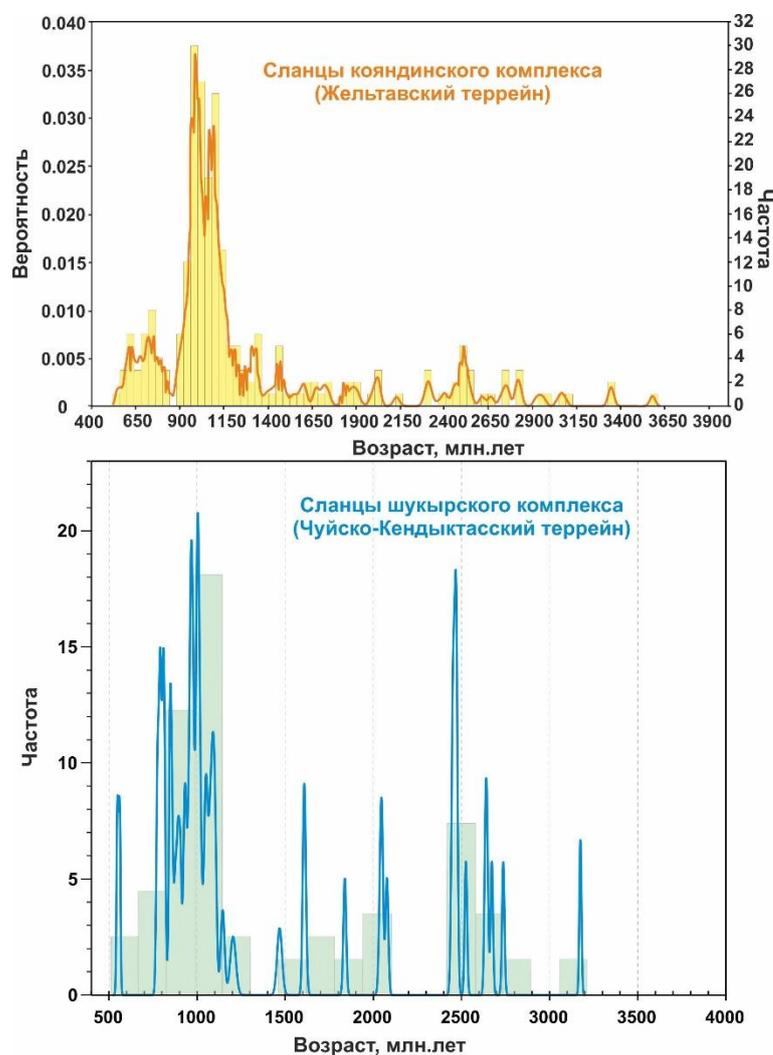


Рис. 7, А. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов из сланцев кояндинского комплекса Жельтавского террейна и сланцев шукурского комплекса Чуйско-Кендыктасского террейна.

Магматические комплексы позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя в ограниченном объеме выделены в пределах Таримского кратона. Гранитоиды этого возраста известны в его северо-восточной (область Курукта) и восточной (Алтынтаг-Дуньхуанская область) частях кратона (Lu et al., 2008; Shu et al., 2011; Zhang et al., 2013). Отмеченная ранее близость тектоно-магматической эволюции террейнов Улутау-Моюнкумской группы и Таримского кратона (Degtyarev et al., 2107) позволяет предположить, что формирование источников детритовых цирконов, преобладающих в сланцах Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского террейнов, могло быть связано с

магматизмом конца мезопротерозоя – начала неопротерозоя, зафиксированным в пределах Таримского кратона.

Глава 8. Составы и обстановки формирования протолитов эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и шпинелевых ультрамафитов кояндинского комплекса.

Отмеченные геохимические характеристики эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, включающие высокие содержания FeO_{tot} , Al_2O_3 , CaO и TiO_2 и повышенные суммарные концентрации РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} = 86 - 234 \text{ ppm}$) (параграф 5.2.2) сближают породы с Fe-Ti («коровым») типом гранатовых ультрабазитов (Carswell et al., 1983). Метаморфические образования такого типа широко известны в пределах высокобарических комплексов по всему миру (например, Западный Гнейсовый регион, Норвегия (Carswell et al., 1983), Богемский массив, Чехия (Medaris et al., 1995), комплекс Vixiling, Дабе-Сулу, Китай (Chavagnac & Jahn, 1996), и многие другие). Предполагается, что протолиты ультрамафит-мафитовых комплексов Fe-Ti типа до высокобарического метаморфизма представляли собой дифференциаты толеитовых расплавов, внедренных в средние и нижние части разреза континентальной коры задолго до вовлечения в субдукционные и коллизионные процессы (например, Ernst et al., 2007).

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса породы с подобными геохимическими характеристиками ранее были выделены в пределах Кокчетавского террейна Северного Казахстана, где они представлены гранатовыми и шпинелевыми перидотитами, а также гранатовыми пироксенитами (Ревердатто и др., 2005). Эклогиты и гранатовые клинопироксениты кояндинского комплекса Жельтавского террейна демонстрируют близкий характер распределения редких и рассеянных элементов, но отличаются более высокими суммарными концентрациями РЗЭ (Рис. 8, А).

Таким образом, особенности химического состава эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса позволяют рассматривать в качестве их протолита производные толеитовой серии, внедрение которых в континентальную кору произошло до начала субдукции, и было связано с этапом обогащенного внутриплитного магматизма. При этом вопрос о возрасте протолита эклогитов и гранатовых клинопироксенитов и, соответственно, времени проявления внутриплитного магматизма является дискуссионным. Полученная ранее оценка возраста 489 ± 3 млн. лет для гранатовых пироксенитов (Alexeiev et al., 2011) характеризует этап высокобарического метаморфизма, что предполагает доордовикский возраст протолита для рассматриваемых пород.

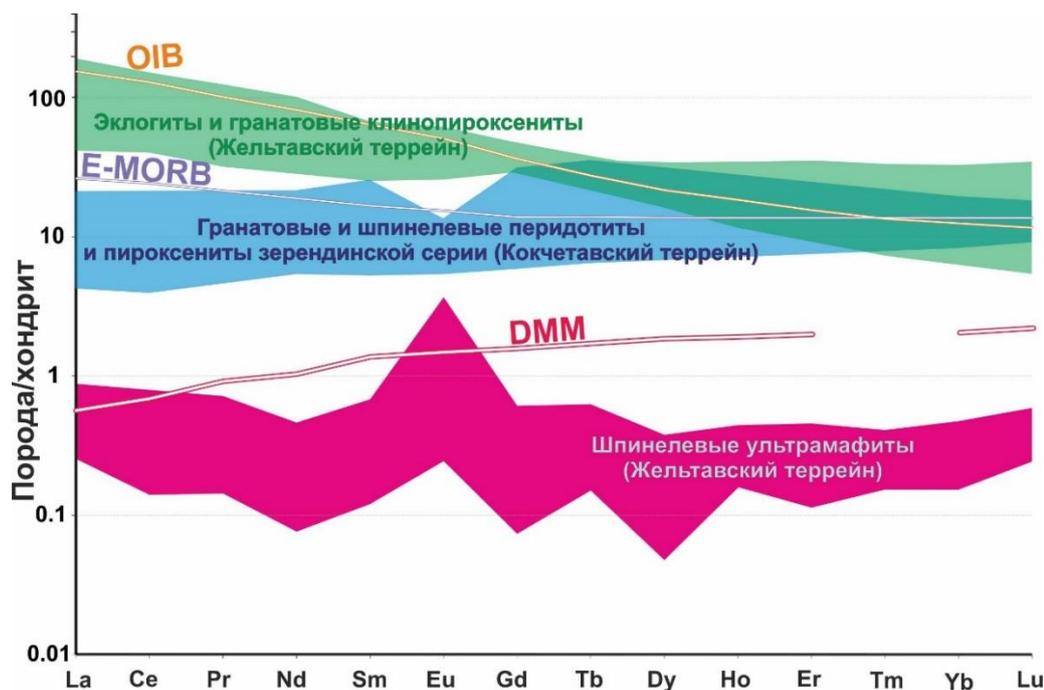


Рис. 8, А. Распределение РЗЭ в метаморфических ультрамафит-мафитовых комплексах Жельтавского и Кокчетавского террейнов (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)). DMM – деплетированная мантия MORB (depleted MORB mantle (значения взяты из Workman & Hart, 2005)).

Доордовикская эволюция развития западной части Центрально-Азиатского пояса характеризуется множеством свидетельств проявления внутриплитного магматизма, приведшего к становлению массивов анорогенных гранитов, щелочно-ультраосновных и расслоенных ультрамафит-мафитовых плутонов в интервале от палеопротерозоя до позднего кембрия (Kröner et al., 2017; Degtyarev et al., 2017) (параграф 7), что позволяет предполагать связь формирования протолитов для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса с одним из этих этапов. Следует отметить, что среди ортогнейсов анрахайского комплекса Жельтавского террейна присутствуют тела амфиболитов обогащенной геохимической специфики (параграф 4.2.2) с характером распределения РЗЭ, сходным рассмотренному в эклогитах и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса.

С другой стороны, все шпинелевые ультрамафиты, также формирующие тела и тектонические линзы среди гранат-слюдяных сланцев (диафторированных высокобарических гранулитов), демонстрируют деплетированные спектры распределения редких и рассеянных элементов (Рис. 5.2.4, В) за исключением пробы родингитизированных перидотитов АН 1511 с заметно повышенным содержанием LREE; однако в породе присутствуют реликты пироксен-шпинелевых симплектитовых агрегатов и ортопироксеновых корон, и проявленное обогащение LREE, по-видимому, связано с

более интенсивными наложенными метасоматическими преобразованиями. Структурная близость серпентинитов, в различной степени серпентинизированных, родингитизированных и амфиболитизированных хлорит-шпинелевых дунитов и шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов, а кроме того сходный характер распределения редких и рассеянных элементов в породах предполагают единый источник формирования. На это косвенно указывают и отмеченные ранее корреляции некоторых главных и рассеянных элементов в шпинелевых ультрамафитах, во многих случаях образующие единый тренд (Рис. 5.2.4, Б). С другой стороны, высокие степени метаморфических и наложенных метасоматических преобразований в значительной степени затрудняют реконструкцию составов и обстановок формирования протолитов пород.

Шпинелевые ультрамафиты кояндинского комплекса характеризуются умеренными отношениями $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ в интервале 0.71 – 0.79; при этом оливин в породах также демонстрирует высокие содержания фаялитового минала ($Mg/(Mg+Fe_{tot})$ варьирует от 0.85 до 0.87). Породы в разной степени обогащены фертильными компонентами (Al, Ca), в то время как содержания совместимых элементов (Cr, Ni) являются весьма умеренными (402 – 3114 ppm; 1085 – 2240 ppm, соответственно) (Прил. 5.2, Б). Такие особенности характерны для обогащенного («корового») типа ультрамафитов (рассмотренного выше) (Carswell et al., 1983; Reverdatto et al., 2008; Zhang et al., 2011). Однако крайне низкие содержания Nb, Zr, Hf, Y и PЗЭ в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса сопоставимы со значениями, типичными для пород «мантийного» типа, протолиты которых представляли собой фрагменты океанической или континентальной мантии, выведенные на более высокие гипсометрические уровни в процессе эксгумации, обусловленной различными тектоническими сценариями (например, комплекс Zhimafang, Дабе-Сулу, Китай (Zhang et al., 2000), комплекс Almklovdalen, Западный Гнейсовый регион, Норвегия (Beyer et al., 2006)). По сравнению с гранатовыми и шпинелевыми ультрамафитами Fe-Ti «корового» типа зерендинской серии Кокчетавского террейна (Северный Казахстан) или комплекса Vixiling, Дабе-Сулу (Китай) шпинелевые ультрамафиты кояндинского комплекса Жельтавского террейна значительно сильнее деплетированы PЗЭ и Nb, Zr, Hf, Y (Рис. 8, А, Б). Более того, в сравнении с составом деплетированной мантии MORB (DMM) породы также демонстрируют обеднение PЗЭ и многими высокозарядными элементами.

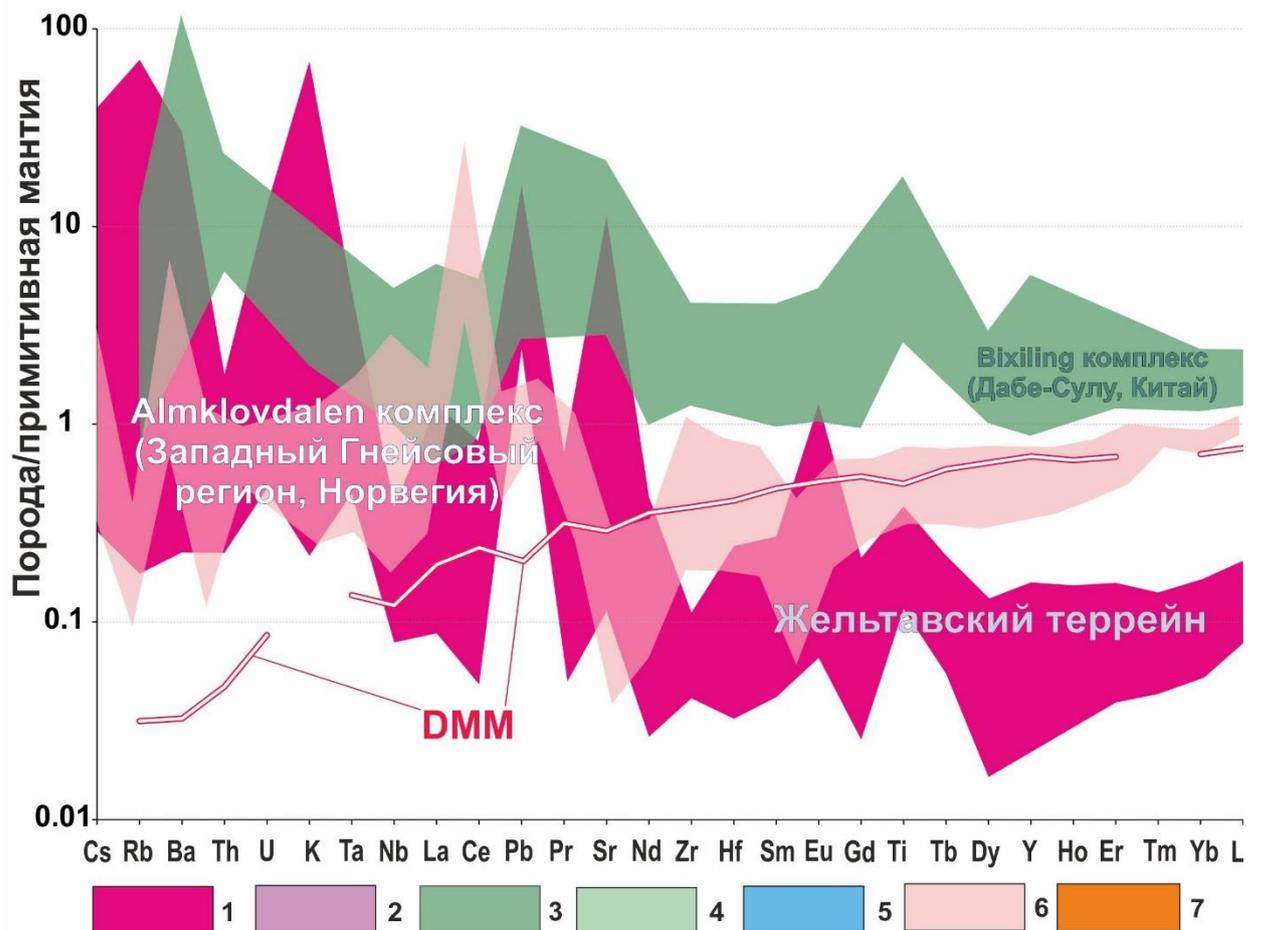
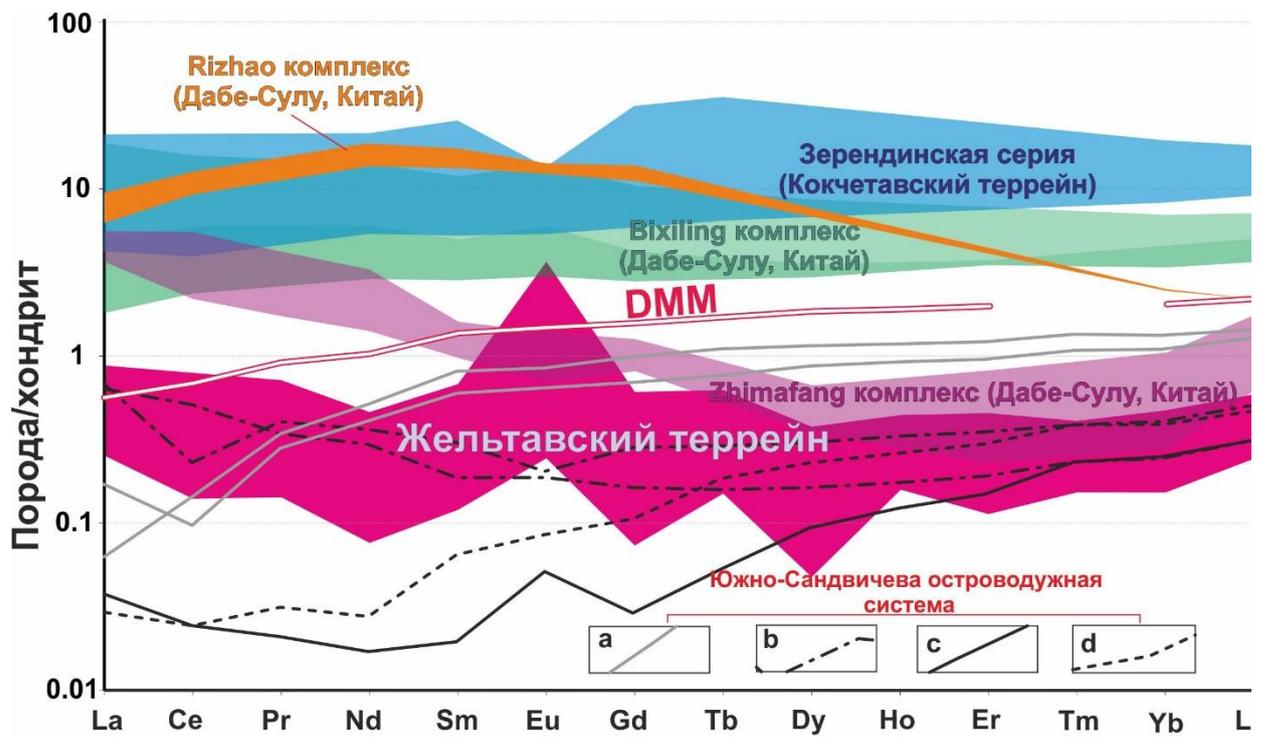


Рис. 8, Б. *Распределение РЗЭ (нормирование на состав хондрита C1 (Sun & McDonough, 1989)) и мультиэлементные спектры (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)) в: 1 – шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса (Жельтавский террейн); 2 – гранатовых лерцолитах комплекса Zhimafang (Дабе-Сулу, Китай (Zhang et al., 2000)); 3 – гранатовых перидотитах комплекса Vixiling (Дабе-Сулу, Китай (Chavagnac & Jahn, 1996)); 4 – эклогитах комплекса Vixiling (Дабе-Сулу, Китай (Chavagnac & Jahn, 1996)); 5 – гранатовых и шпинелевых перидотитах Кокчетавского террейна (Северный Казахстан) (Reverdatto et al., 2008); 6 – гранатовых перидотитах комплекса Almklovdalen (Западный Гнейсовый регион, Норвегия (Beyer et al., 2006)); 7 – гранатовых клинопироксенитах комплекса Rizhao (Дабе-Сулу, Китай (Jahn, 1998)). Рефертилизированные реститовые мантийные перидотиты Южно-Сандвичевой островодужной системы (Pearce et al., 2000):*

a – лерцолиты; b – дуниты с кумулятивной структурой; c – перидотиты переходной (мантия-кора) зоны; d – гарцбургиты. DMM – деплетированная мантия MORB (depleted MORB mantle (значения взяты из Workman & Hart, 2005)).

В то же время по своим особенностям химического состава шпинелевые ультрамафиты кояндинского комплекса достаточно сильно отличаются и от гранатовых перидотитов «мантийного» типа (комплексы Zhimafang и Almklovdalen; Рис. 8, Б), демонстрируя слегка U-образную (или «ложкообразную» (spoon-shaped)) форму спектров распределения РЗЭ с выраженной положительной Eu-аномалией, комплементарной Sr. Подобные характеристики могут отражать фракционирование минералов из расплава (Godard et al., 2009), и в этом случае наблюдаемая аномалия Eu может указывать на присутствие плагиоклаза в составе протолитов пород, что также косвенно подтверждается и положительными корреляциями между содержаниями Eu, Sr и нормативными содержаниями плагиоклаза (Рис. 5.2.4, Б).

Спектры распределения редких и рассеянных элементов в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса показывают близкое сходство со спектрами распределения элементов в кумулятивных ультрамафит-мафитовых породах полосчатого комплекса массива Атлантис (Срединно-Атлантический хребет; Рис. 5.2.4, В – Г) и Южно-Сандвичевой островодужной системы (Рис. 8, Б) и резко отличаются от реститовых мантийных гарцбургитов (Рис. 5.2.4, В, серая область). Тем не менее, рефертилизированные реститовые мантийные перидотиты не могут быть полностью исключены в качестве возможного протолита для изучаемых метаморфизованных шпинелевых ультрамафитов. Так, низкие содержания HREE (Yb 0.026 – 0.081 ppm; Lu 0.007 – 0.015 ppm), Nb (0.055 – 0.123 ppm), Zr (0.452 – 1.02 ppm), Y (0.153 – 0.685 ppm) в породах сопоставимы со значениями, характерными для мантийных перидотитов (например, Pearce & Parkinson, 1993; Godard et al., 2009). В этом случае наблюдаемая «ложкообразная» форма спектров распределения РЗЭ в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса может быть

обусловлена взаимодействием деплетированных реститовых перидотитов с расплавами, обогащенными LREE (Paulick et al., 2006; Pearce et al., 2000), а наличие положительной Eu аномалии может быть связано с образованием плагиоклаза из просачивающихся базальтовых расплавов (Müntener et al., 2010). Тем не менее, относительно невысокие содержания совместимых элементов (Cr, Ni, Mg) в породах, а кроме того прогрессивный характер проявленных аномалий Eu и корреляция содержаний Eu с содержаниями нормативного плагиоклаза, позволяют предполагать в качестве протолитов для метаморфизованных шпинелевых ультрамафитов плагиоклаз-содержащие кумулаты полосчатого комплекса (плагиоклазовые перидотиты, троктолиты, оливиновые габбро). При этом выраженная деплетированность пород многими высокочargedными элементами подразумевает океанические мантийные комплексы в качестве источников расплавов при формировании протолитов шпинелевых ультрамафитов. Более того, среди ультрамафических пород кояндинского комплекса присутствуют интенсивно хлоритизированные мафические разности с высокими содержаниями CaO, Al₂O₃ (Прил. 5.2, Б), демонстрирующие близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов (Рис. 5.2.4, Д – Е). Последние могут представлять собой метаморфизованные фрагменты верхних частей полосчатого комплекса с более высокими модалными содержаниями плагиоклаза.

