

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

УДК [552.163:552.40:551.25](5)

АЗИАТСКИЙ ЭКЛОГИТОВЫЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ ПОЯС

А.А. Маракушев**, *Сан Лонкан, *А.В. Бобров****, *Н.А. Панеях**,
*Н.Н. Перцев**, *И.А. Зотов****

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

***Уханьский Университет геологических наук Китая, Ухань, КНР*

****Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва*

Обобщаются результаты совместных российско-китайских исследований эклогитов и глаукофановых сланцев южного и западного протерозойского складчатого обрамления Азиатского континента. Детальное сопоставление Дабешаньского комплекса Центрального Китая, Кокчетавского массива в Казахстане (Зерендинская серия) и Максютковского комплекса Южного Урала и литературных данных по другим комплексам привели к выводу о существовании в протерозое единой глобальной складчатой структуры, выделенной под названием Азиатского складчатого пояса. В фанерозое эта структура была разобрана на блоки и протерозойский ее возраст был значительно затушеван наложенными процессами. Петрологическими исследованиями прослежена первично магматическая природа эклогитов всего складчатого пояса, несмотря на наложение на них складчатых деформаций и аллохимических метаморфических преобразований. По минералогическим признакам устанавливается полифазальная природа эклогитов, кристаллизация которых начиналась в глубинах мантии и завершалась в земной коре. Наиболее универсальным признаком является зональность граната эклогитов с накоплением магния к краям его зерен. Установление процессов ошелачивания магматических очагов, питавших эклогитовый магматизм, позволило проследить генетические связи между эклогитовым магматизмом и проявлениями щелочного (глаукофансланцевого) метаморфизма, накладывающегося на эклогиты и развивающегося с ними в тесной структурной связи. В результате чего образуются эклогит-глаукофансланцевые формации, имеющие, таким образом, комплексный характер. Связь этих формаций с мантийными магматическими очагами определяет их алмазоносность, мантийная природа которой затушевывается наложенными метаморфическими процессами. Алмаз при метаморфической перекристаллизации в направлении дезинтеграции его зерен подвергается дегазации, обедняясь гелием и особенно его легким изотопом. Эклогиты и гранатовые клинопироксениты складчатых поясов имеют сходную природу с аналогичными породами кимберлитовых трубок, которые однако отличаются меньшим развитием наложенного метаморфизма, ограниченного только флюидным воздействием на них кимберлитового и лампроитового магматизма. В отличие от натровых эклогит-глаукофансланцевых формаций, это воздействие имеет калиевый геохимический профиль. Как и в метаморфических комплексах, воздействие кимберлитового магматизма на алмаз в трубках ведет к дезинтеграции и перекристаллизации его зерен и дегазации с обеднением гелием и особенно его легким изотопом. В статье обсуждаются сложные взаимоотношения мантийных и коровых процессов в ходе формирования эклогит-глаукофансланцевых формаций.

Ключевые слова: Азия, протерозой, эклогитовый магматизм, глаукофан-сланцевый метаморфизм, алмазоносность.

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийский складчатый пояс с эклогитами, входящими в ассоциацию с гранатовыми пироксенитами, перидотитами, и глаукофановыми сланцами, в качестве глобальной структуры Азиатского континента (рис. 1) был выделен в работе [23] в результате проведения российско-китайских исследований в 1996–1998 гг., охвативших в его пределах Дабешаньский (Китай), Максютковский (Россия, Урал) и Кокчетавский (Казахстан) комплексы. Результаты сравнительного изучения этих комплексов и составляющие содержание настоящей статьи, включающей в себя также обобщение литературных данных [2–4, 6, 13, 24, 26, 43, 51, 61, 77 и многие др.]. В работе [23] был сделан вывод о принадлежности изученных комплексов к двум петрологически различным ветвям (1–5, 11–13 и 6–10 на рис. 1) этой глобальной складчатой структуры, обрамлявшей в протерозое Азиатский кратон, который затем распался на Сино-Корейский и Сибирский кратоны, Буреинский, Кокчетавский, Таримский и другие, более мелкие массивы в результате заложения и развития геосинклинальных систем верхнепротерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов. Это привело к разобщению эклогитового складчатого пояса на фрагменты, выделенные на схеме (см. рис. 1), и необычайно усложнило возрастные характеристики эклогитов и вмещающих их пород, многократно подвергавшихся метаморфическим преобразованиям. Однако во всех комплексах выделенного пояса древнейшие значения абсолютного возраста практически совпадают, но варьируют от докембрия до палеозоя и мезозоя по

возрасту более поздних наложений. Сводка опубликованных данных, сопоставимых друг с другом по методикам исследования циркона, приводится в табл. 1. В сводке этих данных показательны исследования зональных зерен циркона: докембрийские значения характерны для ядерных частей зерен циркона, замещаемых с краев цирконом более молодого, палеозойского или мезозойского возраста. Например, в Дабешаньском комплексе, по определениям S. Maquyama, описано зерно циркона, в котором циркон ядра имеет возраст 1,7 млрд лет, а оболочки – 239–220 млн лет [61]. По нашей интерпретации, древнейший возраст циркона ближе всего отвечает возрасту эклогитовых пород, относящихся к протолиту складчатых поясов. В большинстве же работ этот циркон относится к “доэклогитовому протолиту”, а возраст эклогитов параллелизуется в Дабешаньском комплексе с мезозойским возрастом циркона, а в Кокчетавском и Максютковском комплексах – с палеозойским возрастом, определенным для периферических частей зерен. Ошибочная возрастная интерпретация препятствовала выделению эклогитового пояса в качестве единой глобальной структуры Азиатского континента. В мезозое и палеозое происходила только поздняя активизация эклогитового пояса, сопровождаемая внедрением гранитов, прорывающих складчатые комплексы, содержащие линзы и будины эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и перидотитов. Эклогитовые породы подверглись складчатости и метаморфизму совместно со слоистыми толщами, вмещавшими согласные тела.

Эклогиты и гранатовые клинопироксениты Азиатского пояса не только по древнему возрасту,

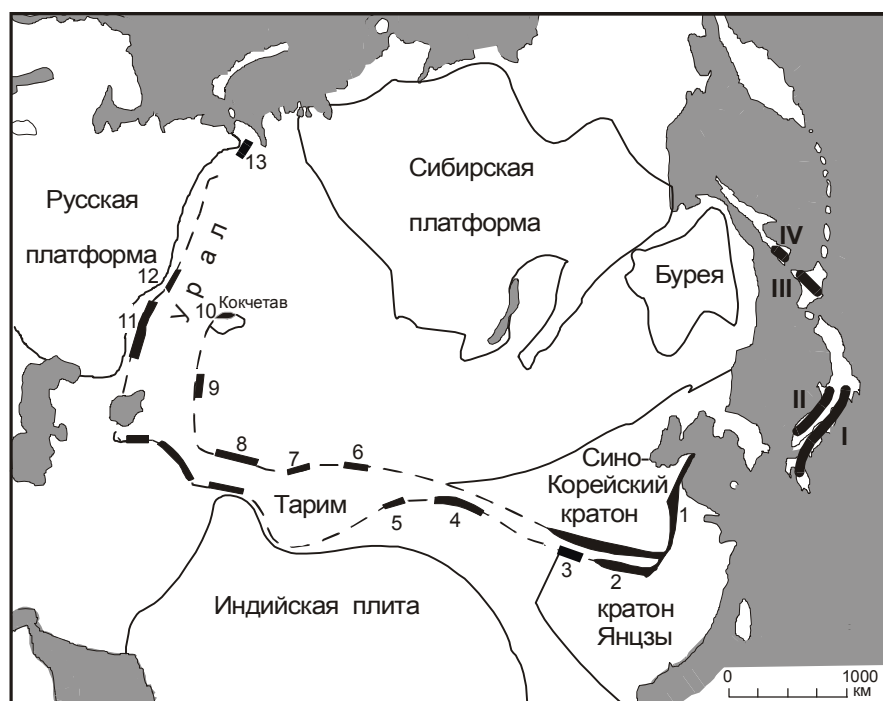


Рис. 1. Азиатский эклогитовый складчатый пояс [23], выделен с использованием [43, 46]. Представлен двумя ветвями – внешней глаукофансланцево-эклогитовой, охватывающей комплексы Центрального Китая: Сулу (1), Дабешань (2), Циньлин (3), Цильян (4), Алтун-Куньлунь (5); северокаракумские и уральские комплексы: Максютковский (11), Уфалейский (12), Марун-Кеу (13), и внутренний клинопироксенит-эклогитовой, представленной в Тяньшане, Улугтау и Кокчетавском массиве комплексами: Кекесу (6), Атбаши (7), Макбал-Актюз (8), Западный Улугтау (9), Кокчетавский (10). Для сравнения показаны более молодые аналоги Азиатского протерозойского пояса – глаукофансланцево-эклогитовые парные складчатые пояса островных дуг: палеозойский Сангун (I) и мезозойские Самбагава (II), Камуикотан (III) и Сусунайский (IV).

но и по многим петрографическим характеристикам сходны с алмазоносными эколгитами и гранатовыми клинопироксенитами, образующими нодулы в кимберлитовых трубках. Это сходство впервые было подмечено М.А.Абдулкабировой [1], предсказавшей по этой аналогии алмазоносность Зерендинской свиты Кокчетавского массива в районе озера Кумдыколь, что подтвердилось позднее находкой А.А.Заячковским алмаза в этом районе в коре выветривания эколгитов [27] и затем выявлением широкого распространения алмазоносных гранатовых клинопироксенитов, замещаемых метаморфическими породами с унаследованием алмазоносности. Сходство эколгитов и гранатовых клинопироксенитов Кокчетавского массива с одноименными породами нодул кимберлитовых трубок помимо их алмазоносности прослеживается также по ассоциации с пироповыми перидотитами и наличию в них коэсита и содержащего калий клинопироксена (до 1,2 мас.% K_2O) - типичного минерала включений в алмазе кимбер-

литовых трубок. Алмаз был обнаружен и в коэситовых эколгитах Дабешаня [68, 72], а в эколгитах Максютковского комплекса описаны кубические образования графита, интерпретированные авторами [58] как параморфозы по алмазу.

Однако, в отличие от пород нодул в кимберлитовых трубках, эколгиты и гранатовые клинопироксениты Азиатского пояса испытали складчатость, аллохимические метаморфические преобразования и наблюдаются обычно в виде реликтов в замещающих их гранатовых амфиболитах, сланцах, гнейсах, мигматитах и диафторитах, которые наследуют отчасти их минералы, в том числе алмаз (в Кокчетавском комплексе). Его зерна при этом дезинтегрируются, превращаясь в "алмазную пыль", перекристаллизовываются в волокнистые агрегаты или замещаются графитом.

Алмазоносность, в значительной мере унаследованная метаморфическими породами, относится к центральному петрологическим аспектам проблемы генезиса эколгитов и гранатовых клинопироксенитов, обсуждаемой в настоящей статье

Сложность проблемы генезиса эколгитов отмечалась еще Д.С. Коржинским [8], который подчеркивал фаціальную несовместимость эколгитов, относящихся к минеральным фациям огромной глубинности, со слоистыми вулканогенно-осадочными породами, содержащими обычно согласные силлоподобные тела этих эколгитов, и, тем не менее, претерпевшими только малоглубинный метаморфизм. Обнаружение коэситовой и алмазной минерализации в эколгитах и гранатовых клинопироксенитах особенно подчеркивает эту фаціальную несовместимость, осложняемую тем, что складчатости и многостадийному аллохимическому метаморфизму слоистые породы подвергаются совместно с согласными телами эколгитов, гранатовых клинопироксенитов и пироповых перидотитов, которые при этом могут замещаться мигматитами, плагиогнейсами, сланцами, карбонатными породами и диафторитами, наследующими их первичную высокobarную минерализацию.

Обрисованная сложность со всей очевидностью свидетельствует о том, что проблема генезиса эколгитов не может решаться в рамках собственно метаморфической модели их происхождения. Ближе к разрешению этой проблемы подходил Н.Л. Добрецов, который фаціальное несоответствие эколгитов и вмещающих их метаморфических пород правильно связывал с первично магматической природой эколгитов, внедренных в слоистые толщи из глубин мантии: "Эколгиты представляют собой магматические основные породы" [4, стр. 204]. К подобным представлениям пришли и авторы настоящей статьи, дополнив их выявлением полифаціальности эколги-

Таблица 1. Представительные данные U-Pb определения абсолютного возраста (млн лет) цирконов клинопироксенит-эколгитовых комплексов Азиатского пояса.

Возрастная шкала	Дабешань [58, Liou et al., 1994]	Максютовский [12]	Кокчетавский [39]
Архей	2774		
	2580	1800	1981
	1700	1517	1950
	1300	1216	1003
	870		965
	801		906
	773		767
	768		738
	750		694
	674		627
Протерозой	420	547	559
	370	443	558
		352	541
			540
			537
			530
			526
			524
			520
	Мезозой	239	
236			
225			
220			
138			
134			
130			

Примечание. В зональных зернах циркона протерозойский возраст имеют ядра, а палеозойский и мезозойский - их наложенные метаморфические оболочки.

тов, начало кристаллизации которых относится к глубинам мантии (интрателлурический этап) и завершается их консолидацией и последующими метаморфическими преобразованиями в земной коре [16, 22, 23, 63].

Н.Л.Добрецов со временем отошел от рациональных представлений, излагавшихся в его монографии [4], и примкнул к геологам, развивающим гипотезу собственно метаморфического генезиса коэситовых и алмазонасных эклогитов складчатых поясов [5]. Эта гипотеза, требующая погружения вулканогенно-осадочных свит на глубины 100–200 км в мантию для того, чтобы создать в них силлы и будины эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и перидотитов, нам кажется фантастичной, противоречащей нашему опыту изучения Азиатского эклогитового пояса (см. рис. 1). По-существу, она и не решает главной проблемы фациальной несовместимости эклогитов и пород, вмещающих их тела, в которых отсутствует минерализация высокого давления, соответствующая эклогитам. Минералы высокого давления (в том числе, алмаз и коэсит) отсутствуют во вмещающих эклогиты парапородах и содержатся только в апоэклогитовых и апопироксенитовых метаморфических и метасоматических породах, представляя в них реликтовую минерализацию, унаследованную при замещении ими эклогитов и гранатовых клинопироксенитов. Сами же эклогиты и гранатовые клинопироксениты складчатых поясов обладают всеми обсуждаемыми в этой статье признаками первично магматических полифациальных пород, внедренных в виде силлов в слоистые толщи из глубинных мантийных очагов, в которых кристаллизовалась их высокобарная интрателлурическая минерализация [16]. Совместно с вмещающими породами эти силлы подвергались складчатости, будинажу и замещению метаморфическими породами, в которых эклогиты и гранатовые клинопироксениты содержатся по-существу уже в качестве реликтовых пород.

Вторая важная проблема, обсуждаемая в статье, касается генетических взаимоотношений эклогитов и глаукофановых сланцев. "Эклогиты и соответствующие им глаукофановые сланцы одновозрастны или близки по возрасту, они связаны пространственно и генетически" [4, стр. 166]. В геологической литературе генезис глаукофановых сланцев, как и эклогитов, решается на основе модели субдукции с последующей эксгумацией этих пород на земную поверхность [64]. Однако исследования Азиатского глаукофансланцево-эклогитового складчатого пояса привели нас к выводу об ошибочности этой модели, они выявили сложные взаимоотношения между эклогитами и глаукофановыми сланцами, не объяснимые на основе вариаций только физических Р,Т-параметров, привлекаемых моделью субдукции. Генетичес-

кий аспект этих взаимоотношений вскрывается только на основе геохимического анализа, отражающего специфику щелочности эклогитов, определенным образом коррелирующей с особенностями и распространенностью глаукофановых сланцев в складчатых комплексах.

Поставленные проблемы, касающиеся природы эклогитов и глаукофановых сланцев, последовательно обсуждаются для Дабешаньского, Максютковского и Кокчетавского комплексов, обсуждение завершается разделом, отражающим дискуссионность этих проблем.

ПРИРОДА ЭКЛОГИТОВ, ГРАНАТОВЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ И ПЕРИДОТИТОВ

Дабешаньский комплекс

На схеме (см. рис. 1) видно сближение внешней и внутренней ветвей Азиатского пояса, и в глаукофансланцево-эклогитовом комплексе Дабешань (2 на рис. 1) они разделяются только узкой полосой мигматизированных гнейсов. Геологическое строение этого комплекса отражает в миниатюре общее строение Азиатского пояса, оно характеризуется схематической картой и меридиональным геологическим разрезом на рис. 2. В этом комплексе выделяется высокотемпературный пояс мигматитов, биотитовых и гиперстеновых гнейсов (I), который с севера и юга обрамляется складчатыми мафическими поясами (I-A, II, III, IV, рис. 2) широкого распространения амфиболитов, эклогитов, гранатовых пироксенитов, перидотитов. Северный пояс гнейсов, амфиболитов и залегающих в нем дислоцированных гипербазитов и гранатовых пироксенитов (I-A) описан в работах [59, 71 и др.], в которых предполагалась его аналогия с южным обрамлением мигматитовой зоны. Однако затем было показано практическое отсутствие в нем эклогитов, за которые ошибочно принимались гранатовые клинопироксениты. В северной зоне отсутствуют и глаукофановые сланцы. Нами исследовалось только южное обрамление мигматитового пояса (II–IV), в котором с севера на юг выделяются зоны с преобладанием в их составе амфиболитов (II), эпидотовых амфиболитов (III), голубых (глаукофановых) и зеленых (хлоритовых) сланцев (IV). Его положение относительно гнейсово-мигматитового пояса позволяет рассматривать Дабешань в аспекте концепции парных метаморфических поясов А. Миаширо [66], что уже подчеркивалось в литературе [22, 62]. Северный мигматитовый пояс (I) относится к внутренним (периконтинентальным) относительно южного зонального пояса (II–III–IV), занимающего внешнюю (периокеаническую) позицию в общем развитии структуры Дабешань.

В этом отношении структура комплекса Дабешань отражает общую закономерность строения парных метаморфических поясов [66]. Еще более наглядно, чем в Дабешане, она выражена в относительно молодых его аналогах - эклогит-глаукофансланцевых парных поясах палеозойского и мезозойского возраста, обрамляющих Азиатский континент со стороны Тихого океана (на рис. 1 показаны римскими цифрами): Сангун (I), Самбагава (II), Камуикотан (III) в Японии и Сусунайский (IV) на Сахалине. Так же как Азиатский пояс на архей-протерозойском рубеже геологической истории, они фиксируют этапы разрастания складчатой структуры Азиатского континента в палеозое и мезозое.

На каждом этапе они были сопряжены с глубоководными желобами, фиксировавшими на поверхности зоны субдукции океанической литосферы под новообразованные складчатые пояса, которая обеспечивала их переход к орогенному развитию (воздыманию и эрозии). Однако в континентальном развитии нет места субдукции самих складчатых поясов, представления о которой, высказываемые во многих

работах по Дабешаню, мы считаем лишними геологического смысла. Складчатые пояса подстилаются континентальной литосферой, ниже которой залегает уплотненная мантия, образующая “корни континентов”, прослеживающиеся геофизически до глубины 450-650 км [56].

Таким образом, складчатые пояса жестко связаны с глубинами Земли, и внедрение в них мантийных эклогитов служит одним из ярких проявлений этой связи. Началом их развития было заложение эвгеосинклинальных прогибов и глубинных разломов, стимулировавших развитие мантийного гипербазит-базитового магматизма, сопровождавшего накопление в этой структуре карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений. Обилие тел метаморфизованных эклогитов и в меньшей мере гранатовых пироксенитов и пироповых перидотитов, образующих будины и небольшие реликтовые массивы в гнейсах, амфиболитах, слюдяных сланцах и доломиткальцитовых мраморах составляет главную специфику внешнего зонального пояса (II-III-IV). Встречаются также силлы, в которых все эти породы находятся во

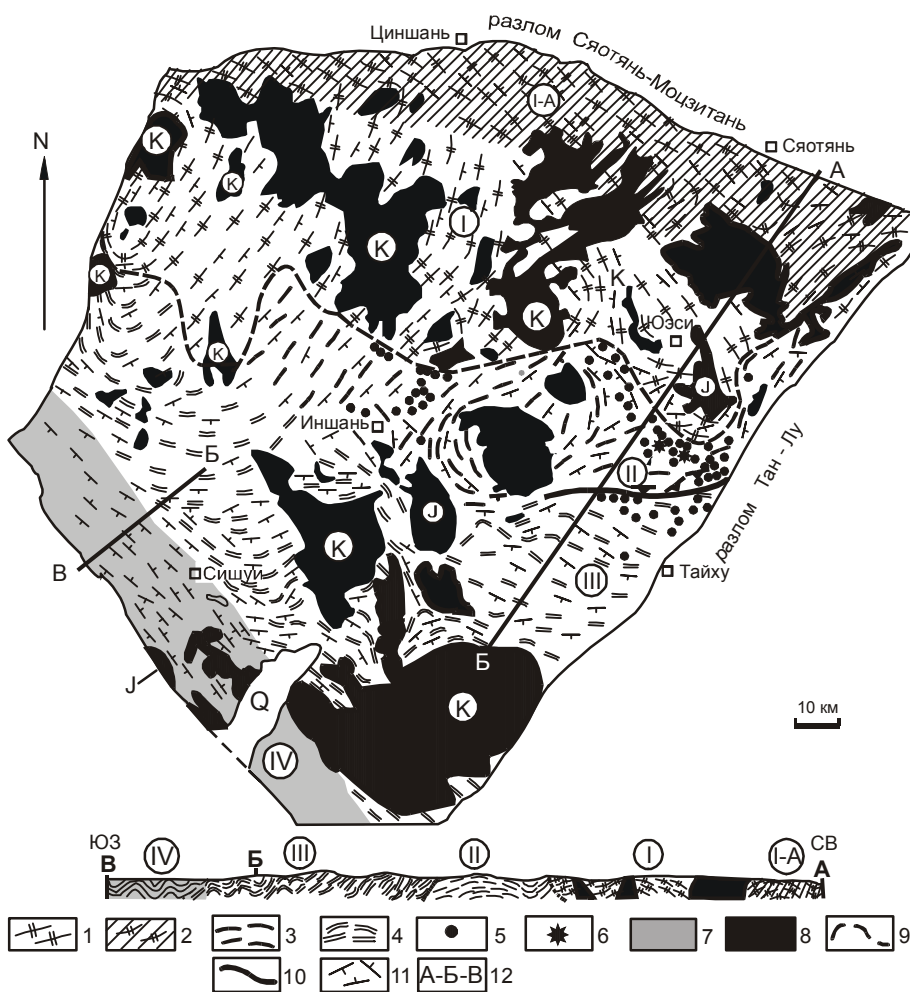


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и сводный разрез А-Б и Б-В метаморфического складчатого комплекса Дабешань, по [61] с изменениями и дополнениями.

1 - мигматиты, гнейсы и амфиболиты мигматитового пояса; 2 - его северное обрамление, отличающееся широким распространением реликтовых тел гипербазитов и гранатовых пироксенитов; 3-7 - южное обрамление мигматитового пояса: 3 - амфиболиты, гнейсы и мраморы, 4 - эпидотовые амфиболиты, слюдяные сланцы и мраморы, 5 - места нахождения реликтовых будинированных тел метаморфизованных эклогитов и гранатовых пироксенитов, в том числе с коэситом, 6 - места находок в эклогитах микроалмазов, 7 - глаукофановые и слюдяные сланцы; 8 - поздние граниты - палеозойские и мезозойские (К - меловые, J - юрские); 9 - южная граница мигматитового пояса; 10 - разломы; 11 - элементы залегания пород; 12 - линии геологических разрезов. Цифры в кружках (I, II, III и IV) – структурные зоны, обсуждаемые в тексте.

взаимном ритмичном переслаивании. Примеры их описаны в многочисленных статьях и экскурсионных путеводителях [49].

Преобладают эклогиты и гранатовые пироксениты, тогда как клиногумитовые гипербазиты, содержащие пироп, образуют в них маломощные прослойки.

Наблюдения выявляют согласное с вмещающими слоистыми породами залегание в складчатых комплексах как самих интрузивных тел эклогитов и пироксенитов, так и их внутренней расслоенности, что уже отмечалось в литературе: "Согласно сформированный (когерентный) пояс подвергся складчатости; эклогиты и вмещающие их мраморы и гнейсы согласно переслаиваются и образуют погружающийся на юго-восток комплекс" [61, стр. 322]. Эта важная особенность геологического строения пояса наблюдалась нами вблизи деревни Умяо, где расслоенное тело эклогитов с полосчатым распределением в них граната обнажается в ядре антиклинальной складки в окружении двуслюдяных гнейсов. В восточном контакте этого тела расслоенность эклогитов (с падением на восток под углами 40–50°) совершенно согласна с реликтовой слоистостью гнейсов. В западном контакте эклогиты в значительной мере замещены амфиболитами, в которых струйчато распределенный гранат подчеркивает реликтовую текстуру замещенных эклогитов. Эклогиты состоят из граната, омфациита, содержат рутил, местами кианит и коэсит, замещаются вторичными минералами (фенгитом, эпидотом, амфиболом, диопсидом, плагиоклазом, кварцем). "Полосчатые эклогиты, переслаивающиеся с темно-зелеными омфациитами, находятся в согласном контакте с биотитовыми плагиогнейсами" [47, стр. 23].

Эклогиты, гранатовые пироксениты и пироповые перидотиты образовывали в вулканогенно-осадочных толщах согласные силлообразные расслоенные тела, которые совместно с вмещающими осадочными породами подвергались складчатости, будинажу, рассланцеванию, метаморфической дифференциации и аллохимическому метаморфизму, сопровождавшемуся частичным замещением эклогитов амфиболитами, мигматитами, гнейсами, слюдяными альбитовыми и глаукофановыми сланцами, мраморами и разнообразными диафторитами с частичным унаследованием их минералов - граната, клинопироксенов, циркона, рутила, коэсита.

Резко дискордантный по отношению к складчатым структурам план деформаций в Дабешане связан только с развитием наложенных тектонических зон рассланцевания, контролирующих развитие диафтореза. К ним приурочено образование особых (диафторитовых) сланцев, занимающих секущее положение в складчатых толщах и содержащих реликтовые блоки слоистых пород и особого рода их лин-

зовидные будины, в том числе состоящие из согласного переслаивания эклогитов и метапелитовых гнейсов и сланцев.

Зоны диафтореза особенно широко распространены вдоль границы, разделяющей мигматитовый комплекс и обрамляющий его с юга эклогит-амфиболитовый комплекс (I-II на рис. 2). Эта граница выделяется рядом авторов как особая тектоническая зона (shear zone), ограничивающая в складчатом поясе Дабешань распространение эклогитов на север [61]. Согласно электромагнитным данным, "эклогит-содержащий комплекс погружается на север под мигматитовый комплекс Северного Дабе". [49, стр. 8]. На схеме (см. рис. 2) отражено распространение коэситовых и алмазосодержащих эклогитов, что свидетельствует о формировании разломов, достигающих в мантии коэсит-графитовой и коэсит-алмазной фаций глубинности, схематически выделенных на схеме (рис. 3). В них располагались очаги магматизма, порождавшие эклогиты с коэситом и алмазом, которые образовывали включения в гранате и клинопироксене на самом раннем глубинном (интрателлурическом) этапе кристаллизации расплавов, предшествовавшем их внедрению в вулканогенно-осадочные толщи, где происходили их окончательная консолидация и последующие складчатость и метаморфические преобразования. Они отвечают давлению менее 8 кбар и температуре 600–700°C, являясь регрессивными по отношению к магматическим эклогитам, консолидировавшимся в температурном интервале 900–1200°C.

С переходом к зоне III (см. рис. 2) глубинность очагов эклогитового магматизма понижается, судя

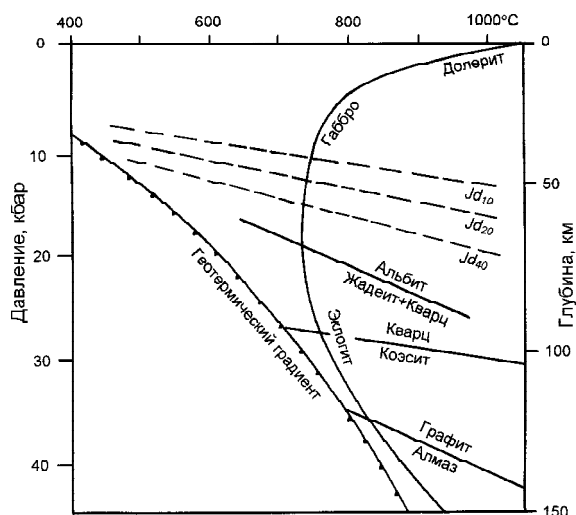


Рис. 3. Схема минеральных фаций, рассчитанная для состава флюидов (80 мол.% H₂O), отвечающих включениям в алмазе эклогитового типа. Показана линия солидуса долерита, габбро и эклогита, Jd₁₀₋₄₀ – мольная доля жадеита в омфациите эклогитов.

по исчезновению в эклогитах коэсита (и псевдоморфоз кварца по его зернам), что коррелируется с понижением температуры метаморфизма эклогитов и вмещающих их пород, которая снижается до 600–400°C, что сопровождается распространением в породах эпидота, актинолита, глаукофана, фенгита, мусковита, хлорита и карбонатов, доминирующих в породах самой низкотемпературной зоны зеленых и голубых сланцев (IV).

Она представлена пестрым комплексом ритмично переслаивающихся пород, в которых различаются рибекит-глаукофановые (кросситовые) сланцы, фенгит-альбитовые, пьмонтит-кварцевые, эпидот-альбитовые, фенгит-хлоритовые богатые кварцем сланцы и кварциты. Голубосланцевый пояс (IV) перекрывает комплекс эпидотовых амфиболитов (III) большей частью согласно, как можно судить об этом по одинаковому простиранию, южному и юго-восточному падению пород, но местами зоны III и IV разделяются сбросами, также падающими к югу. Глаукофановые сланцы образуют характерное внешнее обрамление мигматит-гнейсово-амфиболитовых эклогитсодержащих комплексов, причем не только в Дабешане, но и на смежных с ним территориях, прослеживаясь на протяжении 2000 км в восточном и западном направлениях (рис. 4). В голубых сланцах содержатся зоны особенно интенсивного проявления щелочного метаморфизма, в которых помимо глаукофана содержатся эгирин, эгирин-диопсид и рибекит, образующий твердые растворы с глаукофаном (кроссит). Этот протяженный пояс щелочного метаморфизма является, таким образом, более устойчивым элементом эклогит-глаукофансланцевых формаций по сравнению с эклогитами, для которых ха-

рактерно неравномерное (кустовое) распространение (см. рис. 2).

Полифациальность в различной мере метаморфизованных эклогитовых пород находит также отражение в необычайно широком разбросе цифр их абсолютного возраста, варьирующего от границы архея и протерозоя (2,9–2,6 млрд лет) до мезозоя (200–120 млн лет), в котором завершилась его длительная многофазная активизация.

Имеющиеся данные, отчасти приведенные в табл. 1, согласуются с возрастом поздних гранитов, отражают позднепротерозойский, палеозойский и мезозойский этапы активизации пояса Дабешань, внедрение эклогитов в котором предшествовало его складчатости, относящейся к раннепротерозойскому периоду. В результате активизации возраст первичного метаморфизма, определившего региональную зональность парного пояса I-(II-III-IV), был в значительной мере затушеван и устанавливается с трудом. В связи с этим важную роль играет развитие методики SHRIMP (точечного определения абсолютного возраста минералов). С использованием этой методики в ядрах зерен циркона устанавливается древний возраст эклогитовых пород, которые по существу являются реликтовыми в комплексе Дабешань, испытавшем наложенные метаморфические преобразования в ходе его многоэтапной активизации. Протерозойские, палеозойские и особенно мезозойские возрастные этапы этой активизации фиксируются перекристаллизацией зерен циркона, начинающейся с их краев (рис. 5).

Таким образом, очевиден изначально протерозойский возраст эклогитов и вмещающих их пород, что уже подчеркивалось в литературе [36].

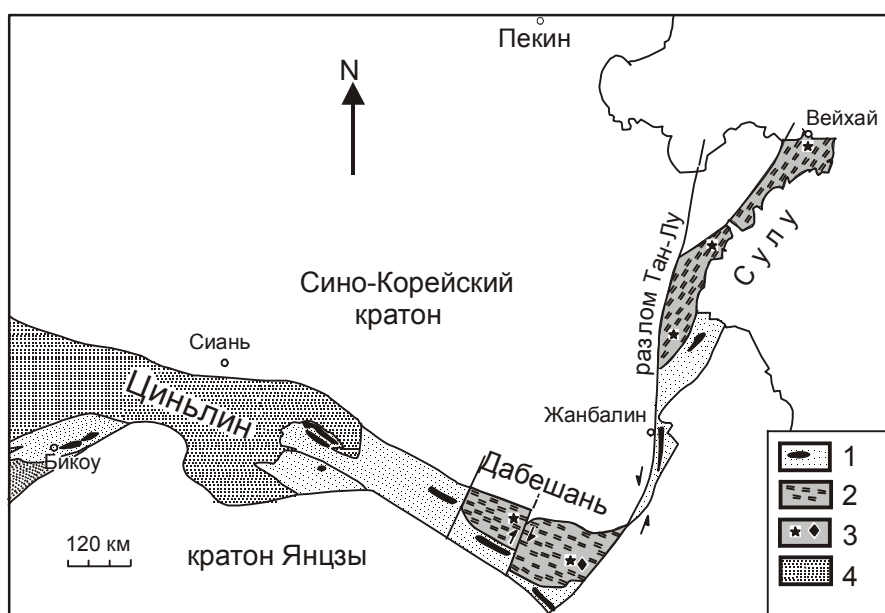


Рис. 4. Геологическая позиция внешнего голубосланцевого обрамления эклогитовых складчатых комплексов Сулу-Дабешань-Циньлин, по [61] с дополнениями и упрощениями.

1 - комплекс щелочных глаукофановых (голубых) сланцев; 2 - мигматит-гнейсово-амфиболитовый комплекс с реликтовыми телами эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и пироповых перидотитов; 3 - места нахождения эклогитов, содержащих коэсит (звездочки) и микроалмаз (черный ромбик); 4 - постпротерозойские отложения.

Наряду с широким разбросом возрастных датировок, сложность генезиса эклогитов и гранатовых клинопироксенитов отражается в температуре их образования, которая по оценкам в работе [25] варьирует в огромном диапазоне 500-1200°C, охватывающем как их первичную магматическую кристаллизацию (800-1200°C), так и наложенные метаморфические и метасоматические преобразования (500-800°C), в том числе и в ходе фрагментации пород при замещении их амфиболитами, гнейсами, мигматитами, гранитами, карбонатными и кварцевыми поро-

дами, сланцами и диафторитами.

Вариации состава граната и клинопироксена отражены на диаграмме (рис. 6) и в таблице 2. На диаграмме отчетливо выделяются поля составов минералов и их парагенезисы, отвечающие первичным магматическим эклогитам и гранатовым пироксенитам (I) и их в различной мере метаморфизованным и метаморфическим производным в результате известкового метаморфизма при взаимодействии с карбонатными породами (II) и развития кислотного выщелачивания (III).

К признакам первично магматической природы эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, помимо условий их залегания в виде силлов, расслоенных согласно с вмещающими породами, относится наличие идиоморфных зерен алмаза и коэсита в породообразующих минералах и в цирконе.

Наряду с этим, изредка коэсит фиксируется в эклогитах и в межгранулярной позиции [60], что противоречит распространенному представлению о том, что коэсит может сохраняться в породах только благодаря нахождению его в консервации, создаваемой жесткими зернами граната, клинопироксена, циркона. Наличие коэсита в межгранулярной позиции от-

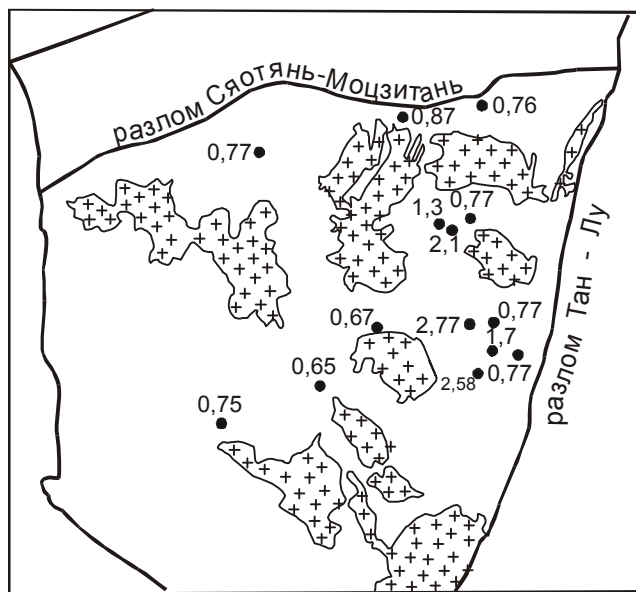
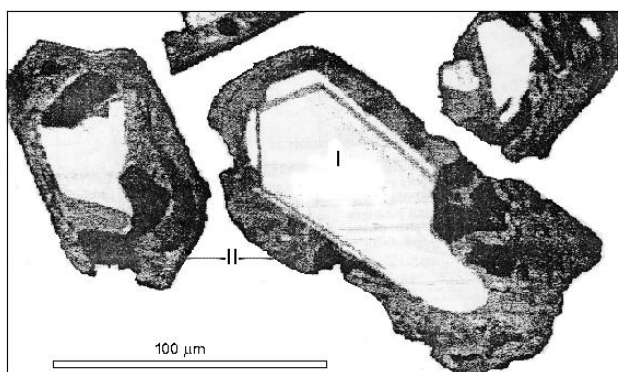


Рис. 5. Католюминесцентные снимки цирконов эклогитов и вмещающих гнейсов [52]. В ядрах (I) сохранился ярко люминесцентный низкоурановый циркон протерозойского возраста, замещаемый с краев зерен новообразованным высокоурановым цирконом (II) в основном мезозойского возраста, отличающимся низкой люминесценцией (серая фаза) и отсутствием ее (черная фаза), см. также [61].

На схеме ниже показаны места расположения изученных пород, у которых сохранился докембрийский возраст (цифры у точек - млрд лет), а также фанерозойские гранитные массивы, с воздействием которых связано омоложение докембрийских пород (схема соответствует рис. 2).

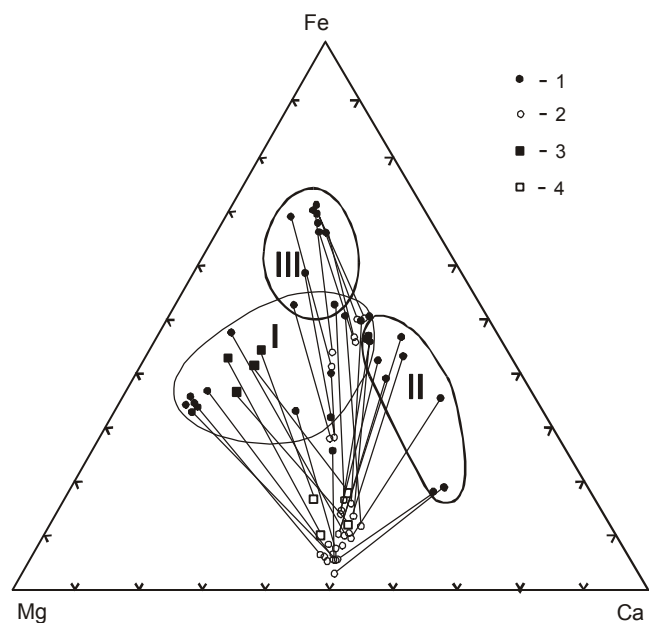


Рис. 6. Генетические типы горных пород Дабешаня, выделяемые по вариациям состава граната (1) в парагенезисе с клинопироксеном (2): I - эклогиты и гранатовые клинопироксениты; II - III - их метаморфизованные разновидности при взаимодействии с карбонатными породами (II) и в результате кислотного метасоматоза и диафтореза (III). Для сопоставления приводятся парагенезисы граната (3) и клинопироксена (4) массива Бени-Бушера (Марокко).

Таблица 2. Представительные электронно-зондовые анализы минералов эклогитов и гранатовых клинопироксенов из массивов Бисилин и Наньшаньлин, из будин в мраморах и жадеитовых кварцитах, а также из самих кварцитов.

№ обр.	6/2		6/22			7/1				7/1 В			4/20	
	Грт	Срх	Ol	Ch	Срх	Грт(с)	Грт(г)	Срх(с)	Срх(г)	Грт(с)	Грт(г)	Срх	Грт	Срх(с)
SiO ₂	40,05	54,60	39,89	36,38	54,94	38,13	37,89	56,14	56,03	39,36	39,39	56,09	38,55	55,66
TiO ₂	н.о.	0,00	0,03	3,54	0,02	0,16	н.о.	0,00	0,00	н.о.	н.о.	0,00	0,06	0,20
Al ₂ O ₃	22,01	1,00	0,04	0,10	1,04	21,13	21,62	13,35	13,28	22,94	22,52	9,02	21,01	10,22
Cr ₂ O ₃	1,39	0,89	0,03	0,10	0,46	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,00	0,08	0,06
FeO	16,47	3,95	12,87	11,64	3,92	23,29	23,36	4,36	4,39	15,05	17,01	2,27	30,51	8,85
MnO	0,71	0,00	0,20	0,18	0,17	0,37	0,35	0,00	0,00	0,47	0,50	0,00	0,44	0,03
MgO	14,35	15,61	45,20	45,11	16,09	5,68	4,91	6,50	6,55	8,82	8,49	11,04	6,15	6,49
CaO	4,86	22,10	0,03	0,03	21,97	11,22	11,33	10,71	10,60	13,15	11,72	16,67	3,92	9,61
Na ₂ O	н.о.	1,68	0,06	0,03	1,43	н.о.	0,38	8,69	8,94	н.о.	н.о.	4,87	0,00	8,94
Сумма	99,84	99,83	96,95	97,11	100,04	99,98	99,84	99,75	99,79	99,79	99,63	99,96	100,72	100,06
Si	2,966	1,986	0,99	3,88	2,00	2,949	2,932	1,978	1,967	2,953	2,979	1,996	3,00	2,00
Ti				0,28		0,009								
Al	1,921	0,043		0,01	0,04	1,926	1,971	0,554	0,550	2,029	2,007	0,378	1,93	0,43
Cr	0,081	0,026		0,01	0,01									
Fe ³⁺	0,033	0,064				0,115	0,097	0,090	0,070	0,018	0,014		0,07	0,19
Fe ²⁺	0,986	0,056	0,28	1,04	0,12	0,242	0,023	0,040	0,061	0,927	1,061	0,068	1,92	0,26
Mn	0,044			0,02	0,005	0,024	0,023			0,030	0,032		0,03	
Mg	1,584	0,846	1,73	7,17	0,87	0,655	0,566	0,341	0,343	0,987	0,957	0,586	0,72	0,35
Ca	0,385	0,861			0,86	0,930	0,939	0,404	0,400	1,057	0,950	0,636	0,33	0,37
Na		0,118		0,01	0,10		0,057	0,593	0,609			0,336		0,62

№ обр.	4/20		3/4			3/1А			1/1		4/1			
	Срх(г)	Грт(с)	Срт(г)	Срх(с)	Срх(г)	Грт(с)	Срх(с)	Срх(г)	Грт	Срх	Грт(с)	Грт(г)	Срх	Срх*
SiO ₂	55,79	37,99	37,98	56,17	56,41	37,67	58,10	57,95	39,20	55,35	38,23	38,16	56,65	56,30
TiO ₂	0,14	н.о.	н.о.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	н.о.	н.о.	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	10,06	21,91	21,93	13,61	13,01	22,17	21,07	20,79	21,48	4,35	21,78	21,83	13,42	13,41
Cr ₂ O ₃	0,10	н.о.	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	н.о.	0,00	н.о.	н.о.	0,00	0,00
FeO	8,77	24,02	24,43	3,45	3,74	30,35	3,98	3,53	9,72	1,67	21,62	23,86	4,21	3,72
MnO	0,01	0,62	0,78	0,00	0,00	0,00	н.о.	н.о.	0,41	0,00	0,44	0,51	0,00	0,00
MgO	6,55	6,06	5,91	7,01	6,84	4,87	1,02	1,49	6,08	14,72	5,57	5,63	6,47	6,54
CaO	9,54	9,23	8,56	10,73	10,82	4,64	1,92	2,30	22,67	21,53	12,08	9,44	10,50	10,51
Na ₂ O	9,42	н.о.	н.о.	8,90	8,95	0,00	13,79	13,89	н.о.	2,23	н.о.	н.о.	8,47	9,30
Сумма	100,38	99,83	99,61	99,87	99,77	99,70	99,88	99,95	99,95	99,85	99,72	99,43	99,72	99,78
Si	1,97	2,941	2,949	1,966	1,979	2,972	1,994	1,982	2,941	1,991	2,952	2,970	2,000	1,971
Ti									0,022					
Al	0,41	1,999	2,007	0,561	0,538	2,061	0,852	0,838	1,899	0,184	1,982	2,002	0,558	0,553
Cr			0,012											
Fe ³⁺	0,23	0,060	0,033	0,076	0,091		0,071	0,100	0,138		0,066	0,027	0,021	0,107
Fe ²⁺	0,03	1,495	1,553	0,024	0,018	2,002	0,043		0,472	0,050	1,331	1,526	0,103	0,002
Mn		0,041	0,051						0,026		0,029	0,034		
Mg	0,35	0,699	0,683	0,367	0,358	0,573	0,052	0,076	0,680	0,789	0,641	0,653	0,341	0,034
Ca	0,37	0,765	0,712	0,402	0,407	0,392	0,071	0,084	1,822	0,830	0,999	0,787	0,397	0,394
Na	0,64			0,604	0,609		0,917	0,920		0,155			0,579	0,631

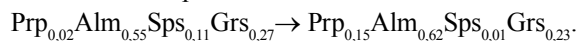
Примечание: Минералы образца 4/20 и 6/22 определялись в ИГЕМ РАН с.н.с. И.П. Лапутиной на микрозонде Camebax-Microbeam, остальные образцы проанализированы на кафедре петрологии геологического факультета МГУ аналитиком Е.В. Гусевой на зонде Camscan.