Исходя из предположения, что протолитами ультрамафит-мафитовых метаморфических образований кояндинского комплекса являлись фрагменты полосчатого комплекса, на основании данных о химическом составе пород и особенностях распределения редких и рассеянных элементов, а кроме того учитывая геолого-структурное положение пород, можно сделать обобщенные выводы о геодинамических обстановках их формирования. Как для шпинелевых ультрамафитов, так и для хлоритизированных мафических разностей кояндинского комплекса характерны обогащение Cs, Rb, Ba, Pb, Sr, а кроме того деплетированность Nb. Подобные особенности являются типичными для пород, сформированных в надсубдукционных обстановках (например, Pearce et al., 1984; Jahn, 1998). Сравнение химических составов метаморфизованных ультрамафит-мафитовых пород кояндинского комплекса с образованиями, приуроченными к хорошо изученному полосчатому комплексу офиолитов в Папуа-Новой Гвинее (комплекс Marum; надсубдукционные обстановки формирования), показало близкое сходство между группами пород. Более того, серпентиниты и амфиболитизированные габброиды, обрамляющие метаморфические образования кояндинского комплекса в СВ части Анрахайского блока (параграф 6), также демонстрируют обеднение Nb на фоне обогащения LILE, общую деплетированность PЗЭ и близкие спектры распределения рассеянных

элементов (Рис. 6, А, Б), а на дискриминационной диаграмме ‘La/10 – Y/15 – Nb/8’ (Cabanis & Lecolle, 1989) амфиболитизированные габброиды попадают в области известково-щелочных базальтов и базальтов типа N-MORB (Рис. 8, В).

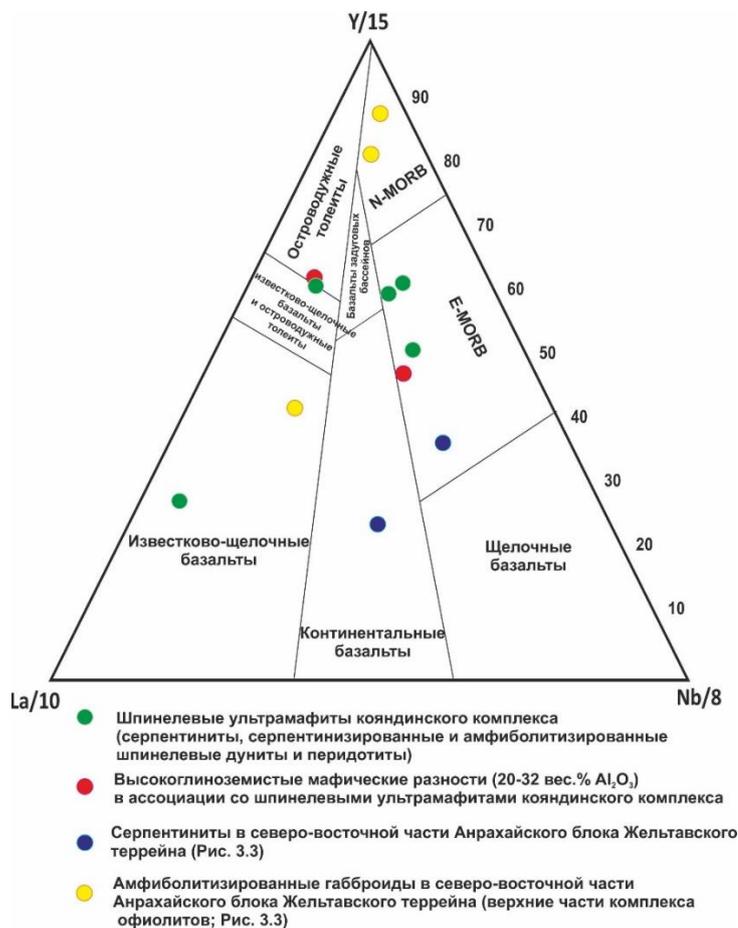


Рис. 8, В. Диаграмма ‘La/10 – Y/15 – Nb/8’ (Cabanis & Lecolle, 1989) шпинелевых ультрамафитов и хлоритизированных мафических разностей кояндинского комплекса, а также серпентинитов и амфиболитизированных габброидов офиолитового комплекса в СВ части Анрахайского блока.

Принимая во внимание слабо измененный облик габброидов и их структурную близость и сходство геохимических характеристик с метаморфизованными ультрамафит-мафитовыми образованиями кояндинского комплекса, можно предполагать, что эти габброиды представляют собой структурно более высокие части офиолитового разреза, которые были аккретированы к окраине микроконтинента после закрытия океанического бассейна, в то время как нижние части разреза были тектонически отделены и вовлечены в субдукционные процессы с последующим формированием шпинелевых и гранатовых перидотитов (параграф 10 ниже).

Таким образом, протолиты шпинелевых ультрамафитов, по-видимому, представляли собой различные фрагменты полосчатого комплекса ультрамафит-мафитового состава в виде плагиоклаз-содержащих перидотитов, троктолитов, оливиновых габбро, меланогаббро,

сформированных в результате плавления деплетированного мантийного источника в, вероятно, надсубдукционной обстановке. В процессе закрытия океанического бассейна породы были погружены на значительные глубины в поле стабильности граната, а затем эксгумированы совместно с другими высокобарическими образованиями кояндинского комплекса. Процессы эксгумации пород сопровождались формированием характерных Crx-Orx-Spl симплектитовых агрегатов и корон ортопироксена вокруг оливина при переходе от гранатовых к шпинелевым перидотитам и последующим повсеместным развитием амфибола (параграф 5.4.3). Образование родингитов, в свою очередь, очевидно связано с наиболее поздними этапами эволюции метаморфических пород и может быть обусловлено воздействием флюида из расплавов, сформированных в результате плавления метапелитов (высокобарических гранулитов) на поздних стадиях декомпрессии.

Глава 9. Раннепалеозойский метаморфизм комплексов Жельтавского террейна.

Результаты проведенных минералого-петрологических исследований метаморфических пород Жельтавского террейна позволяют предполагать, что по крайней мере часть из них была преобразована в высокобарических условиях эклогитовой фации. При этом многие различия высокобарических пород сохраняют реликтовые минеральные ассоциации и характерные особенности химического состава минералов, свидетельствующие об этапах прогрессивного метаморфизма. Гранат-слюдяные сланцы, слагающие большую часть кояндинского комплекса, представляют собой интенсивно диафторированные высокобарические гранулиты (O'Brien & Rötzler, 2003; Kotková et al., 2007), в которых сохраняются минералы-индикаторы высокобарического метаморфизма, такие как кианит, фенгит, калиевый полевой шпат (параграф 5.4.1). Некоторые зерна граната в породах также характеризуются наличием сохранившейся ростовой (проградной) зональности, выраженной в «куполообразном» распределении MnO и росте пироповой компоненты от ядра к периферийным частям граната (Рис. 5.3.1, Б). Дальнейшие преобразования пород на фоне повышения температуры и давления, по-видимому, включали в себя рост граната в высокобарических условиях, сопровождавшийся дегидратационным плавлением водосодержащих минералов с образованием перитектических кианита и калиевого полевого шпата в ассоциации с расплавом при P 15 – 18 кбар; T 750 – 850 °C. Регрессивные этапы метаморфизма гранат-слюдяных сланцев связаны с эксгумацией пород, в течение которой формировалось большое количество слюды (как биотита, так и мусковита) на фоне декомпрессии при температуре 580 – 620 °C. Необходимо отметить, что частичная сохранность проградной зональности в гранате в сланцах, испытавших метаморфические

преобразования в условиях высоких ступеней, может указывать на кратковременное пребывание пород в пиковых условиях метаморфизма и их относительно быстрое выведение на верхнекоровые уровни (O'Brien & Vraná, 1995; Ernst et al., 1997; Cooke et al., 2000; Escuder-Virueite et al., 2000). Таким образом, осадочные протолиты преобладающих гранат-слюдяных сланцев кояндинского комплекса, по-видимому, были вовлечены в субдукционные процессы, которые сопровождались погружением пород на значительные глубины (60-70 км) вплоть до условий эклогитовой фации, а затем были выведены на более высокие гипсометрические уровни в процессе эксгумации. Подобный сценарий отражает Р-Т тренд «по часовой стрелке», сходный со многими рассмотренными случаями в подобных высокобарических комплексах по всему миру, и обычно характеризует субдукционные, переходящие в коллизионные, обстановки (например, Faryad, 2011; Li et al., 2015). Более того, выделенные детритовые цирконы из гранат-слюдяных сланцев кояндинского комплекса демонстрируют наличие ядер с сохранившимися реликтами магматической зональности, возраст которых главным образом соответствуют интервалам 667 – 834, 868 – 1051, 1087 – 1220, 1296 – 1378 и 2464 – 2539 млн. лет с максимумами ~ 985 и 1151 млн. лет, и наличие тонких, обедненных ураном кайм, сформированных скорее всего в результате высокобарического метаморфизма (Рис. 5.5, А, Б). Для двух точек из метаморфических кайм цирконов были получены оценки возраста 460 ± 11 и 486 ± 11 млн. лет, соответствующие позднему кембрию – ордовику. Ранее Д.В. Алексеевым с соавторами (Alexeiev et al., 2011) также отмечалось наличие тонких метаморфических кайм в детритовых цирконах из метапелитов, однако их датирование не проводилось. Сопоставляя полученные минералого-петрологические и геохронологические данные, можно предположить, что терригенные протолиты гранат-слюдяных сланцев, накопление которых происходило в течение эдиакария – кембрия, были субдуцированы в раннем палеозое и преобразованы в гранат-кианитовые парагнейсы в условиях высокобарического метаморфизма. В то же время, мусковит-хлоритовые сланцы, ограниченно развитые в пределах кояндинского комплекса, также содержат детритовые цирконы, оценки возраста ядер которых свидетельствуют о близких источниках с преобладающими гранат-слюдяными сланцами (Рис. 5.5, Б – Г). Однако детритовые цирконы в мусковит-хлоритовых сланцах характеризуются гораздо менее выраженными метаморфическими каймами. Следует также отметить, что в мусковит-хлоритовых сланцах отсутствуют признаки метаморфических преобразований в условиях высоких ступеней. Породы не содержат индекс-минералов высоких давлений или их реликтов, а также граната. Принимая во внимание низкие степени преобразований в породах (параграф 5.4.1), связанные в основном с регрессивным замещением биотита хлоритом, и их пространственную приуроченность к

метаморфизованным кремням (кварцитам), безгранатовым амфиболитам и мраморам, можно предположить, что терригенные протолиты мусковит-хлоритовых сланцев также вовлекались в субдукционные процессы и были погружены, но на гораздо меньшие глубины по сравнению с протолитами гранат-слюдяных сланцев, не превышающие параметров эпидот-амфиболитовой фации, избежав таким образом преобразований в условиях эклогитовой фации. В процессе эксгумации метаморфических комплексов метапелиты, вероятно, были совместно выведены с различных глубинных уровней и совмещены в виде пакета тектонических пластин, состоящего из пород, образованных в условиях различных ступеней.

Такому предположению не противоречат и данные, полученные для меланократовых метаморфических пород кояндинского комплекса, формирующих тектонические линзы и тела среди метапелитов. В некоторых зернах граната эклогитов сохраняются реликты проградной зональности, выраженной в увеличении магнезиальности от ядра к периферии и уменьшении альмандинового компонента в этом же направлении (Рис. 5.3.2, А). Эти зерна содержат реликтовые минеральные включения амфибола и клиноцоизита, распределение которых сопоставимо с проявленной ростовой зональностью и позволяет отнести их к минеральным ассоциациям ранних прогрессивных стадий метаморфизма, соответствующих гранатовым амфиболитам, образованных в условиях амфиболитовой фации при $\sim P\ 9 - 9.5$ кбар; $T\ 600 - 640$ °С. Дальнейшее повышение температуры и давления, обусловленное, по-видимому, погружением пород в результате субдукционных процессов, приводит к формированию эклогитового парагенезиса ($P\ 15 - 18$ кбар; $T\ 700 - 800$ °С), а последующая декомпрессия, связанная с эксгумацией высокобарических пород, выражена в замещении омфацита диопсид-альбитовыми симплектитовыми срастаниями в условиях гранулитовой фации и повсеместным развитием амфибола в условиях амфиболитовой фации. Следует отметить, что наличие реликтов опацитовых кайм вокруг граната с включениями в структурно близких гранатовых и эпидотовых амфиболитах кояндинского комплекса и сходство геохимических характеристик пород с эклогитами (Рис. 5.1.4, А, Б; 5.2.3, Б, В) предполагают формирование гранатовых, а позднее эпидотовых, амфиболитов в результате регрессивных изменений эклогитов. Гранатовые клинопироксениты, зачастую чередующиеся с эклогитами, характеризуются близкими оценками пика метаморфизма ($P\ 16.5 - 17.5$ кбар; $T\ 800 - 860$ °С) и сходными условиями регрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, однако какие-либо выводы о наличии проградной ветви метаморфизма в эволюции пород могут быть основаны лишь на структурной близости и сходных геохимических характеристиках гранатовых клинопироксенитов с эклогитами, подразумевающих совместное участие их протолитов в субдукционных процессах. Тем не

менее, оценка возраста пика высокобарического метаморфизма, полученная для гранатовых клинопироксенитов Д. Алексеевым и др. (Alexeiev et al., 2011), соответствует раннему ордовику (489 ± 3 млн. лет), что предполагает сходный с вмещающими гранат-слюдяными сланцами P-T тренд «по часовой стрелке». Протолиты эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, представленные дифференциатами внутриплитных толеитовых расплавов, залегавших в доордовикское время в разрезе континентальной коры, в раннем палеозое были субдуцированы на глубины, соответствующие условиям эклогитовой фации, а затем выведены на более высокие уровни, отвечающие условиям умеренных-низких ступеней метаморфизма. Аналогичный P-T тренд «по часовой стрелке» предполагается и для шпинелевых ультрамафитов кояндинского комплекса, включающий вовлечение предположительно кембрийских плагиоклаз-содержащих кумулятивных образований в субдукционные процессы с формированием шпинелевых, а затем и гранатовых перидотитов на глубинах более 60 км, и последующую эксгумацию пород, сопровождавшуюся термальной релаксацией (выпуск эксклюзионных включений хромистой шпинели в оливине) и декомпрессией (распад граната и образование пироксен-шпинелевых симплектитов с каймами ортопироксена вокруг оливина) при P 11 – 14.5 кбар; T 580 – 800° C.

С другой стороны, метаморфические преобразования ортогнейсов анрахайского комплекса в целом соответствуют условиям амфиболитовой фации (параграф 4.3). Породы не содержат индекс-минералов высоких давлений, в редких случаях отмечается присутствие граната в палеопротерозойских амфибол-биотитовых ортогнейсах. Эпидотовые и гранатовые амфиболиты, формирующие многочисленные тела среди ортогнейсов, по-видимому, также были образованы в условиях умеренных ступеней метаморфизма. Тем не менее, предполагая, что палеопротерозойские и неопротерозойские ортогнейсы с амфиболитами анрахайского комплекса слагали фундамент, а метаосадочные эдиакарско-кембрийские образования кояндинского комплекса – чехол Жельтавского террейна в докембрии (параграф 7), представляется маловероятным участие в раннепалеозойских субдукционных процессах только комплексов чехла, в то время как комплексы фундамента террейна избежали высокобарического метаморфизма. Скорее всего часть ортогнейсов с амфиболитами анрахайского комплекса также подверглась метаморфизму в условиях высоких ступеней с формированием диатектитов с, вероятно, эклогитами, однако вследствие близости минерального состава метатерригенных пород и ортогнейсов перитектические фазы, образованные в результате дегидратационного плавления водосодержащих минералов пород, идентичны (реакции R1, R2; параграф 5.4.1). Поэтому дополнительные геологические и минералого-петрологические исследования, в первую

очередь цирконов в породах, необходимы для получения более достоверных данных о возможных высокобарических преобразованиях комплексов фундамента. В то же время следует отметить, что эпидотовые и гранатовые амфиболиты анрахайского комплекса характеризуются сходными особенностями химического состава с гранатовыми клинопироксенитами и эклогитами, а также образованными по ним гранатовыми и эпидотовыми амфиболитами, приуроченными к кояндинскому комплексу, что выражается в близких содержаниях главных петрогенных и рассеянных элементов и практически идентичных спектрах распределения редких и рассеянных элементов (Рис. 4.2.2, Б, В; 5.2.2, В, Г). Исходя из этого, можно сделать предположение о связи амфиболитов анрахайского комплекса и эклогитов кояндинского комплекса как возможных протолитов и их высокобарических аналогов, соответственно.

Таким образом, на основании полученных данных о химическом и минеральном составе, условиях и обстановках формирования метаморфических комплексов Жельтавского террейна можно предполагать, что лишь небольшая часть пород в действительности испытала высокобарический метаморфизм, связанный с погружением в раннем палеозое фрагментов континентальной и океанической коры на глубины, соответствующие эклогитовой фации с образованием шпинелевых (гранатовых) ультрамафитов, эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, гранат-кианитовых гнейсов (высокобарических гранулитов). В дальнейшем высокобарические разности были выведены на верхнекоровые уровни, что сопровождалось развитием минеральных ассоциаций регрессивного метаморфизма в период между ~ 490 млн.лет (пик метаморфизма) и ~470 млн.лет (возраст перекрывающих метаморфические образования ниже- и среднеордовикских отложений). Некоторая часть метаморфических пород в процессе субдукции могла быть погружена на гораздо меньшие глубины (метаосадочные мусковит-хлоритовые сланцы, амфиболиты без граната). В этом случае породы низких и умеренных ступеней метаморфизма, вероятно, тектонически были совмещены с высокобарическими образованиями в процессе эксгумации с различных гипсометрических уровней.

Глава 10. Геодинамическая эволюция комплексов Жельтавского террейна в раннем палеозое.

Формирование высокобарических пород кояндинского комплекса принято связывать с закрытием Джалаир-Найманского океанического бассейна и последующей коллизией Северо-Тяньшаньского и Жельтавского микроконтинентов (Alexeiev et al., 2011; Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2015).

Однако проведенное обобщение материалов по строению докембрийских и нижнепалеозойских комплексов Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня позволяют предложить другую модель эволюции этого региона в кембрии-начале ордовика. В основу этой модели положены данные о структурном положении офиолитовых комплексов региона. Было установлено, что кембрийские офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Рис. 3.Б) и фрагменты офиолитов, участвующие в строении северо-восточной части Жельтавского террейна (Рис. 3.В), пространственно разобщены. Их разделяют докембрийские метаморфические образования, слагающие большую часть Жельтавского террейна. Поэтому выделенные офиолитовые комплексы, вероятно, являются фрагментами коры и верхней мантии разных океанических бассейнов, отличающихся особенностями тектонической эволюции. Вслед за А. Кренером (Kröner et al., 2012) и с учетом сходства неопротерозойских кислых магматических пород террейнов, обрамляющих Джалаир-Найманскую офиолитовую зону, предполагается, что раскрытие этого океанического бассейна происходило в самом конце эдиакария или самом начале кембрия, хотя непосредственные данные о возрастах фрагментов офиолитов отсутствуют.

С северо-востока этот бассейн обрамлялся Жельтавским, а с юго-запада – Чуйско-Кендыктасским микроконтинентами (в современных координатах). Чуйско-Кендыктасский террейн по строению, составу и возрасту докембрийских комплексов существенно отличался от Северо-Тяньшаньского (Иссык-Кульского) террейна, принадлежащего к другой группе докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Degtyarev et al., 2017). Северо-восточнее Жельтавского микроконтинента располагался океанический бассейн, который ограничивался Актау-Илийским микроконтинентом (Рис. 10, А).

Наиболее древними комплексами, свидетельствующими о процессах формирования океанической коры, являются раннекембрийские (531 ± 4 млн. лет) метаморфизованные габбро Джалаир-Найманской зоны, участвующие в строении куперлисайского комплекса, обдуцированного на Актюзский блок Чуйско-Кендыктасского террейна (Kröner et al., 2012). Предполагается, что в начале кембрия за счет активного спрединга происходило быстрое раскрытие Джалаир-Найманского и других океанических бассейнов Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В пределах Чуйско-Кендыктасского и Актау-Илийского микроконтинентов в это время начинается накопление терригенно-карбонатных и сланцево-терригенных чехлов (Рис. 10, А).

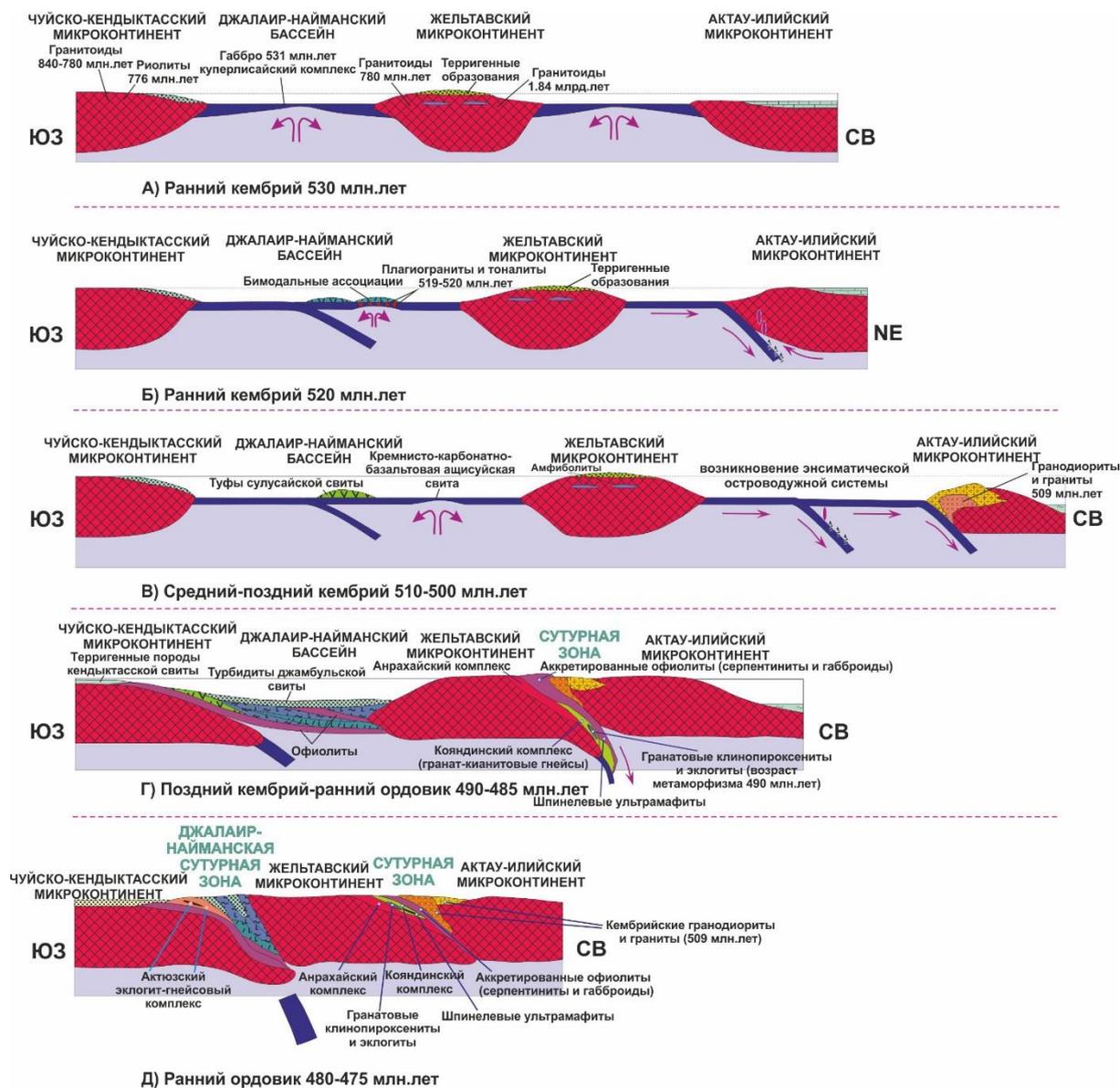


Рис. 10, А – Е. Геодинамическая модель формирования метаморфических комплексов Жельтавского террейна в кембрии – ордовике.