Образцы 6/2 и 6/22 - богатые оливином гранатовые клинопироксены с титан-клиногумитом или титан-хондродитом из маленького массива г. Наньшаньлин, в 1 км южнее массива Бисилин. Образцы 7/1, 7/1В - эклогиты из массива Бисилин. 4/20 - жадеитизированные эклогиты из будин в мраморах вблизи жадеитовых кварцитов у д. Шуанхе, 3/4 - жадеитизированные эклогиты из будин в жадеитовых кварцитах на правом берегу р. Шуанхе, 3/1А - жадеитовый кварцит (там же). 1/1 - гранатовый клинопироксенит в мраморах у д. Сидянь, 4/1 - эклогиты в мраморах у д. Шуанхе. Здесь и далее: Crt - гранат, Срх - клинопироксен, Орх - ортопироксен, Ch - титан-клиногумит и титан-хондродит, Ol - оливин, Chu - хондродит, Chn - глиногумит; с - центр, г - край, * - включение в гранате.

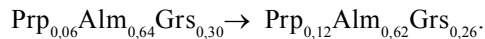
ражает вынос эклогитовыми магмами интрателлурических минералов из мантийных очагов не только в виде обособленных кристаллов, содержащих его включения, но и в агрегатном состоянии, наподобие гломеропорфировых сростаний. Межгранулярная позиция коэсита отмечалась и в алмазоносных эклогитах, образующих нодулы в кимберлитах, например, в кианитовом эклогите из трубки Roberts Victor в Южной Африке.

Первичная магматическая природа пироксенит-эклогитовых пород доказывается аналогией их по составу минералов и парагенетическим соотношениям с одноименными породами расслоенных эклогит-пироксенит-перидотитовых интрузивов складчатых поясов, из числа которых приводятся для сравнения некоторые данные по массиву Бени-Бушера в Марокко. Можно было бы добавить аналогичные данные по перидотитовым интрузивам древнего складчатого пояса в Богемии, содержащим прослойки гранатовых клинопироксенитов и эклогитов (грик-ваитов) и аналогичных пород нодул кимберлитовых и лампроитовых трубок. Аналогия с этими магматическими породами прослеживается по характеру зональности минералов, особенно наглядно выраженной в зернах граната.

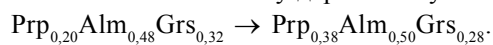
Зональность зерен граната в породах группы I характеризует режимы его глубинной (интрателлурической) кристаллизации. Сама по себе кристаллизация граната вследствие его высокой феррофильности приводит к понижению содержания железа в остаточных расплавах и к повышению его магнезиальности к краям зерен, тогда как кристаллизация клинопироксена (второго главного минерала эклогитов и гранатовых клинопироксенитов) сопровождается противоположным эффектом. Соответственно, в эклогитовых породах Дабешаня распространены зерна граната с магнезиальной и железистой тенденциями изменения его состава наряду с практически однородными его зернами. По-видимому, преобладающим является магнезиальный тип зональности, выражающейся понижением железистости и марганцовистости к краевым частям зерен. Рассмотрим ее примеры. В зерне богатого марганцем, альмандинового граната из эклогита Сяньхуадянь, район Даун [74], зональность выражается схемой:



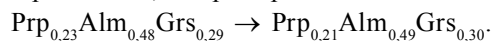
Подобные эклогиты начинали кристаллизоваться в глубинных очагах из богатых железом и марганцем остаточных расплавов, представляя самую высокую (заключительную) ступень эволюции эклогитового магматизма. Собственно альмандиновые, бедные марганцем и обычно богатые рутилом эклогиты характеризуются в общем аналогичной зональностью зерен граната с повышением содержания магния к их краям (Луан, района Даун):



Аналогичная зональность зерен более богатого пиропом и менее марганцовистого граната была выявлена нами в эклогитах у деревни Шуанхе:



Обрисованная тенденция в изменении состава граната определялась режимом высокого давления, обусловившим его раннее образование в ходе глубинной кристаллизации, а также кристаллохимическими особенностями граната, его высоким химическим сродством с железом и марганцем. В силу этого, марганцовистость и железистость граната значительно выше, чем у расплавов, из которых происходит его кристаллизация, так что остаточные расплавы последовательно обогащаются магнием. Это определяет наблюдаемое накопление магния к краям растущих кристаллов граната, формировавшихся в глубинных мантийных очагах в режиме высокого давления. С понижением глубинности магматических очагов поле кристаллизации граната должно сокращаться с расширением поля кристаллизации клинопироксена, фракционирование которого сопровождается понижением магнезиальности остаточных расплавов и противоположным характером зональности минералов. Совместная кристаллизация граната и клинопироксена отражается в практическом отсутствии изменения состава граната по зонам роста его кристаллов, например:



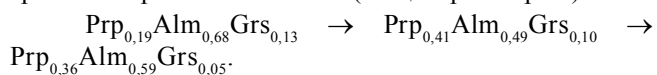
Таким образом, зональность зерен граната в эклогитовых породах несет в себе важную генетическую информацию. Магнезиальный тип зональности (с накоплением магния к краям зерен) отражает доминант интрателлурической кристаллизации граната в очагах большой глубинности, в магматических системах с расширенным полем кристаллизации граната. Эти условия благоприятны для образования коэситовых и алмазоносных пород. Противоположный железистый тип зональности (с накоплением железа к краям зерен) отражает доминант кристаллизации клинопироксена (суженное поле стабильности граната), что свойственно менее глубинным очагам.

Омфацит, богатый жадеитовым компонентом, характерен для ядерных частей его зональных кристаллов и включений в гранате, например, в эклогите Бамаоджи, район Йиншань [74]: $\text{Jd}_{0,44}\text{Aeg}_{0,02}\text{Di}_{0,45}\text{Hd}_{0,09}$ во включении в гранате $\text{Prp}_{0,35}\text{Alm}_{0,41}\text{Grs}_{0,24}$. Тогда как клинопироксен этого эклогита содержит мало жадеита, представляя разновидность, характерную для гранатовых клинопироксенитов:

$\text{Jd}_{0,13}\text{Aeg}_{0,04}\text{Di}_{0,69}\text{Hd}_{0,14}$. Наличие в эклогитах клинопироксенов с разным содержанием жадеита отражает полифаціальность по давлению этих пород (см. рис. 3).

Однако, в отличие от эклогитов, клинопироксен которых представлен омфацитом, в гранатовых клинопироксенитах и клинопироксен изначально беден жадеитовым компонентом, что отражает расслоенность глубинных очагов на перидотитовую (нижнюю), пироксенитовую и эклогитовую (верхнюю) зоны с концентрацией жадеитового компонента преимущественно в верхнем (эклогитовом) расплаве. Гранатовые клинопироксениты, как будет показано ниже, являются самыми алмазоносными породами в Кокчетавском комплексе. Мельчайшие зерна алмаза, образующие включения в гранате и клинопироксене этих пород, беспрецедентно богаты гелием и особенно его легким изотопом [33], что однозначно доказывает его мантийную магматическую кристаллизацию в алмазной фации глубинности, предшествовавшую интрузии магм в земную кору.

Гранаты эклогитовых пород наследуются замещающими их амфиболитами, мигматизированными гнейсами, сланцами. Унаследованный от эклогитов гранат в них может сохранять характерную для него зональность зерен или же полностью перекристаллизовывается, причем реликтовые зерна граната могут служить затравками, способствуя росту собственных порфиробластов граната метаморфических пород с образованием в них большей частью регрессивной метаморфической зональности. Эти типы зональности могут совмещаться в пределах отдельных зерен. Пример такой сложной зональности описан [37] в кордиерит-гиперстен-биотитовом мигматитовом гнейсе Дабешаньского комплекса к северо-западу от деревни Луотян (провинция Хубей). Зерно граната размером около 2 см во внутренней части не содержит включений посторонних минералов и имеет зональное строение с повышением к краю содержания магния. Внешняя зона зерна отделена от внутренней резкой границей и отличается обилием включений кварца и противоположным изменением состава граната с уменьшением во внешнюю сторону содержания магния и кальция и увеличением содержания железа и марганца. Общая зональность зерна граната выражается схемой (от центра к краю):



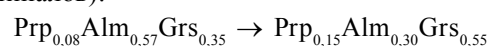
Магнезиальность граната ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$) – 0,23–0,46–0,39 проходит через максимум (0,46), отвечающий началу роста метаморфического порфиробласта, в краевой части которого (0,39) по магнезиальности устанавливаются равновесные соотношения с другими минералами гнейса: кордиеритом (0,80), биотитом (0,69), гиперстеном (0,65). В то же время, по своей низкой магнезиальности гранат ядра (0,23) выпадает из кордиерит-гиперстен-биотитового парагенезиса гнейса, коррелируясь с гранатом альмандиновых эклогитов и характеризуясь сходством с

ними также по характеру зональности зерен граната (0,23–0,26). Их будины и реликты широко распространены в гнейсах, сходство которых с эклогитами прослеживается также по унаследованной гнейсами аксессуарной минерализации эклогитов (рутил, циркон, монацит, ильменит и апатит).

Соотношение магнезиальности граната (0,39) и равновесного с ним кордиерита (0,80) биотит-гиперстенового гнейса отвечает алданской фации глубинности [15], свидетельствуя о том, что эрозионный срез формации Дабешань достигал величины порядка 35 км. Его воздымание сопровождалось, по крайней мере, тремя эпохами активизации складчатых формаций – позднепротерозойской, палеозойской и мезозойской, причем каждая из них отчетливо проявилась развитием свойственной только ей специфики гранитного магматизма, метаморфизма и диафтореза.

В отличие от парагенезисов группы I, метаморфические производные (II и III на рис. 6) не имеют аналогов в нодулях кимберлитовых и лампроитовых трубок. Их апоэклогитовая и апопироксенитовая природа доказывается спорадическим обнаружением в них реликтов замещаемого кварцем коэсита, а также наследованием ими структуры исходных пород, что отражает метасоматическую природу преобразований при постоянстве объема с существенным изменением состава породообразующих минералов.

При формировании гранат-клинопироксеновых пород типа III индикаторным процессом служило преобразование граната эклогитов в направлении обогащения его гроссуляровым компонентом. Этот метаморфический тренд обусловлен взаимодействием эклогитов и гранатовых клинопироксенитов с карбонатными породами, в пластах которых они образуют будины, замещаемые с краев роговой обманкой или гранатовыми амфиболитами. В результате этого взаимодействия состав граната в эклогитах последовательно обогащался гроссуляром (см. табл. 2; II на рис. 6). Об этом можно судить по закономерному различию составов граната из будин эклогитов в гнейсах и в мраморах. Аналогичные соотношения отмечались также в работах [57, 68]. Рассчитывается следующая схема изменения состава граната при взаимодействии с карбонатной породой (в мольных долях миналов):



Обогащение граната гроссуляровым компонентом сопровождалось выносом железа из граната, которое при этом отчасти перераспределялось в клинопироксен, фиксируясь повышением его железистости.

Преобразования типа III отражаются на составе клинопироксена эклогитов и пироксенитов,

который подвергается кислотному выщелачиванию с выносом CaO и MgO. Это выражается смещением его состава в железистую область. В результате омфациит эклогитов метастабильно замещается жадеитом и кварцем, так что в пределе на месте эклогитов метастабильно возникают жадеитовые и кварцевые метасоматические породы, содержащие в различной мере обогащенный железом реликтовый гранат эклогитов. Кварц-жадеитовые породы позднее подвергаются альбитизации с образованием вторичных гранат-жадеитовых альбитовых гнейсов.

В гнейсах и мигматитах линзы эклогитов и родственных им пород особенно интенсивно изменены в результате метастабильного наложения на них процессов кислотного выщелачивания. Оно выражается окварцеванием эклогитов с превращением их в коэсит-кианитовые кварциты, коэситовые жадеиты и богатые кварцем эклогиты, в которых первичные бескварцевые разновидности сохраняются в виде останцов («resistant lens»). При этом замещении сохраняются реликты первичного слоистого строения замещенных линз, в которых сохраняются прослойки эклогитов плотного сложения - коэситовых и богатых рутилом. Характерно, что эти минералы отчасти наследуются метасоматическими кварцитами, сохраняясь в них в виде включений как в реликтах первичных минералов эклогитов - гранате, омфациите, кварце, кианите, так и в новообразованных минералах - жадеите, эпидоте, кварце [61]. Жадеитом наследуются зерна коэсита при замещении им омфациита в ходе выщелачивания диопсидового компонента. Химизм этого процесса был прослежен нами в эклогитовом комплексе у деревни Шуанхе, где омфациит эклогитов (состав его приводится в скобках) вытесняется метасоматическим жадеитом (мас. %): SiO₂=58,13 (56,17), Al₂O₃=21,25 (13,61), FeO=3,55 (3,45), MgO=1,24 (7,01), CaO=1,8 (10,73), Na₂O=13,86 (8,90), сумма=99,83 (99,87). Гранат в этом процессе наследуется жадеитовыми породами с повышением его железистости (см. рис. 6).

Метасоматические преобразования эклогитовых пород, относящиеся ко II и III типам, пространственно нередко совмещаются, как в районе Шуанхе, благодаря их общей связи с наложенными зонами сложных дислокаций, карбонатного меланжа и диафтореза, сопровождающегося окварцеванием и жадеитизацией пород. В результате в карбонатном меланже (мраморе) этого района сосредоточились в виде будин и неправильных блоков эклогитовые породы различных типов метасоматических преобразований, в том числе и эклогиты, которые не взаимодействовали с карбонатной породой, а испытали только кислотное выщелачивание. Примером служит эклогит образца 4/20 (табл. 2), который хотя и залегает в виде будины в мраморе, но не взаимодей-

ствовал с карбонатной породой и содержит бедные кальцием и магнием гранат и клинопироксен, рутил, ильменит. Наряду с ним в мраморе содержатся будины эклогитов, испытавших взаимодействие с карбонатной породой (образцы 4/18 и 4/13, табл. 2), что выражается повышенным содержанием CaO в их гранате и клинопироксене и в замещении рутила титанитом.

Петрографические исследования эклогитов выявляют только регрессивные процессы их преобразования, что уже отражалось в литературе: «Эклогиты не обнаруживают доэклогитовых минеральных парагенезисов» [61, стр. 330]. Самым характерным процессом аллохимического метаморфизма является превращение их в гранатовые амфиболиты, универсально проявляющееся при залегании их будинированных линзовидных тел в мраморах, амфиболитах и гнейсах. Более или менее хорошая сохранность эклогитов, состоящих из граната, омфациита (Jd₄₃₋₆₀) и рутила, в том числе содержащих замещаемый кварцем коэсит в виде включений в гранате и омфациите, свойственна только ядерным частям этих линз. По направлению к краям первичный парагенезис эклогитов: гранат + омфациит + рутил сменяется парагенезисами роговой обманки с плагиоклазом и пироксенами (в том числе с коронарными структурами и псевдоморфозами клинопироксена и альбита по омфацииту), за которыми следует развитие биотита (особенно в будинах, залегающих в гнейсах и мигматитах), эпидота, тремолита, хлорита.

Ультраосновные породы, образующие прослойки в будинированных эклогитовых и пироксениновых телах, с исходным парагенезисом оливин + клинопироксен (±ортопироксен) + пироп ± клиногумит подвергаются метаморфизму с последующим замещением серпентином, тальком, тремолитом и хлоритом.

Максютовский комплекс

Максютовский глаукофансланцево-эклогитовый складчатый комплекс (11 на рис. 1) расположен в юго-восточной части западного склона Южного Урала. Он имеет ширину 12-16 км и протяженность более 180 км. В нем выделяются две толщи – нижняя и верхняя.

Нижняя толща сложена слюдяными сланцами и кварцитами с лавсонитом, гранатом, глаукофаном, микроклином, цоизитом, карбонатом. В ней широко распространены глаукофановые, гранат-глаукофановые, цоизит-глаукофановые сланцы и тела эклогитов. Эклогиты залегают в виде отдельных блоков, будин и силлов размером от первых сантиметров до нескольких метров среди глаукофановых и слюдяных сланцев, в различной степени замещаясь ими.

На геологической схеме (рис. 7) видно неравномерное распределение эклогитов.

Верхняя толща представлена офиолитовой формацией, сложенной серпентинитами и зелеными сланцами [3, 13]. В ее основании залегают антигоритовые серпентиниты, частично преобразованные в актинолитовые, хлорит-тальковые и тальковые породы и содержащие тела лавсонитовых родингитов, состоящих из хлорита, лавсонита, граната и пироксена [14].

Рассматривая Максютковский комплекс в аспекте общей зональности парных метаморфических поясов, полно представленной в Дабешаньском комплексе (см. рис. 2 и 4), важно подчеркнуть отсутствие в нем зон мигматитов (I), гнейсов и амфиболитов (II) с телами коэситовых эклогитов, гранатовых пироксенитов и перидотитов. Аналогия может проследиваться только с III и IV зонами, что объясняет тесную ассоциацию эклогитов и глаукофановых сланцев, свойственную Максютowski комплексу, тогда как на Дабешане они разобщены в значительно большей мере (см. рис. 2). Это объясняется тем, что Максютowski комплекс обрзан с востока гигантским сбросом Главного Уральского разлома, отделя-

ющего докембрийские формации западного склона Урала, к которым относится и Максютowski комплекс, от палеозойских формаций его восточного склона.

В Максютowski комплексе сохранился, таким образом, только внешний ореол (III-IV) общей зональности эклогитовых поясов (I-IV), что и определило его принципиальное отличие от Дабешаньского комплекса - отсутствие пироповых перидотитов, гранатовых клинопироксенитов и магнезиальных эклогитов, коэситовых и алмазоносных их разновидностей, которые только предполагаются по косвенным признакам [29, 58]. В Максютowski комплексе эклогиты представлены исключительно алмандиновыми типами (табл. 3, 4), и тем не менее, отчетливо устанавливается их магматическая природа по аналогии с рутиловыми алмандиновыми эклогитами нодулей кимберлитовых трубок, как это следует из данных, представленных на рис. 8 и 9.

По составу граната на них выделяется поле составов, свойственных рутиловым эклогитам кимберлитовой трубки Русловая. Аналогия проследивается не только по общему составу, но и по характеру зональности зерен граната (см. рис. 9). Наряду с этим, в Максютowski комплексе выделяются гранаты, состав которых выходит за пределы этого поля (I), что мы склонны связывать с процессами метаморфического преобразования эклогитов. Это метаморфическое изменение состава граната обозначено на диаграмме (см. рис. 8) стрелками. Выделяются три типа трендов изменения состава граната: известковый (II), железистый (III) и магнезиальный (IV). Известковый тренд (II) выявляется при детальном микронзондовом изучении состава граната по проявлению сложной зональности (рис. 10) с образованием богатыхgrossуляром внешних кайм. Противоположные процессы изменения граната с выносом кальция представлены железистым (III) и магнезиальным (IV) трендами.

Эклогиты Максютowski комплекса залегают в виде отдельных блоков, будин и силлов различной протяженности (см. рис. 7). Некоторые будины имеют зональное строение, выражающееся в различной зернистости и изменении относительного содержания слагающих эклогиты минералов во внутренних и внешних частях. Часто будины разбиты многочисленными трещинами, по которым происходят глаукофанизация эклогитов и развитие прожилков кварца и мусковита. Эклогиты залегают согласно с вмещающими породами.

Эклогиты Максютowski комплекса характеризуются обычным преобладанием граната над клинопироксеном. В качестве аксессуарных минералов в них содержатся циркон, графит, магнетит, сульфиды, апатит и рутил, причем содержание последнего

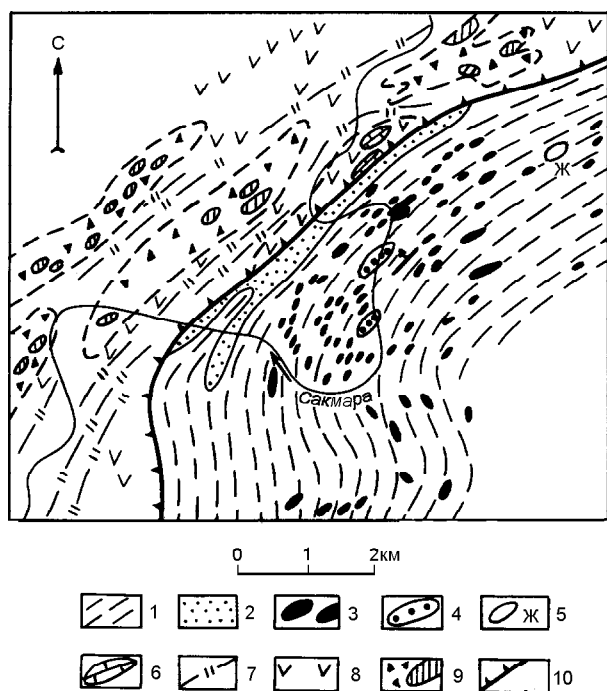


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Максютowski комплекса в районе дер. Караяново [3].

1-6 - нижняя серия: 1 - слюдяные и графитистые кварциты и сланцы с гранатом, глаукофаном, лавсонитом, 2 - слюдяные кварциты и сланцы, 3 - эклогиты, 4 - титанистые эклогиты, 5 - гранат-жадеит-кварцевая порода; 6-9 - верхняя офиолитовая серия: 6 - мраморы, 7 - графитистые кварциты, 8 - метабазалты, 9 - зоны меланжа с антигоритовыми серпентинитами, лавсонитовыми родингитами; 10 - зона надвига.

Таблица 3. Избранные электронно-зондовые анализы граната из эклогитов Максютковского комплекса (мас. %).

Компо- ненты	KAR-1			3/12		3/21		4/1	
	с	м	г	с	г	с	г	с	г
SiO ₂	37,11	37,43	37,79	37,42	38,53	37,11	37,67	37,18	37,58
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,86	21,66	21,88	20,99	21,56	20,90	21,52	21,02	21,80
FeO	30,82	29,24	24,09	28,04	26,52	31,14	29,08	28,71	27,07
MnO	1,83	0,94	1,10	0,99	0,41	0,48	0,51	0,64	0,32
MgO	3,89	2,73	2,58	4,16	6,64	1,74	3,34	2,18	3,49
CaO	4,49	8,00	12,56	8,40	6,34	8,63	7,88	10,27	9,72
Кристаллохимические коэффициенты									
Si	2,945	2,970	2,965	2,945	2,988	2,968	2,978	2,953	2,952
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	2,045	2,025	2,023	1,947	1,970	1,970	2,005	1,966	2,018
Fe ³⁺	0,010	0,005	0,012	0,108	0,042	0,062	0,018	0,081	0,030
Fe ²⁺	2,035	1,934	1,569	1,738	1,678	2,021	1,904	1,825	1,753
Mn	0,123	0,063	0,073	0,066	0,027	0,033	0,034	0,043	0,021
Mg	0,460	0,323	0,302	0,488	0,768	0,207	0,394	0,258	0,409
Ca	0,382	0,680	1,056	0,708	0,527	0,739	0,667	0,874	0,817
Миналы (мол. %)									
<i>Alm</i>	67,5	64,3	52,0	55,0	54,8	65,3	62,9	58,5	57,7
<i>Grs</i>	12,7	22,6	35,0	22,4	17,2	23,9	22,1	28,0	26,9
<i>Prp</i>	15,3	10,7	10,0	15,4	25,1	6,7	13,0	8,3	13,4
<i>Sps</i>	4,0	2,1	2,4	2,1	0,9	1,1	1,1	1,4	0,7
<i>Adr</i>	0,5	0,3	0,6	5,1	2,0	3,0	0,9	3,8	1,3
Компо- ненты	3/17			3/16			5/2		
	с	м	г	с	м	г	с	м	г
SiO ₂	37,16	37,49	38,68	37,01	36,99	37,58	37,73	37,22	37,84
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00
Al ₂ O ₃	21,40	21,46	21,87	21,36	21,37	21,78	21,25	21,28	21,60
FeO	27,92	28,29	23,96	29,15	29,71	28,72	27,75	27,57	26,12
MnO	0,43	0,29	0,42	0,27	0,00	0,00	0,61	0,38	0,30
MgO	3,24	4,03	6,68	3,00	3,31	4,57	2,77	3,09	4,36
CaO	9,85	8,44	8,39	8,99	8,62	7,34	9,89	10,23	9,78
Кристаллохимические коэффициенты									
Si	2,929	2,948	2,981	2,929	2,924	2,949	2,982	2,936	2,957
Ti	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000
Al	1,988	1,988	1,987	1,993	1,991	2,014	1,979	1,978	1,989
Fe ³⁺	0,083	0,064	0,032	0,065	0,085	0,037	0,039	0,072	0,054
Fe ²⁺	1,758	1,797	1,513	1,865	1,879	1,848	1,795	1,746	1,653
Mn	0,029	0,019	0,027	0,018	0,000	0,000	0,041	0,026	0,020
Mg	0,381	0,473	0,767	0,355	0,390	0,535	0,327	0,364	0,508
Ca	0,832	0,711	0,693	0,762	0,731	0,617	0,837	0,864	0,819
Миналы (мол. %)									
<i>Alm</i>	56,3	58,0	49,6	60,2	60,1	60,5	58,7	56,2	53,7
<i>Grs</i>	26,6	23,0	22,7	24,6	23,4	20,2	27,4	27,8	26,6
<i>Prp</i>	12,2	15,3	25,2	11,5	12,5	17,5	10,7	11,7	16,5
<i>Sps</i>	0,9	0,6	0,9	0,6	0,0	0,0	1,3	0,8	0,6
<i>Adr</i>	4,0	3,1	1,6	3,1	4,0	1,8	1,9	3,5	2,6

Примечание. Анализы выполнены на приборе Camscan МГУ, аналитики Е.В. Гусева и Н.Н. Коротаева.

с - центральные зоны, г - краевые зоны, м - промежуточные зоны. Суммы анализов - 100,00 мас. %. Расчет формул произведен катионным методом на 8 катионов.

Таблица 4. Электронно-зондовые анализы крупных зерен граната с зонально распределенными в них включениями омфацита из эклогитов Максютковского комплекса (мас. %).

Компоненты	Зональный гранат с включениями из обр. 4/15e (диаметр 2,5 мм)								Зональный гранат из обр. 1/7 (диаметр 1,5 мм)					
	Grt ₁ (c)	CPx ₁ (c)	Grt ₂	Grt ₃	Grt ₄	CPx ₄	Grt ₅ (r)	CPx ₅ (r)	Grt ₁ (c)	Grt ₂	Grt ₃	CPx ₃	Grt ₄ (r)	CPx ₄ (r)
SiO ₂	37,25	54,32	37,42	37,53	37,75	55,36	38,12	55,15	37,37	37,36	37,37	55,95	37,03	55,81
TiO ₂	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,45	8,60	21,14	21,52	21,26	8,35	21,80	9,13	21,19	21,41	21,53	13,45	21,37	12,42
FeO	27,42	7,78	26,93	26,21	25,88	6,94	24,37	5,87	29,42	28,16	28,11	6,20	30,47	6,47
MnO	0,48	0,00	0,69	0,59	0,36	0,00	0,29	0,00	0,64	0,89	0,73	0,00	0,87	0,00
MgO	2,81	8,42	3,15	3,29	3,72	8,57	4,89	9,58	1,43	1,95	2,29	5,72	3,74	6,72
CaO	10,59	14,67	10,46	10,86	11,03	14,37	10,53	13,92	9,74	10,23	9,97	9,63	6,52	9,96
Na ₂ O	0,00	6,21	0,00	0,00	0,00	6,47	0,00	6,35	0,00	0,00	0,00	9,05	0,00	8,62
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Кристаллохимические коэффициенты														
Si	2,939	1,953	2,950	2,948	2,958	1,984	2,961	1,964	2,983	2,966	2,961	1,974	2,955	1,971
Ti	0,00	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,994	0,364	1,964	1,991	1,963	0,353	1,995	0,383	1,994	2,003	2,010	0,559	2,010	0,517
Fe ³⁺	0,067	0,116	0,074	0,060	0,080	0,108	0,044	0,091	0,010	0,031	0,029	0,086	0,034	0,102
Fe ²⁺	1,743	0,118	1,701	1,662	1,616	0,100	1,539	0,084	1,954	1,839	1,834	0,097	2,000	0,089
Mn	0,032	0,000	0,046	0,039	0,024	0,000	0,019	0,000	0,043	0,060	0,049	0,000	0,059	0,000
Mg	0,330	0,451	0,370	0,386	0,434	0,458	0,566	0,509	0,170	0,231	0,271	0,301	0,445	0,354
Ca	0,895	0,565	0,883	0,914	0,926	0,552	0,876	0,531	0,833	0,870	0,846	0,364	0,557	0,377
Na	0,000	0,433	0,000	0,000	0,000	0,445	0,000	0,438	0,000	0,000	0,000	0,619	0,000	0,590
Кол-во кат.	8	4	8	8	8	4	8	4	8	8	8	4	8	4

Примечание. Анализы выполнены на приборе Camscan МГУ, аналитики Е.В. Гусева и Н.Н. Коротаева.
с - центральные зоны, г - краевые зоны.

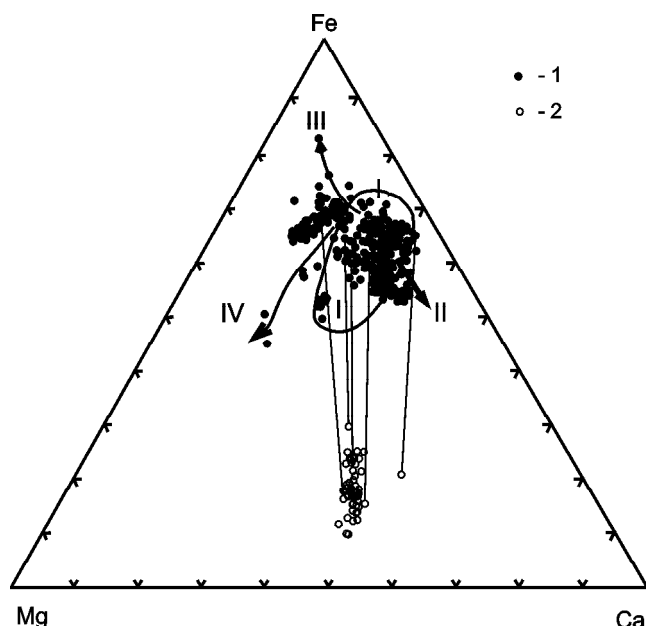


Рис. 8. Генетические типы горных пород Максютковского комплекса, выделяемые по вариациям состава граната (1) и клинопироксена (2): I - поле гранатов рутиловых эклогитов; II-IV - стрелки, обозначающие изменение состава граната при наложении метаморфических процессов - известкового (II), железистого (III) и магнезиального (IV) типов. Составы сосуществующих минералов соединены коннодами.

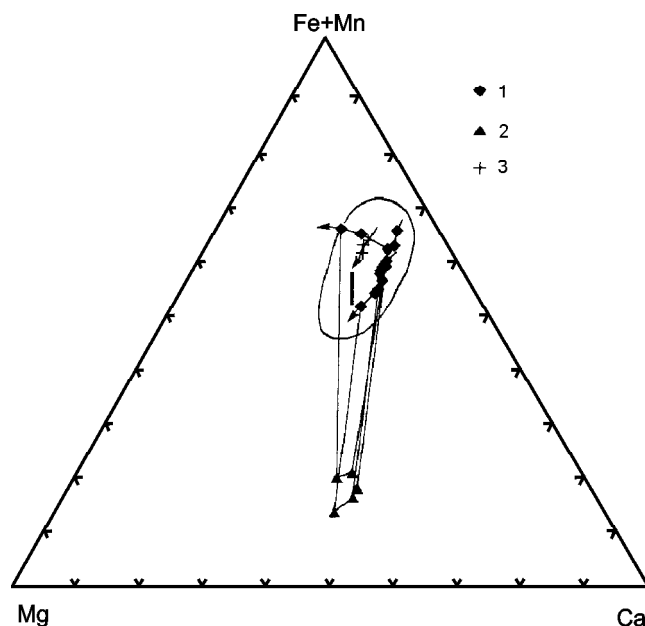


Рис. 9. Схема сопряженного изменения состава граната (1) и клинопироксена (2) в развитии кристаллизационной магматической зональности в эклогитах Максютковского комплекса (намечена стрелками). Для сравнения показана аналогичная зональность зерна граната (3) в рутиловых эклогитах трубки Русловая [7].

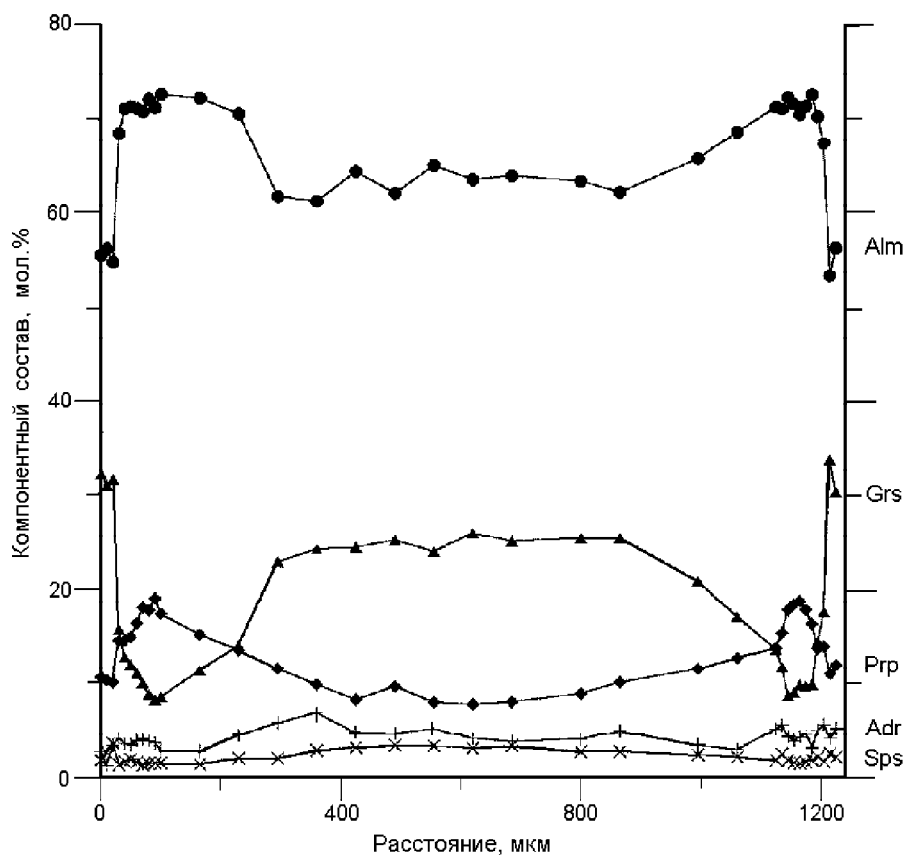


Рис. 10. Сложный тип зональности зерна граната из эклогитов Максютковского комплекса (обр. KAR-1): кристаллизационное понижение гроссулярового компонента, обусловленное одновременной кристаллизацией клинопироксена, сменяется повышением его содержания в краевой части, обусловленным метаморфическим преобразованием II типа по рис. 8.

может превышать 5 об. %, как, например, в эклогитовых породах района деревни Шубино, где расположено рутиловое месторождение эклогитового типа. Гранат и пироксен замещаются глаукофаном, эпидотом, мусковитом, кварцем и альбитом. Тем не менее, степень изменения эклогитов Максютковского комплекса сравнительно невелика, как можно судить об этом по ограниченным вариациям состава их граната, который на диаграмме (см. рис. 8) в основном не выходит или лишь незначительно выходит за пределы поля граната рутиловых эклогитов.

Это объясняется практическим отсутствием в Максютковском комплексе гранитов, с которыми в Дабешане связаны процессы кислотного выщелачивания эклогитовых пород (окварцевание, жадеитизация и др.). Главный процесс изменения эклогитов Максютковского комплекса — наложение на них щелочного метаморфизма (глаукофанизации). Этот процесс сопровождается замещением клинопироксена щелочными минералами, освобождением массы кальция, который может связываться в составе граната, определяя появление в нем внешней гроссуляровой каймы, осложняющей его первичную магматическую зональность (обр. KAR-1, табл. 3, рис. 10).

Кокчетавский комплекс и его алмазоносность

Перидотит-эклогит-клинопироксенитовый Кокчетавский складчатый комплекс (10 на рис. 1) выделяется в Азиатском поясе высокой алмазоносностью. Его формирование охватывает огромный возрастной диапазон от докембрия (2,1-2,6 млрд лет) до позднего ордовика (430-450 млн лет) [30] и завершается внедрением Зерендинского гранитного плутона (рис. 11). Кокчетавский складчатый эклогитовый пояс, относящийся к протерозою, образует, в то же время, северное обрамление палеозойского гранитного плутона. Исходя из концепции парных метаморфических поясов, прослеженной выше на примере Дабешаня (I-II на рис. 2), можно полагать, что Зерендинский гранитный плутон заместил в палеозойское время в протерозойской системе парных поясов I-II преимущественно гнейсово-мигматитовую зону I, которая вследствие этого в Кокчетавском регионе практически не представлена. Отсутствуют и зоны внешнего обрамления эклогитовых поясов, хорошо выраженные в Дабешаньском комплексе (III и IV на рис. 2). Таким образом, из общей зональности эклогитовых парных поясов (I-II-III-IV) в Кокчетавском комплексе представлена только зона II, хорошо изученная на алмазоносных участках Кумдыколь и Кулет.

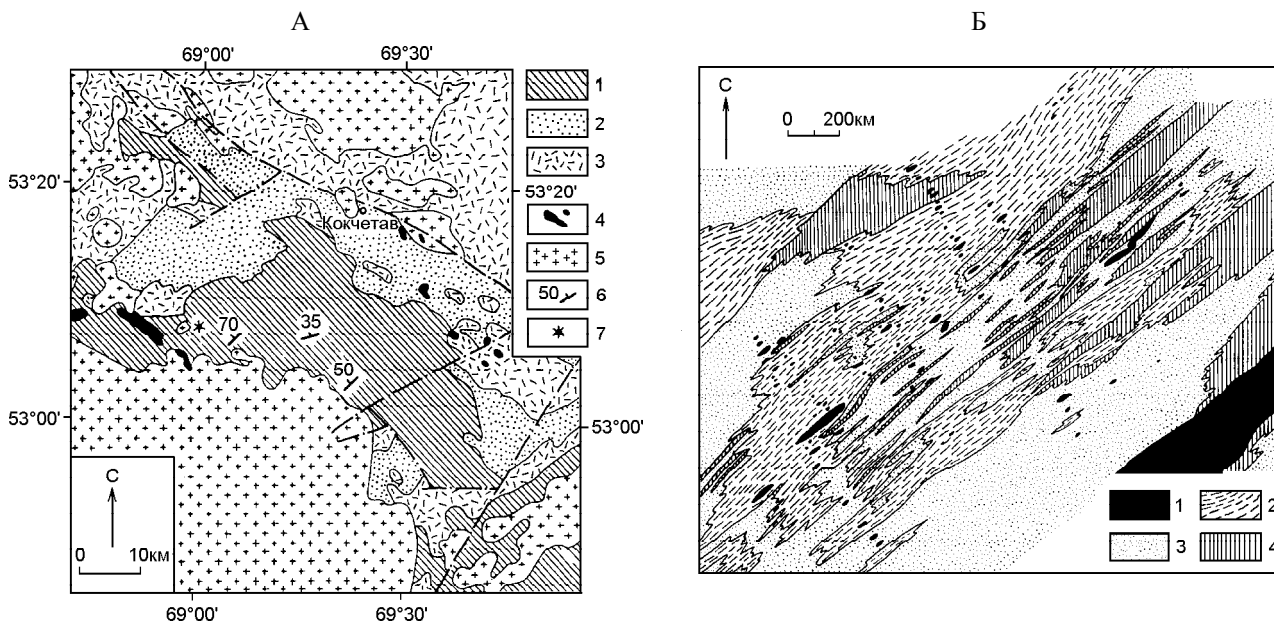


Рис. 11. Геологическая позиция Кокчетавского алмазоносного перидотит-пироксенит-эклогитового складчатого комплекса в Казахстане [44]. Карта А: 1 - Зерендинская раннепротерозойская серия амфиболитов, гнейсов и мигматитов с реликтами силлов гранатовых пироксенитов, эклогитов и пироповых перидотитов; 2 - Кокчетавская позднепротерозойская серия слюдяных сланцев; 3 - палеозойские вулканические и осадочные породы; 4 - нефелиновые сиениты кембрийского возраста; 5 - граниты и диориты раннего палеозоя; 6 - элементы залегания; 7 - алмазоносный участок Кумдыколь, схема строения которого представлена на карте Б: 1 - эклогиты, гранатовые клинопироксениты и пироповые перидотиты; 2 - гранатовые мигматиты, гнейсы и амфиболиты; 3 - гранат-биотитовые и роговообманковые гнейсы и сланцы; 4 - тремолит-хлоритовые, кварцевые и карбонатные породы. Алмазоносными являются гранатовые клинопироксениты и замещившие их метаморфические и метасоматические породы, наследующие в измененном виде их алмазную минерализацию.

Стратиграфически Кокчетавский комплекс составляет нижнюю часть протерозойской Зерендинской серии (берлыкскую свиту), представленную амфиболитами, мусковит-биотитовыми сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами и мигматитами, содержащими андалузит, силлиманит, кордиерит, жедрит, ставролит и др. Кианит и тальк связаны большей частью с зонами метасоматизма и диафтореза, накладывающимися на гранатовые клинопироксениты и эклогиты, образующие силлы и будины в берлыкской свите. Диафторез выражается развитием вторичного мусковита и сопровождается окварцеванием или карбонатизацией эклогитов с образованием на их месте кварц-мусковитовых сланцев и карбонатных пород. Местами (участок Кулет и др.) широко распространены так называемые белые сланцы (с фенгитом, тремолитом, хлоритом, тальком), замещающие эклогиты с унаследованием и изменением состава их граната, в том числе его зерен с реликтовыми включениями коэсита, замещаемого кварцем [32]. Реликтовый гранат может служить затравкой для развития порфиробластов граната, свойственных белым сланцам, в том числе магнезиального, образующегося в ассоциации с тальком. Наиболее распространенным процессом метаморфического преобразо-

вания гранатовых клинопироксенитов и эклогитов является замещение их гранатовыми амфиболитами.