В середине раннего кембрия (~ 520 млн. лет) в Джалаир-Найманском океаническом бассейне начинается формирование надсубдукционных офиолитов, верхняя часть которых представлена мощным габбро-тоналит-плагиигранитным комплексом и контрастными базальт-риолитовыми сериями (Рязанцев и др., 2009а; Дегтярев, 2012). Предполагается, что эти комплексы формировались при задуговом рифтинге в тыловой части энсиматической островной дуги, где ее кора была почти полностью замещена интрузиями, связанными с процессами рифтогенеза. При этом раннекембрийские дифференцированные островодужные комплексы в современной структуре Джалаир-Найманской зоны пока не выявлены. В океаническом бассейне, разделявшем Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, возможно, продолжался спрединг, хотя возраст офиолитов здесь точно

не известен. В пределах Чуйско-Кендыктасского и Актау-Илийского микроконтинентов продолжалось накопление терригенно-карбонатных и сланцевых чехлов (Рис. 10, Б).

В среднем-самом начале позднего кембрия (~ 510 – 500 млн. лет) в Джалаир-Найманском бассейне происходит заложение энсиматической Сулусайской островной дуги. Комплексы этой дуги в современной структуре представлены в основном склоновыми туфогенными породами, среди которых присутствуют редкие потоки эффузивов среднего и кислого состава (Рязанцев и др., 2009а; Дегтярев, 2012). Вероятно, в тылу этой дуги происходил спрединг и формирование кремнисто-карбонатно-базальтовой ащисуйской свиты, в которой найдены конодонты верхов среднего-низов позднего кембрия (Рязанцев и др., 2009б). Геохимические особенности базальтов ащисуйской свиты указывают на различные источники (базальты N- и E-MORB и надсубдукционные островодужные толеиты), что характерно для базальтов задуговых бассейнов (Дегтярев, 2012). В течение этого временного интервала начинается субдукция коры океанического бассейна, разделяющего Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, с формированием энсиалической дуги в краевой части Актау-Илийского микроконтинента. В современной структуре комплексы этой дуги представлены неметаморфизованными среднекембрийскими гранодиоритами и гранитами на северо-востоке Жельтавского террейна (Alexeiev et al., 2011). В краевой части Чуйско-Кендыктасского микроконтинента накапливается кремнисто-терригенно-карбонатный чехол, а задуговая область в пределах Актау-Илийского микроконтинента испытывает интенсивное погружение и растяжение; здесь начинается накопление сланцевых, кремнисто-терригенных и кремнистых толщ (Рис. 10, В).

В самом конце позднего кембрия-начале тремадокского века раннего ордовика (~ 490 – 485 млн. лет) происходит обдукция меланократовых комплексов Джалаир-Найманской зоны на Чуйско-Кендыктасский террейн с формированием ряда крупных аллохтонов (куперлисайский комплекс Актюзского блока и другие). В раннем тремадоке (около 485 млн. лет) начинается их размыв и формируется терригенная толща (кендыктасская свита), содержащая гальку серпентинитов и габбро (Рязанцев и др., 2009б). Начинается сужение Джалаир-Найманского океанического бассейна, происходит тектоническое сближение все более древних комплексов, которые перекрываются флишоидной джамбульской свитой раннего тремадока. Обломочные цирконы в песчаниках джамбульской свиты свидетельствуют о размыве докембрийских комплексов обрамляющих микроконтинентов (Kröner et al., 2007). В течение этого времени полностью закрывается океанический бассейн, разделявший Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты. Различные фрагменты коры Жельтавского микроконтинента и океанической литосферы погружаются под Актау-Илийский микроконтинент, в некоторых случаях на мантийные глубины (по крайней мере

60 – 70 км), где формируются гранатовые клинопироксениты, эклогиты, (гранатовые)-шпинелевые перидотиты и гранат-кианитовые гнейсы (высокобарические гранулиты).

В раннем ордовике (480 – 475 млн.лет) полностью закрывается Джалаир-Найманский океанический бассейн, на его месте формируется сутурная зона, имеющая сложное покровно-складчатое строение и сложенная кембрийскими офиолитами и островодужными комплексами, а также нижнеордовикской флишевой джамбульской свитой. В это время фрагменты коры Чуйско-Кендыктасского микроконтинента погружаются под Жельтавский микроконтинент на глубины около 70 км, где происходит высокобарический метаморфизм с формированием эклогитов (актозский комплекс) и их последующая эксгумация. В сутурном шве, разделяющем Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, также эксгумируются высокобарические комплексы с различных уровней с последующим образованием пакета тектонических пластин.

Глава 11. Заключение.

Ввиду слабой изученности состава и распространенности ключевых разновидностей метаморфических пород и фрагментарности геохронологических данных, Жельтавский террейн в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса представлял особый интерес для изучения. В результате проведенных автором исследований были получены новые, а во многих случаях первые, данные о геолого-структурном положении, составе, условиях и обстановках формирования метаморфических, в том числе высокобарических, комплексов Жельтавского террейна.

Так, для ортогнейсов анрахайского комплекса были получены $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста кристаллизации протолита ~ 790 млн. лет и ~1840 млн. лет. Протолиты пород, по-видимому, были представлены анорогенными гранитоидами, при этом палеопротерозойские ортогнейсы формировались в основном за счет переработки вещества неорархейской континентальной коры, возможно, при взаимодействии с ювенильным источником, а неопротерозойские ортогнейсы были образованы за счет переработки палеопротерозойского корового материала. Метаморфические преобразования, проявленные в породах, скорее всего не превышали условий амфиболитовой фации. Для интенсивно измененных метаосадочных гранат-слюдяных сланцев кояндинского комплекса было впервые доказано их высокобарическое происхождение как диафторированных высокобарических гранулитов с реликтами кианита, фенгита, калиевого полевого шпата. В ходе исследований были впервые получены ордовикские оценки возраста (460 ± 11 и 486 ± 11 млн. лет) их высокобарического метаморфизма, согласующиеся с оценкой, полученной ранее Д.В. Алексеевым и др. (Alexeiev et al., 2011)

для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, формирующих тектонические линзы среди гранат-слюдяных сланцев. Изучение детритовых цирконов из метапелитов кояндинского комплекса показало, что в докембрийской эволюции Жельтавского террейна выделяется еще один этап магматизма на границе мезо-неопротерозоя в диапазоне 900 – 1100 млн. лет (статистические максимумы соответствуют ~ 991 и ~ 1082 млн. лет). Нижний возрастной предел осадконакопления протолита для сланцев кояндинского комплекса отвечает наиболее молодому статистически значимому максимуму возрастов ядер обломочных цирконов (около 600 млн. лет), а верхний – оценивается по возрастам метаморфических кайм цирконов (486 ± 11 и 460 ± 11 млн. лет). Следовательно, накопление терригенного протолита сланцев происходило в течение эдиакария-кембрия. Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики этих пород позволяют предполагать, что источники их протолитов, представленные кислыми вулканитами и гранитоидами преимущественно позднемезопротерозойского-раннепротерозойского возраста, формировались главным образом за счет переработки палеопротерозойского корового материала.

В составе кояндинского комплекса впервые были описаны и детально охарактеризованы высокобарические шпинелевые ультрамафиты с геохимическими характеристиками, свидетельствующими о деплетированном мантийном источнике их протолитов. В результате проведенных исследований было доказано, что шпинелевые ультрамафиты, по-видимому, были преобразованы в высокобарических условиях в поле стабильности граната, а затем подверглись регрессивным изменениям в условиях более низких ступеней, сопровождавшихся реакцией граната и оливина с образованием ортопироксеновых кайм и хромистой шпинели и распадом граната с формированием пироксен-шпинелевых симплектитовых агрегатов в условиях перехода от гранатовых к шпинелевым перидотитам. Изучение химического состава шпинелевых ультрамафитов позволило установить, что протолитами пород являлись плагиоклаз-содержащие кумулаты (плагиоклазовые ультрамафиты, троктолиты, оливиновые габбро), сформированные за счет плавления деплетированного мантийного источника в предположительно надсубдукционной обстановке. В результате субдукционных процессов в раннем палеозое, в которые вовлекались породы анрахайского (?) и кояндинского комплексов, протолиты шпинелевых ультрамафитов были погружены на значительные глубины, соответствующие эклогитовой фации, а затем выведены на более высокие гипсометрические уровни в процессе эксгумации. При этом шпинелевые ультрамафиты резко отличаются по своим геохимическим характеристикам от эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, также

формирующих тектонические линзы среди гранат-слюдяных сланцев коянди́нского комплекса. Для последних было впервые детально обосновано высокобарическое происхождение и принадлежность к «коровому» (обогащенному) типу высокобарических образований, протолиты которых представляли собой дифференциаты внутриплитных толеитовых расплавов, внедренных в континентальную кору до начала субдукции.

Полученные автором данные показывают, что до раннепалеозойского высокобарического метаморфизма в строении Жельтавского террейна участвовали комплексы фундамента, сложенного палео- и неопротерозойскими анорогенными гранитоидами, которые перекрывались эдиакарско-кембрийским терригенным чехлом. В позднем кембрии в результате закрытия океанических бассейнов фрагменты коры Жельтавского микроконтинента были погружены на различные глубины, в том числе вплоть до условий эклогитовой фации, где образовались гранат-кианитовые гнейсы, эклогиты, гранатовые клинопироксениты и (гранат-) шпинелевые перидотиты. В раннем ордовике метаморфические комплексы были эксгумированы с разных уровней с последующим формированием пакета тектонических пластин, сложенного породами разнообразного генезиса и ступеней метаморфизма.

Список литературы.

- 1) Абдулин А.А., Волков В.М., Щерба Г.Н. и др., 1980. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу – Илийского региона/ Алма-Ата: Наука, 504 с.
- 2) Абдулкабирова М.А. Эклогиты Кокчетавского района. Вестник АН Каз ССР, 1946, №2, с. 21-29.
- 3) Бакиров А.Б., 1978. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня, Фрунзе: Илим, 261 с.
- 4) Бирюков В.М., 1998. Высокобарические комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 208 с.
- 5) Дегтярев К.Е., 2012. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. Москва: ГЕОС, 289 с.
- 6) Дегтярев, К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., 2014. Строение каледонид Киргизского Хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое. Геотектоника 6, 3 – 38.
- 7) Демина Л. И., Галицкий В. Г., 2003. Природа эклогитов Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань). Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический, Т. 78, № 2, С. 51–60.
- 8) Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., 1989. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 326 с.
- 9) Ефимов И.А., 1961. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских отложениях Кокчетавского массива. Труды КАЗИМСа, вып. 5.
- 10) Ефимов И.А., 1962. Об эклогитах Кокчетавской области как возможных источниках получения рутила. Известия АН Каз. ССР, № 3.

- 11) Ефимов И.А., Боровинская Л.Г., Найденов Б.М., 1983. Эклогиты Южного Казахстана и их радиологический возраст // Проблемы металлогении Казахстана/ Алма-Ата. С. 81 – 115.
- 12) Иванов С.Д., 2016. Интерактивный реестр геосенсоров на основе веб-приложения. Компьютерные исследования и моделирование Т. 8. № 4. С. 621–632.
- 13) Козаков И.К., 1993. Ранний докембрий Центрально-азиатского складчатого пояса/ С.-Петербург: Наука, 272 с.
- 14) Кушев В.Г., Виноградов Д.П., 1978. Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 112 с.
- 15) Недовизин А.А., 1961. К стратиграфии акжальской свиты Чу-Илийских гор. Известия АН КазССР. сер. геод., вып.2. С. 26-34.
- 16) Недовизин А.А., 1963. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и юго-восточной Бетпакдалы. Известия АН Каз. ССР, серия геологическая, вып.3 (54).
- 17) Перчук А.Л., 1992. Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита. Доклады РАН 324, 1286 – 1289.
- 18) Ревердатто В.В., Селяницкий А.Ю., 2005. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан. Петрология, т. 13, № 6, с. 564-591.
- 19) Розен С.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А., 1972. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами докембрия Кокчетавского массива // Доклады Академии Наук, СССР, т. 203, №3, с. 674-676.
- 20) Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., 2009. Офиолиты Джалаир-Наиманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста. Доклады РАН, 427 (3), с. 359-364.
- 21) Соболев В.С., Лепезин Г.Г., Добрецов Н.Л. (ред.), 1977. Метаморфические комплексы Азии // Новосибирск: Наука, 351 с.
- 22) Толмачева Т.Ю., 2014. Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 263 с.
- 23) Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., 2016а. Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН, Т. 466. № 2. С. 196 – 201.
- 24) Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Пилицына А.В., Яковлева С.З., 2016б. Мигматит-гнейсовый комплекс Чуйско-Кендыктасского сиалического массива (Южный Казахстан): строение и обоснование возраста. Доклады РАН 467(2), 200-205.
- 25) Туркин А.И., 2011. Хромсодержащие гранаты и шпинели как минералы-индикаторы Р-Т условий формирования перидотитов (экспериментальное исследование). Автореферат докторской диссертации, Новосибирск.
- 26) Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А., 1991. Новое местонахождение алмазов в метаморфических породах как доказательство регионального метаморфизма ультравысоких давлений в Кокчетавском массиве // Докл. АН СССР, том 321, с. 189-193.
- 27) Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е., 2019. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского Орогенного Пояса: Сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции. Геотектоника 1, 1 – 32.
- 28) Alexeiev, D.V., Ryazantsev, A.V., Kröner, A., Tretyakov, A.A., Xia, X., Liu, D.Y., 2011. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications

for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan. *Journal of Asian Earth Sciences* 42, 805–820.

- 29) Alexeiev, D.V., Kröner, A., Hegner, E., Rojas-Agramonte, Y., Biske, Yu.S., Wong, J., Geng, H.Y., Ivleva, E.A., Mühlberg, M., Mikolaichuk, A.V., Liu, D., 2016. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin. *Gondwana Res.* 39, 261–291.
- 30) Auzanneau, E., Schmidt, M.W., Vielzeuf, D., Connolly, J.A.D., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 159, 1–24.
- 31) Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, New York, pp. 1–12.
- 32) Beyer, E.E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2006. Transformation of Archaean lithospheric mantle by refertilization: evidence from exposed peridotites in the Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Petrology* 47, 1611–1636.
- 33) Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 200, 155–170.
- 34) Bodinier, J.L., Godard, M., 2003. *Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites*, Treatise on Geochemistry. Second edition.
- 35) Brey, G.P., Kohler, T., 1990. Geothermobarometry in 4-phase lherzolites. 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353–1378.
- 36) Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus demelange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Series II* 309, 2023–2029.
- 37) Carswell, D.A., Harvey, M.A., Al-Samman, A., 1983. The Petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 106, 727–750.
- 38) Chavagnac, V., Jahn, B., 1996. Coesite-bearing eclogites from the Bixiling Complex, Dabie Mountains, China: Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications. *Chemical Geology* 133, 29–51.
- 39) Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Mei-Fei Chu M.-F., 2009. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet. *Tectonophysics* 477, 3–19.
- 40) Claoué-Long, J.C., Sobolev, N.V., Shatsky, V.S., Sobolev, A.V., 1991. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR. *Geology* 19 (7), 710–713.
- 41) Coggon, R., Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *J. Metamorph. Geol.* 20, 683–696.
- 42) Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase-diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290, 666–718.
- 43) Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 524–541.
- 44) Cooke, R.A., O'Brien, P.G., Carswell, D.A., 2000. Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure-temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria. *J. Metamorph. Geol.* 18, 551–569.

- 45) Cruciani, G., Franceschelli, M., Groppo, C., Brogioni, N., Vaselli, O., 2008. Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 759–774.
- 46) Dale, J., Holland, T., Powell, R., 2000. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 353–362.
- 47) Degtyarev, K., Yakubchuk, A., Tretyakov, A., Kotov, A., Kovach, V., 2017. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview. *Gondwana Research* 47, 44–75.
- 48) Depaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–196.
- 49) Eby, N.G., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.
- 50) Ernst, W. G., Maruyama, S., Wallis, S., 1997. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Geology* 94 (18), 9532–9537.
- 51) Ernst, W.G., Mosenfelder, G.L., Leech, M.L., Liu, J., 1998. H₂O recycling during continental collision: phase-equilibrium and kinetic considerations. In: Hacker, B.R., Liou, J.G. (Eds.), *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 275–295.
- 52) Ernst, W., Hacker, B., Liou, J., 2007. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and uppermantle rocks — implications for Phanerozoic collisional orogens. In: Sears, J.W., Harms, T.A., Evenchick, C.A. (Eds.), *Whence Mt. Inq. Into Evol. Orog. Syst. A Vol. Honor Raymond A. Price*. Geol. Soc. Am. Specia Pap 433, pp. 27–49.
- 53) Escuder-Viruete, J., Indares, A., Arenas, R., 2000. P–T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting: an example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). *J. Petrol.* 41 (10), 1489–1515.
- 54) Faryad, S.W., 2011. Distribution and geological position of high-/ultrahigh-pressure units within the European Variscan Belt: a review. In: Dobrzhinetskaya, L., Faryad, S.W., Wallis, S., Cuthbert, S. (Eds.), *Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond*. Elsevier, pp. 361–397.
- 55) Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.* 154, 429–437.
- 56) Field, S.W., Haggerty, S.E., 1994. Symplectites in upper mantle peridotites: development and implications for the growth of subsolidus garnet, pyroxene and spinel. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 118, 138–156.
- 57) Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylor, R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 153, 197–208.
- 58) Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42, 2033–2048.
- 59) Frost, C.D., Frost, B., 2011. On ferroan (A-type) granites: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.* 52, 39–53.
- 60) Fuhrman, M.L., Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* 73, 201–215.
- 61) Gallien, F., Mogessie, A., Hauzenberger, C.A., Bjerg, E., Delpino, S., Castro De Machuca, B., 2012. On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro-granulite transition, Valle Fértil-La Huerta Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 281–302.

- 62) Ganguly, J., Saxena, S.K., 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *Am. Mineral.* 69 (1–2), 88–97.
- 63) Gehrels, G.E., 2012. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. In: Busby, C., Azor, A. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, pp. 47–62.
- 64) Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Stockli, D.F., Batalev, V.Y., Izmer, A., Van den Haute, P., Vanhaecke, F., Elburg, M.A., 2011. Tectonic history of the Kyrgyz South Tianshan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation. *Tectonics* 30 (6), TC6016.
- 65) Godard, G., Martin, S., 2000. Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps. *Journal of Geodynamics* 30, 117–145.
- 66) Godard, M., Lagabrielle, Y., Alard, O., Harvey, J., 2008. Geochemistry of the highly depleted peridotites drilled at ODP Sites 1272 and 1274 (Fifteen-Twenty Fracture Zone, Mid- Atlantic Ridge): implications for mantle dynamics beneath a slow spreading ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 410–425.
- 67) Godard, M., Awaji, S., Hansen, H., Hellebrand, E., Brunelli, D., Johnson, K., Yamasaki, T., Maeda, J., Abratis, M., Christie, D., Kato, Y., Mariet, C., Rosner, M., 2009. Geochemistry of a long in-situ section of intrusive slow-spread oceanic lithosphere: results from IODP Site U1309 (Atlantis Massif, 30°N Mid-Atlantic-Ridge). *Earth and Planetary Science Letters* 279, 110–122.
- 68) Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B., 1988. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 249–265.
- 69) Green, E., Holland, T., Powell, R., 2007. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *Am. Miner.* 92, 1181–1189.
- 70) Groppo, C., Rolfo, F., Liu, Y.C., Deng, L.P., Wang, A.D., 2015. P-T evolution of elusive UHP eclogites from the Luotian dome (North Dabie Zone, China): how far can the thermodynamic modeling lead us? *Lithos* 226, 183–200.
- 71) Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* 71, 1297–1313.
- 72) Hegner, E., Klemd, R., Kröner, A., Corsini, M., Alexeiev, D.V., Iaccheri, L.M., Zack, T., Dulski, P., Xia, X., Windley, B.F., 2010. Mineral ages and P-T conditions of late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of mélange sediments from Atbashi in the south Tianshan orogen of Kyrgyzstan. *American Journal of Science* 310, 916–950.
- 73) Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Res.* 58 (5), 820–829.
- 74) Holland, T., Powell, R., 1996. Thermodynamics of order-disorder in minerals: II. Symmetric formalism applied to solid solutions. *Am. Miner.* 81, 1425–1437.
- 75) Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* 16, 309–343.
- 76) Holland, T., Powell, R., 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *J. Petrol.* 42, 673–683.
- 77) Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Am. Mineral.* 72, 231–239.
- 78) Indares, A., 1995. Metamorphic interpretation of high-pressure-temperature metapelites with preserved growth zoning in garnet, eastern Grenville Province, Canadian Shield. *J. Metamorph. Geol.* 13, 475–486.

- 79) Indares, A., Dunning, G., 2001. Partial melting of high-P-T metapelites from the Tshenukutish Terrane (Grenville Province): petrography and U-Pb dating. *J. Petrol.* 42 (8), 1547–1565.
- 80) Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8 (5), 523–548.
- 81) Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.
- 82) Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1984. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 137–150.
- 83) Janney, P.E., Castillo, P.R., 1997. Geochemistry of Mesozoic Pacific mid-ocean ridge basalt: constraints on melt generation and the evolution of the Pacific upper mantle. *J. Geophys. Res.* 102 (B3), 5207–5229.
- 84) Jahn, B.-M., 1998. Geochemical and isotopic characteristics of UHP eclogites of the Dabie orogen: implications for continental subduction and collisional tectonics. In: Hacker, B.R., Liou, J.G. (Eds.), *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 275–295.
- 85) Janák, M., Froitzheim, N., Vrabec, M., Krogh Ravná, E.J., De Hoog, J.C.M., 2006. Ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotite in Pohorje, Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 19–31.
- 86) Jaques, A.L., Chappell, B.W., Taylor, S.R., 1983. Geochemistry of cumulus peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, northern Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82, 154–164.
- 87) Jennings, E.S., Holland, T.J.B., 2015. A simple thermodynamic model for melting of peridotite in the system NCFMASOCr. *Journal of Petrology* 56, 869–892.
- 88) Johnson, M., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera. *Geology* 17, 837–841.
- 89) Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C.D., Terada, K., Sano, Y., 2001. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 185–198.
- 90) Klemd, R., Hegner, E., Bergmann, H., Pfänder, J.A., Li, J.L., Hentschel, F., 2014. Eclogitization of transient crust of the Aktuz Complex during Late Palaeozoic plate collisions in the Northern Tianshan of Kyrgyzstan. *Gondwana Research* 26, 925 – 941.
- 91) Klemd, R., Gao, J., Li, J.L., Meyer, M., 2015. Metamorphic evolution of (ultra)-high-pressure subduction-related transient crust in the South Tianshan Orogen (Central Asian Orogenic Belt): geodynamic implications. *Gondwana Research* 28, 1–25.
- 92) Klemme, S., 2004. The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr₂O₃-SiO₂ and thermodynamic modelling. *Lithos* 77, 639–646.
- 93) Klemme, S., Ivanic, T.J., Connolly, J.A.D., Harte, B., 2009. Thermodynamic modelling of Cr-bearing garnets with implications for diamond inclusions and peridotite xenoliths. *Lithos* 112, 986–991.
- 94) Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 482 – 490.
- 95) Kohn, M.J., Spear, F.S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont. *Am. Miner.* 75, 89–96.