Во всех типах пород, составляющих берлыкскую свиту, содержатся многочисленные фрагменты (реликтовые останцы) силлов эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и пироповых перидотитов, на месте которых они в значительной мере образовались путем аллохимического метаморфизма и метасоматизма, связанных с мигматизацией и гранитизацией пород, наложенного диафтореза. Прямым доказательством этого является систематическое нахождение в породах реликтовых минералов – граната, клинопироксена и циркона, в которых устанавливаются мелкие включения коэсита, алмаза и рутила, свойственных эклогитам и гранатовым клинопироксенитам. В шлифах отчетливо выражены структуры замещения реликтовых минералов новообразованными минеральными агрегатами, содержащими кварц, калиевый полевой шпат и биотит (в мигматитах и гнейсах), биотит, мусковит, амфибол (в сланцах и амфиболитах), серицит, хлорит, кварц и карбонат (в диафторитах). Характерно, что при замещении алмазоносных пород содержащиеся в них алмазы, образующие включения в клинопироксене или гранате, сохраняются в замещающих их минераль-

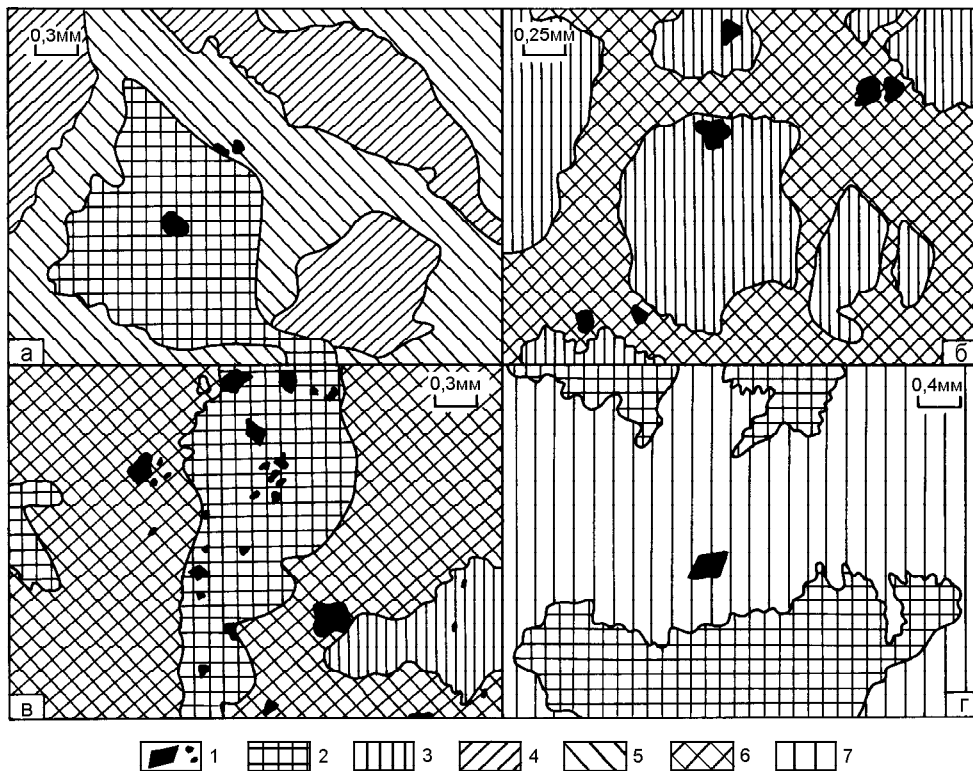


Рис. 12. Унаследование алмазной минерализации гранатовых пироксенитов и эклогитов при мигматизации (а) и замещении их метасоматическими породами (карбонатными - б, в и цоизит-хлорит-серицитовыми - г). Минералы: 1-3 - реликтовые первичных пород (1 - алмаз, 2 - гранат, 3 - клинопироксен); 4-5 - мигматитов (4 - биотит, 5 - кварц и полевые шпаты); 6, 7 - метасоматические породы (6 - карбонатные, 7 - цоизит-хлорит-серицитовые). Схематические зарисовки по микрофотографиям шлифов сделаны Т.Е.Екимовой и Л.Д.Лавровой.

ных агрегатах (рис. 12). Таким образом, новообразованные мигматиты, гнейсы, амфиболиты, сланцы и диафориты наследуют алмазоносность гранатовых клинопироксенитов и других первичных алмазоносных пород. Аналогично отчасти наследуются и породообразующие минералы, по составу которых восстанавливаются исходные породы (протолиты), при замещении которых новообразованные породы сформировались в ходе развития гранитизации, аллохимического метаморфизма или диафореза.

В табл. 5, 6 и на диаграмме (рис. 13) выборочно характеризуются гранаты и гранат-клинопироксеновые парагенезисы эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и перидотитов, которые изменены сравнительно слабо и, по нашему мнению, сохранили свою первично магматическую природу. Эклогиты и гранатовые клинопироксениты отличаются от соответствующих пород Дабешаня обнаружением в них клинопироксенов с повышенным содержанием калия [18, 70] и ярко выраженной алмазоносностью. Характерно вхождение их в ассоциацию с титан-клиногумитовыми гранатовыми перидотитами.

В непосредственные ассоциации с перидотитами входят эклогиты и клинопироксениты с магниезальным гранатом, который однако же отличается от граната перидотитов и оливиновых клинопироксенитов повышенным содержанием кальция. Наиболее богаты кальцием кианитовые разновидности этих пород. По вариациям состава граната перидотит-пи-

роксенит-эклогитовые комплексы берлыкской свиты аналогичны алмазоносным породам нодулей в кимберлитовых трубках [19, с. 103]. Обособленно от перидотитов залегают в различной мере будинированные силлы рутиловых эклогитов с железистым альмандиновым гранатом, аналоги которых также представлены в нодулях в кимберлитовых трубках [7].

Для Кокчетавского комплекса характерно наличие хондродитовых и клиногумитовых гранатовых перидотитов и оливиновых пироксенитов. Аналогичные породы описаны в Дабешаньском комплексе и в нодулях кимберлитовых трубок, с которыми они детально сопоставляются в работе [18].

Гранат этих гипербазитов содержит включения ильменита, шпинели, клиногумита, хондродита и апатита. Минерал беден хромом (до 0,04 мас.% Cr_2O_3) и титаном. Доля пиропового минала в нем достигает 60–63 мол.%. По содержанию кальция выделяются гранаты лерцолитового парагенезиса (3,2–5,0 мас.% CaO) и переходные к гранатам верлитового парагенезиса (5,4–6,4 мас.% CaO). Оливин характеризуется повышенной (около 18%) железистостью. Установлены срastания ортопироксена с ильменитом и клиногумитом, с клинопироксеном в замещающей их роговой обманке, включения клинопироксена в клиногумите.

Клиногумит встречается во включениях в гранате и ильмените, в срastаниях с гранатом, оливином, ильменитом, шпинелью, содержит включения

Таблица 5. Выборочные электронно-зондовые анализы минералов гранатовых гипербазитов Кокчетавского массива.

	К-2к					К-2д						
	Grт	Opх	Ol	Chu	Chn	Grт (с)	Grт (r)	Opх	Срх	Срх	Ol	Chu
SiO ₂	41,40	54,94	39,36	35,94	34,38	41,40	41,20	55,30	53,29	53,75	39,05	35,30
TiO ₂	0,01	0,11	0,01	3,26	6,55	0,03	0,03	0,11	0,26	0,12	0,13	3,84
Al ₂ O ₃	22,50	1,93	0,02	0,03	0,03	22,62	22,81	2,12	1,37	0,93	0,03	0,03
FeO	13,25	8,32	16,70	10,90	8,63	11,73	12,68	9,44	2,81	2,53	14,28	12,04
MnO	0,16		0,12			0,06	0,07				0,03	
MgO	19,16	34,72	44,86	48,17	47,25	17,62	17,01	32,67	17,80	18,37	46,69	47,45
CaO	3,20	0,11			0,18	6,44	6,24	0,26	24,48	24,09		
Na ₂ O									0,18	0,18		
F				1,50	2,94							1,20
Сумма	99,68	100,13	101,07	99,79	100,41	99,90	100,04	99,90	100,19	99,97	100,22	99,87
Si	2,995	1,913	0,990	3,910	2,071	2,997	2,987	1,938	1,949	1,956	0,978	3,856
Ti		0,002		0,266	0,296	0,001	0,001	0,006	0,010	0,003	0,002	0,315
Al	1,921	0,079		0,007	0,001	1,933	1,952	0,089	0,060	0,039		0,004
Fe	0,804	0,242	0,350	0,990	0,429	0,710	0,769	0,276	0,086	0,077	0,299	1,098
Mn	0,010		0,003			0,002	0,003				0,001	
Mg	2,066	1,802	1,670	7,811	4,189	1,898	1,840	1,704	0,968	0,997	1,743	7,722
Ca	0,248	0,004			0,012	0,499	0,485	0,010	0,959	0,939		
Na									0,010	0,012		
F				0,512	0,554							0,419

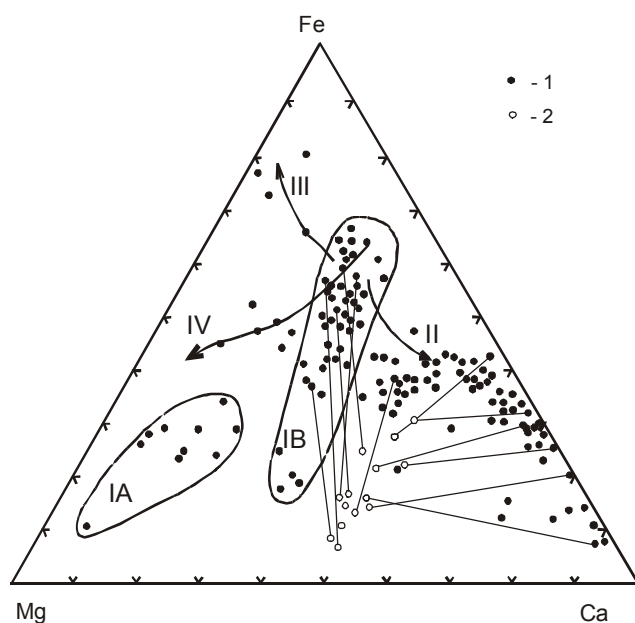


Рис. 13. Диаграмма вариаций состава граната (1) и клинопироксена (2) (их парагенезисы выделяются контодами) горных пород Кокчетавского комплекса: IA - оливиновых пироксенитов, перидотитов и дунитов, в том числе хондродит-клиногумитовых [18]; IB - гранатовых клинопироксенитов и эколгитов; II-IV - метаморфизованных и метасоматических производных эколгитов и клинопироксенитов (обозначены стрелками) - карбонатных метасоматитов (II), кварц-мусковитовых диафторитов и сланцев (III), магнезиальных талькосодежащих белых сланцев (IV).

клинопироксена, ильменита. Отмечаются обрастания его зерен оливином, что подчеркивает раннюю кристаллизацию клиногумита. Железистость минерала варьирует от 11 до 14,5%. Она заметно ниже железистости сосуществующего с ним оливина ($f=18\%$) вследствие вхождения в клиногумит фтора, характеризующегося высоким химическим сродством к магнию (относительно железа).

В перидотитах Кокчетавской глыбы нами был обнаружен также хондродит, который образует небольшие (до 20 мкм) округлые включения в гранате и ильмените. Более крупное зерно (до 40 мкм) во включении в ильмените имеет вытянутую эллипсоидную форму. От клиногумита хондродит отличается повышенными содержаниями титана - до 7 мас.% TiO₂ и фтора - до 3 мас.% F. Железистость минерала варьирует от 11 до 12%. Содержания алюминия, кальция и марганца не превышают 0,06 мас.%.

Эколгиты, гранатовые клинопироксениты и перидотиты Кокчетавского комплекса в значительной мере изменены в результате наложенных метаморфических и метасоматических процессов. Главные тренды этого изменения прослеживаются по составу граната (см. рис. 13), который в процессах, сопряженных с карбонатизацией пород, обогащается гроссуляром (с одновременным повышением железистости клинопироксена), а в ходе формирования мусковитовых и тальковых сланцев изменяет состав в противоположном направлении, обедняясь таким

Таблица 6. Составы сосуществующих граната и клинопироксена из гранат-клинопироксеновых пород Кокчетавского комплекса.

	21/7		27/5		6/21			3/8			
	Grт	Cpx	Grт	Cpx	Grт ₁	Grт ₂	Cpx	Grт ₁	Grт ₂	Grт ₃	Cpx
SiO ₂	38,72	51,45	39,46	52,28	38,87	38,62	53,57	38,06	37,74	38,94	54,36
TiO ₂	0,00	0,45	0,00	0,33	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,74	6,92	22,22	3,95	22,02	22,37	8,52	22,11	21,95	22,31	8,32
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,08	0,00
FeO	27,17	11,67	24,18	8,17	20,69	21,75	4,56	24,88	25,89	22,00	5,37
MnO	0,69	0,06	0,55	0,12	0,41	0,43	0,00	0,42	0,46	0,48	0,00
MgO	4,53	8,15	5,09	10,79	7,36	8,18	10,7	4,67	4,12	5,58	9,71
CaO	8,62	16,12	9,58	19,91	10,75	8,98	16,93	9,61	9,27	10,89	16,46
Na ₂ O	0,00	5,18	0,00	2,92	0,00	0,00	5,12	0,06	0,05	0,05	4,44
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
Сумма	100,47	100,00	101,08	98,47	100,10	100,33	99,52	99,90	99,51	100,33	98,66
Si	3,023	1,884	3,030	1,951	2,963	2,933	1,921	2,964	2,964	2,990	1,988
Ti	0,000	0,012	0,000	0,009	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,909	0,299	2,011	0,174	1,978	2,002	0,360	2,029	2,032	2,019	0,359
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,002	0,005	0,000
Fe ³⁺	0,068	0,288	0,000	0,126	0,059	0,065	0,137	0,001	0,002	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,706	0,070	1,553	0,129	1,260	1,316	0,000	1,619	1,699	1,413	0,164
Mn	0,046	0,002	0,036	0,004	0,026	0,028	0,000	0,028	0,031	0,031	0,000
Mg	0,527	0,445	0,582	0,600	0,836	0,926	0,572	0,542	0,482	0,639	0,529
Ca	0,721	0,632	0,788	0,796	0,878	0,730	0,651	0,802	0,780	0,896	0,645
Na	0,000	0,368	0,000	0,211	0,000	0,000	0,356	0,009	0,008	0,007	0,315
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	3/5				5/8				K21X		
	Grт ₁	Grт ₂	Grт ₃	Cpx	Grт	Cpx	Grт	Cpx*	Grт(c)	Grт(m)	Grт(r)
SiO ₂	39,09	39,14	39,12	54,81	39,78	52,99	38,77	53,56	38,21	39,14	39,81
TiO ₂	0,17	0,14	0,12	0,19	0,02	0,02	0,26	0,07	0,13	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	22,03	22,01	22,00	8,85	21,67	7,60	21,64	4,80	21,62	22,60	22,61
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,32	0,32
FeO	24,77	21,12	23,49	5,05	21,77	3,43	21,57	3,73	28,36	19,80	20,88
MnO	0,46	0,49	0,47	0,00	0,43	0,00	0,45	0,00	0,94	0,68	0,95
MgO	5,54	5,61	6,13	10,02	7,03	12,37	6,76	13,82	2,72	9,40	11,57
CaO	8,94	11,03	9,20	16,61	10,32	18,24	10,97	20,19	8,99	7,67	4,13
Na ₂ O	0,05	0,05	0,04	4,86	0,00	4,77	0,06	3,47	0,02	0,02	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Сумма	101,05	99,59	100,57	100,42	101,02	99,43	100,48	99,66	101,31	99,67	100,33
Si	3,001	3,024	3,002	1,961	3,018	1,891	2,959	1,924	2,988	2,974	2,989
Ti	0,010	0,008	0,007	0,005	0,001	0,001	0,015	0,002	0,007	0,002	0,001
Al	1,993	2,004	1,990	0,373	1,938	0,320	1,946	0,203	1,993	2,024	2,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,019	0,019
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,001	0,038	0,043	0,102	0,080	0,112	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,590	1,365	1,506	0,113	1,338	0,000	1,296	0,000	1,855	1,258	1,311
Mn	0,030	0,032	0,031	0,000	0,028	0,000	0,029	0,000	0,062	0,034	0,047
Mg	0,634	0,646	0,701	0,535	0,795	0,658	0,769	0,740	0,317	1,065	1,295
Ca	0,735	0,913	0,756	0,637	0,839	0,697	0,897	0,777	0,753	0,624	0,332
Na	0,007	0,008	0,006	0,337	0,000	0,330	0,009	0,241	0,002	0,003	0,004
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001

Примечание. Аналитик В.И. Таскаев. * - включение омфациита в гранате; обр. K21X - зональный гранат белых сланцев участка Кулет, по [77].

сильным основанием, как кальций, что свидетельствует о кислотном характере процесса. Наличие в гранате включений коэсита [32] отражает его реликтовую природу. Гроссуляровый тренд изменения состава граната (II на рис. 13) выражен в Кокчетавском комплексе еще более ярко, чем в Дабешане (см. рис. 6), где он прослеживается по включениям эклогитовых пород (будинам) в мраморах. Альмандиновый тренд изменения состава граната при кислотном выщелачивании гранатовых клинопироксенитов и эклогитов (III) аналогичен изменению состава граната в Дабешанском комплексе (III на рис. 6) в ходе формирования жадеитовых кварцитов и жадеититов, хотя эти породы отсутствуют в составе Кокчетавского комплекса. Магнезиальный тренд (IV на рис. 13) является своеобразным, принципиально отличающимся от альмандинового тренда III, свойственного диафторезу кислотного профиля.

Это различие в характере кислотного выщелачивания эклогитовых пород отражает, по-видимому, химизм действовавших на них гидротермальных растворов - фторидный их характер должен способствовать выносу из пород магния, а хлоридный - железа. Вынос железа наглядно выражается осветлением пород, сопровождающих белые сланцы, и фиксируется зональным строением содержащихся в них порфиробластических зерен граната, описанных в работе [77]. Включения хлорита в их ядерных частях сменяются включениями талька, тяготеющими к периферии, соответственно, с возрастанием магнезиальности граната. Наличие реликтового коэсита в виде включения в гранате белых сланцев служит прямым свидетельством развития их при замещении эклогитов или гранатовых клинопироксенитов. Прогрессивное повышение их магнезиальности, фиксируемое развитием талька, является следствием выноса из пород кальция и железа.

Первичными алмазоносными породами в Кокчетавском комплексе являются преимущественно гранатовые клинопироксениты, замещаемые разнообразными метаморфическими породами - гнейсами и мигматитами, амфиболитами, сланцами, кварцевыми и карбонатными породами с изменением состава граната, обозначенным стрелками II, III и IV на рис. 13, и унаследованием их алмазной минерализации в интенсивно преобразованном состоянии. Сами же гранатовые клинопироксениты, интенсивно замещаемые карбонатными породами, залегают в разнообразных, вторично алмазоносных породах в виде реликтовых слоистых пачек, прослоев, будин и неправильных останцов, как и эклогиты, гранат-клиногумитовые перидотиты, с которыми они образуют устойчивую ассоциацию. Реликтовый силл этих пород составляет месторождение тонкокристаллического алмаза Кокчетавского комплекса на участке

Кумдыколь. Калийсодержащий клинопироксен ($K_2O = 1,14$; $Na_2O = 0,42$ мас.%) в этих породах впервые был описан в работе [70].

Калийсодержащий клинопироксен, коэсит и алмаз являются типичными минералами ранней кристаллизации этих пород в мантийных очагах с характерным их нахождением в виде включений в зернах граната. Глубинный клинопироксен отличается высоким содержанием калия от клинопироксена, образующего основную массу (пироксеновую матрицу) этих пород, кристаллизовавшуюся явно позднее (состав в скобках, мас.%): $SiO_2 = 51,89$ (52,23); $TiO_2 = 0,03$ (0,03); $Al_2O_3 = 0,92$ (0,32); $FeO = 14,41$ (13,35); $MnO = 0,25$ (0,27); $MgO = 9,16$ (10,26); $CaO = 22,27$ (23,31); $Na_2O = 0,00$ (0,14); $K_2O = 1,05$ (0,09); сумма = 99,98 (100,00).

Ранний калийсодержащий клинопироксен имеет однородное строение, а в позднем клинопироксене местами отмечается наличие тонких lamелей калиевого полевого шпата. В работе [26], из которой заимствованы приведенные выше химические анализы, образование позднего клинопироксена в сростании с калиевым полевым шпатом объясняется перитектической реакцией пироксена с расплавом, определившей образование в клинопироксене тонких lamелей калиевого полевого шпата ($KAlSi_2O_6 + SiO_2 = KAlSi_3O_8$). Этой реакции способствовало снижение давления в ходе восходящей интрузии магмы из глубин мантии в земную кору.

В Максютловском и Дабешанском комплексах клинопироксены с повышенным содержанием калия не были выявлены. Однако в смежном с Дабешанем комплексе Сулу (I на рис. 1) описан эклогит, в омфациите которого ($Na_2O = 5,68$; $K_2O = 0,005$ мас.%) содержится зерно коэсита, окруженное ортоклаз-кварцевой каймой [73]. Это свидетельствует о наличии в клинопироксене, не содержащем калия, включения коэсита и калийсодержащего клинопироксена, полностью прореагировавшего с коэситом при снижении давления в ходе восходящей интрузии эклогитовой магмы.