- 96) Konopelko, D., Kullerud, K., Apayarov, F., Sakiev, K., Baruleva, O., Ravna, E., Lepekhina, E., 2012. SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the North Tianshan, Kyrgyzstan. *Gondwana Res.* 22, 300 – 309.
- 97) Korsakov, A.V., Hutsebaut, D., Theunissen, K., Vandenabeele, P., Stepanov, A.S., 2007. Raman mapping of coesite inclusions in garnet from the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan). *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* 68 (4), 1046 – 1052.
- 98) Kotková, J., 2007. High-pressure granulites of the Bohemian Massif: recent advances and open questions. *J. Geosci.* 52, 45–71.
- 99) Koziol, A.M., Newton, R.C., 1989. Grossular activity-composition relationships in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments. *Contrib. Mineral. Petrol.* 103, 423–433.
- 100) Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 485–494.
- 101) Krogh Ravna, E., 2000a. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺–Mg geothermometer: an updated calibration. *J. Metamorph. Geol.* 18, 211–219.
- 102) Krogh Ravna, E., 2000b. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer. *Lithos* 53, 265–277.
- 103) Kröner, A., Windley, B.F., Badarch, G., Tomurtogoo, O., Hegner, E., Jahn, B.M., Gruschka, S., Khain, E.V., Demoux, A., Wingate, M.T.D., 2007. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian–Nubian shield. in “4-D Framework of Continental Crust”. In: Hatcher, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez, Catalán, J.R. (Eds.), *Geological Society of America Memoirs*, pp. 181 – 209.
- 104) Kröner, A., Alexeiev, D.V., Mikolaichuk, A.V., Xia, X., Zack, T., Windley, B.F., Sun, M., Rojas-Agramonte, Y., Liu, D., 2009. New Single Zircon Ages of Precambrian and Paleozoic Rocks from the Northern, Middle and Southern Tianshan Belts in Kyrgyzstan. *International Workshop on Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Tien-Shan Belt and Related Terrains in the Central Asian Orogenic Belt*. 30–31. CAIAG, Bishkek, Kyrgyzstan (8–17 June, 2009. Abstract volume).
- 105) Kröner, A., Alexeiev, D.V., Hegner, E., Rojas-Agramonte, Y., Corsini, M., Chao, Y., Wong, J., Windley, B.F., Liu, D., Tretyakov, A.A., 2012. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan. *Gondwana Research* 21, 901–927.
- 106) Kröner, A., Alexeiev, D.V., Rojas-Agramonte, Y., Hegner, E., Wong, J., Xia, X., Belousova, E., Mikolaichuk, A.V., Seltmann, R., Liu, D., Kiselev, V.V., 2013. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the Southern Central Asian Orogen. *Gondwana Res.* 23, 272–295.
- 107) Kröner, A., Alexeiev, D.V., Kovach, V.P., Tretyakov, A.A., Mikolaichuk, A.V., Xie, H., Sobel, E.R., 2017. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3–1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – The oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt. *J. Asian Earth Sci.* 135, 122–135.
- 108) Lanari, P., Vho, A., Bovay, T., Airaghi, L., Centrella, S., 2018. Quantitative Compositional Mapping of Mineral Phases by Electron Probe Microanalyser. *Geological Society of London Special Publication*.
- 109) Lang, H.M., Wachter, A.J., Peterson, V.L., Ryan, J.G., 2004. Coexisting clinopyroxene/spinel and amphibole/spinel symplectites in metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, North Carolina Blue Ridge. *American Mineralogist* 89, 20–30.

- 110) Larionov, A.N., Andreichev, V.A., Gee, D.G., 2004. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: Gee, D.G., Pease, V. (Eds.), *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. vol. 30. Geological Society, London, Memoirs, pp. 69–74.
- 111) Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E., et al., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Can. Mineral.* 35, 219 – 246.
- 112) Le Breton, N., Thomson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of the crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226–237.
- 113) Lexa, O., 2011. PyWerami: contour/3D plotting program for Perple_X WERAMI data (Version 2.0.1) [Software]. Available from <<http://petrol.natur.cuni.cz/~ondro/pywerami:home>>.
- 114) Li, J.-L., Klemd, R., Gao, J., Jiang, T., Song, Y.-H., 2015. A common high-pressure metamorphic evolution of interlayered eclogites and metasediments from the 'ultrahigh-pressure unit' of the Tianshan metamorphic belt in China. *Lithos* 226, 169–182.
- 115) Liu, X., Su, W., Gao, J., Li, J.-L., Jiang, T., 2013. Continental crust material in subduction complex in southwestern Tianshan – geochemical implications from metabasic rocks. *Acta Petrologica Sinica* 29 (5), 1675–1684.
- 116) Lu, S.N., Li, H.K., Zhang, C.L., Niu, G.H., 2008. Geological and geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim craton and surrounding continental fragments. *Precambrian Res.* 160, 94–107.
- 117) Ludwig, K.R., 1989. PBDAT for MS-DOS, a Computer Program for IBM-PC Compatibles for Processing Raw Pb- U- Th Isotopic Data: USGS Open-File Report 88–542.
- 118) Ludwig, K.R., 2005a. SQUID 1.12 a User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec Pub, p. 22.
- 119) Ludwig, K.R., 2005b. User's Manual for ISOPLLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec Pub, p. 71.
- 120) Ludwig, K.R., 2008. Isoplot V. 4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, No. 4. 76. Berkeley Geochronology Center.
- 121) Ludwig, K., 2012. Isoplot/Ex, Rev. 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 5. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.
- 122) MacGregor, I.D., 2015. Empirical geothermometers and geothermobarometers for spinel peridotite phase assemblages. *International Geology Review* 57, 1940–1974.
- 123) Marakushev, A.A., 1991. Thermodynamic systems and factors of petrogenesis. In: Perchuk, L.L. (Ed.), *Progress in Metamorphic and Magmatic Geology. A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinsky* Cambridge University Press, UK, pp. 19–46.
- 124) Mattinson, J.M., 1994. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 117–129.
- 125) Medaris, L.G., Beard, B.L., Johnson, C.M., Valley, J.W., Spicuzza, M.J., Jelínek, E., Mísâr, Z., 1995. Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere. *Geologische Rundschau* 84, 489–505.
- 126) Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* 56, 207–218.

- 127) Meyer, M., Klemd, R., Konopelko, D., 2013. High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone. *Lithos* 177, 207–225.
- 128) Middlemost, E.A.K., Romey, W.D., 1968. A graphic story of magmatic differentiation. *Lithos* 1, 242–263.
- 129) Mongkoltip, P., Ashworth, J.R., 1983. Quantitative estimation of an open-system symplectite-forming reaction: restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *Journal of Petrology* 24, 635–661.
- 130) Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., et al., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Miner.* 73, 1123–1133.
- 131) Morishita, T., Arai, S., 2003. Evolution of spinel-pyroxene symplectite in spinel-lherzolites from the Horoman Complex, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 509–522.
- 132) Müntener, O., Manatschal, G., Desmurs, L., Pettke, T., 2009. Plagioclase peridotites in ocean-continent transitions: refertilized mantle domains generated by melt stagnation in the shallow mantle lithosphere. *Journal of Petrology* 51, 255–294.
- 133) Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- 134) Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523–1534.
- 135) Newton, R.C., Charlu, T.V., Kleppa, O.J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochimica Cosmochimica Acta* 44, 933–941.
- 136) Newton, R.C., Perkins, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *Am. Miner.* 67, 203–222.
- 137) Obata, M., 2011. Kelyphite and symplectite: textural and mineralogical diversities and universality, and a new dynamic view of their structural formation. In: Sharkov, Evgenii (Ed.), *New Frontiers in Tectonic Research-General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs*.
- 138) Obata, M., Ozawa, K., 2011. Topotaxial relationships between spinel and pyroxene in kelyphite after garnet in mantle-derived peridotites and their implications to reaction mechanism and kinetics. *Mineralogy and Petrology* 101, 217–224.
- 139) Obata, M., Ozawa, K., Naemura, K., Miyake, A., 2013. Isochemical breakdown of garnet in orogenic garnet peridotite and its implication to reaction kinetics. *Mineralogy and Petrology* 107, 881–895.
- 140) O'Brien, P.J., Vraná, S., 1995. Eclogites with a short-lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republic: petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Int. J. Earth Sci.* 84 (3), 473–488.
- 141) O'Brien, P.J., Rötzler, J., 2003. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *J. Metamorph. Geol.* 21, 3–20.
- 142) Okamoto, K., Liou, J.G., Ogasawara, Y., 2000. Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *Island Arc* 9, 379–399.
- 143) Orozbaev, R.T., Takasu, A., Bakirov, A.B., Tagiri, M., Sakiev, K.S., 2010. Metamorphic history of eclogites and country rock gneisses in the Aktyuz area, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan: a record from initiation of subduction through to oceanic closure by continent-continent collision. *Journal of Metamorphic Geology* 28, 317–339.
- 144) Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G., Harvey, J., 2006. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology* 234, 179–210.

- 145) Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Y, Zr, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.* 69, 33–47.
- 146) Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- 147) Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society of London, Special Publication 16, 77–94.
- 148) Pearce, J.A., Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. Geological Society of London, Special Publication 76, 373–403.
- 149) Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36–53.
- 150) Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- 151) Perchuk, A.L., Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S.K. (Ed.), *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Advances in Physical Geochemistry* 1, pp. 199–240.
- 152) Powell, R., Holland, T., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *Am. Mineral.* 84, 1–14.
- 153) Proyer, A., 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos* 70, 183–194.
- 154) Reverdatto, V.V., Selyatitskiy, A.Y., Carswell, D.A., 2008. Geochemical distinctions between “crustal” and mantle-derived peridotites/pyroxenites in high/ultrahigh pressure metamorphic complexes. *Russian Geology and Geophysics* 49, 73–90.
- 155) Rojas-Agramonte, Y., Herwartz, D., García-Casco, A., Kröner, A., Alexeiev, D.V., Klemd, R., Buhre, S., Barth, M., 2013. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu-Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 166, 525 – 543.
- 156) Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., Alexeiev, D.V., Jeffreys, T., Khudoley, A.K., Wong, J., Geng, H., Shu, L., Semiletkin, S.A., Mikolaichuk, A.V., Kiselev, V.V., Yang, J., Seltmann, R., 2014. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications. *Gondwana Res.* 26, 957–974.
- 157) Ruiz Cruz, M.D., Puga, E., Nieto, J.M., 1999. Silicate and oxide exsolution in pseudospinifex olivine from metaultramafic rocks of the Betic ophiolitic association: a TEM study. *American Mineralogist* 84, 1915–1924.
- 158) Sarp, H., Bertrand, J., McNear, E., 1976. Vuagnatite, $\text{CaAl}(\text{OH})\text{SiO}_4$; a new natural calcium aluminum nesosilicate. *American Mineralogist* 61, 825–830.
- 159) Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 304–310.
- 160) Shatsky, V.S., Yagoutz, E., Sobolev, N.V., Kozmenko, O.A., Parkhomenko, V.S., Troesch, M., 1999. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan). *Contrib. Mineral. Petrol.* 137, 185–205.
- 161) Shu, L.S., Deng, X.L., Ma, D.S., Xiao, W.J., et al., 2011. Precambrian tectonic evolution of the Tarim Block, NW China: new geochronological insights from the Quruqtagh domain. *J. Asian Earth Sci.* 42, 774–790.
- 162) Sobolev, N.V. and Shatsky, V.S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment of diamond formation. *Nature*, 343: 742-746.

- 163) Soldner, J., Oliot, E., Schulmann, K., Stipska, P., Kusbach, V., Anczkiewicz, R., 2017. Metamorphic P-T-t-d evolution of (U)HP metabasites from the South Tianshan accretionary complex (NW China) – implications for rock deformation during exhumation in a subduction channel. *Gondwana Research* 47, 161–187.
- 164) Song, S., Zhang, L., Niu, Y., 2004. Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, northern Tibetan Plateau, NW China. *American Mineralogist* 89, 1330–1336.
- 165) Spear, F.S., 1993. (2nd Printing with Corrections 1995). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, p. 578.
- 166) Spear, F.S., Kohn, M.J., 1996. Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting. *Geology* 24 (12), 1099–1102.
- 167) Stacey, J.S., Kramers, I.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26 (2), 207–221.
- 168) Steiger, R.H., Jager, E., 1976. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36 (2), 359–362.
- 169) Streckeisen, A., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, pp. 1–15.
- 170) Sun, S.-s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42, 313–345.
- 171) Tagiri, M., Yano, T., Bakirov, A., Nakajima, T., Uchiumi, S., 1995. Mineral parageneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogite from Kyrgyz Tian Shan. *Island Arc* 4, 280–292.
- 172) Tagiri, M., Takiguchi, S., Noguchi, T., Kimura, M., Bakirov, A., Sakiev, K., Takahashi, M., Takasu, A., Bakirov, A., Togonbaeva, A., Suzuki, A., 2010. Intrusion UHP metamorphic rocks into the upper crust Kyrgyzian Tien-Shan: P-T path and metamorphic age of the Makbal Complex. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 105, 233–250.
- 173) Tan, Z., Agard, P., Gao, J., John, T., Li, J.L., Jiang, T., Bayet, L., Wang, X.S., Zhang, X., 2017. P–T–time-isotopic evolution of coesite-bearing eclogites: implications for exhumation processes in SW Tianshan. *Lithos* 278–281, 1–25.
- 174) Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium. *Chem. Geol.* 168, 279–281.
- 175) Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, p. 312.
- 176) Taylor, W.R., 1998. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile Iherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 172, 381–408.
- 177) Togonbaeva, A., Takasu, A., Bakirov, Az.B., Sakurai, T., Tagiri, M., Bakirov, Ap.B., Sakiev, S., 2009. CHIME monazite ages of garnet-chloritoid-talc schists in the Makbal complex, Northern Kyrgyz Tien Shan: first report of the age of the UHP metamorphism. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 104 (2), 77–81.
- 178) Tretyakov, A.A., Pilitsyna, A.V., Degtyarev, K.E., Salnikova, E.B., Kovach, V.P., Wang, K.-L., etc., under review. Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic Belt): zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution. *Precambrian Research*.

- 179) Van Acherbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L., 2001. LA-ICP-MS in the Earth sciences - appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P.J. (Ed.), Short Course. Canada: St. John's: Mineralogical Association 29, 239–243.
- 180) Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 151, 413–433.
- 181) Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407–419.
- 182) White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Worley, B.A., 2000. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *J. Metamorph. Geol.* 18, 497–511.
- 183) White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). *J. Metamorph. Geol.* 19, 139–153.
- 184) Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Miner.* 95, 185–187.
- 185) Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostand. Newslett.* 19, 1–23.
- 186) Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. Vol. 7. *Reviews in Economic Geology*, pp. 1–35.
- 187) Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1975. Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 459–469.
- 188) Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53–72.
- 189) Xu, J.-F., Castillo, P.R., Chen, F.-R., Niu, H.-C., Yu, X.-Y., Zhen, Z.-P., 2003. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: implications for backarc mantle evolution. *Chem. Geol.* 193, 137–154.
- 190) Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148, 471–488.
- 191) Zhang, R.Y., Liou, J.G., Ernst, W.G., Coleman, R.G., Sobolev, N.V., Shatsky, V.S., 1997. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *Journal of Metamorphic Geology* 15, 479–496.
- 192) Zhang, R.Y., Liou, J.G., Yang, J.S., Yui, T.F., 2000. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 149–166.
- 193) Zhang, C., van Roermund, H., Zhang, L., 2011. Orogenic Garnet Peridotites. *Tools to Reconstruct Paleogeodynamic Settings of Fossil Continental Collision Zones, Ultrahigh-Pressure Metamorphism*.
- 194) Zhang, C.-L., Zou, H.-B., Li, H.-K., Wang, H.-Y., 2013. Tectonic framework and evolution of the Tarim block in NW China. *Gondwana Res.* 23, 1306–1315.
- 195) Zhang, L.F., Du, J.X., Lü, Z., Yang, X., Gou, L.L., Xia, B., Chen, Z.Y., Wei, C.J., Song, S.G., 2013. A huge oceanic-type UHP metamorphic belt in southwestern Tianshan, China: peak metamorphic age and P-T path. *Chinese Science Bulletin* 58, 4378–4383.

- 196) Ziberna, L., Klemme, S., Nimis, P., 2013. Garnet and spinel in fertile and depleted mantle: Insights from thermodynamic modelling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 411–421.

Приложение А. Использованные методики для геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований.

U-Pb датирование цирконов из мусковит-хлоритовых ортогнейсов анрахайского комплекса осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Выделение монофракции цирконов проводилось по стандартной схеме: измельчение, ситование, затем фракция <0.25 мм пропусклась через центробежный концентратор, полученная тяжелая фракция обрабатывалась электромагнитом. Окончательная доводка концентрата осуществлялась в тяжелой жидкости. Отобранные зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартов цирконов TEMORA (Black et al., 2003) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), а далее сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора точек датирования на поверхности зерен использовались катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Определение величин U-Pb отношений на SHRIMP II проводилось по методике, описанной в Williams (1998), Larionov et al. (2004). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5 – 4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 x 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с использованием программы SQUID (Ludwig, 2005a; 2005b). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов на уровне 2σ. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT (Ludwig, 2005a; 2005b).

Геохронологические U-Pb исследования акцессорных цирконов из амфибол-биотитовых ортогнейсов анрахайского комплекса были проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) методом ID-TIMS. Выделение циркона проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для геохронологических U-Pb исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергали многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне, 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U, Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовали метод предварительной кислотной

обработки (Mattinson, 1994). Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре TRITON TI в статическом и динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использовали смешанный изотопный индикатор ^{235}U – ^{202}Pb . Содержания U, Pb, а также изотопные U/Pb отношения определены с погрешностью 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 10 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ “PbDAT” (Ludwig, 1989), “ISOPLOT” (Ludwig, 2012). При расчете возрастов были использованы общепринятые значения констант распада U (Steiger & Jager, 1976). Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами (Stacey & Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Геохронологические U–Th–Pb исследования детритовых цирконов из гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса были произведены методом LA-ICP-MS в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня, Тайпей по методике (Chiu et al., 2009) с использованием 193 нм ArF-эксимерной системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP масс-спектрометром Agilent 7500. Анализ проводился в точке с диаметром 30 мкм в течение 60 с после 30 с измерений фона. Калибровка производилась с использованием стандарта циркона GJ-1, для которого методом термоионизационной масс-спектрометрии с изотопным разбавлением (ID-TIMS) получена точная оценка возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (608.5 ± 0.4 млн лет (2σ)) и возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией 608.5 ± 1.5 млн лет (2σ) (Jackson et al., 2004). Качество данных контролировалось по стандартным цирконам 91500 и Plesovice, для которых в ходе исследований получены конкордатный возраст 1065 ± 8 млн лет (2σ , СКВО = 0.51, вероятность = 0.47) и средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 334 ± 3 млн лет (2σ , СКВО = 0.29, вероятность = 1.00) соответственно, что находится в хорошем соответствии с данными, полученными методом ID-TIMS. Полученные данные обрабатывались с использованием программ GLITTER [Van Achterbergh et al., 2001] и Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008).

Sm-Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагали в тefлоновых бюксах в смеси HF, HNO₃ и HClO₄. РЗЭ были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1 (Tanaka et al., 2000).

Уровень холостого опыта – 0.05-0.2 нг Sm и 0.1-0.5 нг Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.005\%$ (2σ). При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельных возрастов $T\text{Nd}_{(\text{DM})}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen & Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по Goldstein & Jacobsen (1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$). Изотопно-геохимические Sm-Nd исследования были проведены для ортогнейсов анрахайского комплекса и сланцев кояндинского комплекса. Геохимические особенности распределения Sm и Nd позволили на основе модельных построений оценить длительность коровой предыстории (время пребывания в коре) магмообразующего субстрата для протолитов пород. Полученные с помощью вычисления модельных возрастов $t\text{Nd}_{(\text{DM})}$ отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ свидетельствуют о формировании расплавов протолитов пород в результате переработки пород древней континентальной коры, обогащенных Sm и Nd по сравнению с хондритовым однородным резервуаром (CHUR). При изучении метаосадочных сланцев кояндинского комплекса Sm/Nd модельное датирование было использовано для определения возраста древнего корового компонента протолитов пород.

Приложение Б. Построение P-T псевдосекций: базы данных, модели твердых растворов, прочие заданные параметры.

Для восстановления метаморфической эволюции метаморфических, в том числе высокобарических, пород Жельтавского террейна, представленных эклогитами, гранатовыми клинопироксенитами, шпинелевыми симплектит-содержащими перидотитами и гранат-кианитовыми гнейсами (высокобарическими гранулитами), применялся метод минимизации свободной энергии Гиббса с использованием программы *Perple_X* (версия 6.7.3; Connolly (1990), Connolly (2005)). Для построения псевдосекций для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов в системе NCTiFMnASHO были использованы рассчитанный и валовый составы, соответственно (термодинамическая база данных Holland & Powell (1998)). Содержания воды рассчитывались с помощью уравнения состояния CORK (Holland & Powell, 1998). Для построения псевдосекций для эклогитов TS 1086 и TS 1048/2 были введены следующие модели твердых растворов: Gt (WPH) (White et al., 2000), Pl (h) (Newton et al., 1980), Amph (DHP) (Dale et al., 2000) и Omph (GHP) (Green et al., 2007). Для гранатового клинопироксенита P 56/4 были использованы следующие модели твердых растворов: Gt (WPH) (White et al., 2000), Cpx (HP) (Holland & Powell, 1996), Pl (h) (Newton et al., 1980) and Amph (DHP) (Dale et al., 2000).

Для построения псевдосекций для шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов использовались рассчитанные составы, соответствующие ассоциациям хромистой шпинели и ортопироксеновых корон (система CFMNASCr; термодинамические базы данных Holland & Powell (1998), Klemme et al. (2009) и Ziberna et al. (2013)) и клинопироксен-ортопироксен-шпинелевых симплектитовых агрегатов (система CFMNAS; термодинамическая база данных Holland & Powell (1998)). Для построения псевдосекций для хромсодержащей системы были введены следующие модели твердых растворов: O (JH), Orx (JH) (Jennings & Holland, 2015), Crx (HP) (Holland & Powell, 1996), CrSp, CrGt (Klemme et al., 2009). Для ассоциации симплектитов практически без Cr₂O₃ были введены Crx (HP), Orx (HP) (Holland & Powell (1996)), Pl (h) (Newton et al., 1980) and Gt (HP), Sp (HP), O (HP) (Holland & Powell, 1998) модели твердых растворов.

Для построения псевдосекции для амфибол-биотитового ортогнейса Z 12371 в системе CFMMnNKASH (термодинамическая база данных Holland & Powell (1998)) использовался валовый химический состав. Содержания воды рассчитывались с помощью уравнения состояния CORK (Holland & Powell, 1998), железо рассматривалось в качестве суммарного FeO_{tot}. Следующие модели твердых растворов были введены: Gt (HP) (Holland & Powell, 1998), Amph (DHP) (Dale et al., 2000), Bio (HP) (Powell & Holland, 1999), Mica(CHA) (Coggon & Holland, 2002; Auzanneau et al., 2010), feldspar (Fuhrman & Lindsley, 1988).

Валовый состав гранат-слюдяного сланца (диафторированного гранат-кианитового гнейса) АН 1470 использовался для ориентировочной оценки P-T формирования проградного (с высоким содержанием MnO) граната. Псевдосекция была построена в системе CFMMnNKATiSH (термодинамическая база данных Holland & Powell (1998)), где содержания воды рассчитывались с помощью уравнения состояния CORK (Holland & Powell, 1998), железо рассматривалось в качестве суммарного FeO_{tot}. Были введены следующие модели твердых растворов: Gt (HP) (Holland & Powell, 1998), Bio (HP) (Powell & Holland, 1999), Mica (CHA) (Coggon & Holland, 2002; Auzanneau et al., 2010), feldspar (Fuhrman & Lindsley, 1988). Для оценки параметров формирования ассоциаций околопикового и пост-пикового этапов преобразования высокобарических гранулитов была также использована термодинамическая база данных Holland & Powell (1998) для валового состава пробы Z 12375 с большим количеством граната, кианита и рутила при низких модальных содержаниях слюды или хлорита. Были введены сходные с пробой АН 1470 модели твердых растворов. Однако поскольку для гранат-кианитовых гнейсов, преобразованных в гранат-слюдяные сланцы на поздних регрессивных этапах, предполагается дегидратационное плавление в условиях высоких ступеней метаморфизма, для построения псевдосекции компонент H₂O был добавлен отдельно и рассматривался

эквивалентным значению п.п.п. (потерям при прокаливании), рассчитанному для породы; в расчет была также введена модель гаплогранитного расплава melt (HP) (Holland & Powell, 2001; White et al., 2001).

Изоплеты составов минералов для всех псевдосекций были построены с помощью программы-приставки PyWerami (Lexa, 2011).

	Амфибол-биотитовый ортогнейс Z 12371				Гранат-слюдяной сланец АН 1470									Гранат-слюдяной сланец Z 12375								
	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs
SiO ₂	65.62	66.18	64.29	64.61	60.48	63.30	63.67	64.10	60.38	60.62	64.99	64.38	64.60	66.46	62.48	65.29	64.26	63.41	64.23	64.30	64.38	64.25
Na ₂ O	10.78	11.21	0.42	1.44	8.13	9.72	9.30	9.45	8.31	8.00	1.42	0.27	0.19	10.69	9.26	10.45	9.99	0.20	0.20	0.22	0.15	0.17
K ₂ O	1.18	0.34	15.92	14.56	0.17	0.33	1.38	0.21	0.12	0.10	14.96	16.31	16.28	0.74	1.62	0.47	0.21	16.02	15.01	16.10	16.21	16.32
FeO	0.47	0.18	0.05	0.03	0.64	0.11	0.24	0.06	0.29	0.26	0.40	0.45	0.40	0.29	0.53	0.23	0.09	0.94	0.98	0.19	0.42	0.37
Al ₂ O ₃	21.00	20.81	18.43	18.47	24.37	22.80	23.73	22.46	24.85	25.11	18.93	18.44	18.25	21.48	24.28	21.77	22.21	18.33	18.65	18.27	18.41	18.36
MgO	0.02	0.01	0.04	0.01	0.25	0.01	0.11	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.08	0.12	0.03	0.00	0.34	0.36	0.02	0.10	0.10
CaO	0.34	1.09	0.02	0.04	6.03	3.96	2.37	4.05	6.58	6.81	0.00	0.00	0.00	0.26	2.04	1.77	3.22	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
MnO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.08	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05
Total	100.02	99.83	99.08	99.08	100.15	100.25	100.83	100.35	100.56	100.93	100.73	99.87	99.75	100.11	100.36	100.04	100.02	99.25	99.47	99.12	99.72	99.66
в пересчете на 8 атомов кислорода																						
Si	2.910	2.916	2.993	2.993	2.695	2.799	2.797	2.824	2.682	2.679	2.975	2.987	2.998	2.912	2.764	2.875	2.837	2.967	2.977	2.997	2.988	2.987
Na	0.927	0.957	0.038	0.129	0.703	0.834	0.792	0.807	0.715	0.686	0.126	0.024	0.017	0.908	0.795	0.892	0.855	0.018	0.018	0.020	0.014	0.015
K	0.067	0.019	0.945	0.861	0.010	0.019	0.077	0.012	0.007	0.006	0.874	0.965	0.964	0.041	0.092	0.026	0.012	0.956	0.887	0.958	0.960	0.968
Fe ²⁺	0.017	0.007	0.002	0.001	0.024	0.004	0.009	0.002	0.011	0.010	0.015	0.017	0.015	0.011	0.019	0.009	0.003	0.037	0.038	0.008	0.016	0.014
Al	1.097	1.081	1.011	1.009	1.280	1.188	1.229	1.166	1.301	1.308	1.022	1.008	0.998	1.109	1.266	1.130	1.156	1.011	1.019	1.004	1.007	1.006
Mg	0.001	0.001	0.003	0.001	0.017	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.005	0.008	0.002	0.000	0.024	0.025	0.002	0.007	0.007
Ca	0.016	0.052	0.001	0.002	0.288	0.188	0.111	0.191	0.313	0.322	0.000	0.000	0.000	0.012	0.097	0.084	0.153	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Total	5.038	5.032	4.993	4.997	5.019	5.033	5.023	5.003	5.029	5.012	5.014	5.003	4.993	5.003	5.042	5.019	5.017	5.014	4.966	4.988	4.994	5.000
Xab	0.918	0.931	0.038	0.130	0.703	0.802	0.808	0.799	0.691	0.676	0.126	0.024	0.017	0.944	0.808	0.890	0.839	0.019	0.020	0.020	0.014	0.015
Xan	0.016	0.050	0.001	0.002	0.288	0.180	0.114	0.189	0.303	0.318	0.000	0.000	0.000	0.013	0.099	0.083	0.150	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Xor	0.066	0.019	0.961	0.868	0.010	0.018	0.079	0.012	0.006	0.006	0.874	0.976	0.983	0.043	0.093	0.026	0.011	0.981	0.980	0.980	0.985	0.984

Приложение 4.1, А. *Репрезентативные составы полевых шпатов в амфибол-биотитовом ортогнейсе анрахайского комплекса и гранат-слюдяных сланцах кояндинского комплекса.*

	Амфибол-биотитовый ортогнейс												
	Калиевый гастингсит												Актинолит
SiO ₂	39.60	39.43	39.90	38.73	39.57	39.61	39.61	39.15	40.22	38.80	39.17	39.30	51.90
TiO ₂	1.16	1.15	1.19	1.06	0.95	1.00	1.00	1.08	0.95	1.04	1.03	1.07	0.05
Al ₂ O ₃	11.56	11.62	10.04	10.96	10.25	10.67	10.91	11.42	10.64	11.00	11.07	11.27	1.54
Cr ₂ O ₃	0.05	0.11	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03
Fe ₂ O ₃	6.84	5.88	5.89	5.85	6.90	5.88	5.99	5.81	5.80	5.64	5.32	6.13	4.77
FeO	19.61	20.32	20.47	20.81	19.86	20.76	21.05	21.05	21.04	21.14	21.35	20.17	16.05
MnO	1.07	1.02	0.99	1.01	1.09	1.02	1.03	1.00	0.95	0.93	1.00	0.98	1.42
MgO	4.54	4.50	4.78	4.16	4.67	4.43	4.34	4.21	4.44	4.37	4.23	4.68	10.34
CaO	10.63	10.67	11.00	10.80	10.83	11.03	11.14	10.94	11.13	11.16	10.99	10.87	10.94
Na ₂ O	1.81	1.94	1.55	1.64	1.64	1.52	1.50	1.66	1.42	1.67	1.66	1.71	0.82
K ₂ O	1.72	1.86	1.53	1.88	1.59	1.68	1.80	1.99	1.64	1.82	1.93	1.96	0.10
Total	98.60	98.50	97.34	96.89	97.36	97.60	98.38	98.34	98.25	97.59	97.79	98.17	97.95
	в пересчете на 23 атома кислорода												
Si	6.176	6.171	6.315	6.192	6.268	6.265	6.228	6.166	6.310	6.166	6.207	6.177	7.721
Al IV	1.824	1.829	1.685	1.808	1.732	1.735	1.772	1.834	1.690	1.834	1.793	1.823	0.269
Сумма Т	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.990
Al VI	0.300	0.315	0.187	0.258	0.182	0.254	0.250	0.286	0.277	0.227	0.274	0.265	0.000
Ti	0.136	0.135	0.141	0.127	0.113	0.119	0.119	0.128	0.112	0.124	0.123	0.127	0.005
Cr	0.007	0.013	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.004	0.004	0.006	0.005	0.004
Fe ³⁺	0.803	0.692	0.701	0.704	0.822	0.700	0.709	0.689	0.684	0.674	0.634	0.725	0.534
Fe ²⁺	2.558	2.660	2.709	2.782	2.631	2.746	2.768	2.773	2.760	2.810	2.829	2.652	1.997
Mn	0.141	0.135	0.133	0.137	0.147	0.136	0.137	0.134	0.126	0.126	0.134	0.130	0.179
Mg	1.056	1.049	1.128	0.992	1.103	1.044	1.017	0.988	1.037	1.036	1.000	1.096	2.292
Сумма С	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.010
Ca	1.777	1.790	1.865	1.850	1.838	1.868	1.878	1.846	1.870	1.899	1.866	1.830	1.743
Na	0.223	0.210	0.135	0.150	0.162	0.132	0.122	0.154	0.130	0.101	0.134	0.170	0.236
Сумма В	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.980
Na	0.324	0.377	0.340	0.359	0.342	0.335	0.336	0.354	0.303	0.414	0.376	0.350	0.000
K	0.343	0.372	0.310	0.383	0.321	0.339	0.362	0.400	0.328	0.368	0.390	0.394	0.019
Сумма А	0.667	0.749	0.649	0.742	0.662	0.674	0.698	0.754	0.631	0.782	0.766	0.744	0.019
Total	15.667	15.749	15.649	15.742	15.662	15.674	15.698	15.754	15.631	15.782	15.766	15.744	16.997
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.292	0.283	0.294	0.263	0.295	0.276	0.269	0.263	0.273	0.269	0.261	0.292	0.534

Приложение 4.1, Б. *Репрезентативные составы амфиболов в амфибол-биотитовом ортогнейсе анрахайского комплекса.*

	Амфибол-биотитовый ортогнейс Z 12371			Гранат-слюдяной сланец АН 1470 (Grt I)							Гранат-слюдяной сланец Z 12375 (Grt II)										
				краевая зона	промеж уточная часть	ядро		промеж уточная часть	краевая зона		краевая зона		промежуточная часть	ядро		промежуточная часть			краевая зона		
No.	1	2	3	4	5	8	9	10	11	13	11	12	14	16	20	21	24	25	27	28	29
SiO ₂	37.51	37.15	37.70	37.64	37.20	36.97	37.14	37.37	37.35	37.78	39.15	39.19	39.54	38.56	38.30	38.22	38.38	38.96	39.16	39.10	39.33
TiO ₂	0.27	0.20	0.26	0.04	0.04	0.07	0.07	0.06	0.07	0.18	0.04	0.03	0.02	0.04	0.12	0.07	0.06	0.10	0.05	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	19.82	19.55	19.92	21.13	20.82	20.80	20.83	20.82	21.06	21.27	22.51	22.09	22.49	21.87	21.80	21.54	21.69	21.95	21.95	21.83	22.09
Fe ₂ O ₃	0.64	0.98	0.46	0.00	0.32	0.42	0.33	0.15	0.33	0.00	1.18	1.19	0.00	0.43	0.00	0.37	0.39	0.00	0.42	0.31	0.13
FeO	21.84	21.28	21.25	31.01	32.30	31.42	31.99	31.56	31.54	31.88	23.64	23.59	24.86	25.85	29.14	29.20	26.51	25.52	24.61	24.40	24.29
MnO	6.27	6.58	7.18	0.30	0.40	2.42	1.75	0.71	0.28	0.47	0.50	0.46	0.40	0.48	0.51	0.43	0.41	0.41	0.35	0.44	0.48
MgO	0.10	0.10	0.14	1.82	1.42	1.08	1.16	1.27	1.56	3.30	9.88	9.87	8.74	6.90	5.02	5.04	6.23	7.31	8.79	8.83	9.17
CaO	13.06	12.87	12.91	7.91	7.24	6.61	6.75	7.96	7.89	5.13	3.98	4.09	4.69	5.86	5.44	5.58	6.18	5.84	4.86	4.85	4.63
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.08	0.08	0.10	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.09	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.00	0.04	0.09	0.04	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.02
Total	99.59	98.80	99.93	99.87	99.78	99.83	100.03	99.94	100.13	100.11	100.88	100.54	100.88	100.15	100.39	100.45	99.87	100.20	100.21	99.91	100.22
в пересчете на 12 атомов кислорода																					
Si	3.021	3.018	3.025	3.010	2.998	2.991	2.995	3.004	2.991	3.002	2.961	2.975	3.003	2.986	2.998	2.992	2.990	3.003	2.996	3.000	3.001
Ti	0.016	0.012	0.016	0.002	0.002	0.004	0.004	0.004	0.004	0.011	0.002	0.002	0.001	0.002	0.007	0.004	0.003	0.006	0.003	0.002	0.002
Al	1.882	1.872	1.883	1.991	1.978	1.983	1.980	1.973	1.988	1.992	2.006	1.976	2.014	1.996	2.011	1.987	1.991	1.994	1.979	1.974	1.986
Fe ³⁺	0.039	0.060	0.028	0.000	0.019	0.025	0.020	0.009	0.020	0.000	0.067	0.068	0.000	0.025	0.000	0.022	0.023	0.000	0.024	0.018	0.008
Fe ²⁺	1.471	1.446	1.426	2.074	2.177	2.126	2.157	2.122	2.112	2.119	1.496	1.498	1.580	1.674	1.907	1.911	1.727	1.645	1.575	1.566	1.550
Mn	0.428	0.453	0.488	0.020	0.027	0.166	0.120	0.048	0.019	0.032	0.032	0.030	0.026	0.032	0.034	0.029	0.027	0.026	0.023	0.029	0.031
Mg	0.012	0.012	0.017	0.216	0.170	0.131	0.139	0.152	0.186	0.391	1.113	1.117	0.989	0.796	0.586	0.588	0.723	0.840	1.003	1.010	1.043
Ca	1.126	1.120	1.110	0.678	0.625	0.573	0.583	0.686	0.677	0.437	0.323	0.332	0.382	0.486	0.456	0.468	0.516	0.482	0.398	0.398	0.378
K	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.012	0.013	0.015	0.003	0.005	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.000	0.001	0.005	0.014	0.003	0.003	0.004	0.007	0.003	0.009	0.007
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.004	0.000	0.002	0.005	0.003	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.001
Total	8.007	8.009	8.010	7.994	8.003	8.002	8.002	8.003	8.002	7.991	8.001	8.001	8.007	8.017	8.005	8.003	8.004	8.008	8.003	8.009	8.007

Xfe _(tot)	0.491	0.487	0.474	0.694	0.727	0.712	0.721	0.706	0.707	0.711	0.516	0.514	0.531	0.564	0.639	0.641	0.580	0.549	0.529	0.524	0.517
Xmg	0.004	0.004	0.006	0.072	0.056	0.043	0.046	0.050	0.062	0.131	0.367	0.367	0.332	0.264	0.196	0.195	0.240	0.281	0.332	0.334	0.347
Xca	0.366	0.362	0.362	0.227	0.207	0.190	0.193	0.227	0.225	0.147	0.106	0.109	0.128	0.161	0.153	0.155	0.171	0.161	0.132	0.132	0.126
Xmn	0.139	0.146	0.159	0.007	0.009	0.055	0.040	0.016	0.006	0.011	0.010	0.010	0.009	0.011	0.011	0.009	0.009	0.009	0.008	0.009	0.010
Xmg/(fe+mg)	0.008	0.008	0.012	0.095	0.072	0.057	0.060	0.066	0.080	0.156	0.416	0.416	0.385	0.319	0.235	0.233	0.292	0.338	0.385	0.389	0.401

Приложение 4.1, В. Репрезентативные составы граната в амфибол-биотитовом ортогнейсе анрахайского комплекса и гранат-слюдяных сланцах кояндинского комплекса.

Проба	Неопротерозойские мусковит-хлоритовые ортогнейсы					Палеопротерозойские амфибол-биотитовые ортогнейсы										Амфиболиты		
	TS 1185	TS 1187/1	TS 1187/2	P 10092	P 10091/1	Z 12371	Z 12371/2	TS 1191	TS 1191/1	TS 1193/1	АН 1316	АН 1317/2	АН 1514	АНР 1515	Гранатовый амфиболит	Эпидотовый амфиболит		
															TS 1188	TS 1187/3	Z 12366	
SiO ₂	68.3	74.26	76.17	74.45	75.47	68.33	75.85	75.76	64.51	64.38	70.36	74.46	71.54	70.88	48.95	56.10	46.08	
TiO ₂	0.37	0.28	0.45	0.43	0.18	0.68	0.24	0.27	0.7	0.95	0.48	0.25	0.5	0.56	1.98	1.19	2.47	
Al ₂ O ₃	16.48	14.13	9.45	13	13.8	12.67	12.62	11.85	16.94	15.17	12.25	11.97	12.27	12.57	13.65	12.55	10.67	
FeO	0.37	1.49	1.93	1.37	0.28	2.16	0.63	1.44	3.36	4.45	1.94	2.14	1.63	2.17	5.39	8.22	8.29	
Fe ₂ O ₃	2.06	0.24	0.97	1.38	1.16	4.23	0.45	0.14	1.68	1.07	2.8	0.78	2.82	2.59	9.97	3.21	6.88	
MnO	0.05	0.02	0.04	0.06	0.04	0.12	0.04	0.05	0.01	0.05	0.11	0.06	0.09	0.06	0.17	0.20	0.25	
MgO	1.65	0.41	1.78	0.59	0.18	0.48	0.22	0.45	2.24	1.57	0.57	0.28	0.36	0.79	4.53	6.22	10.01	
CaO	2.02	0.98	2.25	1.51	0.56	1.72	0.41	0.88	2.38	2.24	2.22	1.32	2.03	1.48	7.87	7.82	9.42	
K ₂ O	2.69	3.01	2.89	2.93	3.96	4.95	5.9	5.33	1.33	5.12	5.12	4.92	4.35	5.02	1.58	1.25	0.50	
Na ₂ O	5.16	4.34	2.45	2.78	3.96	3.55	3.24	3.31	5.9	3.88	3.26	3.37	3.89	2.95	3.65	2.05	3.84	
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.14	0.05	0.03	0.18	0.04	0.06	0.13	0.29	0.17	0.1	0.15	0.14	0.21	0.17	0.18	
LOI	0.78	0.76	1.37	1.3	0.34	0.68	0.31	0.45	0.63	0.72	0.4	0.11	0.2	0.56	1.39	0.66	0.66	
Total	99.98	99.96	99.89	99.84	99.96	99.75	99.95	99.99	99.81	99.89	99.68	99.76	99.83	99.77	99.34	99.65	99.25	
∑K ₂ O+Na ₂ O	7.85	7.35	5.34	5.71	7.92	8.5	9.14	8.64	7.23	9	8.38	8.29	8.24	7.97	5.23	3.30	4.34	
FeO _{tot}	2.22	1.71	2.8	2.61	1.32	5.97	1.04	1.57	4.87	5.41	4.46	2.84	4.17	4.50	14.36	11.11	14.49	
MAI	5.83	6.37	3.09	4.2	7.36	6.78	8.73	7.76	4.85	6.76	6.17	6.97	6.21	6.49				

ASI	1.1	1.16	0.85	1.25	1.17	0.9	1.02	0.93	1.11	0.97	0.83	0.91	0.84	0.98				
Fe _{tot} /(Fe _{tot} +Mg)	0.57	0.81	0.61	0.82	0.88	0.93	0.82	0.78	0.69	0.78	0.89	0.91	0.92	0.85				
K ₂ O/Na ₂ O	0.52	0.69	1.18	1.05	1	1.39	1.82	1.61	0.23	1.32	1.57	1.46	1.12	1.7				
Li	17.9	4.2	10.4	-	-	4.8	2.1	3.5	12.4	4.6	n.d.	n.d.	1.8	3.4	11.3	6.4	8.3	
Be	2.6	1.9	2	-	-	3.8	3	1.9	2.5	2.6	n.d.	n.d.	3.9	3.1	0.9	0.8	0.9	
Sc	10.9	2.2	5.7	-	-	9	2.8	4	6.4	11	n.d.	n.d.	7.3	6.8	43.4	25.5	31.4	
V	37.2	8.8	25	-	-	14.8	7.1	14.7	43.8	31.3	10.9	5.4	13.6	34.9	890.1	210.0	249.2	
Cr	25.1	11.2	24.2	-	-	9.1	11.8	4.8	19.7	1.3	18	28.8	10.8	2.8	5.4	190.0	433.1	
Co	6.7	0.8	4.8	-	-	4.7	0.8	0.9	3	9.1	3.6	1.9	4.6	5.5	53.0	35.3	59.6	
Ni	34.6	6.2	13.8	-	-	10.1	17.9	4.3	1.2	2.4	9.7	16.2	7.9	3.2	62.5	130.0	238.1	
Cu	7.7	4.5	10.9	-	-	8.3	3	13.1	3.6	10.1	9.9	7.7	7.7	4.7	98.1	52.8	69.1	
Zn	56.3	28.2	33.7	-	-	144	34	43.1	34	60.4	84	68.7	97.9	56.2	n.d.	n.d.	157.9	
Ga	24.7	10.7	12.4	-	-	18.9	12.3	14.1	16.2	20.5	19.2	17.4	19.1	16.7	19.1	16.3	20.3	
Rb	73.4	61.8	83.6	-	-	150	198	130.5	30.5	125.7	107	115	111.6	123.4	35.2	66.2	13.1	
Sr	900	141.5	139.4	-	-	178	82.3	92.9	188.2	95.7	130	119	150.6	261.7	160.4	310.0	260.2	
Y	34.2	22.8	24.4	-	-	94.2	35.4	37.6	64.6	60.1	79.9	44.2	90.4	98.1	24.8	24.5	30.2	
Zr	259	118.5	302.7	-	-	562	161	142.4	493.2	532.4	588	623	325.4	252.7	140.7	135.6	26.2	
Nb	26.8	18.7	10.1	-	-	49	24.8	17.8	33.9	28	39.7	25.5	60.7	52.3	6.3	7.1	15.9	
Mo	1.3	0.3	0.4	-	-	1.1	1.4	0.2	0.2	0.1	0.7	0.6	1.4	1.1	n.d.	n.d.	0.2	
Cs	2.9	0.6	0.7	-	-	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.8	0.4	0.3	0.4	0.2	0.3	0.1	
Ba	1260	694.7	579.6	-	-	1422	1338	827.5	438.8	660.3	1230	1240	1240.1	1718	480.0	460.1	92.9	
La	69.8	57.4	37.3	-	-	95.3	55.3	41.8	78.3	74.2	90.3	99.4	92.4	102.7	17.5	18.8	14.3	
Ce	131	102.3	79.1	-	-	200	111	87.2	166.2	154.6	166	172	195.2	216.6	35.7	36.5	37.4	
Pr	14.2	9.9	8.2	-	-	24	11.6	9	19.1	17.2	20.9	18.4	23	24.7	4.2	4.8	4.8	
Nd	50.4	33	30.4	-	-	87.5	41.8	33.4	74.3	65.6	77.3	67.9	88.3	94.4	18.8	21.2	21.8	
Sm	8.6	5.6	5.7	-	-	17.8	7.7	6.6	15.1	13.2	14.7	11.8	17.7	19.3	4.1	4.8	6.0	
Eu	2.1	0.9	0.9	-	-	3.5	1.3	1	3.1	2.5	3.4	2.2	3.5	3.2	1.2	1.5	1.8	
Gd	7.3	4.7	5.1	-	-	17.5	6.8	6.6	15.2	12.8	13.8	10.3	17.9	19.6	4.3	4.7	6.8	
Tb	1.1	0.7	0.8	-	-	2.8	1.1	1.1	2.3	2	2.2	1.5	2.7	3	0.7	0.8	1.1	

Dy	6.2	3.9	4.3	-	-	16.9	6.2	6.9	13.1	11.8	14.2	9.5	15.9	17.3	4.4	4.4	6.3
Ho	1.2	0.8	0.9	-	-	3.3	1.3	1.5	2.5	2.3	2.8	1.8	3.2	3.5	0.8	0.8	1.2
Er	3.6	2.4	2.6	-	-	10.1	3.8	4.7	6.7	6.9	9	4.9	9.6	10.5	2.5	2.4	3.3
Tm	0.5	0.4	0.4	-	-	1.4	0.6	0.7	0.9	1	1.2	0.7	1.3	1.4	0.4	0.3	0.4
Yb	3.3	2.5	2.6	-	-	9.3	3.8	5.1	5.6	6.3	7.4	4.6	8.8	9.1	2.6	2.2	2.6
Lu	0.5	0.4	0.4	-	-	1.3	0.5	0.8	0.8	0.9	1.2	0.7	1.2	1.2	0.4	0.3	0.4
Hf	6.2	3.4	7.8	-	-	14.2	5.6	4.5	11.9	12.2	15.7	15.3	9.5	7.6	3.6	3.4	0.9
Ta	1.6	1.8	1	-	-	2.9	1.7	1.5	2.6	1.6	2.4	1.3	3.1	3.6	n.d.	n.d.	1.2
W	0.4	0.8	0.3	-	-	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	n.d.	n.d.	0.2	0.3	n.d.	n.d.	0.3
Tl	0.6	0.3	0.4	-	-	0.8	1	0.8	0.2	0.7	n.d.	n.d.	0.6	0.7	n.d.	n.d.	0.1
Pb	39	14.5	8.1	-	-	27.8	12.7	25	11	152.4	13.2	18.9	20	29.9	22.9	8.3	4.9
Bi	0.1	0.04	0.2	-	-	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.1
Th	15.8	19.4	15.2	-	-	17.8	14.3	13.2	14.4	17.4	15	15.3	13.3	17.3	3.6	3.0	2.2
U	2.6	2	1.5	-	-	2.5	1.7	2	2.5	2.5	2	0.9	1.3	1.1	0.8	0.4	0.4

Приложение 4.2. Химические составы ключевых разностей метаморфических пород анрахайского комплекса.