Наличие содержащих калий клинопироксенов служит надежным признаком интрателлурической кристаллизации эклогитов и гранатовых клинопироксенитов в магматических глубинных очагах, а сочетания их в одной породе с клинопироксенами, не содержащими калия, свидетельствуют о полифазности пород [20]. Так, в гранатовом клинопироксените, залегающем в ассоциации с хондрит-клиногумитовыми пироповыми перидотитами, в работе [18] был описан клинопироксен с содержанием 0,8 мас.% K_2O во включении в гранате, тогда как в клинопироксенах, образующих самостоятельные зерна этой породы, калий практически не содержится. Этим определен интрателлурический характер ас-

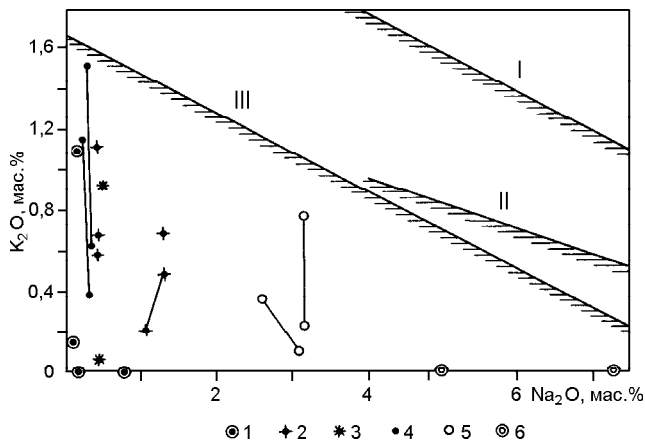


Рис. 14. Содержание щелочных металлов в клинопироксенах из реликтов гранатовых клинопироксенов (1-4) и эклогитов (5-6) в Кокчетавском метаморфическом комплексе [42]: 1 - в гранатовом клинопироксените, 2 - во включении в гранате, 3 - во включении в цирконе, 4 - в карбонатной породе, 5 - в эклогите, 6 - в цирконе гнейсов. Коннодами подчеркивается неоднородность зерен клинопироксена (зональность и др.). I-III - пределы растворимости калия в клинопироксенах алмазоносных гранат-клинопироксеновых пород в трубке Аргайл в Австралии (I), кимберлитовых трубках Якутии (II) и в Кокчетавском комплексе (III).

социации граната с клинопироксеном, начинавшей кристаллизоваться в глубинах алмазоносной мантии при большом давлении, завершившись в ходе метастабильной консолидации гранатовых клинопироксенов в основании Зерендинской серии, совместно с которой они подверглись складчатости и последующему метаморфизму.

Сводка данных по калиевым клинопироксенам Кокчетавского комплекса приводится в статье [42], из которой заимствована диаграмма (рис. 14), дополненная нами определением на ней верхнего предела содержания калия в клинопироксенах Кокчетавского комплекса, сопоставимого с пределом, свойственным клинопироксенам эклогитов кимберлитовых трубок, но значительно ниже предела, устанавливаемого для лампроитовых трубок. Этой аналогией дополнительно подчеркивается одинаковая природа алмазоносных пород Кокчетавского комплекса и кимберлитовых трубок.

Алмаз, как и коэсит и калийсодержащий клинопироксен, относится к интрателлурическим минералам, кристаллизующимся в глубинных магматических очагах. Однако в первоначальном состоянии его кристаллы сохраняются только при их консервации в виде включений в других минералах (клинопироксене, гранате, цирконе). В этих включениях сохраняются первичные кристаллы алмаза с гладкими

зеркальными гранями, а также во включениях в гранате отмечаются зерна алмаза с графитовой оболочкой, что обусловлено "кристаллизацией графита, сменившей кристаллизацию алмаза" [31, с. 953]. Это относится к явным проявлениям полифазальности пород, свидетельствуя о снижении давления в ходе восходящей интрузии алмазоносных магм.

В работе [33] в первичном алмазе, образующем мельчайшие включения в минералах гранатовых клинопироксенов, было выявлено беспрецедентно высокое содержание гелия ($^3\text{He} = 3,17 \times 10^{-7} \text{‰}$, $^4\text{He} = 5,43 \times 10^{-4} \text{‰}$), характеризующегося очень высоким отношением легкого изотопа к тяжелому ($^3\text{He}/^4\text{He} = 5,84 \times 10^{-4}$). Этим однозначно было доказано мантийное происхождение алмазов Кокчетавского массива, кристаллизовавшихся в магматических очагах высокой флюидной насыщенности. Такое высокое содержание гелия в алмазах, близкое к его содер-

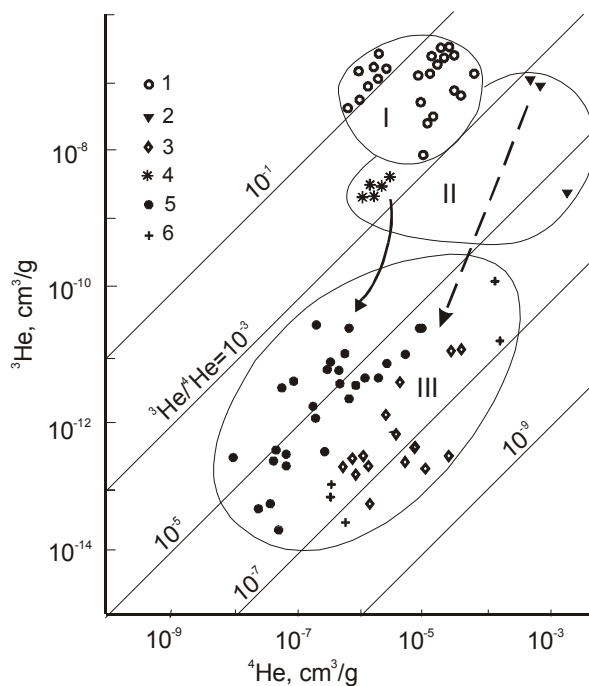


Рис. 15. Схема изменения изотопного состава гелия в алмазах (обозначено штриховой стрелкой) при его метаморфических преобразованиях в Зерендинской серии Кокчетавского массива (по данным [33], интерпретация наша). Для сопоставления сплошной стрелкой обозначено предполагаемое изменение изотопного состава алмаза при воздействии кимберлитового магматизма. 1-5 - алмазы различного типа: 1 - в метеоритах (урелитах и др.), 2-3 - в Кокчетавском комплексе, во включениях в гранате (2) и в метаморфических породах (3), 4 - в россыпях Заира, 5 - в кимберлитах; 6 - борт и карбонадо. Ссылки на оригинальные работы по сводке [63]. Римскими цифрами обозначены поля изотопного состава гелия в алмазах из метеоритов (I), первичных мантийных (II) и метаморфизованных (III) алмазах.

жанию в алмазах метеоритов (I на рис. 15), редко фиксируется даже в алмазах кимберлитовых трубок. В их ряду близкие значения дали только алмазы Заира, объединенные на диаграмме (см. рис. 15) с первичными алмазами Кокчетавского комплекса в группу II, непосредственно примыкающую к группе алмазов метеоритов (I). При замещении первичных алмазоносных пород (эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и перидотитов) флюидными кимберлитовыми или лампроитовыми магмами и при наложении метаморфизма алмаз перекристаллизуется с частичной потерей гелия и особенно его легкого изотопа, как показано на диаграмме стрелками. В кимберлитах эти процессы фиксируются наличием зерен алмазов с оболочками волокнистого и шестоватого перекристаллизованного алмаза, отличающегося легким изотопным составом углерода, обусловленным частичным растворением алмаза с поверхности зерен и выносом преимущественно тяжелого изотопа углерода в форме CO_2 . Микроалмазы при этом подвергались почти полной перекристаллизации в волокнистые агрегаты с сохранением первичного алмаза только в их ядрах. Они описываются под названиями додекаэдронидных или кубоидных кристаллов. В кимберлитах трубки Удачная «наиболее распространены среди этих кристаллов додекаэдрониды (40%), которые интерпретируются как результат растворения октаэдров» [31, с. 946]. Кубоиды менее распространены в кимберлитах трубки Удачная и составляют около 8%. Они совершенно аналогичны кубоидам, преобладающим в пылевидной алмазной фракции метаморфических пород Кокчетавского массива, по плотности дислокаций, концентрации примеси азота, внутреннему строению (наличию ядра и волокнистой оболочки), кавернозной занозистой поверхности и общей морфологии, определяемой округлостью зерен.

Сохранность первичного неизмененного алмаза, образующего микрокристаллы с зеркальными гранями, обусловленная его консервацией во включениях в гранате, пироксене, цирконе, в глубоко метаморфизованном Кокчетавском комплексе является редкостью. В апоэклогитовых и апоклинопироксенитовых метаморфических образованиях (мигматитах, гнейсах, амфиболитах, пироксен-карбонатных перекристаллизованных породах, сланцах и диафоритах) алмаз в результате метаморфизма тонко распылен и почти полностью перекристаллизован, характеризуясь волокнистым строением мельчайших кубоидных зерен и их кавернозной занозистой поликристаллической поверхностью, отражающей процессы метаморфического растворения и перекристаллизации алмаза. В этих мельчайших, большей частью кубоидных зернах первичный алмаз сохраняется только в

реликтовых ядрах, окруженных оболочками волокнистого метастабильно перекристаллизованного алмаза, богатого флюидными включениями.

На диаграмме (см. рис. 15) изменение изотопного состава гелия в мелкокристаллическом алмазе при его метаморфизме показано штриховой стрелкой на основе сопоставления данных по первичному алмазу и по пылевидной фазе алмаза, свойственной метаморфическим породам Кокчетавского массива [33, 34]. Перекристаллизованный алмаз метаморфических пород входит на диаграмме в общую группу III, совместно с кристаллами типа “борт” и “карбонадо”, вторичная природа которых общеизвестна.

К вторично алмазоносным породам относятся графитовые сланцы Либерии [53] и гнейсы Норвегии [45].

Таким образом, сочетание первичных магматических и вторичных метаморфических особенностей эклогитов, пироксенитов и их метаморфических производных, характерное для складчатых поясов, в Кокчетавском массиве прослеживается и по особенностям алмазной минерализации. Она характеризуется сочетанием в породах первичного и глубоко метаморфизованного алмаза. Метаморфизм выступает, таким образом, фактором не созидания, а разрушения алмазной минерализации, фактором дезинтеграции его кристаллов. “Алмазная пыль”, характерная для ряда метаморфических и метасоматических пород Кокчетавского комплекса, играет, тем не менее, важную индикаторную роль, надежно определяя их апопироксенитовую и апоэклогитовую природу. Их алмазоносность неизменно сочетается с наличием в их составе реликтов других минералов гранатовых клинопироксенитов и эклогитов, таких как рутил, циркон, гранат, клинопироксен, в том числе содержащих включения коэсита и алмаза. Все эти минералы в апоэклогитовых породах метаморфизованы в значительно большей степени, чем в самих гранатовых клинопироксенитах и эклогитах, сохранившихся в метаморфических комплексах в виде реликтовых останцов, будин или силлов. Выявление их первичной магматической природы представляет сложную задачу, которая не всегда решается однозначно.

Таким образом, в изученных комплексах Азиатского складчатого пояса с той или иной долей вероятности выявляются первичные гранат-клинопироксеновые высокотемпературные (800–1200°C) парагенезисы эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и богатых фтором (клиногумитовых и хондродитовых) пироповых перидотитов, перечисленных в последовательности возрастания магнезиальности слагающих их минералов. Эти первичные парагенезисы принципиально отличаются от парагенезисов, связанных своим происхождением с радикальной ме-

таморфической переработкой рассматриваемых пород, в развитии которой различаются две стадии – ранняя стадия щелочного аллохимического метаморфизма (глаукофанизации и др.) и поздние стадии, обусловленные неоднократным развитием в складчатых комплексах гранитного магматизма, сопровождаемого воздействием на эклогиты и гранатовые клинопироксениты гидротермальных растворов кислотного характера.

Глаукофанизация эклогитов наиболее ярко выражена в Максюттовском комплексе (11 на рис. 1), в котором силлообразные тела эклогитов в складчатых комплексах обычно сменяются по простиранию глаукофановыми сланцами и гнейсами.

В других комплексах Азиатского пояса щелочной характер раннего метаморфизма выражен в меньшей степени, что наглядно проявляется в составе амфибола, в его переходе от глаукофана и кроссита к субглаукофану и обыкновенной роговой обманке, представленной в гранатовых амфиболитах, обычно замещающих эклогиты и гранатовые клинопироксениты в метаморфических комплексах.

В зонах интенсивной гранитизации эклогитовых комплексов эклогиты и гранатовые клинопироксениты замещаются мигматитами и плагиогнейсами, сохраняясь в них в виде реликтовых блоков и будин, в которых они нередко подвергаются интенсивному метасоматизму и диафорезу. Эти процессы схематически подразделяются на три типа, различающиеся по трендам изменения состава граната эклогитов и гранатовых клинопироксенитов (см. рис. 13) – гроссуляровому (I→III), алмандиновому (I→II) и пироповому (I→IV).

Гроссуляровый тренд наиболее ярко проявляется при замещении гранатовых клинопироксенитов и эклогитов (в том числе алмазоносных и содержащих коэсит) кальцитом в ходе взаимодействия их с мраморами.

Алмандиновый тренд изменения состава граната обусловлен выносом из пород кальция и магния в процессе их кислотного выщелачивания, сопровождающего окварцевание эклогитов и гранатовых клинопироксенитов. Это изменение сопровождается аналогичным выносом магния и кальция из клинопироксена с развитием на его месте кварца и жадеита с обычным сохранением реликтов коэсита, замещаемого кварцем.

Отличен по химизму гидротермального процесса пироповый тренд изменения состава граната, связанный с выносом из пород кальция и железа под влиянием хлоридных растворов. Процесс сопровождается осветлением пород и развитием белых сланцев с характерной для них магниезальной тальковой минерализацией.

Метаморфизму, связанному с гранитообразованием, предшествовало развитие щелочного глаукофанового метаморфизма, наиболее сближенного по возрасту с внедрением эклогитов и родственных им пород в слоистые вулканогенно-осадочные толщи в период, предшествовавший складчатости.

Для глаукофановых сланцев голубосланцевой зоны IV в Дабешане (см. рис. 2) Sm–Nd изохронным методом определяется широкий разброс значений абсолютного возраста [74]: 1949 млн лет (гранатсодержащий кроссит-эпидот-мусковит-альбитовый сланец из района Муланьшань), 894 млн лет (кроссит-мусковит-эпидот-альбитовый сланец вблизи дер. Гаоджядун), 227 млн лет (кроссит-хлорит-эпидот-мусковит-альбитовый сланец из Саньбаньцяо). В работе [47] приводятся докембрийские возрасты голубых сланцев – 1300–700 млн лет, базирующиеся на изохронных определениях [61, стр. 332]. В позднепротерозойское время (600–800 млн лет) складчатая зона IV была интродуцирована адамеллитами, сопровождаемыми развитием монцонитовых гнейсов. Тем не менее, в ней лучше всего сохранился докембрийский возраст глаукофанового метаморфизма, так как незначительно распространены поздние гранитные интрузивы.

ВАРИАЦИИ ЩЕЛОЧНОСТИ ЭКЛОГИТОВ И ГЛАУКОФАНОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Вариации щелочности эклогитов петрографически выражаются вхождением эгиринового минала в состав омфацита, в котором он может существенно вытеснять жадеитовый компонент. Для Азиатского пояса характерны глаукофансодержащие эклогиты с очень высоким содержанием эгирина в составе их омфацита (рис. 16) в Дабешаньском комплексе, например, $Jd_{0,37}Aeg_{0,21}Di_{0,42}$ [68]. Традиционно это связывалось с наложением глаукофанового метаморфизма на эклогиты, которые обычно залегают в тесной ассоциации с глаукофановыми сланцами. Однако наши исследования эклогитов и гранатовых клинопироксенитов выявляют более сложную природу вариаций щелочности эклогитов, в которых помимо наложения щелочного метаморфизма прослеживается и собственная их неоднородность по щелочности, выявляемая изучением зональности зерен омфацита и его включений в гранате. Стрелками на диаграмме (см. рис. 16) обозначены типичные вариации щелочности клинопироксенов рассматриваемых пород, которые обедняются эгирином с переходом от ядер зональных кристаллов к их краям и от включений их в гранате к самостоятельным матричным зернам. Рассмотрим некоторые примеры, начиная с Дабешаньского комплекса. В работе [74] описан эклогит у дер. Шима, район Тайху, содержащий глаукофан (мас. %): $SiO_2=53,88$, $TiO_2=0,03$, $Al_2O_3=10,10$, $Fe_2O_3=5,81$,

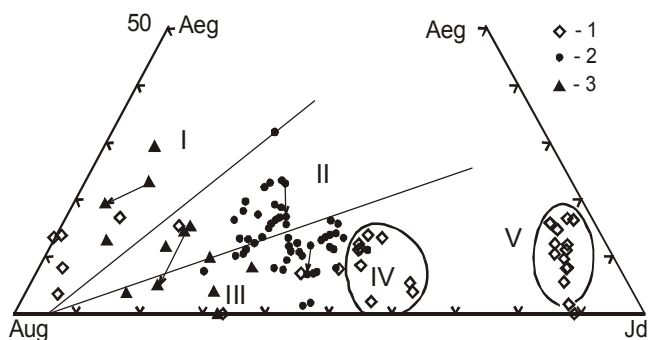
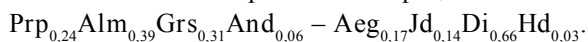
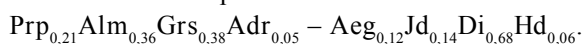


Рис. 16. Типы гранатовых клинопироксенов, эклогитов и апоэклогитовых метасоматических пород Дабешаньского (1), Максютковского (2) и Кокчетавского (3) комплексов, выделяемые по составу клинопироксена: I - авгит-эгириновые; II - авгит-эгирин-жадеитовые; III - авгит-жадеитовые (омфацитовые); IV - жадеитизированные эклогиты; V - кварц-жадеитовые породы. Стрелками показана эволюция состава клинопироксена от центра к краю зерен и включений в гранате по сравнению с матрицей.

FeO=3,21, MnO=0,07, MgO=14,44, CaO=4,15, Na₂O=5,44, K₂O=0,07, H₂O=2,80, омфацит в котором богат эгирином. Он образует зональные кристаллы, ядра которых богаче натрием (Na₂O=4,05 мас.%) и трехвалентным железом (Fe₂O₃=5,17 мас.%) по сравнению с краевыми частями (Na₂O=3,66, Fe₂O₃=4,00 мас.%), что может отражать только их первичное свойство. Зональность зерен этого омфацита закономерно коррелируется с зональностью зерен граната, ядерные части которого имеют следующий состав (в скобках – состав ядер омфацитовых зерен, в мас. %): SiO₂=38,94 (54,64), TiO₂=0,00 (0,09), Al₂O₃=21,61 (4,65), Cr₂O₃=0,05 (0,06), Fe₂O₃=2,04 (5,17), FeO=17,73 (0,86), MnO=0,52 (0,02), MgO=6,39 (11,95), CaO=13,70 (18,98), Na₂O=0,00 (4,05), сумма = 101,06 (100,42). В мольных долях миналов определяются следующие соотношения составов граната и омфацита:



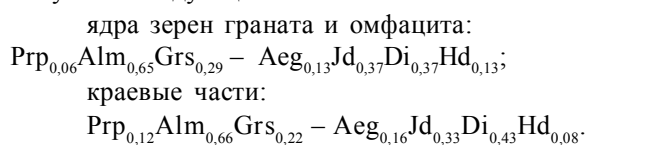
Краевые части зерен граната и омфацита (цифры в скобках) находятся в ином соответствии (мас. %): SiO₂=38,15 (55,77), TiO₂=0,05 (0,06), Al₂O₃=21,41 (4,37), Cr₂O₃=0,06 (0,08), Fe₂O₃=1,77 (4,00), FeO=16,90 (4,00), MnO=0,39 (0,00), MgO=6,14 (11,88), CaO=14,38 (18,83), Na₂O=0,00 (3,66), сумма=99,55 (98,68). Оно определяет следующие соотношения состава минералов:



Понижение содержания эгиринового компонента в омфаците к краям зерен $\text{Aeg}_{0,17}\text{Jd}_{0,14}\text{Di}_{0,69} \rightarrow \text{Aeg}_{0,12}\text{Jd}_{0,14}\text{Di}_{0,74}$ не позволяет связывать повышенную щелочность этого эклогита с наложенным щелочным метаморфизмом, несмотря на наличие в его составе глаукофана.

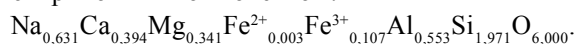
Общий обзор данных по эклогитам [74] обнаруживает широкие вариации эгириновой составляющей в составе омфацита, независимые от наложения глаукофанового метаморфизма. Содержание эгирина в зернах омфацита эклогитов или понижается к краям его зональных кристаллов, или остается на одном уровне, метаморфическое ощелачивание его не прослеживается. Ниже приводится пример эклогита с омфацитом, богатым эгирином, зональные зерна которого находятся в следующей корреляции с зональностью зерен граната, начиная с их ядер (в скобках приведен состав омфацита, мас.%):

SiO₂=38,43 (56,15), TiO₂=0,14 (0,15), Al₂O₃=20,74 (8,33), Cr₂O₃=0,08 (0,17), Fe₂O₃=0,00 (4,82), FeO=28,37 (4,07), MnO=0,30 (0,14), MgO=1,29 (6,71), CaO=9,75 (11,42), Na₂O=0,00 (7,13), сумма=99,10 (98,70). Иные соотношения составов свойственны краям зерен (в скобках – состав омфацита, мас.%):

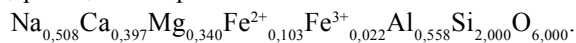


Согласно приведенным анализам, в омфаците этого эклогита эгирин-жадеитовый компонент примерно на одну треть представлен эгирином, что отражает высокую щелочность расплава, в котором происходила интрателлурическая кристаллизация граната и клинопироксена.