№ на Рис.4.4.1, А	²⁰⁶ Pb _c %	U, ppm	Th, ppm	²⁰⁶ Pb* ppm	²³² Th/ ²³⁸ U ± %		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст, ±млн.лет		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Возраст, ±млн.лет		D, %	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb, ±%		²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U, ±%		²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U, ±%		Rho
17.1	0.47	66	105	6.25	1.63	0.5	671	±11	643	±61	-4	0.0611	2.9	0.92	3.3	0.11	1.7	0.5
12.1	0.62	137	227	14	1.72	0.4	726	±11	768	±48	6	0.0648	2.3	1.07	2.8	0.119	1.7	0.6
15.2	--	128	248	13.8	2	0.42	762	±12	809	±35	6	0.0661	1.7	1.14	2.3	0.126	1.7	0.7
16.1	0.31	158	144	17.2	0.94	0.39	766	±12	752	±38	-2	0.0643	1.8	1.12	2.4	0.126	1.6	0.7
3.1	--	174	356	19	2.11	0.36	769	±12	801	±27	4	0.0658	1.3	1.15	2.1	0.127	1.6	0.8
5.1	--	478	363	52.3	0.79	0.22	773	±11	825	±17	7	0.0666	0.8	1.17	1.7	0.127	1.5	0.9
9.1	0.18	393	313	43.3	0.82	0.24	779	±11	809	±21	4	0.0661	1	1.17	1.8	0.128	1.6	0.8
13.1	0.09	770	529	85.5	0.71	0.18	784	±11	778	±14	-1	0.0651	0.7	1.16	1.7	0.129	1.6	0.9
6.1	--	230	500	25.8	2.24	0.32	790	±21	809	±25	2	0.0661	1.2	1.19	3	0.13	2.8	0.9
8.1	0.04	483	714	54.6	1.53	0.22	797	±12	801	±16	1	0.0658	0.8	1.19	1.7	0.132	1.5	0.9
14.1	0.08	474	397	53.7	0.87	0.22	798	±12	763	±18	-5	0.0646	0.8	1.17	1.8	0.132	1.5	0.9
14.2	0.61	156	213	19.4	1.41	0.37	871	±14	1951	±22	59	0.1197	1.3	2.39	2.1	0.145	1.7	0.8

Pb_c - обычный свинец; Pb* - радиогенный свинец.

Приложение 4.4, А. Результаты U-Th-Pb датирования цирконов (SHRIMP II) из мусковит-хлоритовых ортогнейсов анрахайского комплекса (проба TS 1185).

Проба	Порода	Возраст, млн.лет	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2 σ)	εNd(t)	tNd(DM), млн.лет
TS 1185	Ms-Chl ортогнейс	800	4.6	27.07	0.1026	0.5115675	-11.3	2165
P 10091/1	Ms-Chl ортогнейс	800	3.67	19.22	0.1154	0.511682	-10.4	2270
P 10092	Ms-Chl ортогнейс	800	4.69	30.1	0.0942	0.511531	-11.1	2060
АН 1514	Amp-Bt ортогнейс	1840	18.01	89.5	0.1216	0.511552	-3.5	2632
АН 1316	Amp-Bt ортогнейс	1840	18.66	94	0.12	0.511588	-2.4	2532
АН 1317/1	Amp-Bt ортогнейс	1840	14.3	84.7	0.1021	0.511413	-1.6	2364
АН 1319	Amp-Bt ортогнейс	1840	1.21	6.63	0.1105	0.511585	-0.2	2304
Z 12371	Amp-Bt ортогнейс	1840	18.73	92.1	0.123	0.511547	-3.9	2682
Z 12371/2	Amp-Bt ортогнейс	1840	7.6	40.6	0.1131	0.511619	-0.1	2313
TS 1191/1	Amp-Bt ортогнейс	1840	16.6	83.9	0.1196	0.511552	-3	2579
TS 1193/1	Amp-Bt ортогнейс	1840	12.13	61.9	0.1186	0.511474	-4.3	2674
АН 1470	Grt-сланцовой сланец	500	6.99	35.9	0.1178	0.511658	-14.1	2363
АН 1320	Ms-Chl сланец	500	5.74	28.9	0.1204	0.511869	-10.1	2087

Приложение 4.4, Б. Sm-Nd изотопные данные для ортогнейсов анрахайского комплекса и сланцев кояндинского комплекса.

№	Размер фракции (мкм) и тип обработки	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн.лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50-80, 30 зерен	0.11	21.6	92	1202	0.1017±2	0.1887±1	2.8901±63	0.2061±3	0.74	1379±3	1208±2	1656±3
2	85-100, 20 зерен	0.5	19.5	75.5	1300	0.1040±1	0.2007±1	3.1865±37	0.2222±2	0.94	1453±2	1293±1	1697±1
3	50-80, кисл.обр. = 2 ч.	-*	U/Pb=30.21		13035	0.1101±1	0.2062±1	4.4352±52	0.2921±3	0.94	1718±2	1652±2	1801±1
4	85-100, 16 зерен А30%	-*	U/Pb=28.92		570	0.1111±2	0.2204±1	4.5966±102	0.3001±5	0.96	1749±4	1692±3	1817±1

^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * – навеску циркона не определяли; кисл. обр. = 2ч. – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (ч); А 30% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; 30 зер. – количество зерен циркона в микронавеске. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после точки.

Приложение 4.4, В. U- Pb изотопные данные (ID TIMS) для цирконов из амфибол-биотитовых ортогнейсов анрахайского комплекса (проба Z 12371).

Проба	Гранат-слюдяные сланцы		Мусковит-хлоритовый сланец	Эклогиты				Гранатовые клинопироксениты				Гранатовые амфиболиты		Эпидотовые амфиболиты		
	АН 1470	Z 12375	АН 1320	TS 1044	P 56/5	TS 1048/2	P 56/3	P 56/4	P 56/6	TS 1075/3	TS 1048/6	TS 1042	TS 1071	TS 1042/1	TS 1087/2	TS 1087/1
SiO ₂	71.83	74.79	77.24	42.03	42.84	42.91	40.24	41.23	39.35	41.06	37.37	45.25	46.73	46.08	42.22	44.01
TiO ₂	0.63	0.88	0.66	1.88	1.88	4.14	4.21	2.34	4.28	2.33	3.36	2.03	1.69	2.11	2.14	2.19
Al ₂ O ₃	13.16	10.1	8.97	9.8	12	13.66	14	11.83	14.23	10.1	13.4	12.25	12.55	11.95	11.09	13.64
FeO	3.57	0.7	2.25	7.77	7.49	7.07	10.06	8.59	12	9.59	8.56	7.59	7.46	8.99	6.45	6.80
Fe ₂ O ₃	1.02	4.91	1.25	8.08	6.42	5.96	7.34	5.13	6.94	11.16	13.54	12.05	10.57	10.25	11.44	10.15
MnO	0.07	0.1	0.06	0.21	0.27	0.16	0.28	0.32	0.25	0.34	0.17	0.38	0.34	0.35	0.29	0.19
MgO	2.11	1.81	1.74	11.1	10.06	5.14	7.11	8.44	5.76	10.9	6.39	6.52	5.67	6.53	9.89	10.62
CaO	1.36	1.33	1.48	7.61	14.23	16.6	11.87	15.3	13.68	8.3	12.6	9.24	9.86	9.09	10.53	9.23
K ₂ O	3.06	2.63	2.1	0.4	0.35	0.19	0.42	0.05	0.14	0.15	0.43	0.42	0.79	0.30	0.58	0.32
Na ₂ O	1.39	1.05	2.08	1.05	1.27	1.14	1.29	0.55	0.81	0.06	0.06	2.47	2.75	2.34	2.20	0.00
P ₂ O ₅	0.16	0.2	0.19	0.16	0.29	0.47	0.68	0.78	0.35	0.06	1.57	0.26	0.16	0.26	0.21	0.64
LOI	1.39	0.96	1.86	9.04	2.68	2.5	2.26	5.26	1.85	4.42	3.39	0.69	0.60	0.76	2.68	1.44
Total	99.76	99.46	99.86	90.09	97.1	97.44	97.5	94.56	97.79	94.05	97.45	99.14	99.17	99.01	99.71	99.23
∑K ₂ O+Na ₂ O	4.46	3.68	4.18	1.45	1.62	1.33	1.71	0.6	0.95	0.21	0.49	2.89	3.54	2.64	2.78	0.32
FeO _{tot}	4.49	5.12	3.38	15.04	13.27	12.43	16.67	13.21	18.25	19.63	20.75	18.44	16.97	18.21	16.75	15.94
Fe _{tot} /(Fe _{tot} +Mg)	0.68	0.74	0.66	0.58	0.57	0.71	0.7	0.61	0.76	0.64	0.76	0.74	0.75	0.74	0.63	0.60
K ₂ O/Na ₂ O	2.2	2.5	1.01													
CIA	69.34	66.84	61.32													
Li	n.d.	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.5	10.7	7.5	7.0	5.8
Be	1.8	-	n.d.	1.2	3.2	-	2.2	1.9	1.2	1.1	1.8	0.6	0.6	0.5	0.8	0.7
Sc	14	-	n.d.	14.7	32.4	-	15.3	20.6	19.6	57.8	23.8	47.1	48.5	46.1	23.9	28.9
V	78.5	-	56.5	131.7	347.7	-	151.9	231.9	265.6	404.5	209.6	415.3	352.9	414.5	231.8	241.0
Cr	82	-	56.4	556.2	61.1	-	514.7	207.1	55.7	99.3	74.6	79.7	113.8	71.2	642.5	555.2
Co	13	-	7	66.5	42.9	-	52.3	49.1	56.3	44.7	53.6	43.7	47.8	43.7	60.1	55.9
Ni	38.2	-	21.3	427.4	34.1	-	410.0	148.0	68.9	50.1	195.9	65.5	70.0	55.1	361.6	278.6

Cu	23.5	-	9	37.9	18.2	-	90.5	80.0	113.9	9.6	8.7	59.9	56.6	43.6	30.1	73.4
Zn	68.6	-	33.9	125.2	118.4	-	86.2	127.7	135.1	102.0	126.4	150.5	111.6	155.5	92.5	99.9
Ga	18.1	-	8.5	15.8	14.6	-	11.3	15.1	12.6	13.4	15.2	17.4	16.3	17.1	16.6	15.9
Rb	140	-	59.5	10.8	4.4	-	2.1	5.9	2.2	2.9	11.5	8.8	17.2	9.6	14.3	5.2
Sr	135	-	95.5	272.6	517.0	-	288.9	324.6	116.1	133.5	322.1	111.1	136.7	88.6	183.3	212.0
Y	32.6	-	22.5	15.1	45.1	-	37.1	37.7	42.2	48.0	30.3	48.5	43.9	54.0	20.7	20.7
Zr	69.5	-	269	6.8	207.8	-	243.8	309.5	245.3	12.9	20.4	10.5	11.8	11.1	10.4	9.3
Nb	8.2	-	7.7	4.0	26.1	-	64.8	38.6	42.9	4.0	12.1	4.7	3.8	4.8	6.4	2.3
Mo	0.7	-	0	0.3	0.8	-	1.0	1.5	2.4	0.1	0.5	0.7	0.3	0.5	0.1	0.1
Cs	5.5	-	0.6	1.4	0.1	-	0.2	0.2	0.1	0.5	0.5	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
Ba	601	-	282	816.2	120.0	-	187.8	89.2	31.4	421.3	107.9	114.6	148.3	53.8	228.2	125.4
La	57.8	-	27.5	17.4	11.1	-	44.8	38.1	25.7	7.5	49.6	7.2	5.3	7.4	14.7	9.2
Ce	121	-	51	42.2	24.9	-	91.2	78.8	59.8	19.1	102.8	21.4	15.4	22.3	36.9	24.5
Pr	11.5	-	5.8	5.4	3.1	-	10.9	9.6	7.8	2.7	12.0	3.3	2.4	3.6	4.8	3.4
Nd	46.3	-	21.2	25.4	13.2	-	45.7	38.9	33.1	13.6	50.5	18.0	13.2	19.2	22.5	16.8
Sm	9.8	-	4.4	6.4	3.9	-	10.5	8.7	7.7	3.9	11.2	5.8	4.5	6.3	5.5	4.6
Eu	1.5	-	0.9	2.2	1.5	-	3.7	2.6	2.3	1.4	3.1	1.9	1.6	2.0	1.8	1.6
Gd	7.6	-	4	6.0	6.2	-	10.0	8.3	7.6	6.6	8.8	7.9	6.5	8.5	5.6	5.1
Tb	1	-	0.6	0.8	1.3	-	1.5	1.3	1.3	1.2	1.1	1.3	1.1	1.4	0.8	0.8
Dy	5.1	-	3.6	4.2	8.6	-	8.0	8.0	8.6	8.0	6.2	9.0	7.8	9.7	4.7	4.6
Ho	1	-	0.8	0.7	1.8	-	1.4	1.5	1.7	1.8	1.2	1.9	1.7	2.1	0.8	0.9
Er	2.3	-	2.4	1.6	4.9	-	3.4	3.9	4.3	5.4	3.2	5.8	5.2	6.4	2.2	2.4
Tm	0.4	-	0.3	0.2	0.7	-	0.4	0.6	0.6	0.8	0.4	0.8	0.7	0.9	0.3	0.3
Yb	2.5	-	2.4	1.1	4.5	-	2.4	3.2	3.4	5.5	2.4	5.6	5.2	6.1	1.8	2.0
Lu	0.3	-	0.3	0.1	0.6	-	0.3	0.4	0.5	0.8	0.3	0.8	0.8	0.9	0.2	0.3
Hf	1.9	-	6.8	0.4	5.3	-	5.8	7.8	6.5	0.6	1.1	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5
Ta	0.7	-	0.7	0.3	1.7	-	3.6	2.8	2.9	0.5	1.2	0.4	0.3	0.4	0.5	0.2
W	1.1	-	1	n.d.	n.d.	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.5	0.5	0.2	0.8	0.2
Tl	n.d.	-	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
Pb	23	-	9.1	7.3	31.6	-	11.6	20.6	11.2	7.3	10.3	3.6	5.3	3.4	4.4	2.7

Bi	n.d.	-	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
Th	21	-	11.6	1.7	2.4	-	5.9	11.9	7.4	1.3	24.9	0.5	0.3	0.5	1.2	0.8
U	3	-	1.4	0.4	2.1	-	1.8	3.3	3.7	0.7	5.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1
Δ Nb		-		1.8	0.2	-	0.4	0.0	0.3	1.8	1.7					

Приложение 5.2, А. Химические составы ключевых разностей метаморфических пород кояндинского комплекса.

Проба	Магнетитовые серпентиниты				Хлорит-шпинелевые дуниты		Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты				Амфиболитизированные перидотиты			Хлоритизированные мафические разности			Серпентиниты в СВ части Анрахайского блока		Амфиболитизированные габброиды в СВ части Анрахайского блока					
	АН 1513	АН 1504	АН 1506	АН 1417/1	АН 1507	АН 1322/3	АН 1512*	АН 1503*	АН 1417/2	АН 1511*	АН 1510	АН 1417	АН 1508	АНР 1501	АНР 1502	АНР 1509	TS 1075/2	TS 1046	АН 1449	АН 1449/1	АН 1449/2	АН 1450	АН 1474	АН 1457
SiO ₂	37.99	34.54	35.89	39.32	37.76	36.87	37.80	37.24	39.08	35.77	36.87	38.76	38.72	37.31	37.18	40.48	38.28	36.99	46.32	46.42	47.19	49.39	46.82	42.34
TiO ₂	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.07	0.32	0.64	0.06	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	1.06	2.41	2.58	2.49	5.32	4.93	5.70	6.51	7.67	6.97	7.88	9.15	7.19	32.27	28.01	19.75	0.99	0.92	18.10	13.10	16.00	16.42	21.05	18.33
Fe ₂ O ₃	1.52	1.53	1.52	1.54	1.53	1.53	1.52	1.53	1.52	1.53	1.54	1.54	1.52	1.50	1.98	3.15	7.26	7.14						
FeO	9.17	8.50	7.64	7.13	7.71	7.93	7.17	8.40	9.15	6.84	7.55	7.91	8.42	0.63	1.13	2.71	0.85	0.49						
MnO	0.12	0.10	0.06	0.12	0.13	0.13	0.17	0.14	0.16	0.19	0.12	0.12	0.17	0.03	0.05	0.10	0.06	0.10	0.16	0.19	0.19	0.10	0.05	0.07
MgO	37.88	36.07	36.50	36.41	34.18	34.04	33.97	31.63	30.68	31.88	29.46	27.93	30.93	6.01	10.57	14.94	37.88	37.13	10.28	13.07	9.34	13.06	9.97	12.32
CaO	0.55	3.29	2.59	0.12	1.96	2.51	2.40	3.83	4.26	4.09	7.07	5.08	2.93	14.04	13.50	11.75	1.03	2.34	12.58	12.52	11.04	10.91	15.53	12.82
Na ₂ O	0.01	0.01	0.09	0.06	0.09	0.09	0.02	0.29	0.68	0.03	0.20	0.70	0.33	2.30	1.40	0.46	0.00	0.08	0.69	0.90	1.81	1.27	1.53	1.20
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.36	0.01	1.24	1.58	0.59	0.02	0.02	1.52	0.40	0.90	1.75	0.71	1.67
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
LOI	12.05	14.10	13.57	13.18	11.56	12.30	11.50	10.61	6.52	13.10	9.35	8.39	9.90	4.54	4.41	5.70	13.38	14.65	3.09	2.04	1.75	2.63	1.73	7.39
FeO _(tot)	9.26	8.48	7.78	7.39	8.02	8.14	7.55	8.71	9.79	7.12	8.08	8.48	8.79	1.24	1.58	0.59	7.38	6.91	7.35	11.10	11.21	4.42	2.63	3.98
Total	98.98	99.07	99.13	99.17	99.09	99.08	99.16	99.04	98.91	99.21	99.10	99.05	99.02	99.94	99.87	99.70	99.82	99.94	100.15	100.06	100.07	100.01	100.10	100.15
Mg#	0.76	0.77	0.78	0.79	0.77	0.76	0.78	0.74	0.71	0.78	0.74	0.72	0.73	0.79	0.84	0.95	0.80	0.81	0.52	0.48	0.39	0.70	0.75	0.71
K+Na	0.02	0.02	0.10	0.08	0.10	0.10	0.03	0.31	0.71	0.04	0.21	1.06	0.34	3.54	2.97	1.04	0.02	0.10	2.21	1.30	2.71	3.02	2.24	2.87

Sc	7.19	10.54	6.70	7.67	7.52	7.40	6.30	7.07	5.80	5.74	11.11	6.61	6.18	1.86	2.26	6.55	27.91	11.49	57.60	60.70	56.80	43.40	23.10	15.30
V	8.06	22.01	15.72	n.d.	26.37	16.20	10.19	9.44	8.14	15.83	27.01	16.13	21.69	9.44	6.67	15.19	11.75	13.40	167.00	394.00	316.00	117.00	81.30	57.70
Cr	810.97	995.83	1084.75	3080.18	3114.39	2713.00	737.49	401.63	601.00	1350.20	1269.16	1273.12	1879.13	438.31	199.80	349.50	890.58	1966.17	181.00	691.00	306.00	492.00	953.00	891.00
Co	156.53	134.95	126.10	109.95	123.70	116.00	119.20	116.54	94.44	125.39	104.24	95.80	132.69	17.40	38.41	64.30	97.41	146.99	39.30	54.50	51.10	42.60	28.50	40.30
Ni	2064.11	1839.60	1837.41	2240.49	1719.13	1529.00	1603.04	1356.62	1293.48	1527.47	1085.56	1393.01	1502.28	178.64	732.37	459.61	1966.35	2301.92	43.40	207.00	145.00	167.00	211.00	419.00
Cu	6.89	36.14	113.63	70.24	28.59	18.10	59.63	61.62	111.12	39.18	66.44	86.71	216.38	14.02	73.26	21.46	0.00	0.00	5.37	2.48	22.50	32.80	11.70	4.77
Zn	43.54	36.71	19.97	49.10	36.83	34.90	35.41	39.54	37.11	37.53	22.10	33.76	33.76	10.78	15.26	26.57	30.90	33.83	43.90	63.60	87.30	16.40	14.40	13.90
Ga	1.09	1.53	2.01	2.23	3.93	3.20	2.79	3.46	3.50	3.58	4.21	5.36	4.85	12.20	10.39	8.53	0.53	1.01	10.60	10.60	14.80	9.48	10.40	8.10
Rb	n.d.	0.13	0.20	0.40	0.40	0.66	0.19	0.68	1.41	0.51	0.38	11.33	0.60	36.09	44.32	16.93	0.21	0.11	45.90	9.81	27.00	50.20	10.80	61.10
Sr	7.74	48.45	21.34	2.38	10.17	16.10	4.73	37.76	53.65	23.48	27.95	81.37	25.91	228.59	239.67	73.91	31.38	52.52	490.00	156.00	306.00	371.00	538.00	266.00
Y	0.15	0.59	0.17	0.39	0.34	0.45	0.25	0.27	0.14	0.55	0.69	0.35	0.16	0.50	0.40	0.72	0.19	0.45	4.41	13.10	23.40	4.37	3.84	1.79
Zr	0.45	0.69	0.46	0.73	0.46	0.87	0.82	0.61	0.67	0.65	0.71	1.02	0.46	1.25	0.82	1.16	0.59	0.46	3.53	9.66	24.10	2.01	5.49	3.22
Nb	n.d.	0.05	n.d.	0.12	n.d.	0.09	n.d.	0.06	n.d.	0.06	n.d.	0.07	n.d.	0.16	0.08	0.06	0.16	0.27	n.d.	0.57	1.36	n.d.	0.81	n.d.
Mo	1.15	0.54	0.25	1.42	1.07	0.08	0.28	0.18	0.06	0.18	0.30	0.10	0.58	1.95	0.38	0.32	0.11	0.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cs	0.01	0.07	0.01	n.d.	0.30	0.58	0.06	0.49	1.28	0.33	0.20	0.82	0.28	0.56	0.69	0.51	0.05	0.03	0.59	0.15	0.67	1.33	0.18	0.66
Ba	2.61	3.08	5.43	2.45	2.23	4.70	1.57	3.45	4.57	2.51	2.42	32.65	5.52	64.70	137.70	209.67	7.26	14.17	185.00	65.70	125.00	1110.00	285.00	173.00
La	n.d.	0.18	n.d.	0.09	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	0.06	0.86	n.d.	0.07	n.d.	0.16	n.d.	0.21	0.19	0.16	0.36	0.39	1.65	0.18	2.44	0.22
Ce	n.d.	0.36	0.15	0.26	0.09	0.20	0.12	0.20	0.20	1.44	0.11	0.24	0.11	0.37	0.21	0.49	0.42	0.37	0.98	1.48	5.31	0.36	4.73	0.62
Pr	n.d.	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.19	0.02	0.03	0.01	0.06	0.03	0.07	0.05	0.05	0.17	0.25	0.77	0.08	0.50	0.09
Nd	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	n.d.	0.04	0.58	n.d.	0.08	n.d.	0.14	0.09	0.22	0.22	0.23	0.71	1.43	4.50	0.40	1.97	0.36
Sm	n.d.	0.05	n.d.	0.04	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.12	0.04	0.04	0.02	0.07	0.05	0.10	0.04	0.07	0.29	0.80	1.57	0.28	0.48	0.18
Eu	n.d.	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.08	0.05	0.14	0.14	0.21	0.02	0.01	0.14	0.28	0.63	0.28	0.30	0.17
Gd	n.d.	0.06	n.d.	0.05	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.10	0.07	0.07	0.02	0.08	0.06	0.13	0.03	0.07	0.38	0.97	2.05	0.41	0.46	0.18
Tb	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.02	0.02	0.01	n.d.	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07	0.22	0.37	0.07	0.08	0.04
Dy	n.d.	0.05	n.d.	0.06	n.d.	0.08	n.d.	n.d.	0.01	0.05	0.07	0.05	n.d.	0.06	0.05	0.10	0.03	0.07	0.60	1.79	3.19	0.58	0.48	0.29
Ho	n.d.	0.02	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	n.d.	0.02	0.03	0.01	n.d.	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.15	0.40	0.68	0.14	0.12	0.06
Er	n.d.	0.07	0.02	0.06	0.04	0.06	0.03	0.03	0.02	0.06	0.07	0.04	n.d.	0.05	0.04	0.08	0.02	0.04	0.38	1.36	2.01	0.33	0.30	0.15
Tm	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.01	0.08	0.23	0.32	0.04	0.05	0.02