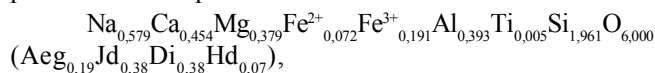
Показательны в рассматриваемом отношении вариации состава омфацита, образующего включения в гранате, в сопоставлении его с омфацитом матрицы этих же эклогитов, образующим самостоятельные зерна. Пример этих соотношений из эклогита у деревни Шуанхе (провинция Ангуэй) приводится ниже. Омфацит, образующий включения в гранате, богат эгириновым компонентом:



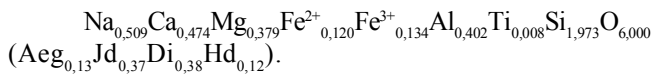
Он контрастно отличается от омфацита в самостоятельных зернах этого эклогита, практически не содержащего эгирина:



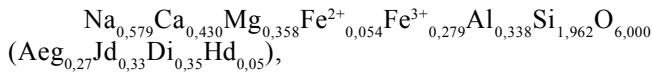
Аналогичная зональность выявляется нами в зернах омфацита в эклогитах Максютковского комплекса на Урале, в котором проявился глаукофановый метаморфизм, но, несмотря на это, характерны эклогиты с зернами омфацита, ядерные части в которых богаче эгириновым компонентом –



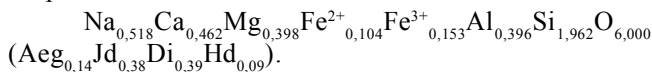
сравнительно с краевыми:



Наиболее богатые эгирином омфациты устанавливаются во включениях в гранате:

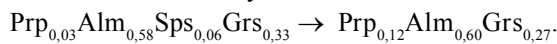


тогда как в омфаците, образующем в этом эклогите самостоятельные зерна, значительно меньше эгиринового компонента:

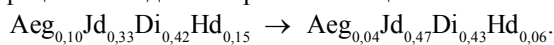


Эти соотношения относятся к прямым свидетельствам приобретения эклогитами щелочного уклона на интрателлурическом этапе кристаллизации в глубинных магматических очагах, а не в результате наложения глаукофансланцевого метаморфизма.

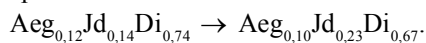
Приведенные данные хорошо согласуются с опубликованными исследованиями эклогитов Максютковского комплекса. В работе [55] описан эклогит, зерна граната в котором обладают обычной для эклогитов зональностью с концентрацией магния, возрастающей от ядер к краевым частям (состав в скобках, мас. %), например: $\text{SiO}_2=36,39(38,11)$, $\text{TiO}_2=1,08(0,09)$, $\text{Al}_2\text{O}_3=20,77(22,49)$, $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,01(0,03)$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,96(0,00)$, $\text{FeO}=25,79(27,70)$, $\text{MnO}=2,77(0,24)$, $\text{MgO}=0,79(3,75)$, $\text{CaO}=11,56(9,23)$, сумма= 100,12 (101,64). Схема этой зональности следующая:



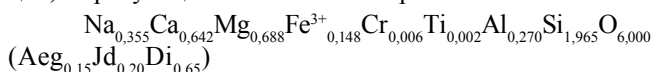
Относительно богатый эгирином омфацит наблюдается во включениях в гранате в этом эклогите, в котором омфацит, образующий самостоятельные зерна (состав в скобках) практически не содержит эгирина (мас. %): $\text{SiO}_2=54,49(56,26)$, $\text{TiO}_2=0,02(0,10)$, $\text{Al}_2\text{O}_3=7,63(11,59)$, $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,00(0,06)$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=3,63(0,00)$, $\text{FeO}=5,00(3,73)$, $\text{MnO}=0,13(0,03)$, $\text{MgO}=7,96(8,09)$, $\text{CaO}=13,77(12,81)$, $\text{Na}_2\text{O}=6,09(6,80)$, сумма=98,73 (99,47). Это дает следующую схему изменения состава омфацита в ходе его кристаллизации:



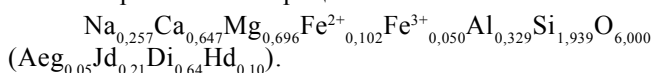
Отличие в плане снижения щелочности и возрастания глиноземистости клинопироксена, образующего включение в гранате, от клинопироксена матрицы прослеживается и в Кокчетавском комплексе:



В другом эклогите из этого комплекса омфацит, образующий включение в гранате –



богаче эгириновым компонентом по сравнению с пироксеном матрицы:



Включения в гранате отражают интрателлурический этап формирования эклогитовых пород, и установление в них более щелочных клинопироксенов является надежным признаком повышенной щелочности мантийных очагов, питающих эклогитовый магматизм. Очевидно, что происходило ощелачивание магматических очагов, определившее характерный сдвиг состава омфацитов эклогитовых пород в направлении обогащения их эгириновым компонентом.

Изучение включений в гранате зерен омфацита, наряду с анализом их зональности, дает главный вклад в понимание процессов, происходивших в эклогитовых магматических очагах, развивавшихся в глубинах мантии. Особенно важный материал в этом аспекте дают минеральные включения, находящиеся в гранате совместно с алмазом и коэситом.

Другим важным минералогическим признаком ощелачивания магматических очагов, питающих эклогитовый магматизм складчатых поясов, служит гранат эклогитов, содержание оксида натрия в котором достигает 0,2 мас. % [57]. По этому признаку гранат эклогитов аналогичен эклогитовому гранату во включениях в алмазе кимберлитовых трубок Сибирской платформы, в котором содержание Na_2O варьирует в пределах 0,03–0,3 мас. % [28].

Еще более ощелоченными представляются очаги алмазоносного мантийного магматизма, с которыми связаны лампроитовые трубки Западной Австралии. Алмаз этих трубок, по сводке [28], содержит включения граната, еще более богатого натрием (0,3–0,7 мас. % Na_2O). Составом граната во включениях в алмазе надежно фиксируется ощелачивание очагов эклогитового магматизма на этапе кристаллизации алмаза в эклогит-перидотитовых очагах, происходившей в архее более 3 млрд лет назад. Тем не менее, это неодинаковое ощелачивание расплавов коррелируется с различной щелочностью последующего кимберлитового и лампроитового магматизма, относящегося к фанерозою и связанного с воздействием на интрузивы древних алмазоносных эклогит-перидотитовых пород потоков трансмагматических флюидов, порождаемых, по-видимому, теми же магматическими очагами. Аналогично и в складчатых поясах устанавливается, хотя и менее значительный, возрастной диапазон между внедрением эклогитов и накладывающимся на них глаукофансланцевым метаморфизмом. Несмотря на возрастное различие, эти явления генетически связаны друг с другом общностью магматических очагов, порождавших как внедрение эклогитов, так и потоки щелочных флюидов, вызывающих глаукофансланцевый метаморфизм.

Флюидный характер глубинных магматических очагов выявляется при нахождении среди вклю-

чений в гранате водных минералов. Прямым свидетельством флюидного ощелачивания расплавов в мантийных очагах интрателлурической кристаллизации эклогитов является наличие щелочных амфиболов, катафорита и др., образующих идиоморфные включения в гранате эклогитов совместно с другими минералами, как водными - парагонитом, фенгитом, так и типичными для эклогитов безводными - рутилом, коэситом, кианитом. В работе [75] упомянутые водные минералы-включения в гранате коэситовых эклогитов рассматриваются в качестве реликтовых, унаследованных эклогитами от сланцев эпидот-амфиболитовой фации, погружавшихся в зоне субдукции на глубину 100–200 км в область мантии с последующей эксгумацией на дневную поверхность. Мы считаем такую трактовку ошибочной. Флюидный характер очагов эклогитового магматизма, выявляемый наличием во включениях в гранате водных минералов, вполне согласуется с рассмотренной выше фациальной схемой (см. рис. 3) и дополнительно подчеркивает его аналогию с магматизмом кимберлитовых трубок. Водные минералы отмечаются во включениях в минералах эклогитовых пород и перидотитов этих трубок, в том числе в алмазе. Подробнее это рассматривается в разделе, посвященном дискуссии.

Таким образом, щелочной уклон эклогитов, прослеживаемый по составу омфациита и наличию щелочных амфиболов во включениях в гранате, отражает их генетические связи с щелочным глаукофансланцевым метаморфизмом, обусловленным потоками флюидов, исходящих из глубинных магматических эклогитовых очагов. Ощелачивание эклогитовых расплавов происходило в процессах магматического замещения ими ультраосновного мантийного субстрата при разрастании в нем очагов эклогитового магматизма. Эффект флюидного ощелачивания расплавов создавался растворением сильных оснований (MgO , CaO) и кислотно-основным взаимодействием компонентов [9,10], смещавшим равновесия эклогитовых расплавов с трансмагматическими флюидами с переходом щелочных компонентов из флюидов в расплавы [17]. Ощелоченные очаги эклогитового магматизма сами затем становились источником щелочных трансмагматических флюидов, вызывавших распространение глаукофанового метаморфизма, следующего за внедрениями эклогитов в слоистые толщи. Все это создавало неповторимую специфику внешних эклогит-глаукофансланцевых зон парных метаморфических поясов [66], фиксировавших этапы складчатой эволюции Азиатского континента в протерозойское, палеозойское и мезозойское время [35].

ДИСКУССИЯ

Обнаружение коэсита, алмаза и содержащих калий клинопироксенов в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах складчатых поясов особенно ярко отразило их фациальную несовместимость с метаморфическими породами, вмещающими их обычно согласные тела, выявленную еще Д.С. Коржинским [8]. В Кокчетавском массиве вмещающие породы представлены силлиманит-андалузитовыми сланцами и гнейсами, а в Дабешане – гнейсами, содержащими кордиерит. В настоящей работе эта несовместимость объясняется выявлением первично магматической природы эклогитов и гранатовых пироксенитов, кристаллизация которых начиналась в мантийных очагах и заканчивалась в земной коре, где их тела подвергались складчатости и аллохимическому метаморфизму при умеренном давлении совместно с вмещающими породами. Исходная магматическая природа эклогитов находит прямое подтверждение в обнаружении в кристаллах коэсита, омфациита и кианита реликтовых расплавных включений с жидкой фазой, богатой $NaCl$ [54]. Все это определяет эклогиты и гранатовые клинопироксениты как сложные по генезису полифациальные породы. Однако, несмотря на это, в большинстве публикаций образование эклогитов рассматривается в рамках принципиально ошибочной, как нам кажется, собственно метаморфической, предельно упрощенной модели, что побудило нас обсудить вопрос в дискуссионном порядке. Важно при этом не упускать из виду закономерные вариации состава минералов эклогитов, касающиеся, в частности, содержания эгиринового компонента в омфациите. Закономерная концентрация его в ядрах омфациитовых зерен позволила нам рассматривать вариации щелочности эклогитов как автономное явление, свойственное эклогитовому магматизму и независимое от наложенного глаукофанового метаморфизма. Поэтому внедрение в слоистые толщи эклогитов в виде железистых остаточных магм, несущих интрателлурическую гранат-омфациитовую минерализацию, может оказывать ощелачивающее воздействие на окружающие породы. Первичные контакты эклогитов с вмещающими породами в сложно дислоцированных метаморфических комплексах Азиатского пояса сохраняются крайне редко. Уникальным в связи с этим является обнаружение в Дабешанском комплексе (2 на рис. 1) слабо дислоцированного контакта коэситового эклогита с габбро в блоке пород, заключенном в мигматизированном гнейсе пояса Сулу (1 на рис. 1) вблизи дер. Янкоу [76]. В этом обнажении эклогит, содержащий гранат $Alm_{0,49}Prp_{0,27}Grs_{0,23}Sps_{0,01}$, в переходной зоне перемежается с габбро и содержит гранат, более богатый гроссуляровым компонентом, вытесняющим пироп $Alm_{0,47}Prp_{0,13}Grs_{0,39}Sps_{0,01}$, а в габбро внешней зоны

этого контакта содержатся зернистые гранатомы и пироксен-гранатомы агрегаты, образующие коронарные структуры с гроссуляр-альмандиновым гранатом $Alm_{0,73}Grs_{0,24}Prp_{0,03}$. Закономерно изменяется и состав пироксена.

Этот контакт интерпретируется цитируемыми авторами в рамках метаморфической модели в качестве примера эклогитизации габбро при субдукции складчатого комплекса в мантию на уровень коэзитовой фации глубинности (см. рис. 8) с последующей эксгумацией на уровень современного эрозионного среза. Однако изменением только физических P,T-параметров невозможно объяснить сложные вариации состава минералов в изученном контакте, описанные в цитируемой работе [76], причем, не только граната, но и клинопироксена. Клинопироксен габбро с краев зерен обогащается эгирином (состав в скобках), что может происходить только под воздействием растворов с повышенным химическим потенциалом натрия, мас. %: $Al_2O_3=1,19$ (1,03), $Na_2O=0,88$ (1,57). Этот тренд изменения состава исходного клинопироксена можно назвать авгит-эгириновым, причем наиболее богатые эгириновым компонентом клинопироксены ($Na_2O=4,21\%$) образуют симплектитовые сростания с гроссуляр-альмандиновым гранатом $Alm_{0,57}Grs_{0,27}Prp_{0,13}Sps_{0,03}$. Это ошелачивание габбро, завершающееся образованием гранат-пироксеновых симплектитовых коронарных структур, не объяснимо в рамках субдукционной модели. Оно свидетельствует об интрузии коэзитового эклогита и активном флюидном воздействии его на габбро.

Данные, приводимые в упомянутой выше работе, отражают и наложенные процессы метаморфизма и метасоматизма, не объяснимые в рамках изменения только физических P,T-параметров. Они представлены двумя широко распространенными типами, которые рассматривались нами выше (I-III и I-II, рис. 6, 8, 13). Один из них (I-III) характеризуется реакциями граната эклогитов с известковыми породами (в данном случае - с габбро) с повышением в его составе гроссулярового компонента. Этим объясняется специфика граната эклогитов переходной зоны описанного контакта, образующих сложные инъекции в габбро.

Метасоматизм типа I-II обусловлен залеганием габбро-эклогитового комплекса в виде реликта в сильно гранитизированных породах. Он вызван воздействием связанных с гранитами кислотных растворов и выражается жадеитизацией как омфацита эклогитов с возрастанием в нем жадеитового компонента от 50 до 75 мол. %, так и пироксена габбро, в котором к краям зерен прослеживается повышение содержания Na_2O от 2,04 до 6,58% и Al_2O_3 от 1,33 до 8,22%.

Жадеитизация эклогитов, сопровождаемая их окварцеванием, относится к широко распространенным процессам их метасоматического изменения в Дабешанском комплексе и приурочена к реликтовым останкам эклогитовых тел в мигматитах (районы Донхай, Шуанхе и др.). Это типичное кислотное выщелачивание из эклогитов сильных оснований (CaO и MgO), сопровождаемое образованием вторичных кварцитов, кварц-жадеитовых пород и жадеитов, содержащих реликтовые минералы – измененный гранат, кианит, рутил, пироксен и коэзит, концентрирующийся в жадеититах (рис. 17).

В субдукционных, собственно метаморфических, моделях развития эклогитового складчатого комплекса Дабешаня жадеитовые кварциты относятся к метаморфическим и даже - метасадочным образованиям [40], что противоречит геологическим условиям залегания этих типично метасоматических пород, приуроченных к реликтовым останкам расчлененных эклогитовых тел в мигматитах и гранитах (см. рис. 17). Это апоэклогитовые образования, развивавшиеся метасоматически в изохорических физико-химических системах, что прослеживается как петрографически, так и геологически. По петрографическим данным жадеитизация начинает развиваться псевдоморфно, без нарушения структуры эклогитов, реликты которой местами сохраняются и в кварц-гранат-жадеитовых породах, образующихся при крайнем проявлении процесса. Геологически сохранение объема, свойственное метасоматизму, доказывается ограниченностью жадеитизации эклогитов жесткими блоками пород в мигматитах и гранитах (см. рис. 17). Это определяет жадеитизацию как изохорический процесс, независимый от глубинности. Его физико-химическая интерпретация должна производиться на основе теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского [11]. Согласно этой теории, стабильность минералов в изохорических системах определяется их способностью развивать высокое кристаллизационное давление. Эта способность зависит от пересыщенности растворов компонентами минералов и их молекулярной плотности, которой в наибольшей мере обладают коэзит, гранат, жадеит, рутил, кварц и в наименьшей степени - диоксидовый компонент омфацита. Этим определена и направленность метастабильного метасоматического процесса, сопровождаемого выносом сильных оснований (CaO и MgO) и подавленностью реакций замещения жадеита альбитом и коэзита кварцем.

Главная проблема фациального несоответствия эклогитов с породами, вмещающими их обычно согласные тела в складчатых комплексах, не решается субдукционными моделями, по существу закрывающими пути правильной генетической интер-

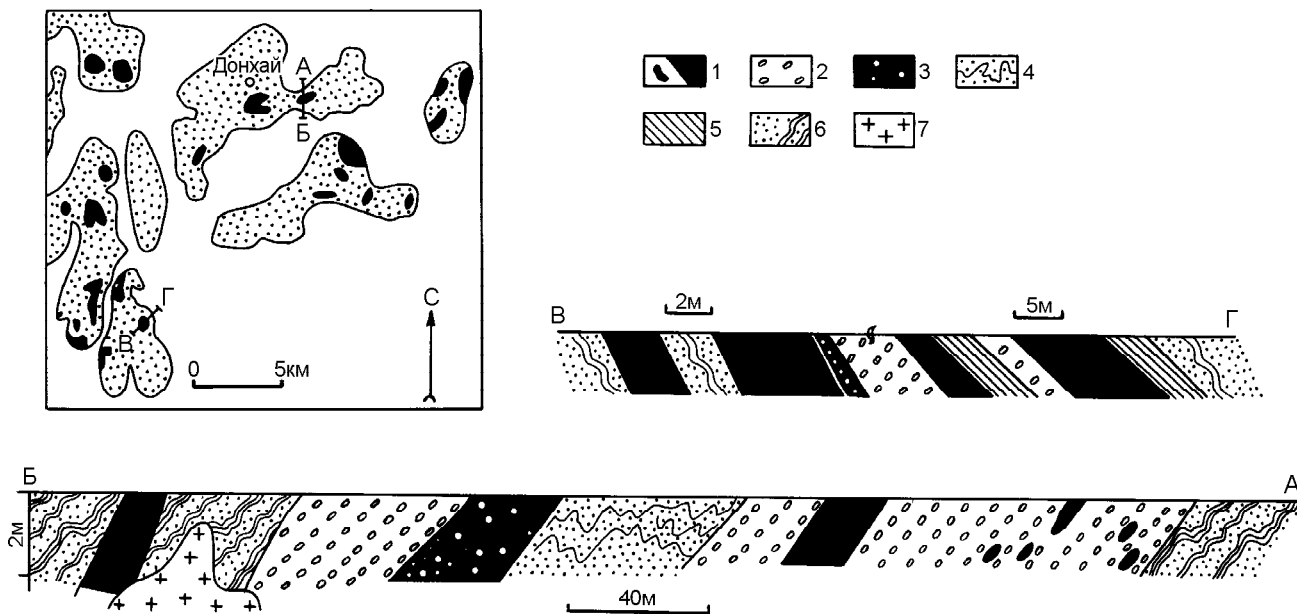


Рис. 17. Схема распространения будин и неправильных включений эклогитов в мигматитовых гнейсах вблизи г. Донхай в Центральном Китае и геологические разрезы будин метасоматически измененных коэситовых эклогитов, по [61], с упрощениями.

1 - эклогиты и гранатовые клинопироксениты, в том числе коэситовые и богатые рутилом, 2 - окварцованные эклогиты и гранатовые клинопироксениты, 3 - коэситовые жадеититы, 4 - кварциты с кианитом и коэситом, 5 - амфиболиты, 6 - мигматитовые гнейсы, 7 - граниты.

претации минералогических особенностей эклогитов и гранатовых клинопироксенитов. Например, образование в гранате коэситовых эклогитов и гранатовых клинопироксенитов включений омфацитов, как богатых эгирином, так и содержащих существенную примесь калия, необъяснимо на основе изменения только физических параметров по модели субдукции, так как свидетельствует о кристаллизации минералов в магматических очагах специфической повышенной щелочности, возникающих в глубинах мантии в результате сложных процессов флюидно-магматического взаимодействия.

Прямым свидетельством флюидного ошелачивания расплавов в мантийных очагах интрателлурической кристаллизации эклогитов является наличие катафорита, парагонита, фенгита, образующих включения в гранате эклогитов совместно с богатым эгирином омфацитом, рутилом, коэситом, кианитом. Однако во многих работах [75] упомянутые водные минералы-включения в гранате коэситовых эклогитов рассматриваются как реликтовые, унаследованные от сланцев, погружавшихся в зоне субдукции в мантию, достигая в ней коэситовой фации глубинности. По нашему же мнению, включения этих минералов, кристаллизовавшихся совместно с коэситом, отражают флюидный характер самих очагов эклогитового магматизма, определяющий возможность кристаллизации в них водных минералов (см. рис. 3). Ще-

лочной характер этих очагов устанавливается независимо, по содержанию эгиринового компонента и примеси калия в интрателлурическом клинопироксене эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, а не только по обнаружению щелочных амфиболов во включениях в гранате.

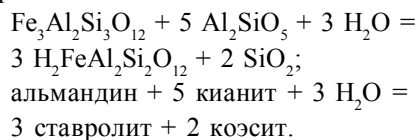
Щелочной уклон развития глаукофансланцево-эклогитовых складчатых поясов совершенно необъясним на основе субдукционной модели их развития. Питающие их очаги магматизма сопоставимы по глубинности с очагами алмазоносного пироксенит-эклогитового магматизма, с которым связано образование пород, наблюдаемых в нодулях кимберлитовых трубок. Эта аналогия прослеживается в Кокчетавском комплексе по наличию в гранате включений клинопироксена с повышенным содержанием калия, аналогичного клинопироксенам включений в алмазе кимберлитовых трубок. В алмазе кимберлитовых трубок отмечаются включения и водных минералов, генетическая интерпретация которых также является дискуссионной.

Включения водосодержащих минералов - биотита [50], мусковита [69] - редки и встечаются, главным образом, в краевых частях кристаллов алмаза вместе с другими калийсодержащими минералами: калиевым полевым шпатом, джерфшеритом. В качестве включения в алмазе одной из кимберлитовых трубок южноафриканской алма-

зоносной провинции было обнаружено зерно ставролита (менее 20 мкм в поперечнике) состава $Fe_{0.79}Mg_{0.22}Mn_{0.02}Zn_{0.08}Ti_{0.30}Al_{4.40}Si_{1.92}$ [41].

Это породило малооправданную концепцию об образовании его при участии метаморфических пород земной коры на глубинах, отвечающих стабильности алмаза при погружении корового материала вдоль зоны субдукции. С нашей точки зрения, находки водосодержащих минералов (флогопита, биотита, мусковита, ставролита) в виде включений в алмазе отражают естественную эволюцию флюидного режима мантийных очагов алмазоносных магм, представляя в этом аспекте особый интерес.