Yb	n.d.	0.08	0.05	0.08	0.06	0.07	0.04	0.05	0.03	0.06	0.07	0.04	0.03	0.05	0.04	0.08	0.03	0.04	0.49	1.60	2.13	0.34	0.30	0.20
Lu	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.25	0.31	0.04	0.04	0.03
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	0.03	0.00	0.14	0.26	0.71	0.05	0.12	0.09
Ta	0.02	0.04	0.03	0.11	0.05	0.17	0.03	0.17	0.06	0.08	0.02	0.05	0.03	0.19	0.13	0.08	0.00	0.00	0.17	0.21	0.24	0.14	0.16	0.15
W	0.14	1.04	0.61	1.08	0.43	0.26	0.08	n.d.	0.04	0.35	0.13	0.11	0.13	0.04	0.04	0.86	0.20	0.31	n.d.	n.d.	0.61	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	0.96	1.43	0.84	0.56	0.79	0.64	0.44	0.59	0.92	0.71	0.53	1.60	1.20	1.65	1.56	0.96	1.56	2.99	1.24	n.d.	1.24	n.d.	51.30	3.75
Th	n.d.	0.05	0.03	0.04	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.02	0.15	n.d.	0.03	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	0.00	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.58	n.d.
U	0.01	0.03	0.02	0.07	n.d.	0.01	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.14	0.01	n.d.	0.02	0.03	n.d.	0.27	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.53	n.d.
Ti	151.0 0	252.0 0	196.0 0	333.0 0	294.0 0	300.00	200.00	273.0 0	164.00	244.00	373.00	358.00	199.00											
K	54.00	68.00	118.0 0	198.0 0	114.0 0	100.00	91.00	216.0 0	338.00	105.00	166.00	3566.00	142.00											
P	260.0	280.0	290.0	260.0	260.0	300.00	260.00	290.0	270.00	270.00	280.00	334.00	270.00											
Li	2.42	1.38	13.78	0.73	2.32	n.d.	13.27	30.99	43.49	0.79	2.23	13.76	6.32											
ΣREE	n.d.	0.98	0.26	0.74	0.31	0.82	0.30	0.42	0.47	3.54	0.57	0.78	0.24											
Нормативный состав (vol.%)																								
Рис. 5.2.4, А	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13											
Pl	3.7	9.2	10.3	1.4	14.1	17.7	16.0	25.0	29.8	25.7	26.5	32.2	22.7											
Срх	0.0	4.0	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	2.6	1.2	5.7	3.5	0.0											
Орх	21.6	0.0	3.0	37.3	19.3	11.6	18.7	4.4	0.3	3.7	0.0	0.0	17.2											
Ol	73.0	83.2	79.5	57.5	63.5	68.8	62.5	66.9	65.5	67.9	62.3	59.0	57.2											

Приложение 5.2, Б. Химические составы ключевых разностей метаморфических пород кояндинского комплекса и комплекса офиолитов. Звездочкой отмечены интенсивно родингитизированные разности.

No.	Гранат-слюдяной сланец АН 1470								Гранат-слюдяной сланец Z 12375										
	Фенгит			Мусковит			Биотит		Фенгит				Мусковит			Биотит			
	36	37	38	71	72	73	34	35	15	16	25	26	27	28	19	21	22	65	66
SiO ₂	49.33	48.96	49.37	47.47	47.90	47.82	36.40	36.31	48.18	48.08	48.20	48.40	47.85	47.86	45.38	46.68	45.66	35.85	36.28
FeO	2.95	2.93	3.01	1.89	1.88	1.79	19.22	18.98	4.17	4.45	4.78	4.89	4.96	4.63	3.59	3.32	3.07	18.30	18.25
TiO ₂	1.21	1.32	1.41	0.92	0.91	0.86	1.51	1.52	1.51	1.47	1.26	1.42	1.36	1.31	0.84	1.18	1.17	2.34	2.25
Al ₂ O ₃	28.69	29.23	28.67	33.73	33.96	34.02	18.67	18.91	27.32	27.09	26.83	26.50	26.57	26.74	32.72	30.74	32.08	19.77	19.69
MnO	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.15	0.15	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.01	0.00	0.00	0.05	0.06
CaO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.06	0.20
MgO	2.22	2.07	2.28	1.66	1.71	1.58	9.85	9.82	2.13	2.13	2.37	2.40	2.28	2.27	0.97	1.34	0.92	9.66	10.22
Cr ₂ O ₃	0.13	0.10	0.21	0.03	0.02	0.01	0.00	0.06	0.01	0.03	0.08	0.08	0.02	0.00	0.04	0.04	0.05	0.09	1.06
K ₂ O	10.18	10.17	10.15	9.66	9.81	9.90	9.30	9.11	10.55	10.37	10.38	10.36	10.49	10.45	10.03	9.97	9.87	9.20	8.89
Na ₂ O	0.35	0.38	0.38	0.66	0.65	0.66	0.18	0.20	0.25	0.31	0.22	0.31	0.21	0.27	0.64	0.66	0.74	0.31	0.29
F	0.09	0.00	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	0.47	0.41	0.09	0.04	0.01	0.09	0.09	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	95.19	95.20	95.69	96.06	96.87	96.66	95.76	95.49	94.22	93.97	94.23	94.47	93.86	93.54	94.23	93.93	93.57	95.62	97.18
	в пересчете на 11 атомов кислорода																		
Si	3.309	3.281	3.299	3.129	3.131	3.132	2.760	2.753	3.299	3.303	3.308	3.317	3.305	3.307	3.093	3.184	3.123	2.696	2.683
Fe	0.166	0.164	0.168	0.104	0.103	0.098	1.219	1.204	0.239	0.256	0.274	0.280	0.287	0.267	0.205	0.189	0.176	1.151	1.129
Ti	0.061	0.067	0.071	0.045	0.045	0.042	0.086	0.087	0.078	0.076	0.065	0.073	0.071	0.068	0.043	0.060	0.060	0.133	0.125
Al	2.268	2.309	2.258	2.620	2.617	2.627	1.668	1.690	2.205	2.193	2.170	2.141	2.163	2.177	2.628	2.470	2.586	1.752	1.717
Mn	0.002	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.009	0.010	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004
Ca	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.005	0.016
Mg	0.222	0.206	0.227	0.163	0.167	0.154	1.114	1.110	0.218	0.218	0.242	0.245	0.235	0.234	0.099	0.136	0.094	1.084	1.126
Cr	0.007	0.005	0.011	0.002	0.001	0.001	0.000	0.004	0.001	0.002	0.004	0.004	0.001	0.000	0.002	0.002	0.003	0.006	0.062
K	0.871	0.869	0.866	0.813	0.818	0.828	0.900	0.881	0.922	0.909	0.909	0.905	0.925	0.921	0.872	0.867	0.861	0.882	0.839
Na	0.046	0.050	0.049	0.084	0.082	0.084	0.027	0.029	0.033	0.041	0.030	0.041	0.028	0.036	0.084	0.088	0.098	0.046	0.042
F	0.018	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	0.112	0.097	0.020	0.008	0.003	0.020	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	6.970	6.954	6.983	6.963	6.965	6.967	7.895	7.866	7.017	7.007	7.012	7.031	7.038	7.014	7.027	6.997	7.002	7.757	7.743
Fe/(Fe+Mg)	0.43	0.44	0.43	0.39	0.38	0.39	0.52	0.52	0.52	0.54	0.53	0.53	0.55	0.53	0.68	0.58	0.65	0.52	0.50
Mg/(Mg+Fe)	0.57	0.56	0.57	0.61	0.62	0.61	0.48	0.48	0.48	0.46	0.47	0.47	0.45	0.47	0.32	0.42	0.35	0.48	0.50
Парагонит (мол.%)	4.99	5.41	5.33	9.35	9.10	9.19	2.86	3.23	3.48	4.34	3.17	4.33	2.93	3.72	8.81	9.19	10.24	4.92	4.69
Хр. слюда (мол.%)	0.07	0.20	0.25	0.24	0.03	0.03	0.11	0.08	0.00	0.00	0.34	0.08	0.09	0.09	0.08	0.00	0.04	0.51	1.76
Мусковит (мол.%)	75.27	75.56	74.24	77.29	77.64	78.37	13.37	13.71	73.26	71.65	70.64	69.17	70.80	70.96	76.19	74.42	76.14	12.71	10.49
Флогопит (мол.%)	11.26	10.49	11.59	8.01	8.19	7.59	39.95	39.81	11.08	11.05	12.13	12.33	11.79	11.78	4.85	6.87	4.73	39.70	41.48
Аннит (мол.%)	8.41	8.35	8.59	5.12	5.04	4.82	43.71	43.16	12.18	12.96	13.72	14.10	14.39	13.45	10.07	9.53	8.84	42.16	41.58

Приложение 5.3.1, А. Репрезентативные составы слюд (фенгита, мусковита, биотита) в гранат-слюдяных сланцах кояндинского комплекса.

	Гранат-слюдяные сланцы						
	Турмалин				Кианит		
SiO ₂	35.20	35.40	35.44	35.16	37.49	37.66	37.82
TiO ₂	0.90	0.86	0.84	0.75	0.01	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	29.64	29.35	28.59	28.57	63.06	63.05	63.08
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00
FeO	10.41	10.35	11.02	10.86	0.68	0.87	0.86
MgO	6.79	7.08	6.93	7.06	0.01	0.03	0.00
CaO	1.18	1.13	1.47	1.45	0.00	0.00	0.00
MnO	0.06	0.07	0.10	0.06	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	2.24	2.17	2.11	2.20	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.05	0.06	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00
F	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	86.52	86.50	86.57	86.22	101.25	101.64	101.78
	в пересчете на 31 атом кислорода						
Si	7.447	7.484	7.524	7.497			
Ti	0.144	0.136	0.133	0.120			
Cr	0.005	0.004	0.005	0.007			
Al	7.391	7.314	7.153	7.179			
Fe ²⁺	1.842	1.830	1.957	1.937			
Mn	0.010	0.013	0.017	0.011			
Mg	2.140	2.233	2.193	2.243			
Ca	0.267	0.255	0.335	0.331			
Na	0.919	0.888	0.870	0.911			
K	0.015	0.015	0.019	0.018			
F	0.002	0.001	0.000	0.000			
Total	20.181	20.173	20.208	20.255			
Na+K	0.933	0.903	0.889	0.930			
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.537	0.550	0.528	0.537			

Приложение 5.3.1, Б. *Репрезентативные составы турмалина и кианита в гранат-слюдяных сланцах (диафторированных высокобарических гранулитах) кояндинского комплекса.*

	Гранат-слюдяные сланцы				Эклогиты		Гранатовые клинопироксениты	
	TiO ₂	99.62	99.84	99.59	99.93	96.34	99.41	98.22
SiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.76	0.01	0.02	0.02
ZrO ₂	0.16	0.10	0.13	0.14	0.05	0.08	0.05	0.05
Nb ₂ O ₅	0.26	0.33	0.25	0.23	0.10	0.05	0.37	0.34
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
Ta ₂ O ₅	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.34	0.23	0.35	0.37	0.32	0.09	0.37	0.19
FeO	0.19	0.31	0.20	0.13	0.89	0.52	0.65	0.67
SnO ₂	0.06	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	100.67	100.90	100.58	100.86	98.57	98.57	99.69	97.56
Zr (ppm)	1147	733	977	1051	355	592	333	348
T _ф (°C) (Ferry et al., 2007)	765.8	721.4	749.4	756.8	657.2	701.6	-	-

Приложение 5.3.1, В. *Репрезентативные составы рутила из гранат-слюдяных сланцев, эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса.*

	Эклогиты									Гранатовые клинопироксениты							
	TS 1086				TS 1048/2					P 56/4							
	Кайма		Ядро		Кайма		Ядро			Ядро				Кайма			
	Z2	Z3	Z6	Z7	B2	B3	B10	B11		A19	Grt6	Grt4	Grt5	Grt1	Grt8	X1	Y14
SiO ₂	38.37	38.49	38.00	37.69	38.72	38.54	38.65	38.36	SiO ₂	38.89	39.11	39.02	38.97	39.16	38.71	39.57	39.17
TiO ₂	0.18	0.05	0.08	0.09	0.13	0.17	0.12	0.14	TiO ₂	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	21.31	21.54	20.99	20.77	21.89	21.77	21.65	21.79	Al ₂ O ₃	22.37	21.43	21.64	21.87	21.86	21.60	22.72	22.24
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.01	0.02	0.13	0.35	0.05	0.10	Cr ₂ O ₃	0.07	0.13	0.13	0.00	0.12	0.00	0.11	0.09
Fe ₂ O ₃	0.74	0.34	0.46	0.61	0.20	0.81	0.53	0.04	Fe ₂ O ₃	0.34	1.10	1.34	1.08	0.84	1.30	0.79	0.88
FeO	24.05	25.07	28.40	28.69	23.14	22.43	23.70	23.89	FeO	20.01	19.00	18.80	18.72	21.93	20.09	19.92	19.73
MnO	0.52	0.50	0.49	0.63	0.52	0.50	0.97	0.42	MnO	0.40	0.33	0.28	0.34	0.34	0.43	0.37	0.60
MgO	5.60	5.56	2.91	3.01	5.01	4.89	4.08	3.83	MgO	6.47	7.18	7.29	7.32	8.99	8.97	10.03	8.09
CaO	8.96	8.25	8.91	8.17	10.80	11.39	11.22	11.59	CaO	11.42	11.43	11.38	11.29	6.66	7.63	7.15	9.45
Na ₂ O	0.03	0.04	0.01	0.03	0.07	0.02	0.04	0.04	Na ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	99.79	99.88	100.26	99.71	100.58	100.78	100.95	100.20	Total	100.02	99.59	99.76	99.49	99.82	98.60	100.66	100.23
	в пересчете на 12 атомов кислорода																
Si	2.988	2.997	3.004	3.001	2.986	2.968	2.989	2.987	Si	2.975	2.997	2.983	2.983	2.989	2.982	2.967	2.974
Ti	0.010	0.003	0.005	0.005	0.008	0.010	0.007	0.008	Ti	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002
Al	1.956	1.977	1.955	1.949	1.990	1.976	1.973	2.000	Al	2.016	1.935	1.949	1.973	1.966	1.961	2.008	1.990
Cr	0.002	0.002	0.000	0.001	0.008	0.021	0.003	0.006	Cr	0.004	0.008	0.008	0.000	0.007	0.000	0.006	0.005
Fe ³⁺	0.044	0.020	0.028	0.037	0.012	0.047	0.031	0.002	Fe ³⁺	0.019	0.064	0.077	0.062	0.048	0.076	0.045	0.050
Fe ²⁺	1.566	1.633	1.878	1.910	1.492	1.444	1.532	1.556	Fe ²⁺	1.280	1.217	1.202	1.199	1.400	1.294	1.250	1.253
Mn	0.034	0.033	0.033	0.043	0.034	0.032	0.063	0.027	Mn	0.026	0.021	0.018	0.022	0.022	0.028	0.024	0.039
Mg	0.651	0.646	0.343	0.357	0.576	0.561	0.470	0.445	Mg	0.737	0.820	0.831	0.836	1.023	1.030	1.122	0.916
Ca	0.748	0.689	0.755	0.697	0.892	0.940	0.930	0.967	Ca	0.936	0.938	0.932	0.926	0.545	0.630	0.575	0.769
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.007	8.002	8.004	8.004	Total	8.003	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.003	8.002
X Alm	0.515	0.541	0.618	0.628	0.496	0.478	0.506	0.519	XFe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg+Ca)	0.433	0.409	0.405	0.405	0.472	0.438	0.424	0.427
X Prp	0.214	0.214	0.113	0.117	0.192	0.185	0.155	0.148	XMg/(Fe ²⁺ +Mg+Ca)	0.250	0.275	0.280	0.282	0.345	0.349	0.381	0.312
X Grs	0.246	0.228	0.249	0.229	0.297	0.311	0.307	0.323	XCa/(Fe ²⁺ +Mg+Ca)	0.317	0.315	0.314	0.313	0.184	0.213	0.195	0.262
X Sps	0.011	0.011	0.011	0.014	0.011	0.011	0.021	0.009	Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.635	0.598	0.591	0.589	0.578	0.557	0.527	0.578
X Adr	0.014	0.007	0.009	0.012	0.004	0.015	0.010	0.001									
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.706	0.717	0.846	0.842	0.722	0.720	0.765	0.778									

Приложение 5.3.2, А. *Репрезентативные составы граната из эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса.*

	Эклогиты								Гранатовые клинопироксениты						
	Омфацит (реликты)				Диопсид (симплектиты)				Включения в ядре граната		Включения в краевых зонах граната		Кристаллы основной ткани		
	B26	D1-6	Vv3	Vv7	D1-3	D1-9	D2-4	D2-15	Срх 34	Срх 35	Y7	Y8	Срх 38	T4	B10
SiO ₂	53.50	53.96	53.32	53.57	52.67	53.10	52.65	52.30	52.76	53.33	53.43	54.50	52.53	54.63	54.65
TiO ₂	0.28	0.26	0.20	0.35	0.21	0.36	0.28	0.34	0.00	0.00	0.12	0.14	0.11	0.16	0.09
Al ₂ O ₃	7.74	8.21	8.27	8.14	3.30	3.12	4.26	4.99	4.10	3.79	5.31	5.03	4.59	5.30	3.71
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.09	0.06	0.05	0.02	0.13	0.15	0.05	0.10	0.00	0.00	0.24	0.37	0.00	0.16	0.06
FeO	7.63	6.95	8.01	8.06	7.80	7.89	8.27	8.26	5.60	5.51	5.46	4.66	5.49	5.16	5.84
MnO	0.02	0.06	0.08	0.06	0.12	0.07	0.10	0.08	0.00	0.00	0.11	0.05	0.00	0.01	0.05
MgO	9.50	9.50	8.99	9.34	12.75	12.30	11.64	11.12	13.37	13.44	12.94	13.26	12.80	12.67	13.11
CaO	16.99	16.74	16.31	16.56	21.35	22.13	20.72	20.10	20.87	20.50	19.78	20.68	20.62	20.17	20.65
Na ₂ O	4.18	4.48	4.62	4.36	1.72	1.13	1.96	2.22	2.06	2.22	2.08	2.05	2.06	2.47	2.14
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	99.95	100.20	99.85	100.46	100.05	100.24	99.93	99.53	98.75	98.79	99.47	100.74	98.21	100.74	100.30
в пересчете на 6 атомов кислорода															
Si	1.948	1.953	1.941	1.942	1.939	1.966	1.945	1.938	1.944	1.962	1.958	1.970	1.949	1.974	1.989
Ti	0.008	0.007	0.006	0.010	0.006	0.010	0.008	0.009	0.000	0.000	0.003	0.004	0.003	0.004	0.002
Al	0.332	0.350	0.355	0.348	0.143	0.136	0.185	0.218	0.178	0.164	0.229	0.214	0.201	0.225	0.159
Fe ³⁺	0.054	0.042	0.076	0.056	0.087	0.000	0.047	0.043	0.000	0.000	0.007	0.011	0.005	0.005	0.002
Cr ³⁺	0.003	0.002	0.001	0.001	0.004	0.004	0.002	0.003	0.080	0.069	0.000	0.000	0.044	0.000	0.007
Fe ²⁺	0.178	0.169	0.168	0.188	0.153	0.244	0.208	0.213	0.092	0.100	0.167	0.141	0.127	0.156	0.171
Mn	0.001	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003	0.003	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001
Mg	0.516	0.512	0.488	0.505	0.699	0.679	0.641	0.614	0.734	0.738	0.707	0.715	0.708	0.682	0.712
Ca	0.663	0.649	0.636	0.643	0.842	0.878	0.820	0.798	0.824	0.808	0.777	0.801	0.820	0.781	0.805
Na	0.295	0.314	0.326	0.307	0.123	0.081	0.140	0.160	0.147	0.158	0.148	0.143	0.148	0.173	0.151
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.004	4.004	4.004	4.005	4.002
Al IV	0.052	0.047	0.059	0.058	0.061	0.034	0.055	0.062	0.056	0.038	0.042	0.030	0.051	0.026	0.011
Al VI	0.280	0.303	0.296	0.289	0.082	0.102	0.131	0.156	0.122	0.127	0.188	0.184	0.150	0.199	0.148
Jd (%)	25.89	28.30	25.94	26.39	3.70	8.42	9.65	12.16	6.82	9.18	15.96	15.19	10.90	18.11	15.08
Di (%)	69.20	67.40	66.13	67.72	87.26	91.58	85.41	83.34	84.87	83.62	84.04	84.81	84.68	81.89	84.19
Ca/(Ca+Na)	0.69	0.67	0.66	0.68	0.87	0.92	0.85	0.83	0.85	0.84	0.84	0.85	0.85	0.82	0.84
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.74	0.75	0.74	0.73	0.82	0.74	0.75	0.74	0.89	0.88	0.81	0.84	0.85	0.81	0.81

Приложение 5.3.2, Б. *Репрезентативные составы моноклинного пироксена из эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса.*