Железистые рутиловые эклогиты, типичные для кимберлитовых трубок, содержат алмазы с включениями альмандина и кианита. Эта ассоциация в процессе алмазообразования, сопровождающегося появлением воды по реакции $H_2 + CO = C$ (алмаз) + H_2O , может вытесняться ставролитом в результате развития процессов гидратации расплавов, характеризуемой в символах нормативных минералов:



Прямым свидетельством флюидного характера глубинных магматических очагов служит нахождение в алмазе не только водных минералов, но и флюидов, особенно богатых водой, в кубических кристаллах алмаза [65, 67], относящегося к эклогитовому типу.

Изложенные в статье результаты изучения Азиатского эклогитового пояса имеют, как нам кажется, не только региональное, но и общее значение. Они раскрывают общую специфику эвгеосинклинальных складчатых поясов, формирование которых сопровождалось внедрением эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и перидотитов из мантийных магматических очагов, охватывающих коэзитовую и даже алмазную фации глубинности. Важной стороной этой специфики является участие перечисленных пород в формировании складчатой структуры поясов и наложение на них аллохимических метаморфических преобразований, многофазных и растянутых по шкале геологического времени. Так, например, в Западных и Центральных Альпах выявляются следующие значения (млн лет) абсолютного возраста эклогитов [48]: 80–120, 69,2, 49,1 и 32,8. Характерно, что продукты метаморфических и метасоматических преобразований эклогитов (с реликтовыми коэзитом, гранатом и др.) рассматриваются в цитированной и многих других работах как парапороды и интерпретируются на основе субдукционной модели

погружения их в мантийные глубины, что нам представляется совершенно неоправданным.

Широко известны в этом плане коэзитосодержащие кварциты с пиропом, залегающие в комплексе с глаукофановыми сланцами Западных Альп [38]. Наш опыт изучения эклогитовых комплексов Азиатского пояса приводит к представлению о них как о типичных метасоматических породах, образовавшихся при замещении эклогитов или гранатовых клинопироксенитов с унаследованием коэзита (зерна его замещаются с краев кварцем) и граната, существенно изменившего свой состав.

Окварцевание эклогитов – характерный процесс кислотного выщелачивания, причем указанная пироповая тенденция изменения состава граната связана, по-видимому, с метастабильным его изменением под воздействием хлоридных флюидов. Вынос из пород железа и кальция приводит к накоплению в них магния, что минералогически проявляется не только в характерном изменении состава граната, но и в появлении в породах талька, свойственного белым сланцам Кокчетавского массива (участок Кулет) и Тянь-Шаня [2]. Коэзитосодержащие кварциты с практически чистым пиропом [38] относятся к крайнему проявлению подобного рода кислотного выщелачивания эклогитов. Генетическая интерпретация складчатых поясов рассмотренного типа невозможна без учета полифазности эклогитов и сложности наложенных на них процессов метаморфического и метасоматического преобразования.

Азиатский глаукофансланцево-эклогитовый пояс отличается более древним (протерозойским) возрастом от более молодых палеозойских и мезозойских петрологически аналогичных ему поясов, обрамляющих Азиатский континент со стороны Тихого океана [65]. Петрологическая аналогия этих разновозрастных складчатых поясов предусматривает и сходство моделей их образования под боковым давлением океанических литосферных плит, которые затем могли субдуцировать под перидотит-эклогитовые складчатые пояса, способствуя орогенному воздыманию и эрозии [21]. Однако в этих моделях нет места субдукции самих складчатых комплексов, и представления об их погружении в мантию лишены геологического смысла.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К главным результатам выполненной нами работы относится доказательство магматической природы эклогитов, перидотитов и пироксенитов складчатых комплексов, связанных своим происхождением с глубинным интрателлурическим этапом кристаллизации, предшествовавшим внедрению в земную кору. Это определило их мантийную природу и полифазальный характер, а также объяснило несо-

ответствие их по фациям глубинности с вмещающими метаморфическими породами. Полученные выводы отличаются от широко распространенных представлений [49] о происхождении эклогитов в результате метаморфизма, обусловленного субдукцией слоистой толщи Дабешаня в глубины мантии с последующей ее эксгумацией на уровень современного эрозионного среза. Подобные представления противоречат результатам нашего изучения эклогитсодержащих складчатых формаций Дабешаня, Кокчетавы и Максютковского комплекса, в которых отсутствуют во вмещающих эклогиты породах признаки высокобарного метаморфизма, соответствующего мантийным ассоциациям самих эклогитов. В их минеральных парагенезисах запечатлена сложная история полифациального развития, отражающая магматическую природу эклогитов с этапом интрателлурической кристаллизации в мантийных очагах, консолидацию в слоистых толщах Дабешаня и наложенные деформации и метаморфические преобразования.

Сложность и неповторимое своеобразие эклогитового магматизма наиболее ярко отразились в его щелочном уклоне, проявившемся как геохимически (в их обогащенности титаном, цирконием, редкими землями и др., особенно ярко выраженном в эклогитах, содержащих коэсит), так и петрографически вхождением эгирина в состав омфациита. Выявление щелочного уклона в эклогитах, раскрывшее тесные генетические связи между эклогитовым магматизмом и щелочным глаукофановым метаморфизмом, показало оправданность выделения эклогит-глаукофаносланцевой формации [4], мировое распространение которой в широком протерозойско-фанерозойском возрастном диапазоне подчеркивалось в работе [64]. Одновременно подтвердилась и специфика глаукофанового метаморфизма [15] в качестве наиболее раннего щелочного метаморфического преобразования мафических комплексов, близкого по времени с развитием в них эклогитов и предшествовавшего этапам орогенной эволюции складчатых поясов, сопровождавшейся метаморфизмом, генетически связанным со становлением гранитов. С этой точки зрения метаморфические комплексы Азиатского складчатого пояса связываются в генетическом аспекте, с одной стороны, с ранним (догранитным) глаукофаносланцевым метаморфизмом эвгеосинклинальных формаций, с другой стороны, с метаморфизмом более поздних этапов орогенеза и орогенной активизации, которые накладывались на эклогиты и глаукофаносланцевые проявления.

Принадлежность голубых сланцев к ранним стадиям догранитного метаморфического развития парных складчатых поясов давно обратила на себя внимание [15]. В геотектоническом аспекте голубые сланцы коррелируются по времени своего развития

с так называемой альпинотипной тектоникой горизонтальных движений, непосредственно следующей за складчатостью. В эволюции метаморфических поясов альпинотипная тектоника предшествует германотипной тектонике вертикальных движений, с которой сопряжены гранитизация и глубокий метаморфизм складчатых сооружений. Эта двустадийность метаморфического развития складчатого пояса Дабешань подчеркивалась в работе [61], в которой обосновывается наложение на голубые сланцы первой стадии зонального метаморфизма гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Глаукофановые (голубые) сланцы непрерывно обнажаются в южном обрамлении пояса на протяжении более чем 2000 км (Сулу-Дабешань-Циньлин) и широко представлены в западной (уральской) его ветви. В их комплексах выделяются зоны особенно интенсивного проявления щелочного метаморфизма, в которых помимо глаукофана содержатся эгирин, эгирин-диопсид и рибекит, образующий твердые растворы с глаукофаном (кроссит). Незначительное распространение и отсутствие голубосланцевых комплексов во внутреннем поясе отличают его от внешней глаукофаносланцево-эклогитовой ветви. В Зерендинской серии Кокчетавского массива глаукофановые сланцы вообще не обнаружены. В Максютковском комплексе глаукофановые сланцы пользуются особенно широким распространением, что коррелируется с практическим отсутствием в его составе гранитов и связанных с ними метаморфических пород (гнейсов, мигматитов и др.), вытесняющих обычно глаукофановые сланцы. Максютковский комплекс представляет собой, таким образом, только внешнюю зону зональных комплексов, свойственных Азиатскому поясу, что объясняется в настоящей работе ограниченностью его сбросом Главного Уральского разлома, восточнее которого распространены палеозойские вулканические формации. На хорошо изученном Шубинском месторождении рутила в этом комплексе богатые рутилом эклогиты практически не затронуты наложенным аллохимическим метаморфизмом. Тем не менее, они характеризуются повышенной щелочностью с существенной примесью эгирина в составе омфациита, и в их нормативном минеральном составе содержится нефелин [15, стр. 260], что определяет их соответствие щелочным оливиновым базальтам. Этот момент впервые нашел объяснение в настоящей работе, раскрывшей новые аспекты генетической связи щелочного уклона эклогитов и глаукофаносланцевого метаморфизма складчатых эклогитовых поясов. Тесные генетические связи эклогитов и глаукофановых сланцев, которые прослеживаются во всем мире [64], впервые получают, таким образом, физико-химическое объяснение на основе принципа кислотно-основного взаимодей-

ствия компонентов Д.С. Коржинского, проявляющегося во флюидном ошелачивании магматических очагов при их разрастании в ультраосновном мантийном субстрате.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 98-05-64462).

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабирова М.А. Эклогиты Кокчетавского массива // Вестн. Казахского фил. АН СССР. 1946. № 2. С. 21-29.
- Бакиров А., Тагири М., Сакиев К. Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 12. С. 1722-1732.
- Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: СО Наука, 1974. 429 с.
- Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 12. С. 1645-1666.
- Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого комплекса. СПб.: ИГГД, 1995. 272 с.
- Екимова Т.Е. Новые данные по минералогии рутиловых эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. Геол. 1979. № 2. С. 85-89.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-т. геол. наук Акад. Наук СССР. 1940. Вып. 12.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов и направление котектических линий // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 2. С. 383-386.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия. М., 1968. С. 3-18.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука. 1969. 107 с.
- Краснобаев А.А., Ленных В.И., Давыдов В.А. Геохронологическая эволюция Максютковского комплекса (Урал) // Докл. АН. 1998. Т. 362, № 3. С. 397-401.
- Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1978. 160 с.
- Ленных В.И., Вализер П.М. Лавсонитовые родингиты максютковского эклогит-глаукофансланцевого комплекса // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР – 1985. Свердловск, 1986. С. 73-76.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 328 с.
- Маракушев А.А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физ.-хим. петрологии. М., 1985. Вып. 13. С. 5-53.
- Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрологическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М., 1987. Вып. 14. С. 24-38.
- Маракушев А.А., Таскаев В.И. Петрология богатых фтором перидотитов. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 112 с.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 318 с.
- Маракушев А.А., Черенкова А.Ф., Черенков В.Г., Панеях Н.А. Полифациальность алмазоносных пород кимберлитовых и ланпроитовых трубок // Докл. АН. 1994. Т. 337, № 4. С. 490-493.
- Маракушев А.А. Петрология океанов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 3-18.
- Маракушев А.А., Сан Лонкан, Панеях Н.А. и др. Генерогенная природа алмазоносных метаморфических комплексов Кокчетава (Казахстан) и Дабешаня (Китай) // Бюл. МОИП. 1998. Отд. геол. Т. 73, вып. 3. С. 3-9.
- Маракушев А.А., Сан Лонкан, Панеях Н.А. и др. Генезис эклогит-глаукофансланцевых формаций на примере Дабешаня (Китай) // Изв. РАЕН. 1999. № 2. С. 63-78.
- Перчук Л.Л., Япаскурт В.О., Окай А. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // Петрология. 1995. Т. 9, № 3. С. 267-309.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В. Исследование некоторых петрологических процессов в литосфере // Эксперим. и теорет. моделирование процессов минералообразования. М., 1998. С.410-433.
- Перчук Л.Л., Япаскурт В.О. Глубинные ультракалийевые жидкости // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 12. С. 1756-1765.
- Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, № 3. С. 674-676.
- Соболев Н.В., Бакуменко И.Т., Ефимова Э.С. Особенности морфологии микроалмазов, содержания примеси натрия в гранатах и калия в пироксенах двух ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 3. С. 585-590.
- Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162, № 4. С. 176-178.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. и др. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 1. С. 47-58.
- Шацкий В.С., Рылов Г.М., Ефимова Э.С. и др. Морфология и реальная структура микроалмазов из метаморфических пород Кокчетавского массива, кимберлитов и аллювиальных россыпей // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 7. С. 942-955.
- Шацкий В.С., Тениссен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Новые свидетельства метаморфизма сверхдавлений в слюдяных сланцах участка Кулет, Кокчетавский массив (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, №8. С. 1039-1044.
- Шуколюков Ю.А., Плешаков А.М., Лаврова Л.Д. Беспрецедентно высокое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в алмазе из метаморфических пород Кокчетавского массива, Казахстан // Петрология. 1993. Т. 1, № 1. С. 110-119.

34. Шуколюков Ю.А., Плешаков А.М., Семенова Л.Ф. и др. Изотопный состав гелия в алмазоносных метаморфических породах Северного Казахстана // *Геохимия*. 1996. № 1. С. 22-35.
35. Banno S., Yoshino G. Eclogite-bearing peridotite mass at Higasiakaisi-Yama in the Bessi area, Central Sikoku, Japan // *Upper Mantle Sympos. New Dehli*. 1964. P. 150-160.
36. Cao R., Zhu Sh. Dabieshan coesite-bearing eclogite terrain – a neo-Archean ultra-high pressure metamorphic belt // *Acta Geol. Sin.* 1995. V. 69. P. 232-242.
37. Chen N.S., Sun M., You Z. et al. Well-preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China // *J. Metamorphic Geol.* 1998. V. 16. P. 213-222.
38. Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86. P. 107-118.
39. Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*. 1991. V. 19, N 7. P. 710-713.
40. Cong B., Zhai M., Carswell D.A. et al. Petrogenesis of ultrahigh-pressure rocks and their country rocks at Shuanghe in Dabieshan, Central China // *Eur. J. Mineral.* 1995. V. 7. P. 119-138.
41. Daniels L. R. M., Gurney J.J., Harte B. A crustal mineral in a mantle diamond // *Nature*. 1996. V. 379. P. 153-156.
42. Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Comparison of the Kokchetav and Dabie Shan metamorphic complexes: coesite and diamond-bearing rocks // *Intern. Geol. Rev.* 1995. V. 37. P. 636-656.
43. Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S. Geotectonic evolution of diamondiferous Kokchetav complex // *Island Arc*. 1995. N 7. P. 267-279.
44. Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G. et al. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // *Tectonophysics*. 1994. V. 233. P. 293-313.
45. Dobrzhinetskaya L.F., Eide E.A., Larsen R.B. et al. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss region, Norway // *Geology*. 1995. V. 23, N. 7. P. 597-600.
46. Dong S., Shen Q., Sun D. et al. Metamorphic map of China, scale 1:4 000 000, with an explanatory text. Beijing: Geol. Publish. House, 1986. 76 p.
47. Dong S., Zhang Z., Jiang L. et al. Ultra-high-pressure metamorphic rocks and tectonic framework of the Dabie-Su-Lu orogen // *Field Trip Guide to Qingdao Intern. Sympos.*, Aug. 12-17. Hefei, 1997. 51 p.
48. Duchêne S., Blichert-Toft J., Luais B. et al. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism // *Nature*. 1997. V. 387. P. 586-588.
49. Field Trip Guide. Intern. Confer. on the Centr. Orogen Belt of China: its structure, composition and evolution. 18-23 October, 1998, Wuhan, China, 1998. 31 p.
50. Giardini A.A., Hurst V.J., Melton C.E., Stormer J.C. Jr. Biotite as a primary inclusion in diamond: its nature and significance // *Am. Miner.* 1974. V. 59. P. 783-789.
51. Hacker B.R., Wang X., Eide E.A. et al. The Quiling-Dabie ultra-high-pressure collisional orogen // *Tectonic evolution of Asia*. Publ. Cambridge Univ. Press. 1996. P. 345-370.
52. Hacker B.R., Ratschbacher L., Webb L. et al. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultra-high-pressure Qinlig – Dabie Orogen, China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 161. P. 215-230.
53. Haggerty S.T., Toft P.B., Tompkins L.A. Diamonds in graphitic schists // *Trans. Amer. Geophys. Union*. 1981. V. 62, N 17. P. 416.
54. Han Y., Zhang Z., Liu R. et al. Melt inclusions in HP and UHP eclogites from Dabie Mountains, China // *Terra Nova: Abstract Supplement*. 1997. No 1, P. 14.
55. Hetzel R., Echtler H.P., Seifert W. et al. Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure-low-temperature Maxyutov Complex, Antingan area, southern Urals, Russia // *GSA Bull.* 1998. V. 110, N 7. P. 916-930.
56. Jordan T. The deep structure of the continents // *Sci. Amer.* 1979. V. 1. P. 70-82.
57. Kato T., Enami M., Zhai M. Ultra-high-pressure (UHP) marble and eclogite in the Su-Lu UHP terrane, eastern China // *J. Metamorphic Geol.* 1997. V. 15. P. 169-182.
58. Leech M.L., Ernst W.G. Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maxyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62, N 12. P. 2143-2154.
59. Li S., Xiao Y., Liou D. et al. Collision of the North China and Yangtze blocks and formation of coesite-bearing eclogites timing and processes // *Chem. Geol.* 1993. V. 109. P. 89-110.
60. Liou J.G., Zhang R.Y. Occurrences of intragranular coesite ultrahigh-P rocks from the Sulu region, eastern China: Implication for lack of fluid during exhumation // *Am. Mineral.* 1996. V. 81. P. 1217-1221.
61. Liou J.G., Zhang R.Y., Wang X. et al. Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultra-high-pressure belts in the Dabie-Sulu region, China // *The Tectonic Evolution of Asia*. Publ. Cambridge Univ. Press. 1966. P. 300-344.
62. Ma B., Zhang Z. The features of the paired metamorphic belts and evolution of paleotectonics in the eastern part of Dabie Mountains (China) // *Seismology and Geology*. 1988. V. 10. P. 19-28.
63. Marakushev A.A., Sang Longkang, Liu Zhendong et al. Genetic types of diamond mineralization // *Chinese J. Of Geochem.* 1998. V. 17, N 1. P. 12-28.
64. Maruyama S., Lipu J.C., Terabayashy M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // *Intern. Geol. Rev.* 1996. V. 38, N 6. P. 485-594.
65. Melton C.E., Giardini A.A. The composition and significance of gaseous inclusions in natural diamonds from Africa and Brazil // *Am. Miner.* 1974. V. 59. P. 775-782.
66. Miyashiro A. Paired and unpaired metamorphic belts // *Tectonophysics*. 1973. V. 17. P. 241-254.
67. Navon O., Hatcher I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J. Mantle-derived fluids in diamond microinclusions // *Nature*. 1988. V. 325. P. 784-789.
68. Okay A.I. Petrology of a diamond- and coesite-bearing metamorphic terrain: Dabie Shan, China // *Eur. J. Mineral.* 1993. V. 5. P. 659-675.

69. Prinz M., Manson D.V., Hlava P.F., Keil K. Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages // *Phys. Chem. Earth*. 1975. V. 9. P. 797-815.
70. Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. 1990. V. 343. P. 742-744.
71. Wang X., Liou J.G. Regional ultra-high-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: evidence from country rocks, gneiss, marble, and metapelite // *Geology*. 1991. V. 19. P. 933-936.
72. Xu S., Okay A.I., Shouyuan J. et al. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting // *Sci*. 1992. V. 265. P. 80-82.
73. Yang J., Godard G., Smith D.C. K-feldspar-bearing coesite pseudomorphs in an eclogite from Lanshantou (Eastern China) // *Eur. J. Mineral*. 1998. V. 10. P. 969-985.
74. You Z., Han Y., Yang W. et al. The high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic belt in the east Qinling and Dabie and Dabie Mountains, China // Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. 150 p.
75. Zhang R.Y., Liou J.G. Coesite-bearing eclogite in Henan Province, central China: detailed petrography, glaucophane stability and PT-path // *Eur. J. Mineral*. 1994. V. 6. P. 217-233.
76. Zhang R.Y., Liou J.G. Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrane, eastern China // *J. Metamorph. Geol*. 1997. V. 15. P. 183-202.
77. Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G. et al. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorphic geol*. 1997. V. 15. P. 479-496.

Поступила в редакцию 8 октября 1999 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеевко

A.A. Marakushev, Sang Longkang, A.V. Bobrov, N.A. Paneyakh, N.N. Pertsev, I.A. Zotov
Asian eclogite diamondiferous belt

Results of the joint Russian–Chinese study of eclogites of the southern and western Proterozoic folded framing of the Asian continent are summarized. Detailed correlation of the Dabie Shan Complex (Central China), the Kokchetav Massif in Kazakhstan (the Zerenda Series), and the Maxyutov Complex (the Southern Urals) together with literary data on other complexes permitted a conclusion about the existence of a global folded structure in the Proterozoic, called the Asian fold belt. In the Phanerozoic, this structure became disintegrated into blocks, and its Proterozoic age was essentially masked by imposed processes. Petrological studies provide an evidence for the initially magmatic nature of eclogites of the whole foldbelt, in spite of the imposed folded deformations and allochemical metamorphism. A polyfacial nature of eclogites, crystallization of which began deep in mantle and terminated in the crust, is determined from mineralogical features. Zonation of eclogite garnet with the increase of Mg- content to the edge of its grains is the most typical feature. Processes of alkalization of magmatic chambers, which feeded eclogite magmatism, gave grounds to establish close structural and genetic relations between the eclogite magmatism and alkali (blueschist) metamorphism. As a result, eclogite–blueschist complexes, which have a complex character, were formed. Correlation of these formations with mantle magmatic chambers determines their diamond potential; mantle nature of the latter is masked by superposed metamorphic processes. Metamorphic recrystallization of diamond results in desintegration of its grains, degassing, and loss of helium, especially its light isotope. Eclogite and garnet pyroxenites of the fold belts have a similar nature with the analogous rocks of kimberlite pipes. However, the latter differ by the lesser development of superposed metamorphism restricted to fluid influence of kimberlite and lamproite magmatism on them. In contrast to sodic eclogite–blueschist formations, this influence has a potassic geochemical profile. Similarly to metamorphic complexes, the influence of the kimberlite magmatism on diamond in pipes leads to desintegration and recrystallization of its grains, degassing, and loss of helium, especially its light isotope. Complex correlations of mantle and crustal processes during the formation of the eclogite–blueschist suites are discussed.