	Эклогиты									Гранатовые клинопироксены						
	Включение ферропаргасита в Grt	Эденит (Аmp-Pl симплектиты)		Паргасит (Аmp-Pl корона вокруг граната)		Ферропаргасит (Аmp-Pl корона вокруг граната)		Магнезиогастингсит основной ткани		Включения в ядре граната		Включения в краевых зонах граната			Кристаллы основной ткани	
		Ll-3	D2-7	D2-10	D2-1	B1	Bb-8	Vv13	Yy18	Xx14	Amph 36	Amph 30	Y1	Y6	Y10	B7
SiO ₂	40.68	47.00	43.72	40.92	38.32	38.80	40.58	41.20	43.98	47.23	46.64	46.16	47.76	48.33	46.18	48.61
TiO ₂	1.15	0.82	0.87	0.82	1.27	0.38	0.32	1.48	1.18	0.26	0.31	0.55	0.19	0.36	0.56	0.39
Al ₂ O ₃	18.97	9.26	11.01	12.14	17.70	16.64	14.09	13.64	11.67	11.72	11.41	12.09	10.91	10.81	10.34	8.93
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.03	13.87	15.25	15.35	17.05	16.33	18.01	16.22	17.04	7.88	9.25	7.42	7.40	7.14	9.58	7.94
MnO	0.01	0.05	0.09	0.13	0.15	0.08	0.14	0.13	0.11	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.07
MgO	7.27	12.56	11.68	10.77	7.73	8.64	8.98	10.27	11.11	15.92	14.73	15.97	16.85	17.25	15.14	16.79
CaO	9.62	13.54	11.83	11.29	10.71	11.16	10.84	10.12	11.47	11.44	11.21	11.54	11.77	11.65	10.82	11.22
Na ₂ O	3.52	1.91	2.20	2.09	2.74	2.81	2.55	2.86	2.61	1.89	1.97	1.63	1.64	1.60	2.01	1.43
K ₂ O	0.23	0.20	0.26	0.60	0.34	0.36	0.29	1.17	0.09	0.07	0.07	0.03	0.01	0.03	0.18	0.65
Total	97.47	99.22	96.90	94.13	96.01	95.20	95.79	97.09	99.25	96.41	95.59	95.40	96.57	97.21	94.84	96.03
в пересчете на 23 атома кислорода																
Si	5.999	6.818	6.541	6.331	5.790	5.984	6.237	6.130	6.386	6.706	6.736	6.605	6.742	6.751	6.716	6.931
Ti	0.127	0.089	0.097	0.095	0.144	0.044	0.036	0.166	0.129	0.028	0.034	0.059	0.020	0.038	0.061	0.042
Al IV	1.874	1.093	1.362	1.574	2.066	1.971	1.727	1.704	1.485	1.266	1.231	1.336	1.238	1.211	1.223	1.027
сумма T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	1.423	0.490	0.580	0.640	1.085	1.053	0.825	0.687	0.511	0.695	0.711	0.703	0.577	0.569	0.549	0.474
Fe ³⁺	0.361	0.028	0.095	0.188	0.643	0.006	0.087	0.743	0.653	0.558	0.485	0.638	0.648	0.716	0.700	0.613
Mg	1.599	2.716	2.604	2.485	1.741	1.987	2.057	2.278	2.406	3.370	3.171	3.406	3.545	3.592	3.283	3.570
Mn	0.001	0.006	0.011	0.017	0.020	0.010	0.018	0.017	0.013	0.000	0.000	0.003	0.004	0.005	0.003	0.009
Fe ²⁺	1.617	1.655	1.709	1.670	1.511	1.944	2.013	1.275	1.416	0.377	0.632	0.251	0.226	0.117	0.465	0.334
Ca	0.000	0.104	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
сумма C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.103	0.128	0.000	0.156	0.215	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.520	2.000	1.897	1.872	1.734	1.844	1.785	1.614	1.785	1.740	1.735	1.769	1.781	1.743	1.686	1.714
Na	0.480	0.000	0.000	0.000	0.266	0.000	0.000	0.386	0.215	0.260	0.265	0.231	0.219	0.257	0.314	0.286
сумма B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.527	0.537	0.637	0.627	0.538	0.841	0.759	0.438	0.519	0.261	0.286	0.221	0.230	0.177	0.253	0.108
K	0.043	0.037	0.049	0.119	0.066	0.071	0.057	0.222	0.017	0.013	0.013	0.005	0.002	0.006	0.034	0.118
сумма A	0.570	0.574	0.686	0.746	0.604	0.912	0.815	0.660	0.536	0.273	0.299	0.226	0.232	0.183	0.287	0.226
Total	15.570	15.574	15.686	15.746	15.604	15.912	15.815	15.660	15.536	15.273	15.299	15.226	15.232	15.183	15.287	15.226
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.497	0.621	0.590	0.580	0.535	0.486	0.480	0.641	0.629	0.899	0.834	0.931	0.940	0.968	0.876	0.914

Приложение 5.3.2, В. Репрезентативные составы амфибола из эклогитов и гранатовых клинопироксенов кояндинского комплекса.

	Эклогиты									
	Дипсид-плаггиоклазовые симплектиты		Эденит-плаггиоклазовые симплектиты		Паргасит-плаггиоклазовые симплектиты		Pl основной ткани	Включения клиноцоизита в гранате		
	D1-4	Pl 1	D2-9	D2-13	D2-5	Bb-5	Pl 5	L1-1	L1-2	Aa10
SiO ₂	65.71	64.67	63.72	62.67	60.95	59.49	53.38	39.07	38.94	38.49
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.14	0.15
FeO	0.23	0.34	0.32	0.39	1.76	0.66	0.72	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.61	21.54	23.03	22.76	20.34	25.15	28.97	27.65	26.81	29.21
CaO	2.35	2.35	4.17	4.21	5.65	6.61	10.98	22.86	22.49	22.71
MgO	0.02	0.00	0.05	0.16	1.68	0.16	0.00	0.14	0.09	0.05
K ₂ O	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07	0.11	0.19	0.01	0.05	0.01
Na ₂ O	10.35	10.25	9.31	9.10	8.59	7.10	5.14	0.02	0.05	0.02
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.15	8.63	8.15
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.09	0.00
Total	100.31	99.21	100.64	99.34	99.05	99.28	99.38	97.18	97.30	98.78
	в пересчете на 32 атома кислорода							в пересчете на 13 атомов кислорода		
Si	11.526	11.484	11.203	11.172	11.066	10.679	9.736	3.276	3.299	3.200
Fe	0.033	0.050	0.047	0.057	0.267	0.099	0.110	0.000	0.000	0.000
Al	4.468	4.508	4.771	4.781	4.352	5.321	6.227	2.733	2.677	2.862
Ca	0.441	0.447	0.786	0.804	1.100	1.271	2.146	2.054	2.042	2.023
Mg	0.005	0.000	0.013	0.043	0.454	0.042	0.000	0.017	0.011	0.006
K	0.011	0.014	0.011	0.015	0.016	0.026	0.044	0.001	0.005	0.001
Na	3.521	3.529	3.172	3.145	3.025	2.470	1.818	0.003	0.009	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.226	0.275	0.255
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.007	0.000
Total	20.005	20.033	20.003	20.017	20.279	19.908	20.081	8.335	8.343	8.360
An (%)	11.109	11.207	19.808	20.275	26.557	33.752	53.542			
Ab (%)	88.627	88.453	79.915	79.352	73.051	65.567	45.355			

Приложение 5.3.2, Г. *Репрезентативные составы плаггиоклаза и клиноцоизита из эклогитов кояндинского комплекса.*

	Оливин						Серпентин		Ортопироксен								
	Хлорит-шпинелевый дунит	Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты				Амфиболитизированные перидотиты		Хлорит-шпинелевый дунит	Шпинелевый симплектит-содержащий перидотит	Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты							
										Участок Ya			Участок 25-2			Срх-Орх-Spl симплектит	
		Вблизи оливина	Промежуточная часть	вблизи Срх-Spl симплектитов	Вблизи оливина	Промежуточная часть	вблизи Амр-Spl симплектитов										
Ol-07	Ol 45	Ol 3-1	Ol 3-2	Ol-08-2	Ol-08-3	Lz 1	Lz 2	Opx Ya11	Opx Ya12	Opx Ya13	Opx 14	Opx 15	Opx 21	Opx G1	Opx G2		
SiO ₂	39.26	39.96	39.91	39.70	38.29	38.00	44.56	44.07	57.57	56.95	56.82	57.08	57.06	54.43	54.87	54.88	
NiO	0.00	0.22	0.24	0.70	0.00	0.42	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	
Al ₂ O ₃	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	1.10	0.51	0.81	1.76	0.57	0.89	2.93	4.25	4.53	
Fe ₂ O ₃	2.29	1.09	0.66	0.15	3.08	4.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	2.15	0.00	0.00	
FeO	10.26	12.04	12.77	13.69	13.37	11.60	4.03	4.31	8.77	8.93	9.51	8.46	8.21	7.25	9.65	9.56	
MgO	47.64	47.05	46.43	45.53	44.65	45.53	38.91	38.52	32.98	32.69	32.20	33.52	33.25	32.12	31.54	31.47	
MnO	0.00	0.16	0.19	0.15	0.00	0.00	0.06	0.06	0.30	0.00	0.00	0.20	0.21	0.22	0.17	0.17	
CaO	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.20	0.18	0.00	0.24	0.14	0.18	0.20	0.30	0.30	0.30	
Cr ₂ O ₃	0.59	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.34	n.d.	n.d.	
Total	100.00	100.47	100.15	99.90	99.39	99.75	88.26	88.34	100.13	99.62	100.43	100.12	99.85	99.58	100.79	100.91	
	в пересчете на 4 атома кислорода						в пересчете на 9 ат. кисл.		в пересчете на 6 атомов кислорода								
Si	0.971	0.988	0.993	0.995	0.971	0.958	2.034	2.082	1.999	1.989	1.972	1.981	1.984	1.906	1.905	1.902	
Ni	0.000	0.004	0.005	0.014	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	
Al	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.061	0.021	0.033	0.072	0.023	0.036	0.121	0.174	0.185	
Fe ³⁺	0.043	0.020	0.012	0.003	0.059	0.080	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.057	0.000	0.000	
Fe ²⁺	0.212	0.249	0.266	0.287	0.283	0.245	0.003	0.170	0.255	0.261	0.276	0.231	0.239	0.212	0.280	0.277	
Mg	1.757	1.735	1.722	1.701	1.687	1.711	3.000	2.713	1.707	1.702	1.666	1.734	1.724	1.676	1.632	1.626	
Mn	0.000	0.003	0.004	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.009	0.000	0.000	0.006	0.006	0.007	0.005	0.005	
Ca	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.009	0.000	0.009	0.005	0.007	0.007	0.011	0.011	0.011	
Cr	0.012	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.009	n.d.	n.d.	
Total	3.006	3.001	3.001	3.004	3.000	3.002	5.066	5.038	3.991	3.994	3.992	4.000	3.998	4.000	4.008	4.006	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.873	0.874	0.866	0.856	0.856	0.875			0.870	0.867	0.858	0.882	0.878	0.888	0.854	0.854	
Xen (Opx)									0.82	0.81	0.78	0.83	0.82	0.77	0.74	0.74	
Xfs (Opx)									0.16	0.16	0.17	0.16	0.15	0.13	0.18	0.18	
Xmgt (Opx)									0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.06	0.08	0.09	

Приложение 5.3.3, А. *Репрезентативные составы оливина, серпентина и ортопироксена в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса.*

	Хлорит-шпинелевый дунит	Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты													Амфиболитизированный перидотит	
		Участок 4-2		Участок 4-1		Включения в ОI, Орх _{кор} , Сг-Срх			Срх-Орх-Spl симплектит		Амп-Spl симплектит	Ламель в ОI	Светло-зеленые зерна с кристаллами Амп	Интенсивно рордингитизированные разности	Зерна в основной ткани	
		Зональные зерна между Орх _{кор} и симплектитами														
		Зерна в основной ткани	Spl-07-2	ядро	кайма	ядро	кайма	Spl 1 (3)	Spl 46	Spl 47	Spl Y7	Spl Y8	Spl 4 (1-4)	Spl 2 (1-7)	Spl 18	Spl 12
Spl 16	Spl 17			Spl 61	Spl 62											
SiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.03	0.20	0.00	0.04	0.04	0.85	1.22	0.47	27.04	0.16	0.05	0.00	0.00
NiO	0.00	0.08	0.29	0.08	0.33	0.00	0.08	0.10	0.00	0.00	0.42	0.00	0.35	0.08	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.03	0.03	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.92	30.01	63.20	26.85	66.25	50.32	40.05	39.28	68.15	66.81	65.00	19.03	66.91	34.04	29.54	25.45
Fe ₂ O ₃	2.84	3.62	0.00	9.09	0.00	1.73	2.33	2.08	0.00	0.00	0.29	0.00	0.91	1.89	7.38	8.59
FeO	22.14	23.02	13.74	22.15	12.15	17.39	21.26	21.65	12.36	12.46	13.03	16.72	11.68	16.70	24.21	24.53
MgO	8.37	8.91	17.54	9.23	18.76	14.63	11.21	10.89	20.05	19.97	19.45	36.00	20.29	13.49	7.46	6.78
MnO	0.00	0.32	0.12	0.29	0.08	0.00	0.24	0.25	0.05	0.11	0.00	0.23	0.10	0.25	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	35.57	34.66	4.81	33.24	1.66	15.30	25.58	26.65	0.00	0.00	1.36	7.92	0.00	33.63	28.28	31.35
ZnO	0.53	0.01	0.09	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.72	0.63
CoO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.
V ₂ O ₅	0.00	0.04	0.04	0.17	0.00	0.00	0.03	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.
Total	96.36	100.71	99.87	101.24	99.45	99.36	100.88	100.99	101.48	100.56	100.02	106.94	100.41	100.21	97.59	97.33
в пересчете на 4 атома кислорода																
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.001	0.001	0.021	0.030	0.012	0.656	0.004	0.001	0.000	0.000
Ni	0.000	0.002	0.006	0.002	0.006	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.008	0.000	0.006	0.002	0.000	0.000
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Al	1.020	1.078	1.915	1.023	1.977	1.631	1.361	1.340	1.977	1.958	1.940	0.544	1.971	1.173	1.105	0.976
Fe ³⁺	0.069	0.083	0.000	0.158	0.000	0.036	0.051	0.045	0.000	0.000	0.006	0.000	0.017	0.042	0.176	0.210
Fe ²⁺	0.596	0.587	0.295	0.603	0.257	0.400	0.513	0.524	0.254	0.259	0.276	0.339	0.244	0.409	0.643	0.667
Mg	0.401	0.405	0.672	0.388	0.708	0.600	0.482	0.470	0.736	0.740	0.734	1.301	0.756	0.588	0.353	0.329
Mn	0.000	0.008	0.003	0.009	0.002	0.000	0.006	0.006	0.001	0.002	0.000	0.005	0.002	0.006	0.000	0.000
Cr	0.905	0.835	0.098	0.815	0.033	0.333	0.583	0.610	0.000	0.000	0.027	0.152	0.000	0.778	0.710	0.806
Zn	0.013	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.015
V	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	3.003	3.000	2.992	3.000	2.989	3.000	3.000	3.001	2.990	2.991	3.002	2.996	3.002	3.000	3.004	3.004
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.403	0.408	0.695	0.392	0.733	0.600	0.484	0.473	0.743	0.741	0.727	0.793	0.756	0.590	0.355	0.330
Cr/(Cr+Al)	0.470	0.436	0.049	0.443	0.017	0.169	0.300	0.313	0.000	0.000	0.014	0.218	0.000	0.399	0.391	0.452

Приложение 5.3.3, Б. *Репрезентативные составы шпинели в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса.*

	Клинопироксен							Амфибол							
	Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты							Хлорит-шпинелевый дунит		Шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты					Амфиболттизированный перидотит
	Реликт Срх (до образования симплектита)	Срх-Орх-Spl симплектит		Срх-Орх-Spl симплектит практически без Spl		Cr-Срх кайма		Кристаллы в интерстициях		Аmp-Spl симплектит (паргасит)	Аmp-Spl симплектит (преобладает эденит)	в ассоциации с зеленоватой Spl (роговая обманка)	Включение в хромистой шпинели	Кристаллы матрикса (роговая обманка)	
								магнезиальная роговая обманка	тремолит						
<i>Срх1 3 (3)</i>	<i>Срх1 (1-2)</i>	Срх Y11	<i>Срх 1(4)</i>	<i>Срх Т3(19)</i>	Срх 42	Срх 37	Аmp 07-1	Аmp 07-2	<i>Y 2 (4)</i>	<i>1 2 (9)</i>	Аmp 22	Аmp 11	Аmp 62	Аmp 51	
SiO ₂	53.57	54.43	53.92	55.26	55.13	51.56	51.36	51.66	57.05	42.79	41.63	46.59	46.42	47.96	48.44
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08	0.06	0.05
TiO ₂	0.22	0.00	0.02	0.00	0.00	0.15	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.26	0.08	0.04
Al ₂ O ₃	2.87	2.10	2.06	1.28	1.38	3.65	3.88	6.27	0.99	18.52	16.93	12.34	12.73	12.03	9.17
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.27	2.31	3.62	2.53	5.12	4.68	3.44	3.61	0.12	5.38
FeO	2.61	2.68	2.41	2.55	2.19	1.74	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.74	3.80	0.12
CaO	23.02	23.80	24.35	24.25	24.04	23.48	23.56	12.90	13.12	11.45	11.78	12.35	12.67	12.95	12.17
MgO	16.65	17.20	17.14	17.38	17.46	16.44	16.70	22.38	24.45	16.75	16.73	18.54	18.62	17.86	19.36
MnO	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.11	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.06	0.13
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.13	0.14	0.05
Na ₂ O	0.35	0.00	0.26	0.00	0.00	0.12	0.13	1.27	0.37	3.22	3.07	2.64	2.38	2.33	2.22
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.30	1.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.09	2.15	0.09
Total	99.29	100.20	100.25	100.72	100.20	99.72	100.25	98.10	98.51	97.85	94.82	97.22	97.82	99.53	97.21
	в пересчете на 6 атомов кислорода							в пересчете на 23 атома кислорода							
Si	1.953	1.968	1.955	1.988	1.989	1.885	1.866	7.119	7.738	5.984	6.022	6.556	6.494	6.641	6.808
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.009	0.007	0.006
Ti	0.006	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.027	0.008	0.004
Al	0.123	0.089	0.088	0.054	0.059	0.157	0.166	1.018	0.158	3.053	2.886	2.046	2.100	1.963	1.519
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.035	0.063	0.376	0.259	0.539	0.509	0.364	0.380	0.012	0.569
Fe ²⁺	0.080	0.081	0.073	0.077	0.066	0.053	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.118	0.087	0.439	0.014
Ca	0.899	0.922	0.946	0.935	0.929	0.920	0.917	1.905	1.907	1.716	1.826	1.862	1.899	1.920	1.833
Mg	0.905	0.927	0.926	0.932	0.939	0.896	0.904	4.597	4.944	3.492	3.608	3.889	3.883	3.687	4.055
Mn	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.010	0.008	0.015
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.022	0.024	0.010
Na	0.025	0.000	0.018	0.000	0.000	0.008	0.009	0.339	0.097	0.873	0.861	0.720	0.647	0.627	0.604
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.038	0.041	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.010	0.235	0.010
Total	3.991	3.987	4.010	3.985	3.982	4.000	4.000	15.354	15.103	15.657	15.711	15.599	15.568	15.571	15.446
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.919	0.920	0.927	0.924	0.934	0.944	0.972	1.000	1.000	1.000	1.000	0.971	0.978	0.893	0.997

Приложение 5.3.3, В. *Репрезентативные составы клинопироксена и амфибола в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса.*

	Родингитизированные шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты и хлорит-шпинелевые дуниты														
	Вюаньятит			Пренит			Ниигатаит	Гидрогроссуляр			Хлорит (шериданит-рипидолит-корундофиллит)				
	Y 2 (11)	Y 3	Vu 1	Y-1	Y-5	X5 (3)	X2 (30)	Hgr 4	Hgr 5	X5 (2)	X2 (15)	X2 (32)	X2 (33)	Dun-1	Dun-2
SiO ₂	34.23	34.36	33.30	43.96	43.34	43.62	37.44	38.44	37.88	39.56	26.83	24.90	32.37	29.88	30.28
TiO ₂	0.00	0.02	0.05	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	28.64	28.28	29.23	23.83	24.93	25.07	30.67	22.29	22.16	22.71	26.68	27.38	22.88	17.67	18.78
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	1.05	0.48
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.14	0.08	0.00	1.16	0.00	0.00	0.00	1.79	1.35	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.14	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	1.78	0.69	9.26	7.39	5.79	4.14	4.10
MnO	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.50	0.30	0.66	0.37	0.61	0.17	0.00	0.00
MgO	0.00	0.08	0.00	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	22.40	22.54	34.49	32.36	31.96
CaO	30.81	30.25	31.39	26.61	26.88	26.85	17.35	36.85	35.13	35.54	0.55	0.50	0.00	0.00	0.14
Na ₂ O	0.00	0.10	0.09	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.68	93.24	94.60	95.42	95.27	95.55	96.77	99.68	98.05	99.16	87.88	84.68	95.70	85.10	85.74
в пересчете на:	O = 4			O = 22			O = 12.5	O = 12			O = 28				
Si	0.900	0.907	0.873	6.051	5.972	5.985	2.823	2.928	2.929	2.995	5.185	4.960	5.598	5.179	4.712
Al	0.888	0.880	0.903	3.866	4.048	4.055	2.725	2.001	2.019	2.027	6.106	6.452	4.673	3.610	3.444
Ti	0.000	0.000	0.001	0.008	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.144	0.059
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.016	0.009	0.000	0.033	0.000	0.000	0.000	0.261	0.203	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.003	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.102	0.115	0.044	1.496	1.231	0.892	3.649	5.884
Mn	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.032	0.020	0.042	0.061	0.103	0.025	0.000	0.000
Mg	0.000	0.003	0.000	0.139	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	6.453	6.693	8.891	8.362	7.414
Ca	0.868	0.856	0.882	3.925	3.968	3.948	1.402	3.008	2.910	2.883	0.114	0.107	0.000	0.000	0.023
Na	0.000	0.005	0.005	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.444	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Приложение 5.3.3, Г. *Репрезентативные составы метасоматических минералов в шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса.*

Возрасты детритовых цирконов из пробы АН 1470 (гранат-слюдяные сланцы)					Возрасты детритовых цирконов из пробы АН 1320 (мусковит-хлоритовые сланцы)					Возрасты детритовых цирконов из пробы АН 1470 + АН 1320				
Минимальная оценка, млн.лет	Максимальная оценка, млн.лет	Количество зерен	Максимум	Количество зерен	Минимальная оценка, млн.лет	Максимальная оценка, млн.лет	Количество зерен	Максимум	Количество зерен	Минимальная оценка, млн.лет	Максимальная оценка, млн.лет	Количество зерен	Максимум	Количество зерен
682	691	0	756	4	583	672	8	606	5	566	570	0	604	6
696	704	0	822	3	695	790	8	638	5	575	834	28	635	6
729	779	3	899	5	905	1332	79	731	6	868	1360	135	672	5
791	795	1	985	23	1427	1491	3	786	3	1413	1501	6	726	8
813	834	1	1151	9	1991	2023	2	923	3	1514	1528	0	749	8
868	1051	38	1212	3				1008	19	1572	1578	0	991	43
1087	1220	13	1325	4				1081	34	1584	1614	2	1082	34
1296	1353	4	1604	3				1210	4	1638	1644	0	1211	7
1572	1578	0	1720	3				1268	4	1676	1705	0	1272	5
1584	1614	2	1842	3				1309	4	1709	1736	1	1320	7
1691	1705	0	2507	6				1454	3	1840	1904	3	1459	4
1709	1736	1						2014	3	1991	2023	2	1604	3
1840	1861	1								2283	2347	3	1720	3
1869	1878	1								2419	2430	0	1843	3
2314	2323	1								2433	2439	0	1882	3
2419	2430	0								2464	2554	8	2014	3
2433	2439	0								2793	2842	3	2311	3
2464	2539	6											2506	7
													2819	3
			OVERLAP											
			АН 1470	АН 1470										
			АН 1320	0.673	АН 1320									
			SIMILARITY											
			АН 1470	АН 1470										
			АН 1320	0.675	АН 1320									

Приложение 5.4, А. Максимумы оценок возраста детритовых цирконов из гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса.