

Том 19, номер 1
ISSN 0207 - 4028

Январь-февраль 2000

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

Петрология и минерагения

<i>А.А. Маракушев, Сан Лонкан, А.В. Бобров, Н.А. Панеях, Н.Н. Перцев, И.А. Зотов.</i> Азиатский эклогитовый алмазоносный пояс	3
<i>А.А. Сидоров, И.Н. Томсон.</i> Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение	37
<i>С.С. Зимин, В.Г. Моисеенко, Р.А. Октябрьский, С.Г. Батурин, Б.М. Тишкин, В.П. Молчанов.</i> Первая находка метаморфизованных бокситов в среднем Приамурье и перспективы их поисков	50
<i>Л.Б. Сушкин.</i> Геология Сологу-Чайдахского золоторудного поля (Амурская область)	56

Геохимия

<i>А.Ю. Антонов.</i> Геохимия редкоземельных элементов в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта	66
<i>Ф.И. Ростовский.</i> Некоторые аспекты геохимической истории вольфрама в процессе формирования изверженных пород Приморья	79
<i>Л.Ф. Сырицо, М.Д. Рязанцева, Е.В. Волкова, В.Н. Топорский.</i> Новые данные о геохимических особенностях интрузивных образований Вознесенского рудного района (Приморье) и некоторые проблемы их петрогенеза	89

Стратиграфия

<i>А.Г. Клец, С.Г. Кисляков, В.Б. Григорьев.</i> Региональные стратиграфические подразделения перми Юго-Восточного Верхоянья и Северного Приохотья	98
--	----

Тектонофизика и вулканизм

<i>В.Г. Быков.</i> Волны активизации разломов земной коры	104
<i>Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Чжень, Цюань Хэн.</i> Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР)	109

Дискуссии

<i>В.А. Буряк.</i> Проблема генезиса черносланцевых толщ и развитого в них золотого, золотоплатиноидного и прочих видов оруденения	118
--	-----

<i>Правила оформления статей</i>	130
--	-----

CONTENTS

Petrology and Minerageny

- A.A. Marakushev, Sang Longkang, A.V. Bobrov, N.A. Paneyakh, N.N. Pertsev, I.A. Zotov.* Asian eclogite diamondiferous belt 3
- A.A. Sidorov, I.N. Tomson.* Conditions of origin for black shale complexes and their metallogenic implication 37
- S.S. Zimin, V.G. Moiseenko, R.A. Oktyabrsky, S.G. Baturin, B.M. Tishkin, V.P. Molchanov.* On the first finding of metamorphosed bauxites in Middle Priamurie with the reference to their potential 50
- L.B. Sushkin.* Geology of Sologu-Chaydakh gold ore field (the Amur Region) 56

Geochemistry

- A.Yu. Antonov.* Geochemistry of REE in Late Mezozoic volcanic complexes of the Stanovoy Range 66
- F.I. Rostovsky.* Some aspects of tungsten geochemistry in the process of igneous rock formation in Primorye 79
- L.F. Syritso, M.D. Ryazantseva, E.V. Volkova, V.N. Toporsky.* New data on geochemical peculiarities of intrusive formations of the Voznesenka ore district (Primorye) and some problems of their petrogenesis 89

Stratigraphy

- A.G. Klets, S.G. Kislyakov, V.B. Grigoriev.* Regional Permian stratigraphic units of southeastern Verkhoyanie and Northern Priokhotie 98

Tectonophysics and Volcanism

- V.G. Bykov.* Waves of activation in crustal faults 104
- Zhang Hong, Zhao Chunjing, Yao Yizheng, Quan Heng.* The dynamic background of Mesozoic volcanic activity in northern part of Daxing'anling Mts. (China) 109

Discussions

- V.A. Buryak.* On the genesis of black shale formations and related gold, gold and platinumoid and other mineralization 118
- Notes for Contributors* 130

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 Максютовского 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,

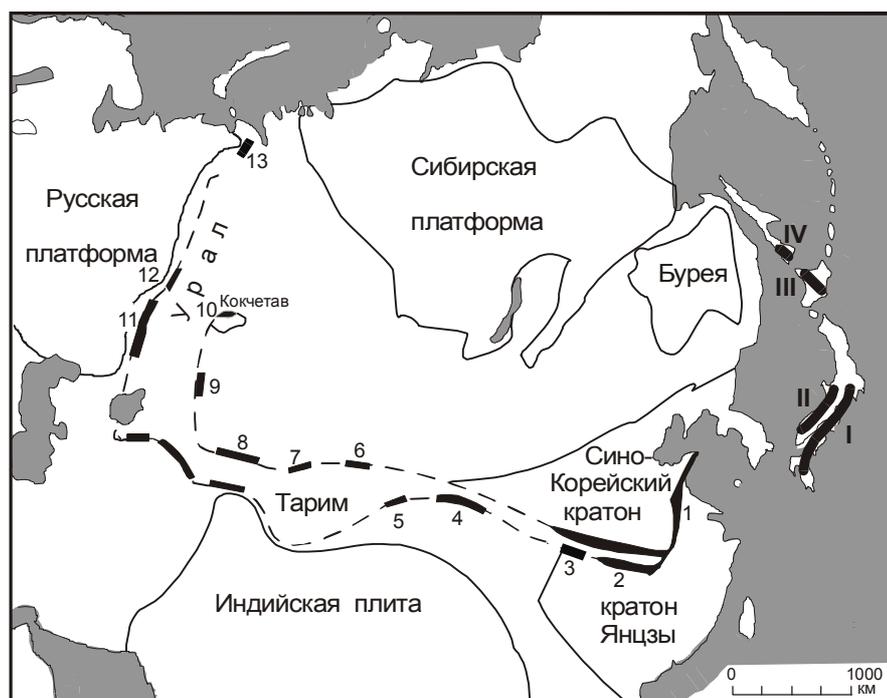


Рис. 1. Азиатский эклогитовый складчатый пояс [23], выделен с использованием [43, 46]. Представлен двумя ветвями – внешней глаукофансланцево-эклогитовой, охватывающей комплексы Центрального Китая: Сулу (1), Дабешань (2), Циньлин (3), Цильян (4), Алтун-Куньлунь (5); северокаракумские и уральские комплексы: 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 эклогитами 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 эклогитов [27] и затем выявлением широкого распространения алмазоносных гранатовых клинопироксенитов, замещаемых метаморфическими породами с унаследованием алмазоносности. Сходство эклогитов 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 эклогитах Дабешаня [68, 72], а в эклогитах Максютковского комплекса описаны кубические образования графита, интерпретированные авторами [58] как параморфозы по алмазу.

Однако, в отличие от пород нодул в кимберлитовых трубках, эклогиты 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 эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, обсуждаемой в настоящей статье

Сложность проблемы генезиса эклогитов отмечалась еще Д.С. Коржинским [8], который подчеркивал фаціальную несовместимость эклогитов, относящихся к минеральным фациям огромной глубинности, со слоистыми вулканогенно-осадочными породами, содержащими обычно согласные силлоподобные тела этих эклогитов, и, тем не менее, претерпевшими только малоглубинный метаморфизм. Обнаружение коэситовой и алмазной минерализации в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах особенно подчеркивает эту фаціальную несовместимость, осложняемую тем, что складчатости и многостадийному аллохимическому метаморфизму слоистые породы подвергаются совместно с согласными телами эклогитов, 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 эклогитов не может решаться в рамках собственно метаморфической модели их происхождения. Ближе к разрешению этой проблемы подходил Н.Л. Добрецов, который фаціальное несоответствие эклогитов и вмещающих их метаморфических пород правильно связывал с первично магматической природой эклогитов, внедренных в слоистые толщи из глубин мантии: "Эклогиты представляют собой магматические основные породы" [4, стр. 204]. К подобным представлениям пришли и авторы настоящей статьи, дополнив их выявлением полифаціальности эклоги-

Таблица 1. Представительные данные U-Pb определения абсолютного возраста (млн лет) цирконов клинопироксенит-эклогитовых 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
Протерозой	768		738
	750		694
	674		627
	420	547	559
	370	443	558
		352	541
			540
Палеозой			537
			530
			526
			524
			520
		239	
		236	
Мезозой	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

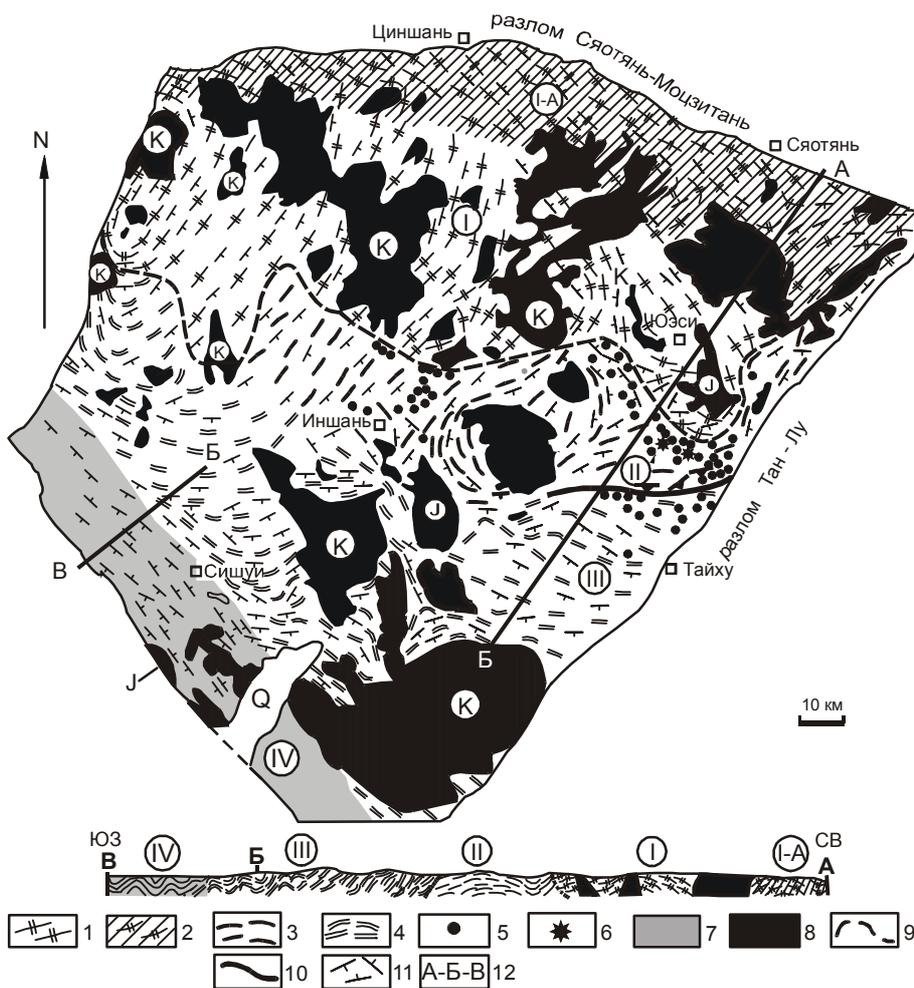


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и сводный разрез А-Б и Б-В метаморфического складчатого комплекса Дабешань, по [61] с изменениями и дополнениями.

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, омфацита, содержат рутил, местами кианит и коэсит, замещаются вторичными минералами (фенгитом, эпидотом, амфиболом, диопсидом, плагиоклазом, кварцем). "Полосчатые эклогиты, переслаивающиеся с темно-зелеными омфацилитами, 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

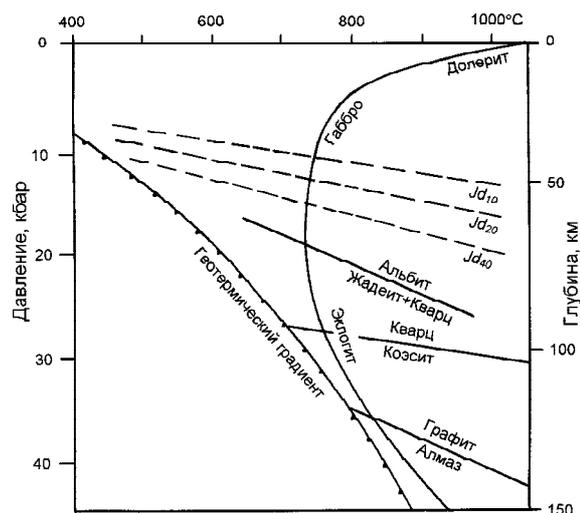


Рис. 3. Схема минеральных фаций, рассчитанная для состава флюидов (80 мол.% H₂O), отвечающих включениям в алмазе эклогитового типа. Показана линия солидуса долерита, габбро и эклогита, Jd₁₀₋₄₀ – мольная доля жадеита в омфаците эклогитов.

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-

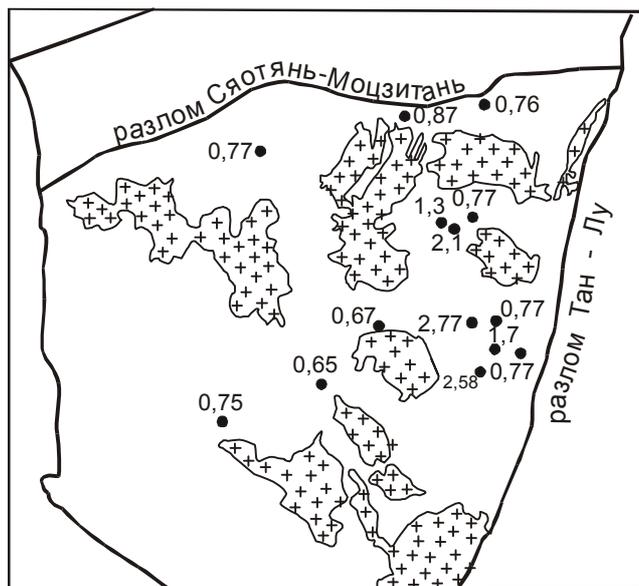
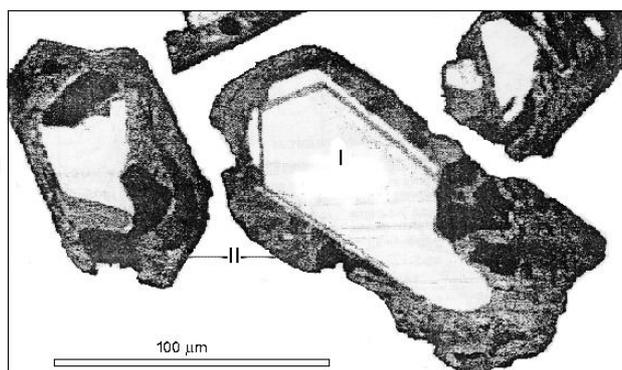


Рис. 5. Катодолуминесцентные снимки цирконов эклогитов и вмещающих гнейсов [52]. В ядрах (I) сохранился ярко люминесцентный низкоурановый циркон протерозойского возраста, замещаемый с краев зерен новообразованным высокоурановым цирконом (II) в основном мезозойского возраста, отличающимся низкой люминесценцией (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).

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-

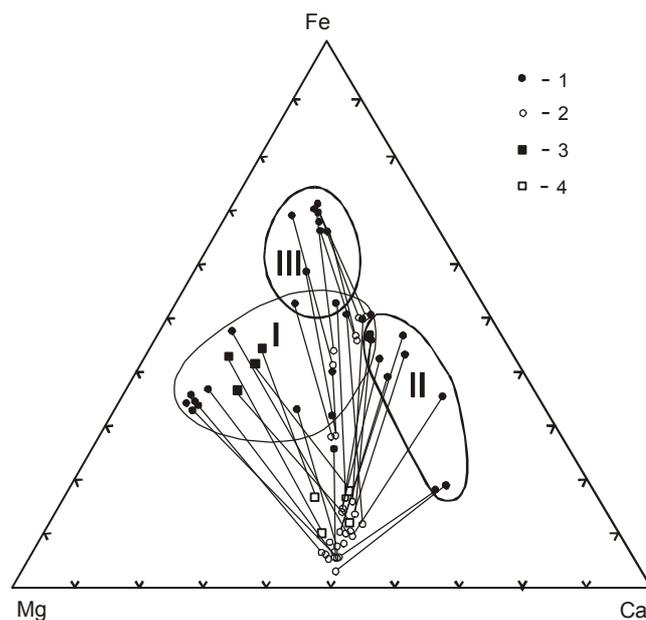


Рис. 6. Генетические типы горных пород Дабешаня, выделяемые по вариациям состава граната (1) в парагенезисе с клинопироксеном (2): I - эклогиты и гранатовые клинопироксениты; II - III - их метаморфизованные разновидности при взаимодействии с карбонатными породами (II) и в результате кислотного метасоматоза 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)	Crт(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

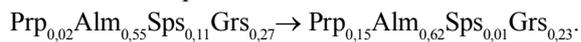
Примечание: Минералы образца 4/20 и 6/22 определялись в ИГЕМ РАН с.н.с. И.П. Лапутиной на микрозонде Camebax-Microbeam, остальные образцы проанализированы на кафедре петрологии геологического факультета МГУ аналитиком Е.В. Гусевой на зонде Camscan.

Образцы 6/2 и 6/22 - богатые оливином гранатовые клинопироксениты 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: Crт - гранат, Срх - клинопироксен, Орх - ортопироксен, Ch - титан-клиногумит и титан-хондродит, Ol - оливин, Chu - хондродит, Chn - глиногумит; с - центр, г - край, * - включение в гранате.

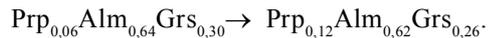
ражает вынос эклогитовыми магмами интрателлурических минералов из мантийных очагов не только в виде обособленных кристаллов, содержащих его включения, но и в агрегатном состоянии, наподобие гломеропорфировых сростаний. Межгранулярная позиция коэсита отмечалась и в алмазоносных эклогитах, образующих нодулы 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:



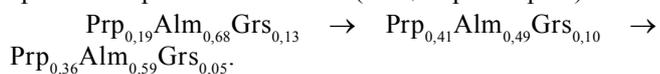
Таким образом, зональность зерен граната в эклогитовых породах несет в себе важную генетическую информацию. Магнезиальный тип зональности (с накоплением магния к краям зерен) отражает доминант интрателлурической кристаллизации граната в очагах большой глубинности, в магматических системах с расширенным 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):



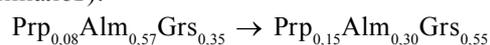
Магнезиальность граната ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$) – 0,23–0,46–0,39 проходит через максимум (0,46), отвечающий началу роста метаморфического порфиробласта, в краевой части которого (0,39) по магнезиальности устанавливаются равновесные соотношения с другими минералами гнейса: кордиеритом (0,80), 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 омфацил 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, омфацилте, кварце, кианите, так и в новообразованных минералах - жадеите, эпидоте, кварце [61]. Жадеитом наследуются зерна коэсита при замещении им омфацила в ходе выщелачивания диопсидового компонента. Химизм этого процесса был прослежен нами в эклогитовом комплексе у деревни Шуанхе, где омфацил 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, омфацила (Jd₄₃₋₆₀) и рутила, в том числе содержащих замещаемый кварцем коэсит в виде включений в гранате и омфацилте, свойственна только ядерным частям этих линз. По направлению к краям первичный парагенезис эклогитов: гранат + омфацил + рутил сменяется парагенезисами роговой обманки с плагиоклазом и пироксенами (в том числе с коронарными структурами и псевдоморфозами клинопироксена и альбита по омфацилту), за которыми следует развитие биотита (особенно в будинах, залегающих в гнейсах и мигматитах), эпидота, тремолита, хлорита.

Ультраосновные породы, образующие прослойки в будинированных эклогитовых и пироксенитовых 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 Максютовскому комплексу, тогда как на Дабешане они разобщены в значительно большей мере (см. рис. 2). Это объясняется тем, что Максютковский комплекс обрзан с востока гигантским сбросом Главного Уральского разлома, отделя-

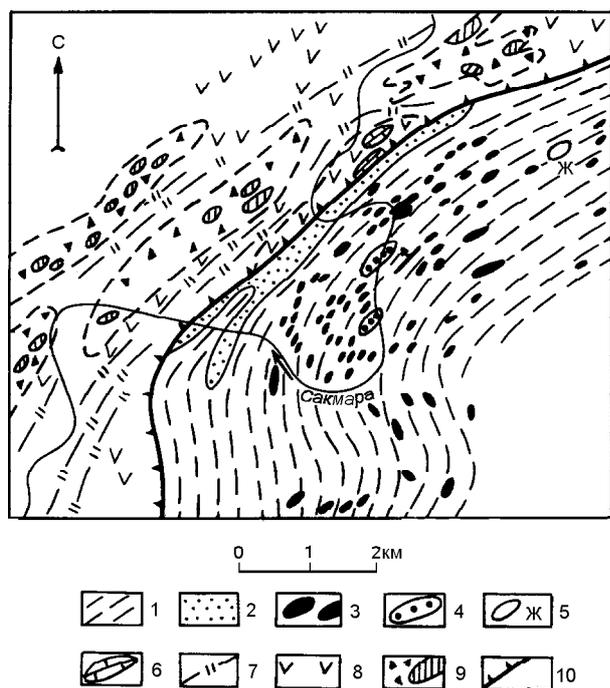


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Максютовского комплекса в районе дер. Караяново [3].

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.

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

В Максютовском 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 Максютовском 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 Максютовском 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 богатых гроссуляром внешних кайм. Противоположные процессы изменения граната с выносом кальция представлены железистым (III) и магнезиальным (IV) трендами.

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

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
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 Camebax MGU, 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 (с)	CPx ₁ (с)	Grt ₂	Grt ₃	Grt ₄	CPx ₄	Grt ₅ (г)	CPx ₅ (г)	Grt ₁ (с)	Grt ₂	Grt ₃	CPx ₃	Grt ₄ (г)	CPx ₄ (г)
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.

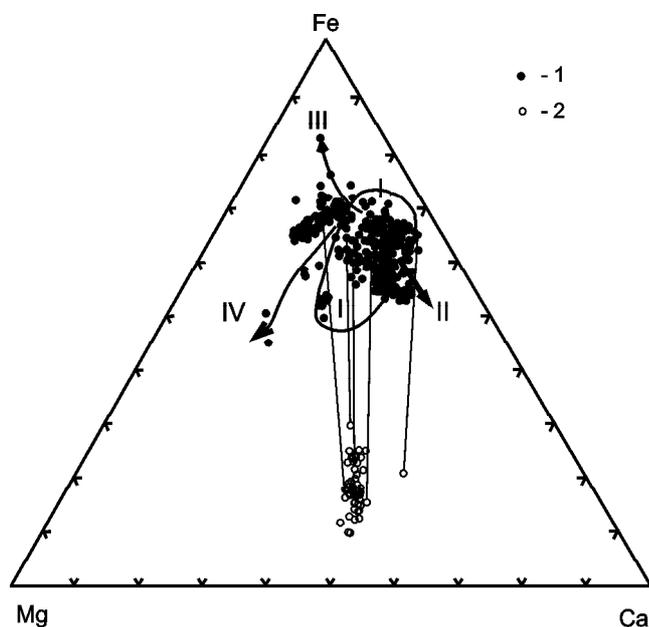


Рис. 8. Генетические типы горных пород Максютковского комплекса, выделяемые по вариациям состава граната (1) и клинопироксена (2): I - поле гранатов рутиловых эклогитов; II-IV - стрелки, обозначающие изменение состава граната при наложении метаморфических процессов - известкового (II), железистого (III)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

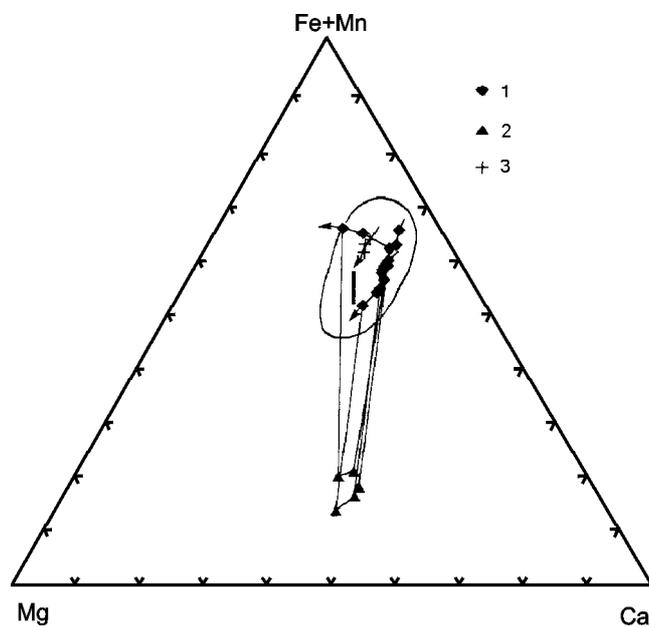


Рис. 9. Схема сопряженного изменения состава граната (1) и клинопироксена (2) в развитии кристаллизационной магматической зональности в эклогитах Максютковского комплекса (намечена стрелками). Для сравнения показана аналогичная зональность зерна граната (3) в рутиловых эклогитах трубки Руслова [7].

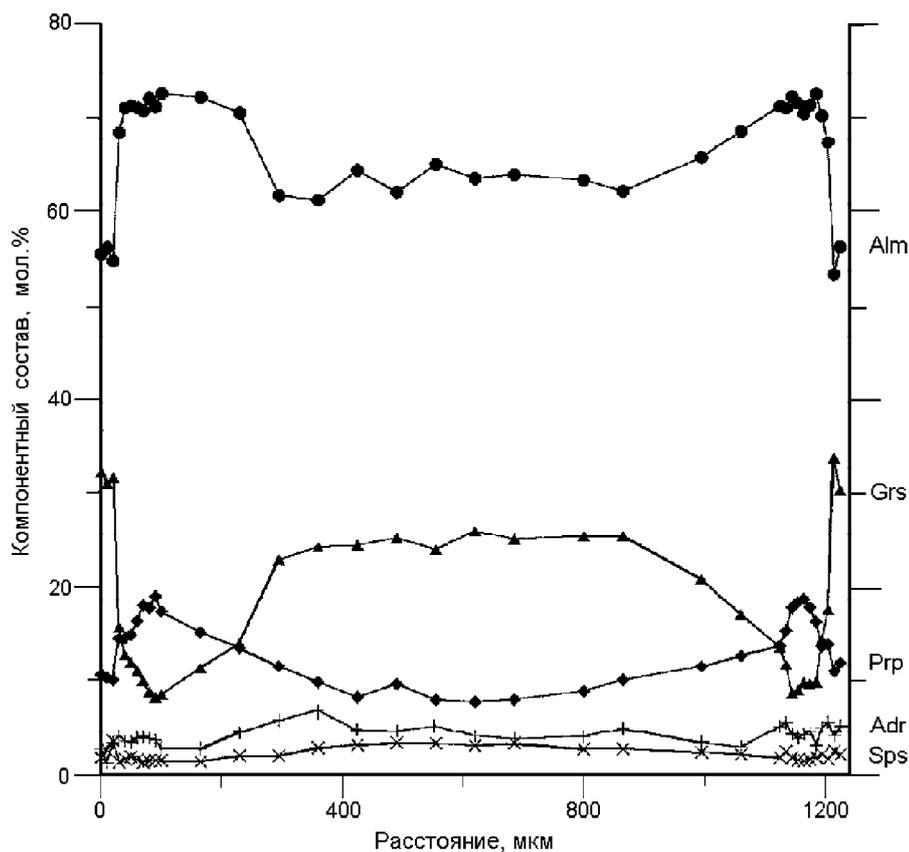


Рис. 10. Сложный тип зональности зерна граната из эклогитов Максютковского комплекса (обр. KAR-1): кристаллизационное понижение гроссулярового компонента, обусловленное одновременной кристаллизацией клинопироксена, сменяется повышением его содержания в краевой части, обусловленным метаморфическим преобразованием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

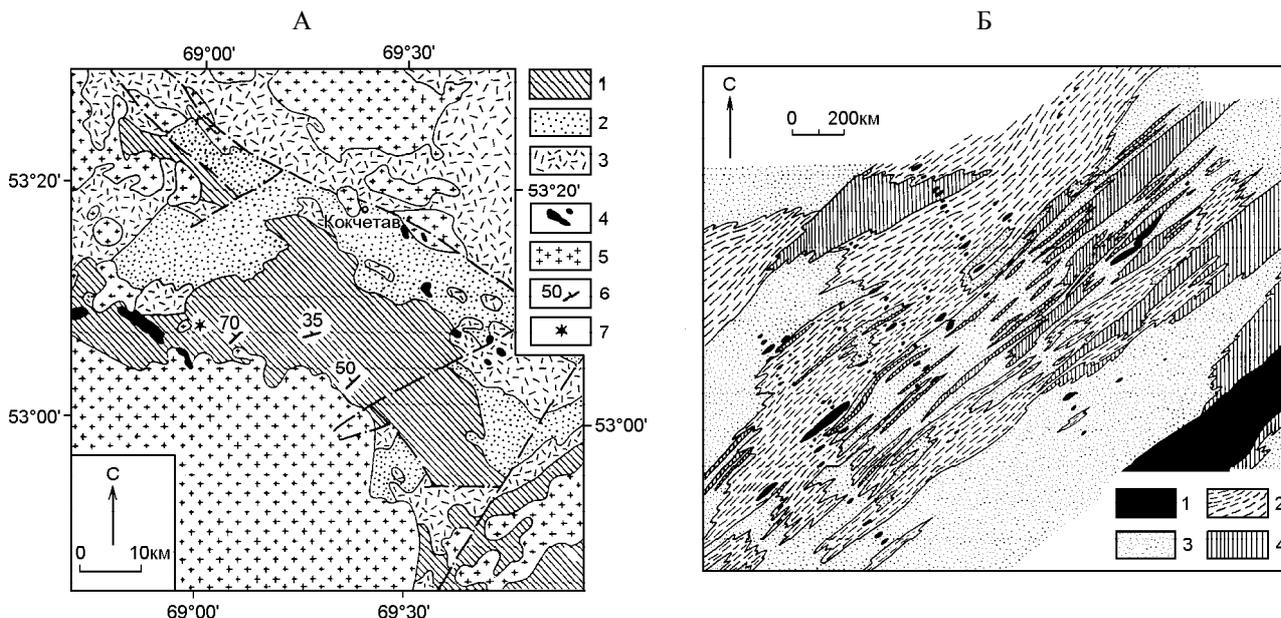


Рис. 11. Геологическая позиция Кокчетавского алмазоносного перидотит-пироксенит-эклогитового складчатого комплекса в Казахстане [44]. Карта А: 1 - Зерендинская раннепротерозойская серия амфиболитов, гнейсов и мигматитов с реликтами силлов гранатовых пироксенитов, эклогитов и пироповых перидотитов; 2 - 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-

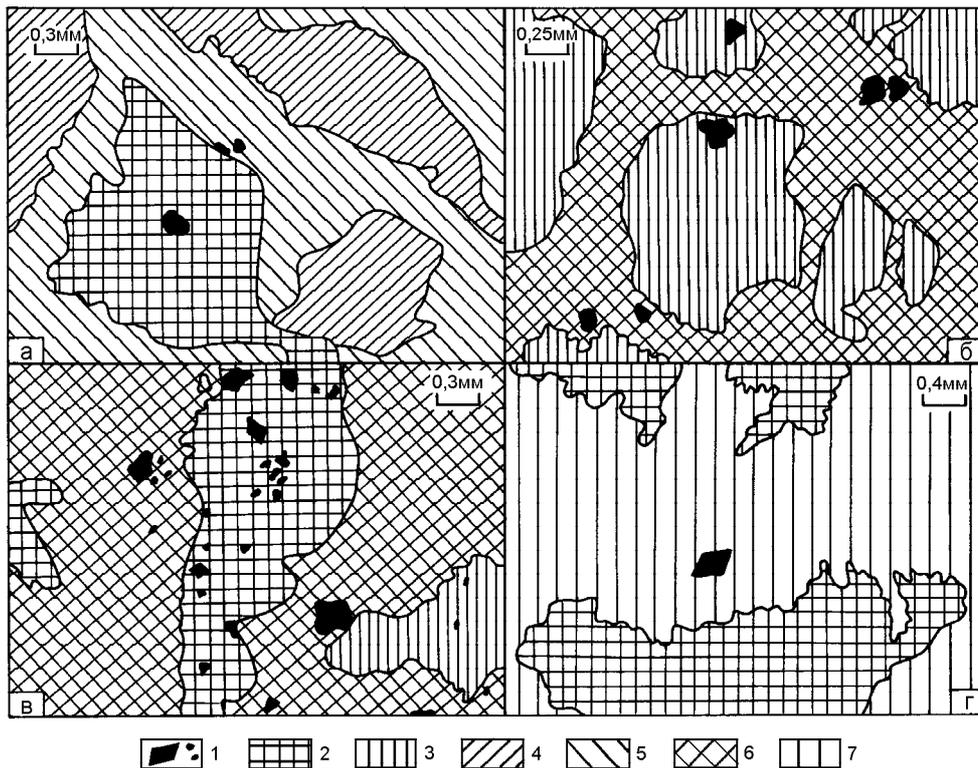


Рис. 12. Унаследование алмазной минерализации гранатовых пироксенитов и эклогитов при мигматизации (а) и замещении их метасоматическими породами (карбонатными - б, в и цоизит-хлорит-серицитовыми - г). Минералы: 1-3 - реликтовые первичных пород (1 - алмаз, 2 - гранат, 3 - клинопироксен); 4-5 - мигматитов (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

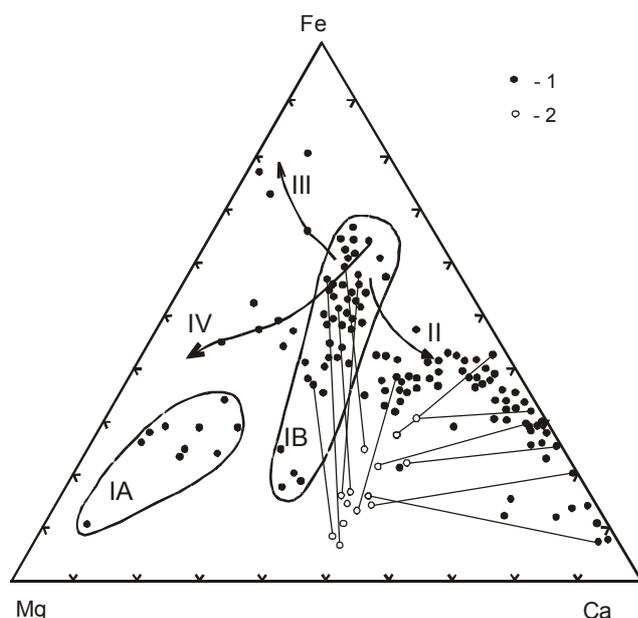


Рис. 13. Диаграмма вариаций состава граната (1) и клинопироксена (2) (их парагенезисы выделяются контодами) горных пород Кокчетавского комплекса: IA - оливиновых пироксенитов, перидотитов и дунитов, в том числе хондродит-клиногумитовых [18]; IB - гранатовых клинопироксенитов и эколгитов; II-IV - метаморфизованных 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 омфацинта 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 эколитоовых пород (будинам) в мраморах. Альмандиновый тренд изменения состава граната при кислотном выщелачивании гранатовых клинопироксенитов и эколитоов (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 эколитоовых 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 эколитоов 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 эколитоиты, 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 Максюттовском и Дабешанском комплексах клинопироксены с повышенным содержанием калия не были выявлены. Однако в смежном с Дабешаном комплексе Сулу (I на рис. 1) описан эколитоит, 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 эколитоовой магмы.

Наличие содержащих калий клинопироксенов служит надежным признаком интрателлурической кристаллизации эколитоов 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-

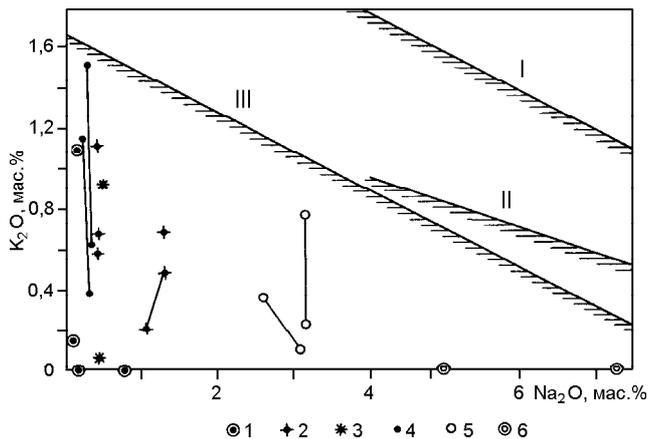


Рис. 14. Содержание щелочных металлов в клинопироксенах из реликтов гранатовых клинопироксенов (1-4) и эклогитов (5-6) в Кокчетавском метаморфическом комплексе [42]: 1 - в гранатовом клинопироксените, 2 - во включении в гранате, 3 - во включении в цирконе, 4 - в карбонатной породе, 5 - в эклогите, 6 - 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-

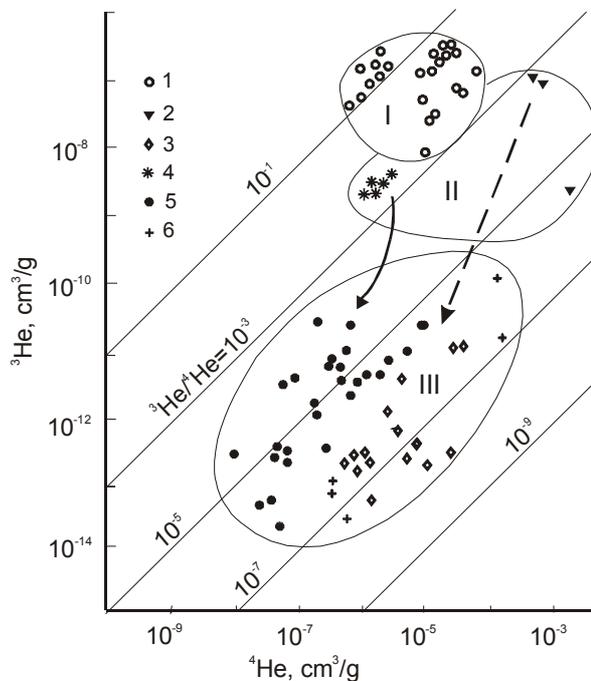


Рис. 15. Схема изменения изотопного состава гелия в алмазах (обозначено штриховой стрелкой) при его метаморфических преобразованиях в Зерендинской серии Кокчетавского массива (по данным [33], интерпретация наша). Для сопоставления сплошной стрелкой обозначено предполагаемое изменение изотопного состава 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 плаггиогнейсами, 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. %): $SiO_2=53,88$, $TiO_2=0,03$, $Al_2O_3=10,10$, $Fe_2O_3=5,81$,

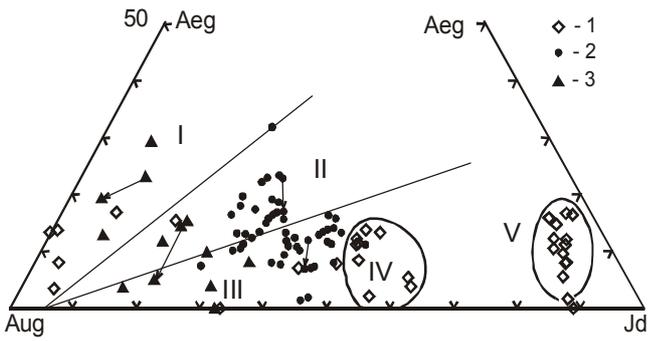
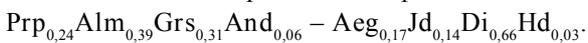
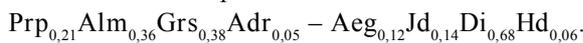


Рис. 16. Типы гранатовых клинопироксенов, эклогитов и апоэклогитовых метасоматических пород Дабешаньского (1), Максютювского (2) и Кокчетавского (3) комплексов, выделяемые по составу клинопироксена: I - авгит-эгириновые; II - авгит-эгирин-жадеитовые; III - авгит-жадеитовые (омфацитовые); IV - жадеитизированные 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:

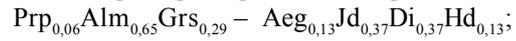


Понижение содержания эгиринового компонента в омфаците к краям зерен $\text{Aeg}_{0,17}\text{Jd}_{0,14}\text{Di}_{0,69} \rightarrow \text{Aeg}_{0,12}\text{Jd}_{0,14}\text{Di}_{0,74}$ не позволяет связывать повышенную щелочность этого эклогита с наложенным щелочным метаморфизмом, несмотря на наличие в 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.%): SiO₂=38,32 (56,52), Al₂O₃=20,73 (7,61), Cr₂O₃=0,06 (0,21), Fe₂O₃=0,00 (5,81), FeO=29,79 (2,83), MnO=0,06 (0,03), MgO=2,88 (8,09), CaO=7,76 (12,36), Na₂O=0,00 (6,97), сумма=99,60 (99,87) (эклогит Янджачон, из района Луошан). Таким образом, получаем следующие соотношения:

ядра зерен граната и омфацита:

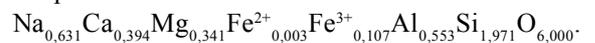


краевые части:



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.

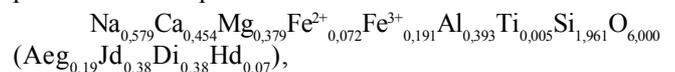
Показательны в рассматриваемом отношении вариации состава омфацита, образующего включения в гранате, в сопоставлении его с омфацитом матрицы этих же эклогитов, образующим самостоятельные зерна. Пример этих соотношений из эклогита у деревни Шуанхе (провинция Ангуэй) приводится ниже. Омфацит, образующий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



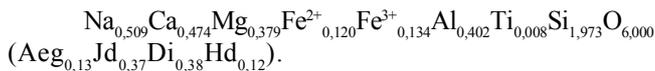
Он контрастно отличается от омфацита в самостоятельных зернах этого эклогита, практически не содержащего эгирина:



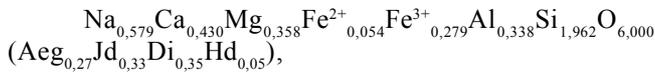
Аналогичная зональность выявляется нами в зернах омфацита в эклогитах Максютювского комплекса на Урале, в котором проявился глаукофановый метаморфизм, но, несмотря на это, характерны эклогиты с зернами омфацита, ядерные части в которых богаче эгириновым компонентом –



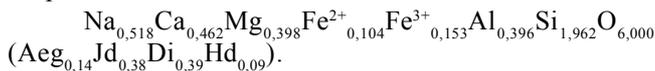
сравнительно с краевыми:



Наиболее богатые эгирином омфациты устанавливаются во включениях в гранате:

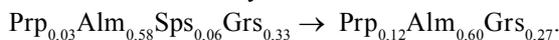


тогда как в омфаците, образующем в этом эклогите самостоятельные зерна, значительно меньше эгиринового компонента:



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:



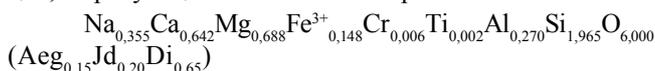
Относительно богатый эгирином омфацит наблюдается во включениях в гранате в этом эклогите, в котором омфацит, образующий самостоятельные зерна (состав в скобках) практически не содержит эгирина (мас. %): $\text{SiO}_2=54,49(56,26)$, $\text{TiO}_2=0,02(0,10)$, $\text{Al}_2\text{O}_3=7,63(11,59)$, $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,00(0,06)$,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



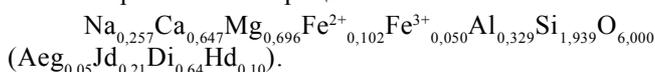
Отличие в плане снижения щелочности и возрастания глиноземистости клинопироксена, образующего включение в гранате, от клинопироксена матрицы прослеживается и в Кокчетавском комплексе:



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 омфацита 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, омфацита 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 омфаците. Закономерная концентрация его в ядрах омфацитовых 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-омфацитовую 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 гранатовые и пироксен-гранатовые агрегаты, образующие коронарные структуры с гроссуляр-альмандиновым гранатом $\text{Alm}_{0,73}\text{Grs}_{0,24}\text{Prp}_{0,03}$. 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. %: $\text{Al}_2\text{O}_3=1,19$ (1,03), $\text{Na}_2\text{O}=0,88$ (1,57). Этот тренд изменения состава исходного клинопироксена можно назвать авгит-эгириновым, причем наиболее богатые эгириновым компонентом клинопироксены ($\text{Na}_2\text{O}=4,21\%$) образуют симплектитовые сростания с гроссуляр-альмандиновым гранатом $\text{Alm}_{0,57}\text{Grs}_{0,27}\text{Prp}_{0,13}\text{Sps}_{0,03}$. 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 Дабешаньском 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 заключающимися в пути правильной генетической интер-

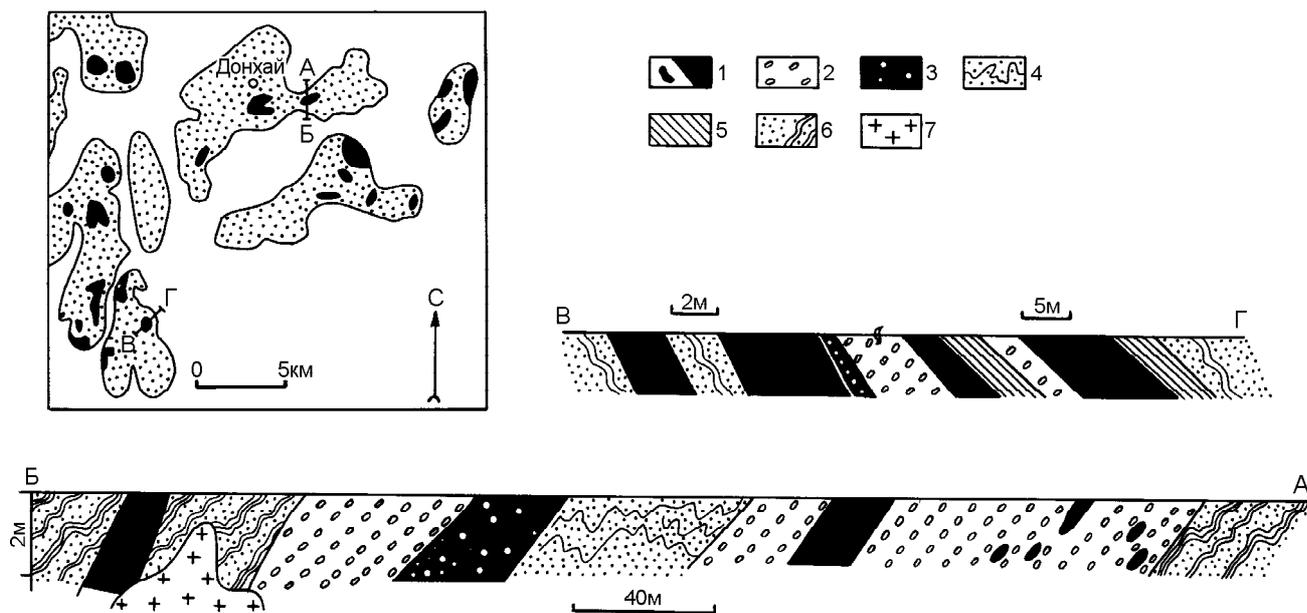


Рис. 17. Схема распространения будин и неправильных включений эклогитов в мигматитовых гнейсах вблизи г. Донхай в Центральном Китае и геологические разрезы будин метасоматически измененных коэситовых эклогитов, по [61], с упрощениями.

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

претации минералогических особенностей эклогитов и гранатых клинопироксенитов. Например, образование в гранате коэситовых эклогитов и гранатых 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 гранатых клинопироксенитов, а не только по обнаружению щелочных амфиболов во включениях в гранате.

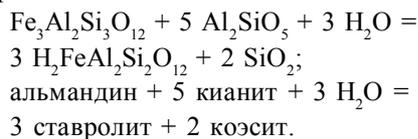
Щелочной уклон развития глаукофансланцево-эклогитовых складчатых поясов совершенно необъясним на основе субдукционной модели их развития. Питающие их очаги магматизма сопоставимы по глубинности с очагами алмазоносного пироксенит-эклогитового магматизма, с которым связано образование пород, наблюдаемых 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 эклогитосодержащих 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

- Абдулкабиров 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. Моисеенко

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.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДИЗИРОВАННЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.А.Сидоров, И.Н.Томсон

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

Развивается концепция эндогенно-биогенной природы рудоносности черносланцевых толщ, которые рассматриваются как важнейший протометаллогенический ресурс для последующих концентраций металлов при образовании рудных месторождений. Региональные зоны сульфидизации в черносланцевых толщах – комплексные месторождения будущего. В настоящее время фрагменты этих зон представляют собой уникальные месторождения благородных металлов.

Ключевые слова: зоны сульфидизации, черносланцевые толщи, металлогения, рудоносность.

ВВЕДЕНИЕ

Зоны сульфидизации в черносланцевых толщах следует рассматривать как практически неисчерпаемые комплексные месторождения цветных и особенно благородных металлов, так как по параметрам в целом ряде докембрийских и фанерозойских провинций они сопоставимы с крупнейшими геологическими телами. Самый общий анализ металлоносности углеродистых горизонтов позволяет сделать вывод, что для глинисто-терригенных и карбонатно (кремнисто)-вулканогенных толщ характерно золото-сульфидное оруденение, для вулканогенно-кремнистых - ванадий-молибденовое с фосфором, для карбонатных - полиметаллическое и железо-марганцевое.

Глинисто-терригенные (глинисто-известковистые) толщи, представленные графитистыми и сульфидоносными углеродистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, глинистыми и доломитистыми алевролитами, вмещают крупнейшие золоторудные месторождения Северо-Востока России (Нежданинское, Наталкинское, Майское), Аляски (Джуно), Калифорнии (Мазер Лод), провинции Бассейнов и Хребтов (Карлин, Голд Кворри), Австралии (Бендиго, Балларат) и др. Карбонатно(кремнисто)-вулканогенные толщи сложены углеродистыми сланцами с известняками и доломитами, а также вулканитами; существенно рудоносные карбонатные пачки распространены в протерозойских толщах Карелии, Западного и Восточного Саяна и фанерозойских толщах Казахстана.

Вулканогенно-кремнистые толщи, сложенные раннекембрийскими переслаивающимися кремнистыми сланцами и яшмами, известковыми и углеродистыми сланцами, а также интенсивно измененными эффузивами и туфами с ванадий-молибденовой и фосфорной минерализацией, образуют пояс протя-

женностью 2000 км (от Китая до Центрального Казахстана). Кембрийские горизонты сульфидизированных черных сланцев Китая содержат до 2% Мо и аномальные концентрации Zn, Ni, Au, Pt, Pd [23]. В ряде случаев отмечена положительная корреляция между рудным (V, Mo, Ni, Co) и углеродистым веществом. Эти наблюдения в равной степени относятся как к сингенетичным, так и эпигенетичным (приразломным) углеродистым сланцам.

Все толщи с сингенетичным или эпигенетическим углеродистым веществом (УВ) и оруденением обычно сопровождаются перераспределением УВ при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пород, что препятствует установлению корреляционных связей УВ с рудными элементами. Особый интерес в перечисленных толщах представляют зоны тонкой рудной минерализации, проявленной преимущественно в сульфидизации (и гематитизации в докембрийских толщах). Однако специально направленных исследований этих зон, имеющих нередко региональное значение, не проводилось. Наиболее изученными можно считать зоны благороднометалльной, преимущественно золотоносной сульфидизации, часто сопровождающейся платинометалльной минерализацией и проявляющейся в форме крупных или даже уникальных месторождений.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЗОНЫ СУЛЬФИДЗАЦИИ

В подавляющем большинстве зоны сульфидизации являются первичными по отношению к смежным жильно-прожилковым телам. Зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации весьма распространены в земной коре и разнообразны по своему генезису. Это наиболее легко мобилизуемый материал при метаморфизме, или вообще реювенации, любого типа. Зоны особенно типоморфны для террейнов турбидитных бассейнов, а также островодужных террейнов и окраинно-материковых магматических

дуг, где занимают огромные пространства, смежные с колчеданными залежами; широко развиты в пределах гетерогенного основания вулканогенных и вулканогенно-плутогенных поясов различного возраста, в том числе в терригенных песчано-глинистых, углисто-глинистых или карбонатных породах. В зеленотуфовых провинциях их природа, очевидно, близка к генезису руд куроко. Разумеется, не все эти зоны связаны с развитием черносланцевых формаций и имеют определяющее металлогеническое значение в регионах. В подавляющем большинстве зоны тонкой сульфидизации рассматривались в качестве околорудных (околожилных) образований и, соответственно, их изучение всегда проходило под знаком ореолов рассеяния, сопровождающих оруденение. Так, на золото-сурьмяном месторождении Сарыллах (Якутия) металлоносные зоны сульфидизации были обнаружены значительно позже освоения жильных рудных тел.

В зонах сульфидизации нередко отмечаются также другие тонко рассеянные минералы. Так, на Сухоложском месторождении выявлено более 75 минеральных разновидностей, представляющих классы самородных металлов, металлических твердых растворов и интерметаллидов, сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов, теллуридов и сульфотеллуридов, селенидов, висмутидов, антимонидов, фосфатов, вольфраматов, галоидов и оксидов [3]. Есть основание утверждать, что подобное разнообразие минеральных видов характерно для подавляющего большинства золотых месторождений в черносланцевых толщах с рудами вкрапленного типа. Вместе с тем, эти руды обычно именуется пиритовыми или арсенопирит-пиритовыми, так как основная часть минералов рассеяна в пирите, арсенопирите и породе в виде субмикроскопических выделений. Представления о положительных и отрицательных аномалиях в ореолах рассеяния в принципе хорошо подтверждают высокую степень мобилизации токовкрапленного в породах рудного вещества. Даже частицы самородного золота с размерами 0,1 микрона и меньше являются легко растворимыми [9, 22] в средах, содержащих галоиды, сернокислые соли металлов, органические кислоты или специфические бактерии. Изученность зон тонкой сульфидизации (и вообще тонкой минерализации пород) чрезвычайно низка, из-за чего можно предположить, что кларки рудогенных элементов, особенно так называемые местные кларки, в значительной мере обусловлены этой тонкой минерализацией.

Наиболее изученными являются зоны тонкорассеянной сульфидизации в пределах крупных золоторудных месторождений, таких как Карлин (США, штат Невада), Майское (Чукотка), Нежданское (Якутия), Бакырчик (Казахстан) и другие.

Руды базовых золото-сульфидных месторождений нередко отличаются от вмещающих пород лишь концентрациями равномерно рассеянных сульфидов. Главными продуктивными ассоциациями являются пирит-арсенопиритовая и пиритовая. Эти ассоциации представлены мелким и тонким мышьяковистым пиритом и игольчатым (удлиненно-призматическим) арсенопиритом, рассеянным в углисто-глинистой или глинисто-карбонатной породе. Основная масса золота сосредоточена в виде округлых субмикроскопических выделений в зернах пирита и арсенопирита. Среднее содержание сульфидов в рудах варьирует от 1-2 до 5-7%.

Рассмотрим особенности рудообразования в глинисто-известковых толщах золото-сульфидного месторождения Карлин (США, штат Невада) и терригенных толщах Майского месторождения (Россия, Чукотка). Суммарные запасы золота в рудном районе Карлин (Провинция Бассейнов и Хребтов) оцениваются в 2160 т. Это одно из уникальных открытий, сделанных геологами США во второй половине XX века. По данным Д. Хаусена и П. Керра [19], месторождения этого рудного района приурочены к силурийским глинисто-карбонатным толщам, выступающим из-под тектонического покрова эвгеосинклинальных осадков. Тектонические окна образовались в результате размыва аллохтона на куполовидных поднятиях и прослеживаются вдоль разломов северо-западного простирания, контролирующего размещение даек кварцевых порфиров. Рудные тела согласны с литологически благоприятными горизонтами алевролитистых известняков и алевролитов. В пределах восточной части Провинции Бассейнов и Хребтов (включая штат Юта), с которой одному из авторов удалось познакомиться в период научной экскурсии 1978 года, оруденение карлинского типа пространственно тесно ассоциируется с кайнозойскими меднопорфировыми (Бингем), золото-редкометалльными (Ок-Майн и др.), полиметаллическими (Тинтик), эпитермальными золото-серебряными (Гетчел, Кортес и др.) и ртутными (Мёркер) вулканогенными месторождениями. Первичные (неокисленные) руды золото-сульфидных месторождений нередко отличаются от вмещающих глинисто-карбонатных пород лишь повышенным содержанием тонкорассеянных сульфидов. Основная масса золота сосредоточена в виде округлых субмикроскопических выделений (до 0,04-0,3 мкм) в мышьяковистом пирите. Среднее содержание золота в первичных рудах 8-9 г/т; окисленные руды более богаты и весьма благоприятны для добычи и переработки. На первых этапах исследования в первичных рудах не было обнаружено самородного золота, и поэтому их золотосодержание связывалась исключительно с золото-органическими соединениями [26]. Последующие исследова-

дования [28] убедительно показали, что руды этого месторождения подобны рудам многих месторождений с тонкодисперсным золотом.

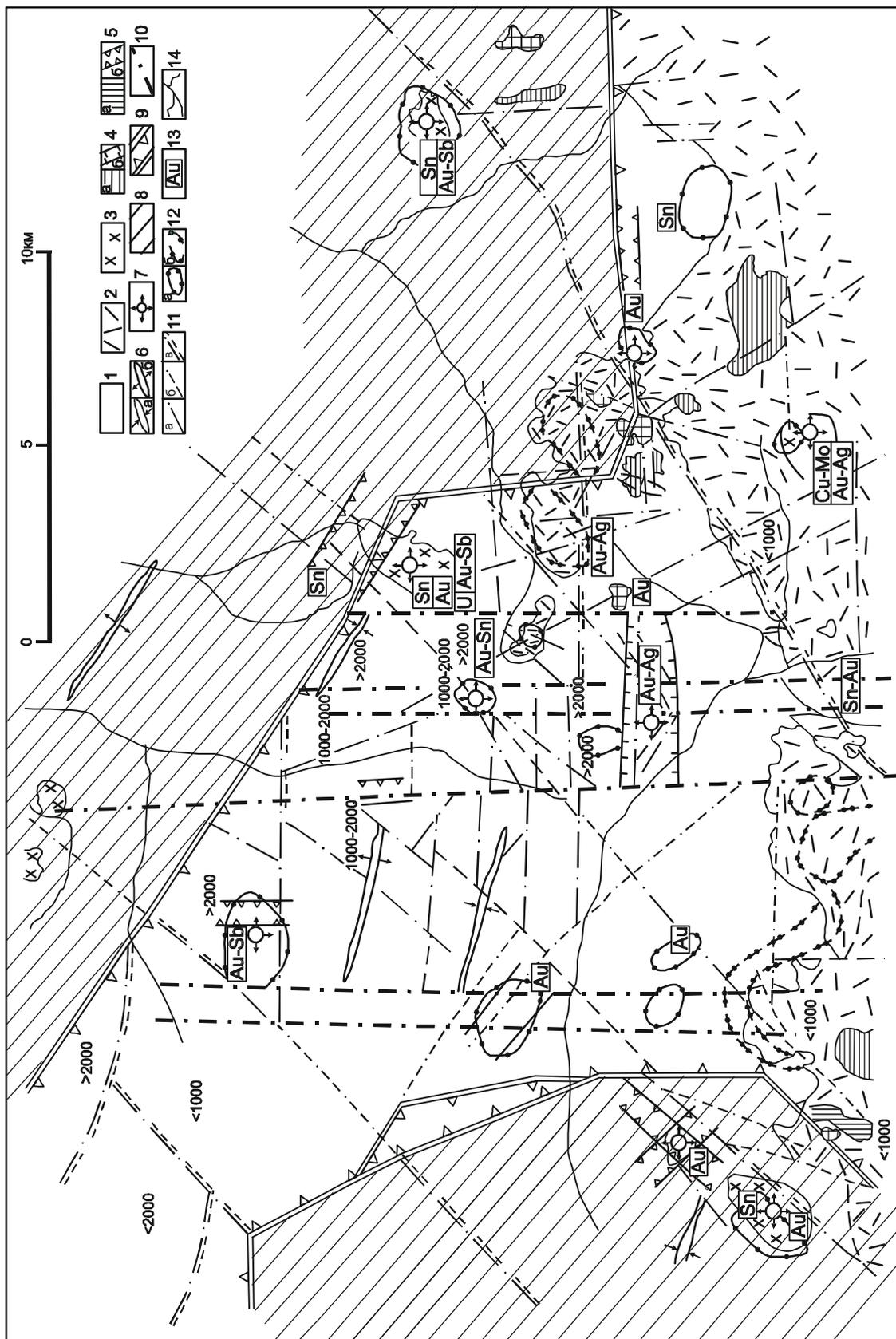
Майское месторождение расположено в триасовой толще глинистых сланцев (алевролитов) и песчаников в пределах зоны тектоно-магматической активизации, связанной с развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [11, 13]. Рудный район приурочен к структурам оперения крупного вулканического прогиба (рис. 1). Эти структуры приурочены к "скрытым" разломам. Зоны тонкорассеянной сульфидизации сопряжены с развитием вулкано-структур, и есть основания думать, что рудные процессы развивались в определенной мере синхронно с важнейшими этапами вулканизма, хотя источники рудного вещества находились, по-видимому, в пределах терригенных толщ основания пояса. В золотоносных зонах тонкорассеянной сульфидизации, формировавшихся (реювенированных) по крайней мере на протяжении всего вулканогенного цикла, выявлена углеродисто-сульфидная минерализация, проявления игнибрит-гранитоидного магматизма и кварцевожильного оруденения в так называемых очаговых и купольных структурах. При этом игнибрит-гранитоидный магматизм синхронен или сопряжен с мощным гидротермальным метаморфизмом пород по периферии вулкано-структур и в перивулканической зоне; по окончании наземных извержений гидротермальные системы вновь реювенируются, локализуясь на участках становления гранитоидных интрузий. В период формирования платобазальтов в рудных полях перивулканической зоны развивались пострудные (иногда внутрирудные) дайки андезибазальтов, секущие рудные тела.

Детально изученные нами золото-сульфидные зоны вкрапленных руд приурочены к интенсивно смятым темно-серым алевролитам с тонкорассеянным пиритом и арсенопиритом; в зонах отмечено также повышенное содержание углерода (до 1,5%), самородных сурьмы и мышьяка. Состав и характер вкрапленных руд неизменен до изученных глубин (>2000 м).

Рудовмещающая структура представлена куполовидным поднятием в узле пересечения важнейших региональных разломов района. Оруденение и дайки гранит-порфиров и риолитов сосредоточены в горстообразном блоке в пределах приразломных зон динамометаморфизма (рис. 2). Интенсивность оруденения обнаруживает отчетливую зависимость от зон пластической деформации, слоистости и сланцеватости пород. Золото в рудах так же, как и на месторождении Карлин, преимущественно тонкодисперсное и образует субмикроскопические включения в игольчатом арсенопирите и мышьяковом пирите; среднее его содержание в рудных телах,

оконтуренных в минерализованных зонах, по данным химических и химико-спектральных анализов - 9-10 г/т. В пределах рудного поля отмечены жилы и прожилки различного минерального состава: от кварц-молибденитовых, кварц-касситеритовых, арсенопирит-пиритовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых до эпитермальных серебро-сульфоантимонитовых, антимонит-кварцевых и диккит-самородномышьяковых. Однако их объем в рудах месторождения незначителен. Вместе с тем, эти жилы и прожилки хорошо отражают металлогеническую специализацию рудного района. В частности, золото-сульфидное оруденение в Майском рудном районе тесно связано с оловянным и олово-серебряным оруденением, а также с эпитермальными золото-серебряными и сурьмяно-ртутными месторождениями. Именно на этом основании мы рассматриваем все перечисленные рудные образования в качестве единого рудноформационного ряда, возглавляемого месторождениями золото-сульфидных вкрапленных руд. Золото-сульфидная формация является, таким образом, базовой по отношению к другим рудным формациям. По данным Д. Хаусена и П. Керра [19], месторождения карлинского типа также тесно связаны с эпитермальными золото-серебряными, сурьмяно-ртутными и ртутными месторождениями Провинции Бассейнов и Хребтов.

Если проанализировать состав карлинских и майских руд (табл. 1, 2; рис. 3) [7], то нетрудно увидеть целый ряд аналогий по содержанию рудогенных (Au, Ag) и петрогенных элементов - от содержания $C_{\text{орг}}$ (1,9-0,17% в рудах Карлина и 1,44-0,08% в майских рудах) до поведения калия и натрия в рудосодержащих метасоматитах. И это при том, что вмещающие породы Карлинского месторождения существенно карбонатные, а Майского - глинистые. Наиболее высокие содержания золота отмечены в тонкоигольчатом арсенопирите. Вместе с тем, на Карлине главным концентратом золота является мышьяковый пирит [28]. Содержания золота в пирите достигают первых кг на тонну. Размеры золотинок в сульфидах 0,3 - 0,04 мкм. Жильный и прожилковый пирит и арсенопирит обычно слабозолотоносен. В наиболее распространенной поздней антимонит-кварцевой ассоциации иногда отмечается высокопробное (от 800 до 920) золото с размером золотинок до первых мм. Однако в целом золотоносность этой ассоциации исключительно гнездовая, и ее роль в рудах невелика. Первичные руды месторождения Карлин со средним содержанием золота 10г/т разделены на нормальные, кремнеземистые, пиритовые, углеродистые, мышьяковистые (см. табл. 2). Среднее содержание золота в выщелоченных окисленных рудах - 50 г/т. Руды нормального типа составляют 60% первичных руд и визуально почти неотличимы от неизмененных вмеща-



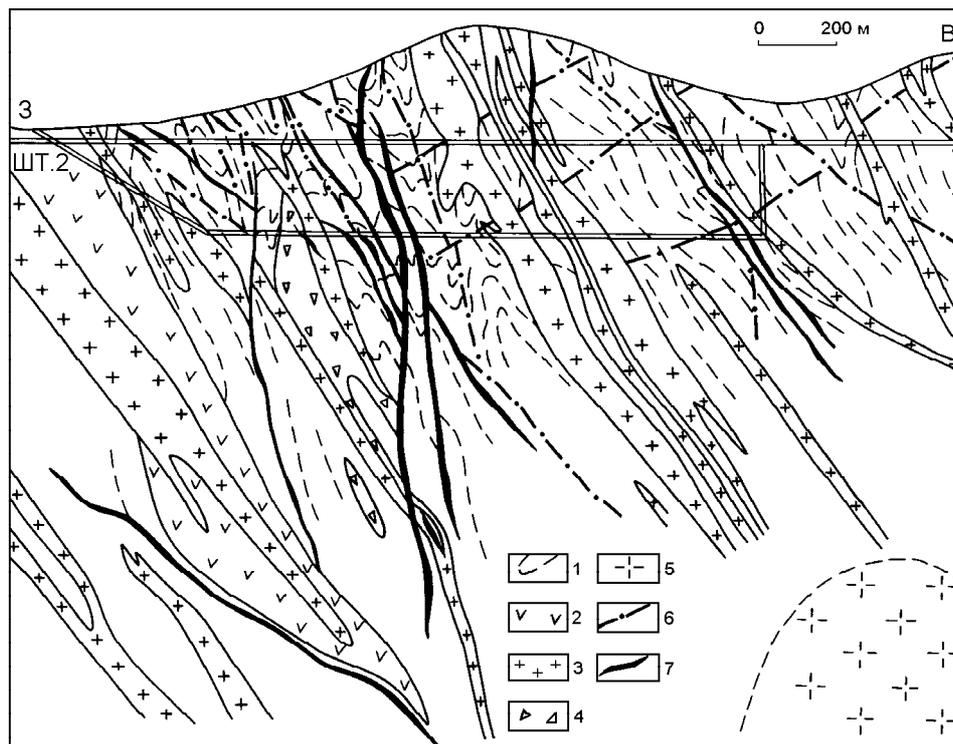


Рис.2. Схематический геологический разрез центрального участка Майского месторождения [11].

1-черносланцевая сульфидизированная толща (переслаивающиеся алевролиты, глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники среднего триаса); 2- меловые дайки фельзитовых кварцевых порфиров; 3 - позднемеловые дайки гранитпорфиров, граносиенитпорфиров и сиенитовых порфиров; 4-эксплозивные брекчии; 5-предполагаемое интрузивное тело; 6-разрывные нарушения; 7-рудные тела.

ющих пород. Однако в большинстве случаев от 25 до 50% карбонатных зерен породы выщелочено или замещено мелкозернистым кварцем и пиритом с приносом золота (8 г/т), ртути (25 г/т), таллия (50 г/т), сурьмы (100 г/т) и мышьяка (400 г/т); содержание $C_{орг}$ не превышает 0,25-0,30%, что отвечает его концентрациям в неизменных породах. Состав гипогенных вкрапленных руд на глубину в пределах изученных интервалов (более 2000 м) остается неизменным, что указывает, по-видимому, на осадочное или гидротермально-осадочное рудообразование. Элементы рудной зональности отмечаются только для минеральных ассоциаций жил и прожилков, что подтверждает их гидротермальное образование. При этом в минералах эпитермальной зоны (в жилах и прожилках) резко возрастает количество серебра (табл.3), отмечаются также серебряные сульфосоли [11]. Подобные характеристики вкрапленных и жильных руд легко обнаружить на таких крупных золото-сульфидных месторождениях, как Бақырчик (Казахстан),

Кумтор (Киргизия), Даугызтау (Узбекистан), Нежданское (Якутия) и многих других. Что же касается самого вкрапленного золото-сульфидного оруденения, то оно в той или иной мере проявлено в пределах каждого золотоносного рудного района. Состав элементов-примесей в пирите и арсенопирите обычно коррелирует с таковым вкрапленных руд жил и рудных прожилков.

Золоторудные месторождения тонковкрапленных руд нередко относятся к большеобъемным и уникальным по запасам благородного металла. Однако первичные (гипогенные) руды этих месторождений являются "упорными" и требуют значительных затрат при извлечении из них золота. Гипергенные процессы (зоны окисления), а также метаморфизм руд, способствующий разложению золотоносных сульфидов и укрупнению золотин, многократно увеличивают промышленную ценность месторождений.

Рис.1. Схема строения Майского рудного района [11].

1-нижний структурный этаж (триасовая черносланцевая толща), 2-верхний структурный этаж (вулканогенные толщи Охотско-Чукотского пояса), 3-интрузивные гранитоидные массивы, 4-магматические тела среднего и основного состава: а-субвулканические массивы, б - дайковые поля; 5-магматические тела кислого состава: а-субвулканические массивы, б-дайковые рои; 6-оси брахискладок: а-синклинальных, б-антиклинальных; 7-рудноносные купольные структуры; 8-блоки с предполагаемым залеганием слабогранитизированного основания на глубине более 3 км; 9-границы блоков с поднятым слабогранитизированным основанием (цифры на схеме - глубины залегания этого основания); 10-рудолокализирующие разрывные нарушения и зоны смятия (фрагменты «скрытых» разломов); 11-прочие разрывные нарушения: а, б-по геологическим данным (установленные и предполагаемые), в-по данным гравиметрии; 12-магнитные аномалии: а-связанные с минерализацией пород, б-связанные с магматическими породами; 13-месторождения и рудопроявления; 14 - речная сеть.

Таблица 1. Спектрографические анализы проб руд разных типов (первичных, окисленных и выщелоченно-окисленных), месторождение золота Карлин, окно Лини, округ Эрика, штат Невада [26].

Элементы	Типы руд							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	5,0	7,0	0,5	2,0	3,0	5,0	5,0	5,0
Fe	2,0	2,0	0,5	3,0	1,5	2,0	2,0	2,0
Mg	5,0	10,0	0,15	5,0	10,0	7,0	5,0	0,5
Ca	7,0	10,0	0,003	7,0	10,0	10,0	10,0	0,2
Na	0,05	0,1	0,03	0,05	0,1	0,07	0,03	0,07
K	1,5	3,0	0	1,5	1,5	2,0	1,5	2,0
Ti	0,2	0,2	0,02	0,1	0,1	0,15	0,15	0,3
P	0	0	0	0	0	2,0	0	0
Mn	100	150	7	150	500	150	150	10
Ag	0	0	1	0	2	0	0	0,7
As	154	800	385	180	480	1,000	1,450	790
Au	9	18	23	6	5	69	10	50
B	150	70	7	20	100	30	70	70
Ba	200	200	500	100	500	500	130	300
Co	7	5	0	7	3	3	3	1,5
Cr	70	70	10	30	70	70	50	100
Cu	50	20	70	30	70	50	20	30
Ga	15	15	0	7	7	10	10	20
Hg	25	40	55	25	20	200	35	100
La	50	0	0	50	0	50	70	50
Mo	15	7	5	15	50	10	5	5
Nb	0	7	0	0	0	0	0	10
Ni	50	20	3	70	100	20	20	15
Pb	15	0	0	10	15	0	15	30
Sb	40	150	40	40	60	115	129	360
S	10	15	0	7	7	10	15	15
Sr	150	0	10	100	200	150	100	100
Tl	70	200	0	0	0	150	50	0
V	200	0	70	100	700	70	50	200
W	20	20	20	20	30	20	20	20
Y	20	30	0	15	70	20	30	30
Yb	2	2,5	0	1	3	1,5	3	3
Zn	51	114	6	7	100	5	163	65
Zr	100	150	20	100	70	150	200	300

Примечание. Элементы от Si до P включительно даны в весовом процентном содержании, остальные - в г/т. Здесь и в табл. 2 – 1 - нормальный тип, главное рудное тело, высота 6300 м; 2 - нормальный тип, главное рудное тело, высота 6280 м; 3 - кремнеземистый тип, восточное рудное тело, высота 6300 м; 4 - пиритовый тип, главное рудное тело, высота 6300 м; 5 - углеродистый тип, восточное рудное тело, скважина колонкового бурения P8; 6 - мышьяковистый тип, восточное рудное тело, высота 6380 м; 7 - окисленный тип, главное рудное тело, высота 6330 м; 8 - выщелоченный, окисленный тип, главное рудное тело, высота 6320 м.

Таким образом, жильные руды в конкретных рудных районах имеют, по-видимому, как парагенетические, так и генетические связи с вкрапленными рудами. Вкрапленные и жильные руды имеют единый источник рудного вещества, но вкрапленные руды являются промежуточным источником рудного вещества жильных месторождений.

Учитывая преимущественно дожилый (как на месторождениях Карлин и Майском) возраст вкрапленных руд, логично и целесообразно рассматривать их в качестве начального базового элемента в

универсальной геолого-генетической модели образования полихронных золоторудных месторождений. Вместе с тем, вещественный состав руд этих месторождений убедительно демонстрирует их комплексность с элементами отчетливой зональности более позднего эпитермального рудоотложения.

Минералогическое и геохимическое изучение сульфидного концентрата руд показало неравномерную локальную обогащенность тонкорассеянных сульфидов золотом, серебром, свинцом, цинком, сурьмой и платиновыми металлами [12,15], а также

Таблица 2. Химические анализы проб руд разных типов (первичных, окисленных и выщелоченно-окисленных, месторождения золота Карлин, окно Лини, округ Эрика, штат Невада [26].

Элементы	Типы руд							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	32,6	39,6	95,7	51,9	33,4	42,1	50,9	73,9
Al ₂ O ₃	5,2	6,7	1,6	4,2	3,3	6,0	5,5	12,0
Fe ₂ O ₃	0,69	1,9	0,66	3,3	1,2	1,9	2,0	3,1
FeO	1,0	0,84	0,1	1,1	0,14	0,68	0,12	0,16
MgO	8,0	9,3	0,06	7,3	11,2	9,1	4,9	1,3
CaO	22,1	14,4	0	10,3	18,0	13,1	15,6	0,48
BaO	0,03	0,02	0,08	0,01	0,09	0,06	0,02	0,03
MnO	0,04	0,03	0,21	0,04	0,05	0,04	0,03	0
Na ₂ O	0,12	0	0	0	0,53	0,03	0,20	0,04
K ₂ O	1,5	1,7	0,26	1,0	1,1	1,06	1,3	3,5
TiO ₂	0,26	0,36	0,03	0,26	0,15	0,30	0,23	0,63
P ₂ O ₅	0,07	0,12	0,07	0,12	1,1	0,25	0,12	0,09
H ₂ O ⁽⁻⁾	0,17	0,42	0,10	0,41	0,23	0,39	0,24	1,1
H ₂ O ⁽⁺⁾	1,2	1,6	0,83	1,1	1,2	1,8	1,4	3,1
CO ₂	26,0	21,6	0,02	15,9	25,6	19,1	16,9	0,04
S _{общ}	0,72	0,82	0,11	2,8	0,8	2,2	0,2	0,11
S _{орг}	0,20	0,31	0,17	0,51	1,9	0,5	0,2	0,05
As	0,02	0,09	0,04	0,02	0,06	1,11	0,15	0,08
Всего	99,92	99,8	100,04	100,27	100,05	99,72	99,71	100,71

Таблица 3. Содержание золота и серебра в рудных минералах Майского месторождения (по результатам абсорбционного и нейтронно-активационного анализов) [11].

Минералы	Содержание в граммах на тонну	
	Золото	Серебро
Арсенопирит тонкоигольчатый из вкрапленных руд (из штучных проб)	<u>81-1299(593)</u> 10	<u>1.3-45(26)</u> 6
Арсенопирит тонкоигольчатый (из технологических и валовых проб)	<u>302-1554(689)</u> 8	<u>5-880(78)</u> 7
Пирит из вкрапленных руд (из штучных проб)	<u>5.5-110(30)</u> 16	<u>6.3-72(28)</u> 13
Пирит из вкрапленных руд (из технологических и валовых проб)	<u>2.3-209(43)</u> 25	<u>0.3-210(25)</u> 24
Антимонит (из штучных проб)	<u>0.01-9(1)</u> 37	<u>0.4-78(18)</u> 31
Антимонит (из технологических проб)	<u>3.3-15(9)</u> 6	<u>22-56(34)</u> 4
Арсенопирит изометричный (мелко-, средне- и крупнозернистый) из кварц-сульфидных жил и прожилков	<u>1.7-75.8(14)</u> 13	<u>5.2-336(57)</u> 13
Пирит из кварц-сульфидных жил и прожилков	<u>0.05-40.4(3.9)</u> 44	<u>3.6-154(27)</u> 43
Сфалерит из кварц-сульфидных жил	<u>0.8-61.5</u> 4	<u>145-1032(434)</u> 4
Галенит из кварц-сульфидных жил	<u>0.4-1.3(0.8)</u> 2	<u>319-1200(759)</u> 2
Сульфоантимониты свинца из кварц-сульфидных жил	<u>0.9-4.8(2.6)</u> 3	<u>854-2697(2080)</u> 3

Примечание. В скобках дается среднее содержание, в знаменателе - число анализов.

другими элементами. В минерализованных породах выделяется углеродистое вещество двух разновидностей: раннее, представленное скрытокристаллическими агрегатами типа графит-антрацит, и позднее - битумоиды типа антракосилит-керит. Содержание углерода в рудах близко к таковым в неизменных вмещающих породах. Наиболее характерной тенден-

цией изменения химического состава минерализованных пород является вынос или перераспределение калия, натрия, кальция, магния и железа. Хотя в зонах окварцевания количество глинозема и щелочных элементов уменьшается, отношение калия к натрию всегда заметно возрастает.

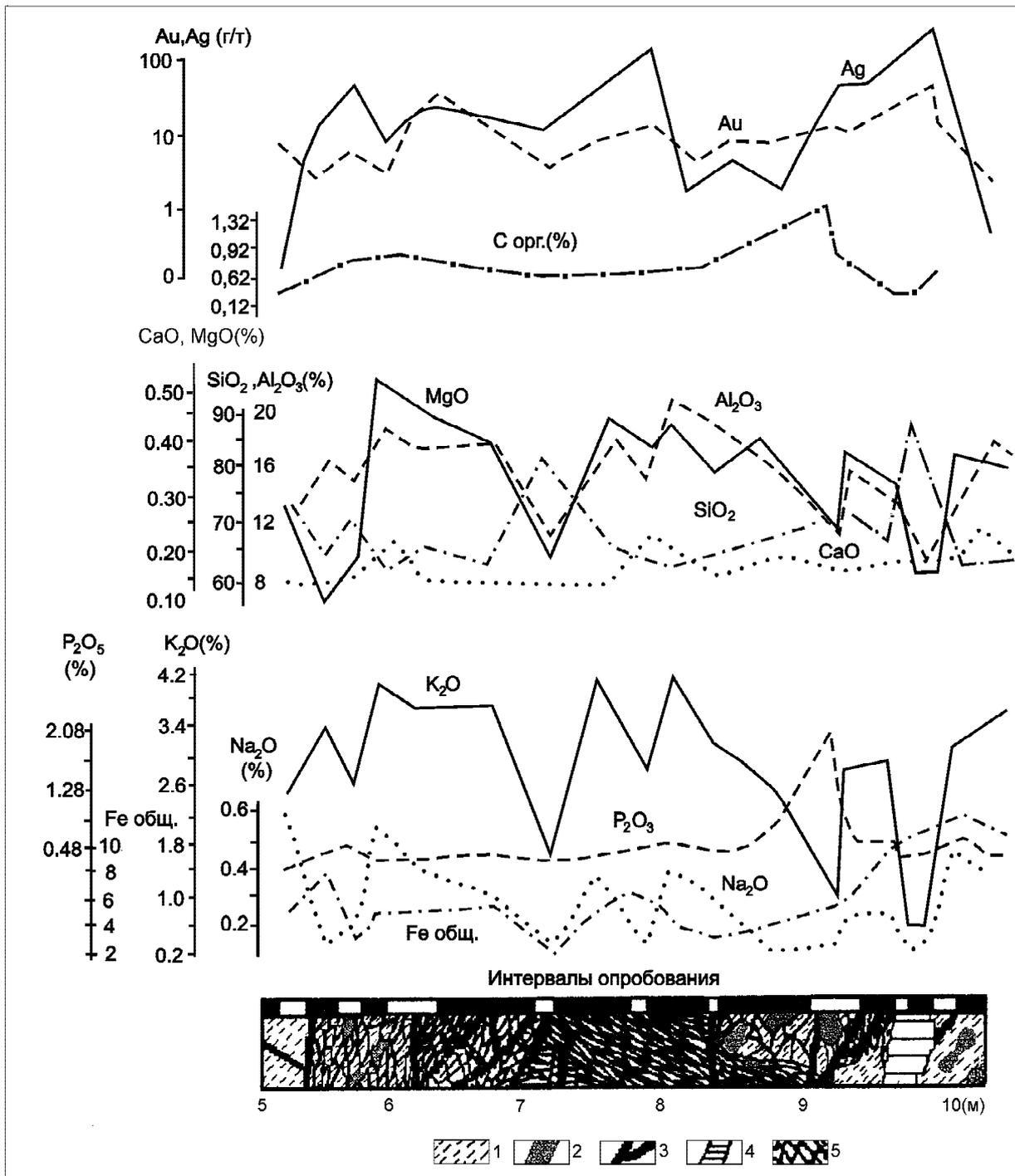


Рис.3. Строение рудного тела Майского месторождения в рассечке 9 штольни 1 и распределение петрогенных компонентов, металлов и С орг. в минерализованных породах зоны смятия.

1-сульфидизированные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2-скопления углистого вещества; 3-прожилки кварц-сульфидного состава; 4-метасоматическое окварцевание; 5-смятые, будинированные и минерализованные породы.

Рассмотренные выше зоны сульфидизации отличаются от зон вкрапленной пирротиновой минерализации, развитой в терригенных толщах верхоянского комплекса с типичными месторождениями ко-

лымской россыпеобразующей золотокварцевой формации. Зоны пирротиновой минерализации бедны другими рудными минералами и элементами-примесями; они вполне отвечают регенерированным руд-

ным образованиям Г.Шнейдерхёна [20], что подтверждается также обилием сопутствующих метаморфогенных кварцевых жил.

ОЛОВО-СЕРЕБРОНОСНЫЕ ЗОНЫ СУЛЬФИДИЗАЦИИ

Существенно иной состав тонкорассеянной минерализации наблюдается в Кавалеровском оловорудном и Дальнегорском полиметаллическом районах Приморья (Дальний Восток России). Углеродистые метасоматиты в зонах смятия и будинажа развивались здесь по мезозойским флишоидным толщам, а также по олистостроме с карбонатными олистолитами, подвергшимися доломитизации. На тонкозернистом однородном фоне темно-серых и черных пород нередко отмечаются прожилковидные выделения графита и слабоокристаллизованного углеродистого вещества с рассеянной вкрапленностью рутила и ильменита, а также пирротина, кварца и кальцита; из аксессуарных минералов отмечены вюстит, камасит (?), когенит (?), а также самородное железо, твердые растворы свинца и олова, самородные свинец, олово, твердые растворы железа и цинка, осмистый иридий [17]. Самородные металлы, интерметаллиды и карбиды, а также присутствие восстановленных газов в закрытых порах породы свидетельствуют о резко восстановительных условиях образования метасоматитов. В составе углеродистых метасоматитов Дальнегорского района отмечены золотоносные (до 1г/т) тонкосульфидизированные породы, подобные Майским золото-сульфидным рудам на Чукотке.

Углеродом и рассеянными сульфидами нередко бывают обогащены не только отдельные стратиграфические горизонты, но и приразломные зоны смятия, рассланцевания и будинажа. Это свидетельствует как о сингенетическом образовании углерода в осадочных толщах, так и наложенном метасоматическом науглероживании в различных зонах смятия, трубках взрыва и других тектонических нарушениях. Данные о возрастных соотношениях сингенетичных углеродистых сланцев и наложенных метасоматитов, полученные в Приморье, показали их близость во времени. Абсолютный возраст (Rb-Sr метод) наложенных метасоматитов определен в 117 млн лет, что соответствует альбским черным алевролитам, вмещающим оруденение.

Таким образом, крупные зоны сульфидизации в терригенных черносланцевых толщах имеют, по видимому, различную природу - от гидротермально-осадочной до метаморфогенной и эпигенетической (в том числе глубинно-флюидной). Эти зоны, масштабы которых исключительно велики, являются важнейшими источниками рудного вещества при образовании последующих порфировых и жильных мес-

торождений [14]. Глубина развития охарактеризованных приразломных зон сульфидизации не установлена, но на отдельных участках прослежена до первых километров.

СВЯЗЬ ЗОЛОТОГО И УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЙ И ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ТОНКОВКРАПЛЕННЫХ РУД

Крупные золоторудные месторождения в черносланцевых толщах нередко сопряжены не только с оловянными, олово-серебряными, полиметаллическими, но и с урановыми месторождениями и проявлениями (Северо-Казахстанская рудная провинция: Мурунтау, Узбекистан; Майское на Чукотке и др.). В Северо-Казахстанской провинции золотоносные березиты сформированы магмато-метаморфогенными среднетемпературными растворами (260-360°C), ураноносные метасоматиты образовались из низкотемпературных (170-340° C) растворов [1]. Состав руд таких докембрийских месторождений, как Витватерсранд, Олимпик-Дам (Австралия), Атабаска и Ричардсон (Канада), свидетельствует в пользу общности первичных источников рудного вещества для месторождений золота и урана. По мнению А. Барникота и др. [21], золотая и урановая минерализация Витватерсранда сформировалась в результате взаимодействия рудоносного флюида с пластами осадочных пород, обогащенных углеводородами.

Б.Г. Лутц [5], анализируя состав летучей фазы в мантийных породах, определяет начальный состав этих флюидных растворов как метано-водородный (H_2 , CH_4 , C). Как уже отмечалось выше, реликты подобного восстановленного флюида были обнаружены в закрытых порах углеродистых метасоматитов Приморья. Подъем подкоровых флюидов сопровождается их окислением, а также выщелачиванием и экстракцией щелочей и сильных оснований из мантийных пород. Из-за окисления и улетучивания водорода и углеводородов щелочность возрастает настолько, что начинается растворение кремнезема. В результате ювенильные подкоровые растворы, богатые щелочами, кремнеземом и группой некогерентных элементов, в том числе и ураном, оказываются способными гранитизировать континентальную кору. В районах развития континентальной коры накопление тяжелых некогерентных элементов в гидротермальных и осадочных месторождениях (U, Th) проходило особенно эффективно [4]. С.Г. Неручевым [8] показано, что эпохи уранонакопления характеризуются интенсивным накоплением планктоногенного органического вещества. В свою очередь, масса последнего зависит от поступления углеводородов в биосферу эпиконтинентальных водоемов. Таким образом, поступление эндогенного флюида в земную кору, с одной стороны, способствует ее гранитиза-

ции, с другой - стимулирует бурное накопление в осадочных толщах органического вещества, концентрирующего поступающие в водоемы углеводороды. Органические соединения различных металлов, в том числе золота, могут быть привнесены углеводородным флюидом в процессе выщелачивания пород. Вместе с тем, осадочные толщи, богатые органикой (биогенными углеводородами), являются эффективными сорбентами металлов в период регрессивного метаморфизма пород. В результате ареалы глубоких углеводородных флюидов в областях гранитизированной земной коры представляются районами многократного обогащения пород ураном, золотом и сульфидами различных металлов.

Осадочная и гидротермально-осадочная гипотеза циклического накопления планктоногенного органического вещества (и урановых руд) в земной коре наиболее интересно изложена С.Г. Неручевым [8], который выделяет следующие наиболее глобальные планктоногенные и радиоактивные эпохи в фанерозое: поздний венд-ранний кембрий, поздний девон-ранний карбон, поздняя пермь, поздняя юр-ранний мел, поздний мел-ранний палеоцен, средний и поздний эоцен. Формирование золотых руд Тихоокеанского пояса в общем согласуется с этими и другими эпохами, выделенными Неручевым. Однако есть основания думать, что в докембрии эти эпохи были значительно интенсивнее, продолжительнее и эффективнее. Планктоногенные эпохи тесно связаны, прежде всего, с дегазацией углеводородов из мантии и коры в океанические бассейны. Так, накопление урана в зонах субдукции подтверждается почти пятидесятикратным уменьшением отношения Nb/U в породах континентальной коры по сравнению с породами океанической коры [24]. Представляется важным положение о совпадении циклических эпох интенсивного накопления урана, фосфора и планктоногенного органического вещества в период усиления рифтогенеза, для которого характерно интенсивное развитие эндогенных и экзогенных источников U, V, P, Ni, Cu, Au, Ag, элементов Pt группы и других. Это подтверждается данными о приуроченности крупнейших золотых, золото-урановых и медно-уран-золото-серебряных месторождений к проторифтовым структурам [10, 25, 27]. Накопление углеводородов в терригенных и терригенно-карбонатных толщах связано с развитием планктоногенной биомассы, которая может "многократно превышать суммарную биомассу растений и животных вместе взятых" [16]. Аномальное развитие планктоногенной биомассы обусловлено мощным привнесением углеводородов, урана, фосфора и других, в том числе рудогенных, элементов в субмаринные осадки при рифтообразовании. Существует даже крайнее мнение, что если бы эти элементы систематически не поглоща-

лись планктоногенной биомассой (в особенности прокариотами), то высокоорганизованная жизнь на Земле была бы невозможна. На примере геохимии урана это показано в работах С.Г. Неручева, а на примере геохимии углеводородов представляется еще более убедительным. Планктоногенная биомасса в определенные эпохи являлась экологически важным фильтром или "своеобразным санитаром планеты" (по выражению Неручева), обеспечившим выведение избытка урана, углеводородов и целого ряда элементов из гидросферы и биосферы. В результате с терригенными и терригенно-карбонатными толщами этих в полном смысле слова рудоконцентрирующих эпох связаны крупнейшие месторождения урана, золота, полиметаллов, а также сапропелевых горючих сланцев и нефти. Именно поэтому в докембрийских толщах сохранились такие необычные в физико-химическом отношении руды, как золото-урановые типа Витватерсранд, медно-уран-золото-серебро-редкоземельные типа Олимпик-Дам в Австралии или даже золотосодержащие урановые руды с металлами платиновой группы типа Атабаска в Канаде. При регенерации, в том числе переплавлении подобных рудных скоплений происходила естественная химическая и физико-химическая дифференциация столь различных элементов, как золото и уран, хотя элементы единства их первичных источников в той или иной мере сохранялись.

ЭНДОГЕННАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ТОНКОВКРАПЛЕННЫХ РУД

Широко известные иридиевые аномалии, рассматриваемые рядом исследователей как метеоритные, нередко локализуются на рубежах геологических эпох в пределах черносланцевых толщ. В ассоциации с иридием обычно отмечаются повышенные содержания меди, халькофильных элементов, редких земель, хрома и металлов платиновой группы, которые имеют, по всей вероятности, земное происхождение [6]. Эти геохимические аномалии в различных регионах имеют неодинаковый состав: в одних преобладают элементы группы железа, в других - халькофильные элементы и редкие земли. Так, на Северо-Востоке России распространены золотоносные метасоматиты с элементами платиновой группы в сидерофильной и редкометалльной ассоциациях. В Приморье Дальнего Востока России графит-ильменитовые метасоматиты содержат высокие концентрации титана, а также Mo, W, Zn, Cu, Te, Se, Ag, Au, V. На Сибирской платформе, по данным С.Г. Неручева [8], в черносланцевых толщах распространены аномалии P, U, V, Mo, Ni, Cu, Zn, Cr, Co. Несмотря на высокую роль биоорганических соединений в концентрации перечисленных элементов, углеродистое вещество в зонах смятия и трубах взрыва имеет эндоген-

ное происхождение. При углеродизации карбонатных толщ обычно развивается сопутствующий магнезиальный метасоматоз в форме доломитизации, которая широко распространена, например, на месторождениях Карлинского и Дальнегорского районов.

Эксталяционный привнос вещества, особенно в приразломных зонах, вероятен как при осадконакоплении, так и в орогенный и посторогенный периоды. В науглероженных зонах смятия Приморья в составе газов из закрытых пор пород преобладают водород, азот, метан, диоксид углерода; обращает на себя внимание сходство этого набора компонентов с составом поровых газов кимберлитов и непосредственных спутников алмазов [17]. Избирательное замещение слюдястых сланцев углеродистым веществом известно в пределах Осоговского рудного района в Македонии, где полиметаллические рудные тела залегают на контакте с науглероженными породами.

Эпигенетический характер углеродистых скоплений становится особенно очевидным тогда, когда они развиваются по светлоокрашенным неуглистым породам. Так, например, в пределах Тагобиккуль-Кумархского оловорудного поля на Гиссарском хребте широко распространены сланцы барзангинской свиты ордовика. Это светло-зеленые тонкорассланцованные породы. Вдоль крутопадающих разломов в них развиты зоны графитизации, в которых сланцы приобретают темную до черной окраску и напоминают углистые сланцы [17].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ

Рассматривая результаты глубоководного бурения в Тихом океане Г.М. Власов [2] отметил, что при осадконакоплении в мелу и палеоцене периодически происходило формирование черных сланцев с "кладбищами" моллюсков. При этом некоторые горизонты черных сланцев в стабильных геоблоках имеют глобальное распространение. Эти слои, прослеживаясь на определенных стратиграфических уровнях в океане, находят продолжение в углеродистых слоях на континенте. Интересно, что в Приморье (как уже отмечалось выше) нами установлена синхронность проявления приразломной углеродизации (117 млн лет) с образованием альбских "черных" алевролитов. Вместе с тем, рудообразование с перераспределением или привносом углеродистого вещества проявилось здесь в два этапа - в верхнем мелу (70-80 млн лет) и в эоцене (45-50 млн лет).

В подвижных геоблоках массовое формирование углеродистых пород особенно характерно для предорогенного тектонического режима (в заключительную стадию морского режима). Этот режим ха-

рактеризуется геологическими формациями, отличающимися от предшествующей офиолитовой и последующих орогенных формаций. Типоморфные для предорогенных условий формации образуются при активном рифтогенезе и включают вулканиты базит-ультрабазитового субщелочного состава, олистострому, кремнистые и углеродистые сланцы.

По С.Г. Неручеву [8], периодичность возникновения углеродистых толщ составляет 30-32 млн лет и коррелируется с активизацией рифтогенеза. В конце мезозоя углеродистые слои формировались в апте-альбе, сеномане-туроне, коньяке-сантоне. С этими же периодами совпадали бескислородные субмаринные условия. В результате происходила гибель высших форм организмов и возрастала продуктивность примитивных форм жизни, благодаря выделению тепла и притоку углеводородов. В частности, одним из рубежей такой биологической катастрофы является граница мела и палеогена (65 млн лет), когда внезапно вымерло 1/2 всех родов животного мира и 3/4 растений.

По мнению А.А. Маракушева и др. [6], источники восстановленных флюидов связаны с дегазацией жидкого ядра Земли. Дегазация происходила импульсно и сопровождалась развитием пород черносланцевых формаций в процессе осадконакопления. Г. Шнейдерхён [20] одним из первых осознал необходимость выделения эпох рудонакопления (рудоконцентрирующих) и эпох регенерации руд. С ними можно, как было показано выше, связать также аномальные концентрации в породах золота, серебра и ряда других элементов. Наиболее значительными эпохами накопления следует считать, разумеется, докембрийские эпохи, так как по своей продолжительности (более 3,5 млрд лет) они несопоставимы с фанерозойскими. Металлогенетический анализ фанерозойских провинций показал, что крупнейшие рудносные зоны развивались обычно унаследованно по отношению к рудоносности докембрийского фундамента этих провинций. На примере Тихоокеанского рудного пояса нами были прослежены три эволюционные линии образования рядов рудных формаций: мантийная, железистокварцевая и раннего рифтогенеза [10]. Именно последняя была определена как уран-многометалльная. С этой линией связано максимальное рудноформационное разнообразие (см. рис.1), в котором зафиксировано сочетание золотых, серебряных, олово- и медно-порфириновых и урановых месторождений. Это сочетание вполне объяснимо с позиции планктоногенных эпох.

В заключение отметим, что формирование металллоносных черносланцевых толщ происходило периодически, что сопряжено, по-видимому, с пульсационными явлениями дегазации мантии или даже ядра Земли [8]. Флюидные потоки при достижении

земной коры и ее поверхности помимо привноса углеродородов, ряда элементов и тепла стимулировали расцвет примитивных форм жизни на фоне катастрофических вымираний ее высокоорганизованных форм. Металлоносные черные сланцы образуют две фациальные разновидности: стратиформных залежей и приразломных зон смятия, включая трубки взрыва с эксплозивными брекчиями.

Сонахождение золотых и урановых месторождений в черносланцевых толщах – явление закономерное, особенно в докембрии. Однако при дальнейшей и многократной ремобилизации вещества очевидна дифференциация золота и урана в связи с весьма различными физико-химическими свойствами этих элементов в земной коре.

Геохимические аномалии, связанные с черными сланцами, имеют, по всей вероятности, эндогенно-биогенную природу; их образование следует рассматривать как протометаллогенический этап развития соответствующего тектоно-магматического цикла. Вместе с тем, центральные части таких аномалий нередко представляют собой крупнейшие комплексные месторождения вкрапленных руд. Заключенный в черных сланцах общий ресурс металлов при последующих метаморфических, магматических и гидротермальных процессах представляется легко ремобилизуемым в процессе формирования жильных и прожилково-вкрапленных месторождений.

Как уже неоднократно случалось в различных научных отраслях, первоначально альтернативные концепции (волновая и корпускулярная теория света, магматическая и метаморфическая природа гранитов и т.д.) удивительно просто совмещались. В настоящее время почти очевидны пути совмещения парадигм эндогенной и биогенной природы углеродородных залежей, а также осадочного и флюидно-гидротермального генезиса золотых, урановых и многих других рудных месторождений. Учитывая, что тонкорассеянные сульфиды углеродистых метасоматитов насыщены разнообразными элементами-примесями и ассоциируются с включениями самородных металлов, в том числе редких и благородных, необходимо планомерное изучение вещественного состава этих зон с целью их геохимической систематизации. В практическом отношении зоны могут рассматриваться в качестве комплексных и в сущности неисчерпаемых рудных месторождений будущего.

ВЫВОДЫ

1. Зоны тонковкрапленной сульфидизации распространены в самых различных осадочных и магматических породах. Однако в черносланцевых толщах докембрийских и фанерозойских рудных провинций они имеют региональные масштабы развития и являлись важнейшим металлогеническим ре-

сурсом при образовании месторождений благородных металлов, олова, вольфрама, урана и других полезных ископаемых.

2. Крупные и уникальные месторождения благородных металлов (Au, Ag, Pt-группы) в черносланцевых толщах - полихронные образования, сформированные прожилково-метасоматическими рудами первых этапов (гидротермально-осадочных, углеродородно-флюидных) и гнездово-жильными рудами последующих метаморфогенных или магматогенно-гидротермальных этапов.

3. В оловорудных районах распространены сульфидизированные титанисто-углеродистые метасоматиты с аксессуориями разнообразных самородных металлов, выявлена также повышенная золотосодержательность периферических зон этих метасоматитов. Состав последних показывает, что они возникли в результате деятельности флюидов, обладающих высокими восстановительными свойствами.

4. Совместное или смежное накопление руд благородных металлов и урана вполне согласуется с эндогенно-биогенной концепцией С.Г.Неручева о металлоносности планктоногенных эпох в развитии стратисферы Земли.

5. Формирование черносланцевых толщ и углеродистых метасоматитов связано с предорогенным рифтогенезом в пределах активных и пассивных континентальных окраин и кратонов. Рифтогенез и осадконакопление сопровождались дегазацией углеродородов из мантии и коры на субмаринный уровень. Поступление эндогенного флюида в осадочные толщи сопровождалось не только привносом металлов, но и стимулировало бурное накопление в осадках биогенного органического вещества, концентрирующего компоненты этого флюида.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борщевский Ю.А., Игнатов П.А., Ильин О.В., Медведовская Н.И. Рудоносные растворы месторождений урана и золота наложенных впадин Северного Казахстана // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 16-23.
2. Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит; некоторые геологические проблемы тихоокеанской геологии // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 3-15.
3. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467-484.
4. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.
5. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
6. Маракушев А.А., Русинов В.А., Зотов И.А. и др. Гло-

- бальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 483-501.
7. Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А. и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М., 1986. 192 с.
 8. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
 9. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
 10. Сидоров А.А. Очерки исторической металлогении. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 70 с.
 11. Сидоров А.А., Абрамсон Г.Я., Андреев Б.С. и др. Поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений перивулканических зон. Магадан, 1982. 68 с.
 12. Сидоров А.А., Гончаров В.И., Приставко В.А. и др. О металлах платиновой группы на Наталкинском золоторудном месторождении (Северо-Восток России) // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 6. С. 801-804.
 13. Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П. и др. Геолого-структурные и минералогические особенности проявлений золото-мышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. Вып. 24. С. 101-111.
 14. Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.
 15. Созинов Н.А., Горячкин Н.И., Ермолаев Н.П. и др. Платиноиды в черных сланцах // Природа. 1997. № 8. С. 11-17.
 16. Соколов Б.А. Нефтегазоносность Земли // Наука в России. 1996. № 6 (96). С. 16-20.
 17. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П., Полохов В.П. О новом типе углерод-ильменит-сульфидной минерализации негидротермального происхождения // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 3. С. 727-730.
 18. Томсон И.Н., Селиверстов В.А. Магматизм и металлогения предорогенного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34, № 3. С. 3-17.
 19. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада // Руд. месторождения США. М.: Мир, 1973. Т. 2. С. 512-662.
 20. Шнейдерхён Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 63-82.
 21. Barnicoat A.G., Henderson H.C., Knipe R.J. et al. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin // Nature. 1997. V. 386, № 6627. P. 820-824.
 22. Boyle R.W., Steacy H.R. An auriferous radioactive hydrocarbon from the Richardson mine, Eldorado, Ontario // Geol. Surv. Canada. Report of activities, part A: April to October, 1972.
 23. Coveney R.M., Nansheng C. Ni-Mo-PGE rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues in the United States // Mineral Deposita. 1991. V. 26, N2.
 24. Hofmann A.W. Early evolution of continents // Science. 1997. V. 275.
 25. Oreskes N., Einaudi M.T., Hitzman M.W. Tectonic setting of Olympic Dam and relation to other proterozoic Fe-REE Deposits: Abstr. V.2, No 3 // 28-th International Geologic Congress. Washington D.C. USA. July 9-19, 1989. P. 550-551.
 26. Radtke A.S., Scheiner B.G. Studies of hydrothermal gold deposition at Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold depositions // Econom. Geol. 1970. V.75, N5. P. 641-672.
 27. Roberts D.E., Hydson G.R.T. The Olympic Dam copper-uranium gold deposit, Roxby Domns, South Australia // Econom. Geol. 1983. V. 78, N5. P. 799-822.
 28. Wells J.D., Mullens T.E. Gold-bearing arsenic pyrites determined by microprobe analysis, Cortes and Carlin gold mines, Nevada // Econom. Geol. 1973. V. 68, N2. P. 187-201.

Поступила в редакцию 21 октября 1999 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

A.A. Sidorov, I.N. Tomson

Conditions of origin for black shale complexes and their metallogenic implication

The paper develops the concept of endo- diogenic ore content nature of black shales which were considered as the most important protometallogenic reerve for future metal concentrations when ore deposits were forming. Regional sulfidization zones in the black shales produce future complex deposits. At preent, the fragments of these zones represent unique noble metal deposits.

ПЕРВАЯ НАХОДКА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ БОКСИТОВ В СРЕДНЕМ ПРИАМУРЬЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ПОИСКОВ

С.С.Зимин*, В.Г.Моисеенко, Р.А.Октябрьский*, С.Г.Батурич**,
Б.М.Тишкин*, В.П.Молчанов*.**

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск*

В статье освещается минеральный и химический состав метаморфизованных бокситов, обломок которых найден в долине р. Б.Калахта севернее прииска Октябрьского. Показано, что эти образования сложены корундом и шпинелью с примесью диаспора, магнетита, ильменита, прохлорита, бадделеита, гётита. Приводится химический состав этих минералов. Освещаются перспективы поисков бокситов в Амурской области.

Ключевые слова: Амурская область, бокситы, петрохимия, минералогия.

При полевых исследованиях по изучению офиолитов между речьями р.р. Зея и Селемджа на одном из дражных полигонов в долине р. Большая Калахта, в семи километрах от поселка Октябрьский, был обнаружен остроугольный, сильно выветрелый образец, который оказался диаспор-шпинель-корундовым бокситом. Как видно на схеме (рис. 1), место находки образца находится по соседству с толщей венд-кембрийских пород, представленных кремнистыми сланцами, алевролитами, с горизонтами известняков и доломитов. С последними связано дисперсно рассеянное золото. Под влиянием гранитоидов позднего палеозоя и раннего мела породы испытали ороговичкование, а известняки и доломиты превращены в мраморы. Под влиянием гранитов образовались золотоносные магнезиальные скарны с форстеритом и диопсидом. По-видимому, с венд-кембрийскими отложениями и связаны в районе прииска Октябрьского рассматриваемые здесь метаморфизованные бокситы, характеристика которых приводится ниже.

Бокситы имеют облик серой, несколько буроватой от выветривания породы мелкозернистого сложения, в которой рассеяны пластинчатые выделения корунда, длиной до 1.5 см, шириной до 0.5 см и толщиной 2 мм. На поверхности корунда наблюдаются чешуйки слегка золотистого прохлорита. Порода имеет слабо выраженную слоистую текстуру, а также округлые зерна рудного минерала, величиной до 1 мм.

Под микроскопом боксит имеет порфиробластовую структуру и линзовидно-полосчатую текстуру (рис. 2), при которой различаются линзы и, вероятно, реликты прослоев, темные, сложенные рудным материалом со шпинелью, и светлые, состоящие из мельчайших зерен корунда с примесью диаспора и прохлорита.

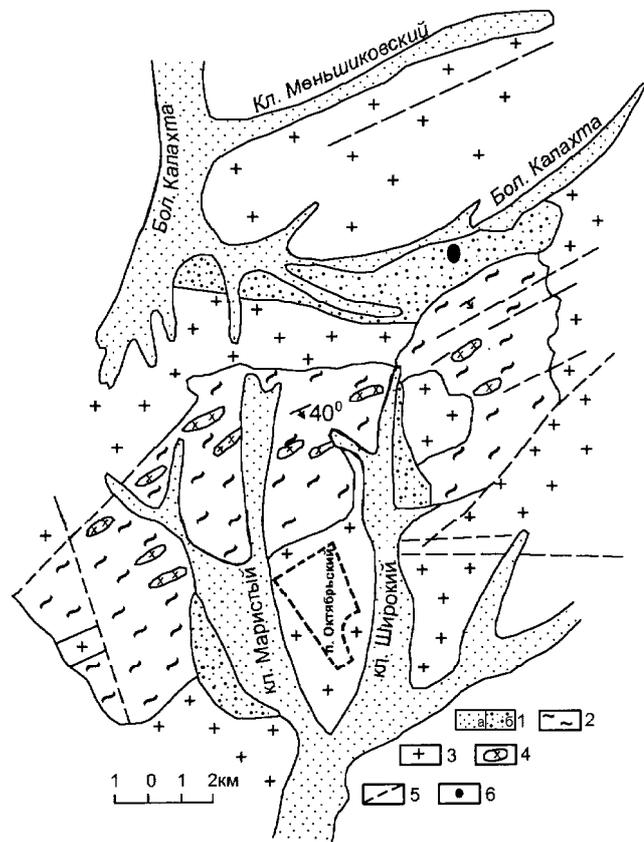


Рис. 1. Схема геологического строения Октябрьского участка.

1 - четвертичные отложения: а - аллювиальные по днищам долин, б - делювиальные по склонам долин; 2 - венд-кембрийские ороговичкованные породы, представленные изначально переслаиванием песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, реже доломитовых мраморов, 3 - граниты позднего палеозоя, 4 - дайки гранитоидов раннего мела, 5 - разломы, 6 - место находки боксита.

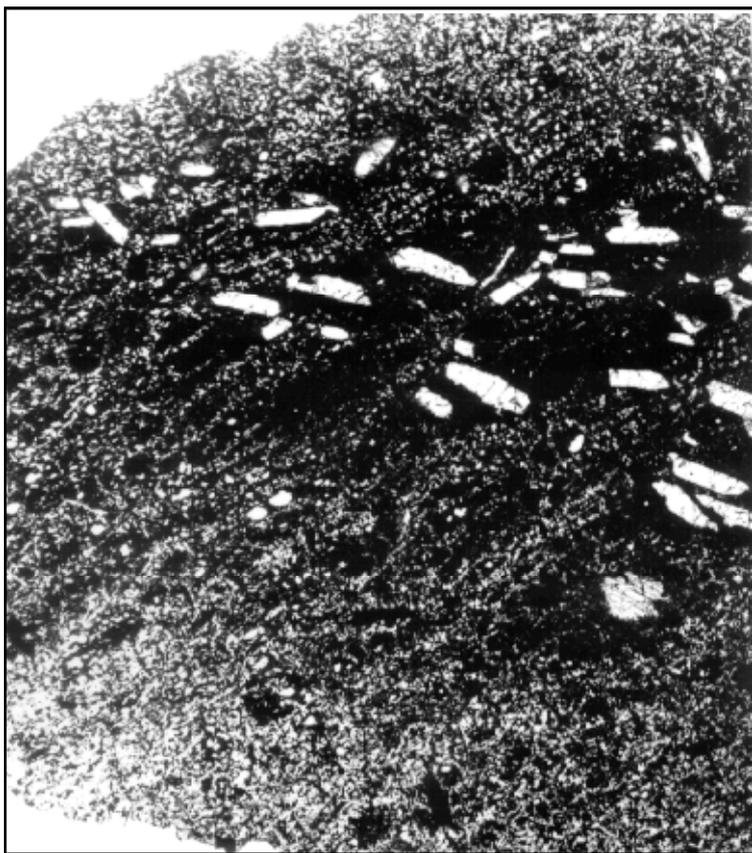


Рис. 2. Микрофотоснимок метаморфизованного боксита.

Видны порфиробласты корунда (светлые) на фоне полосчатой цементирующей массы породы. В последней имеются светлые полоски и микрослои, сложенные диаспором и мелкими зернами корунда, а также темные, состоящие из смеси магнетита, шпинели, гётита и ильменита. Увел. 17. Ник. П.

Порфиробласты представлены зернами корунда, величиной от 0,3 до 2, реже до 15 мм. Основная цементирующая масса боксита имеет линзовидно-полосчатое сложение. В ней различаются более широкие линзы и полосы, сложенные гидроокислами железа с примесью магнетита, а также зеленой шпинели, редко ильменита, мелких зерен корунда. Шпинелевые зерна, величиной до 1,5 мм, имеют линзовидно-округлую форму и с краев нередко окислены. Более светлые и узкие линзочки и полосы в породе сложены в основном мелкими (0,05-0,1 мм) призматическими зернами корунда с примесью диаспора, которые с краев нередко изъедены рудным материалом.

С помощью микроскопов и микрозонда JXA-5a в составе боксита установлены следующие минералы: корунд (Cor) - 50%, шпинель (Sp) - 10%, магнетит (Mt) - 20%, диаспор (Dias) - 5%, ильменит (Ylm) - 5%, прохлорит (Che) - 5%, единичные зерна бадделлита (Bd), гётит (Get) - 5%.

Корунд образует в боксите как крупные (до 15 мм) призматические зерна порфиробластов, так и мелкие - в основной массе породы. Порфиробласты имеют чаще прямоугольные ограничения, иногда и кристаллографическую огранку (рис. 2). Местами они содержат изометричные включения магнетита, а

по трещинкам дробления в них наблюдаются мелкие чешуйки прохлорита. Скопления последнего минерала нередко имеются и по границе порфиробластов корунда с цементирующей массой породы. Визуально чешуйки прохлорита слегка буроватые, наблюдаются как слюдистые образования на поверхности порфиробластов корунда, что следует иметь в виду при поисковых работах на рассматриваемые здесь бокситы. Химический состав корунда приведен в таблице 1, из которого видно, что в составе этого минерала в качестве небольшой примеси имеются окислы титана, хрома, магния, железа.

Шпинель имеет зеленую окраску с синеватым оттенком. Зерна ее округлой до полигональной формы приурочены к прослоям и линзам, сложенным, в основном, гидроокислами железа с примесью магнетита и ильменита. Величина их колеблется от 0,5 до 1,5 мм. По трещинам дробления они нередко разбиты на прямоугольные брусочки, окислены и замещены, как и с краев, гидроокислами железа. Химический состав шпинели приведен в таблице 1, где видно, что этот минерал по составу ($f=61.9-64.3\%$) является промежуточным между герцинитом и собственно шпинелью и относится к плеонасту [1]. В составе ее имеются примеси цинка, хрома, титана, окислы которых в минерале присутствуют в виде таких компонентов, как ганит, хромпикотит и ульвошпинель.

Таблица 1. Химический состав минералов из метаморфизованных бокситов верховьев р. Б.Калахты.

Минерал	Sp		Sp ₁	Cor	Dias	Che	Get	Get ₁
	центр	край						
Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	-	-	-	-	-	32.18	4.18	3.30
TiO ₂	0.03	0.05	0.05	0.11	0.08	2.04	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	60.62	60.93	59.13	97.15	83.69	29.05	6.74	6.58
Cr ₂ O ₃	0.20	0.20	0.18	0.18	0.20	0.36	0.30	0.27
Fe ₂ O ₃	1.58	1.93	4.77	-	-	-	-	-
FeO	26.16	26.19	26.46	0.67	2.03	11.11	73.61	72.86
MnO	0.26	0.24	0.24	0.00	0.01	0.11	0.06	0.03
MgO	9.54	9.78	9.60	0.03	0.12	11.04	0.13	0.09
ZnO	0.19	0.16	0.21	0.00	0.00	0.07	0.48	0.41
NiO	0.06	0.05	0.07	0.00	0.00	0.04	0.08	0.09
Сумма	98.64	99.52	100.70	98.14	86.13	86.31	85.60	83.66
Формульные коэффициенты								
Si	-	-	-	-	-	3.995	0.056	0.046
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.193	0.000	0.000
Al	1.962	1.954	1.896	1.993	0.979	4.238	0.107	0.107
Cr	0.004	0.004	0.004	0.001	0.001	0.037	0.003	0.003
Fe ³⁺	0.033	0.039	0.096	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.601	0.597	0.602	0.004	0.0117	1.152	0.828	0.836
Mn	0.006	0.005	0.008	0.000	0.000	0.045	0.000	0.000
Mg	0.390	0.397	0.389	0.001	0.002	2.037	0.002	0.002
Zn	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.007	0.005	0.005
Ni	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001
Сумма	3.000	3.000	3.000	2.000	1.000	11.713	1.000	1.000
f=ΣFeO/MgO+ΣFeO	61.9	61.6	64.3	-	-	36.1	99.8	2.7
φ=Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃ + Cr ₂ O ₃	0.2	0.2	0.2	-	-	-	2.7	2.7
f ₀ = Fe ₂ O ₃ /ΣFeO	5.2	63.2	14.0	-	-	-	-	-
Формульные коэффициенты								
Минерал	Mt	Mt ₁	Ilm		Ilm ₁	Ilm ₂	Bd ₁	Bd ₂
			центр	край				
Оксиды	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	0.58	0.31	-	-	-	-	(99.80)	(96.03)
TiO ₂	0.13	0.04	52.56	53.42	53.24	52.02	1.90	0.40
Al ₂ O ₃	2.25	0.62	0.03	0.10	0.00	0.00	0.49	1.06
Cr ₂ O ₃	0.31	0.19	0.05	0.08	0.00	0.03	0.17	1.64
Fe ₂ O ₃	66.48	67.21	0.92	2.00	2.37	3.70	-	-
FeO	31.02	29.98	40.63	40.94	40.66	38.83	1.95	неопр.
MnO	0.71	0.71	2.21	1.84	1.36	1.75	0.20	→→
MgO	0.00	0.00	2.44	2.93	3.23	3.45	0.05	→→
ZnO	0.16	0.16	0.08	0.03	0.09	0.04	0.09	→→
NiO	0.00	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	→→
Сумма	101.64	99.29	98.92	101.33	100.99	99.82	99.70	98.99
Формульные коэффициенты								
Si	0.021	0.0012	-	-	-	-	(0.940)	(0.952)
Ti	0.004	0.001	0.990	0.979	0.978	0.965	0.029	0.006
Al	0.102	0.028	0.001	0.003	0.000	0.000	0.012	0.026
Cr	0.009	0.006	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.027
Fe ³⁺	1.870	1.956	0.017	0.037	0.044	0.069	-	-
Fe ²⁺	1.868	0.969	0.851	0.835	0.830	0.801	0.033	-
Mn	0.022	0.023	0.047	0.038	0.028	0.037	0.004	-
Mg	0.000	0.000	0.091	0.105	0.117	0.127	0.001	-
Zn	0.004	0.004	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	-
Ni	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	-
Сумма	3.000	3.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.023	1.013
f=ΣFeO/MgO+ΣFeO	100.0	100.0	90.5	89.1	88.1	87.3	-	-
φ=Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃ + Cr ₂ O ₃	9.0	17.6	-	-	0.0	-	-	-
f ₀ = Fe ₂ O ₃ /ΣFeO	65.9	66.9	2.0	4.2	5.0	7.9	-	-

Примечание. В скобках - анализы № 15 (включение в ильмените) и № 16 (отдельное зерно, 30 мкм) приведено содержание двуокиси циркония, а не SiO₂. В № 16 - дополнительно определены и включены в сумму Y=0.17% и Yb=0.09% (предел обнаружения 0.16% и 0.08% соответственно). Hf, Nb, Ta, Ce, La - не обнаружены. В № 6 (Che) дополнительно определены и включены в сумму: 0.03% CaO, 0.28 K₂O. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A, Октябрьским Р.А. (ДВГИ ДВО РАН).

Таблица 2. Химический состав бокситов Среднего Приамурья и других регионов.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O ₃	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Собщ.	CO ₂	п.п.п.	Сумма
1	2.55	2.47	52.74	23.98	5.47	сл.	0.00	1.27	0.10	0.08	0.25	0.44	-	-	10.80	100.15
2	0.16	2.87	64.50	1.6	14.00	-	0.73	1.61	-	-	-	-	0.63	-	4.41	-
3	12.24	2.1	47.30	15.9	-	-	6.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	5.28	1.46	50.09	22.75	-	-	0.22	0.12	-	-	-	-	0.10	0.37	19.68	99.60
5	6.00	2.25	54.0	24.00	-	-	2.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	10.5	12.5	30.00	27.50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	13.1	2.58	43.6	17.63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Бокситы: 1) Среднего Приамурья, аналитик В.В.Недашковская; 2) Обуховское м-ние Салаира (корундовый боксит, D₂); 3) Бердско-Майское м-ние Салаира (диаспор-корундовый боксит, D₁-D₂); 4) Высокопольское м-ние (гиббситовый боксит, P) Украины; 5) Северного Урала (диаспоровый боксит, D₂); 6) Центрального м-ния Чадобецкого поднятия Сибирской платформы (гиббсит-гематитовый и др., K₂); 7) Порожинского м-ния Приангарской группы Енисейского края (гиббситовые бокситы с корундом, K- P). В анализах бокситов из месторождений 2-7 – средние содержания по [2].

Магнетит в породе образует мелкие изометричные или неправильные зерна, величиной до 0.5 мм, которые с краев нередко замещены гидроокислами железа и приурочены к прослоям и линзам, обогащенным рудными минералами. Химический состав его приведен в таблице 1, из которой видно, что в составе минерала содержатся незначительные примеси окислов цинка, магния, титана, никеля, хрома, алюминия.

Диаспор присутствует в светлых прослоях и полосках цементирующей массы породы в виде мелких бесцветных призматических зерен с совершенной спайностью и более высоким двупреломлением, чем корунд. В связи с этим в скрещенных николях зерна его имеют и более высокую интерференционную окраску. Химический состав диаспора показан в таблице 1. В качестве незначительной примеси в его составе отмечаются окислы титана, хрома, железа, магния и марганца.

Ильменит в породе встречается довольно редко. Он образует пластинчатые зерна, приуроченные к прослоям, обогащенным магнетитом и гидроокислами железа. Размеры их составляют 0.2-0.3 мм. В этом минерале наблюдаются линзовидные, до пластинчатых, включения бадделеита, отличающегося более светлой, по сравнению с ильменитом, окраской в отраженном свете. Химический состав этих минералов приведен в таблице 1, где видно, что в составе ильменита содержится немного окислов алюминия, хрома, марганца, магния и цинка. По краям зерна степень окисления железа больше. Бадделеит же содержит примесь окислов титана, особенно алюминия, хрома, иногда цинка, магния и марганца.

Прохлорит в боксите образует листочки и скопления, которые часто наблюдаются по контактам порфиروبластов корунда с цементирующей массой. Он относится к поздним минералам и замещает корунд. Поэтому на поверхности выделений последнего в образцах породы хорошо наблюдаются визуально золотистые чешуйки прохлорита, что нужно иметь в виду при диагностике метаморфизованных бокситов в процессе поисковых работ на бокситы. Железистость прохлорита равна 36.1%. В составе его имеется незначительная примесь окислов хрома, цинка, марганца и никеля. Согласно диаграммы [5], этот минерал по составу относится к разности прохлорита, содержащей несколько повышенное содержание Al₂O₃.

Гётит в породе приурочен к линзовидным прослоям, обогащенным рудным материалом. Он замещает шпинель и магнетит по трещинам дробления. В составе его, как видно из таблицы 1, присутствуют примеси окислов глинозема (значительная), менее хрома, титана, цинка, никеля.

Химический состав диаспор-шпинель-корундовых бокситов Среднего Приамурья, а также бокситов разного состава и возраста из других регионов приведен в таблице 2. Из нее видно, что по главным компонентам (Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂) состава они занимают промежуточное положение в ряду подобных и близких рудных образований. Особенно близки они по содержанию TiO₂, а также Fe₂O₃. По количеству Al₂O₃ они приближаются к многим, из числа показанных в таблице 2. Кремниевый модуль их (Al₂O₃/SiO₂) является промежуточным среди бокситов, приведенных в таблице, и составляет 26.37, что характеризует эти породы с положительной стороны.

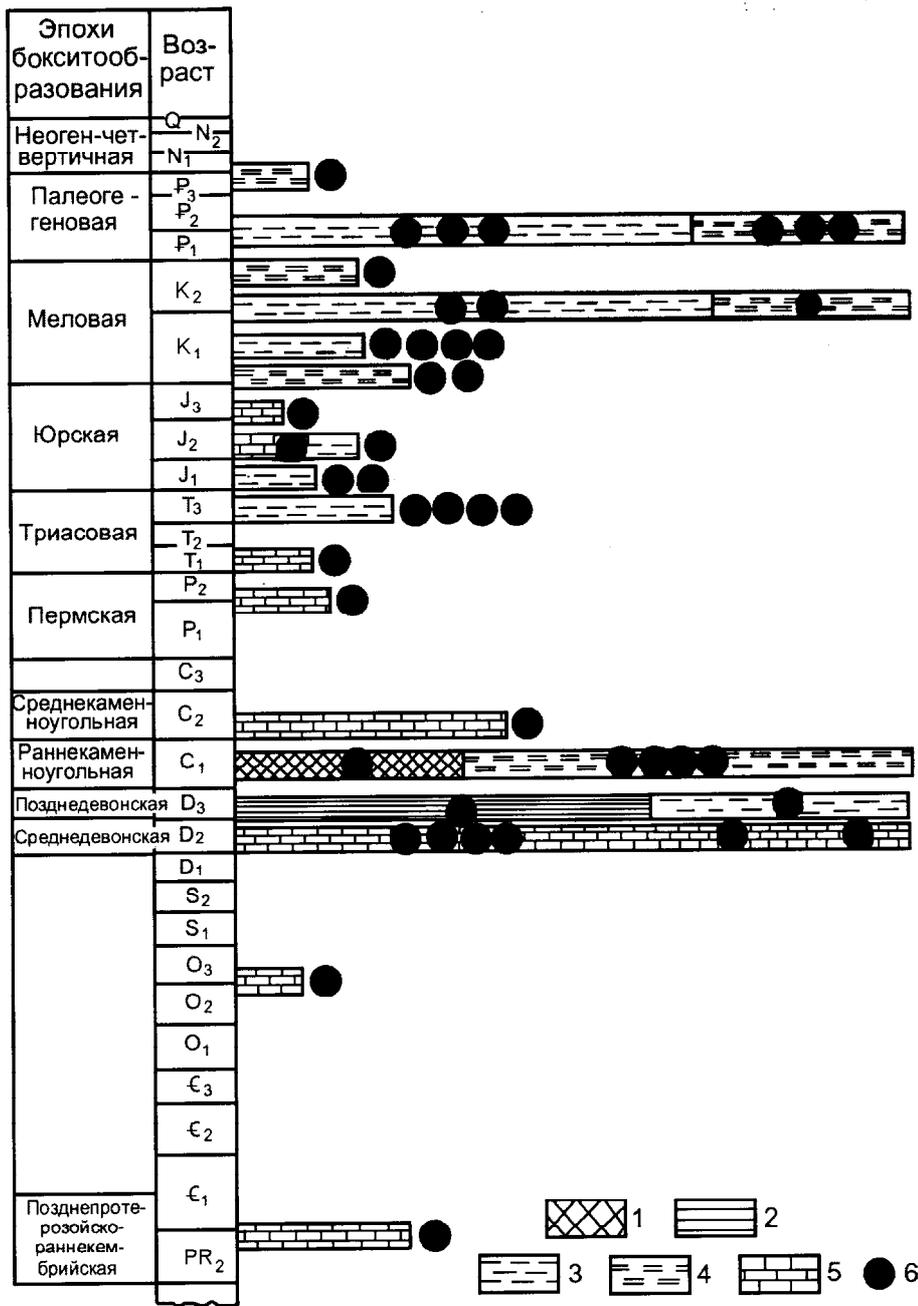


Рис. 3. Диаграмма стратиграфического распределения месторождений бокситов СССР [2].

Бокситоносные образования: 1 - латеритной коры выветривания; 2 - латеритно-терригенные /полигенные/; 3 - терригенных отложений молодых платформ; 4 - терригенных отложений древних платформ; 5 - карбонатные отложения геосинклинально-складчатых областей; 6 - месторождения бокситов разных регионов.

В настоящее время такого рода бокситовые образования могут быть использованы местной промышленностью в Амурской области для производства абразивных материалов типа наждаков и др. В первое время не потребуется и больших запасов. Возникает вопрос, где же в регионе нужно искать эти и другие бокситы. Чтобы ответить на него, необходимо обратиться к рис. 3, на котором показано стратиграфическое размещение эпох бокситообразования, а также к особенностям геологического строения Среднего Приамурья. Из рисунка 3 видно, что

на территории бывшего СССР наиболее широко проявлены пять следующих крупных эпох накопления бокситов: среднедевонская, позднедевонская, раннекаменноугольная, поздне меловая (на рубеже K₁-K₂) и палеогеновая. Меньше бокситообразование было проявлено на рубеже позднего протерозоя-раннего кембрия, в среднем карбоне, на границе ранней и поздней перми, в раннем и позднем триасе, в юре, на рубеже юры и раннего мела, в раннем мелу и во второй половине позднего мела, а также на рубеже палеогена и неогена.

Судя по геологическому строению Амурской области, бокситы можно ожидать в отложениях венда-нижнего кембрия, содержащих известняки геосинклинальной природы. Видимо, к ним и приурочены рассмотренные здесь бокситы Октябрьского рудного района. Не исключено, что они относятся к осадочным пластовым образованиям, как и бокситы Обуховского месторождения на Салаире.

Следует присмотреться и к девонским отложениям в этом и других районах Амурской области. В них могут быть встречены метаморфизованные бокситы. Нельзя исключать и юрские отложения, в которых бокситы возможны под угленосными породами, что наблюдается иногда на платформах [2, 3, 4].

Среди карбонатных отложений бокситы могут встречаться не только пластовые, но и карстовые мелового или палеогенового возраста. Последние можно встретить и под угленосными отложениями на карбонатных породах фундамента. В итоге следует отметить, что в Амурской области возможны бокси-

ты разного возраста и генезиса. В генетическом отношении среди них возможны бокситы: 1) коры выветривания (латеритные), 2) полигенные (латеритно-осадочные) и 3) осадочные (переотложенные). Последние могут быть полностью или частично метаморфизованы. Все это необходимо иметь в виду при поисковых работах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 560 с.
2. Кирпаль Г.С., Теняков В.А. Месторождения аллюминия // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 1. С. 262-346.
3. Кривцов А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. М.: Недра, 1968. 367 с.
4. Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. 389 с.
5. Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породобразующих минералов: Пер. с нем. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.

Поступила в редакцию 1 сентября 1998 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

S.S. Zimin, V.G. Moiseenko, R.A. Oktyabrsky, S.G. Baturin, B.M. Tishkin, V.P. Molchanov
On the first finding of metamorphosed bauxites in Middle Priamurie with the reference to their potential

Mineral and chemical composition of metamorphosed bauxites, a fragment of which was found in the Bolshaya Kalakhta river valley north of the Oktyabrsky mine, is described. These units are composed of corundum and spinel with the admixture of diaspore, magnetite, ilmenite, prochlorite, baddeleyite, and goethite. The chemical composition of these minerals is given. The perspectives for searching bauxites in the Amur Region are discussed.

ГЕОЛОГИЯ СОЛОГУ-ЧАЙДАХСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Л.Б.Сушкин

Концерн "Геологоразведка", Таёжная геологическая экспедиция, г. Хабаровск

Сологу-Чайдахское золоторудное поле локализовано в мезозойской структуре тектоно-магматической активизации в нижнеархейской толще гнейсов, кристаллических сланцев и базит-метаультрабазитов с линзами мраморов и кальцифиров. Расположенное в рудном поле месторождение Колчеданный Утёс представлено залежами золото-кварц-сульфидных руд промышленных параметров. Предполагается, что оруденение, сопровождаемое околорудными метасоматитами пропилит-березитового ряда, развивалось по скарноидам. Прогнозные ресурсы месторождения и рудного поля значительные. Кроме этого, в рудном поле и районе проявлены признаки платиноидной минерализации.

Ключевые слова: Амурская область, рудное поле, золото

Сологу-Чайдахское рудное поле с известным золоторудным месторождением Колчеданный Утёс расположено в Купури-Майском золотоносном узле, в отрогах хребта Джугдыр, на северо-востоке Амурской области. Золоторудное месторождение Колчеданный Утёс было открыто в 1908 году К.В. Гроховским [1] в левом борту р. Сологу-Чайдах, на правом берегу верхнего течения р. Май Удской (Половинной).

Попытки оценить месторождение и опосредовать его окрестности предпринимались неоднократно: В.В. Купер-Конин (1926 г.), П.С. Бернштейн, С.Ф. Усенко (1950 г.) и др. Из наиболее существенных результатов отметим вскрытие главной рудной залежи буровой скважиной и оценку ее запасов (Л.П. Карсаков), выявление вблизи месторождения геохимических ореолов и потоков рассеяния золота (Л.П. Карсаков, А.А. Ельянов), а также промышленных россыпей золота (В.Н. Родионов, Ю.Н. Припутнев).

В 1989-91гг. ПГО "Таёжгеология" на Купури-Майской площади были проведены поиски, а также поисково-оценочные работы на золоторудном месторождении Колчеданный Утёс и его флангах (Л.Б. Сушкин и др., 1992 г.). В результате были расширены перспективы месторождения и получены новые данные о вещественном составе золотого оруденения и его генезисе.

Вместе с автором в проведенных исследованиях принимали активное участие геологи О.Е. Кондратский, В.А. Глухов, А.И. Лобов, Р.А. Саутченкова, В.Н. Макарова, В.Н. Чеботарева; геофизики С.М. Макаров, Н.С. Демидовцев и др. Минералого-

технологические исследования руд зоны окисления выполнены в ДВИМСе (В.А. Буряк, Д.С. Костылев и др.).

В 1999 г. главная рудная залежь месторождения Колчеданный Утёс детально разведана подземными горными выработками силами артели старателей "Амур".

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Рассматриваемый район (рис.1) расположен в центральной части Джугджурского блока Становой складчато-блоковой системы. Границами блока являются Становой и Туксанийский разломы близширотного простирания. Район месторождения тяготеет к ЮВ краевой части крупного гравитационного минимума ЗСЗ простирания, а сам участок характеризуется аномальным магнитным полем (рис. 1.). В металлогеническом отношении месторождение расположено в центральной части Купури-Майского рудно-россыпного узла в восточной части Северо-Становой зоны Становой провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса [16].

Нижнеархейский кристаллический цоколь района сложен глубокометаморфизованными породами гранулитовой фации (Ю.Н. Гамалея и др., 1969 г.), [4,5,7]: мигматизированными гнейсами, чарнокитоидами, кристаллическими сланцами с мало мощными горизонтами мраморов и кальцифиров. В составе исходных пород, вероятно, доминировали породы высокой основности, определившие преимущественно меланократовый характер разреза. Строению фундамента присущи все основные особенности структур глубоко метаморфизованных комплек-

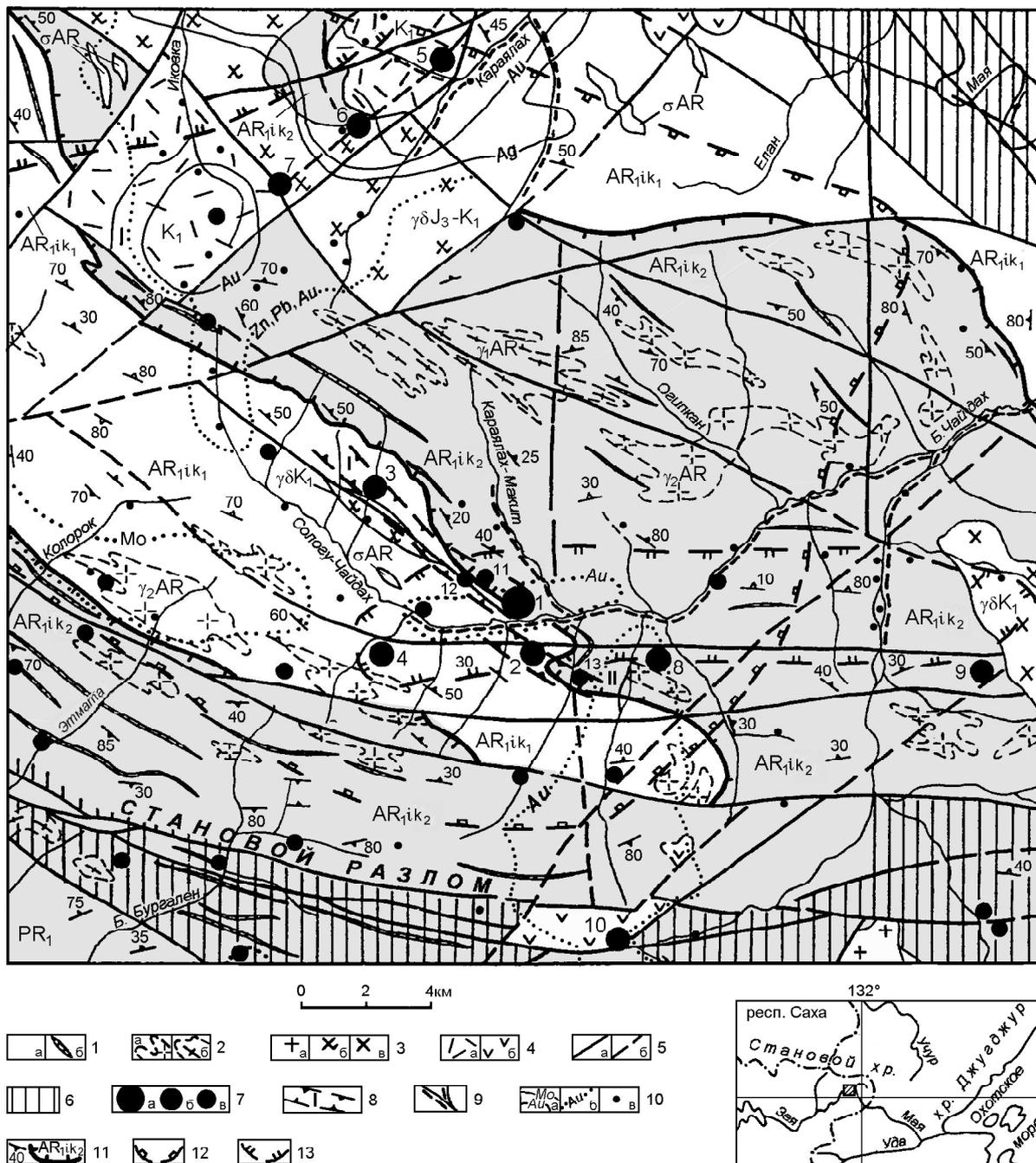


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Купури-Майского золоторудного узла (Использованы материалы Г.Б. Гиммельфарба, А.А. Ельянова, Л.П. Карсакова, А.И. Лобова, Л.В. Эйриша).

1. Архейские метаморфические породы иктандинской свиты, нижней (ARik₁) и верхней (ARik₂ - залито) подцвет: (а) - кристаллические сланцы, гнейсы, чарнокитоиды, амфиболиты, метабазит-ультрабазиты, (б) - с горизонтами мраморов и кальцифиров. 2. Архейские гранитоиды: биотитовые лейкократовые (а), гиперстенновые, роговообманковые, плагиограниты (б). 3. Мезозойские гранитоиды: граниты (а), гранодиориты (б), диориты (в). 4. Меловые вулканогенные образования кислого (а) и среднего (б) состава. 5. Разрывные нарушения : установленные (а) и предполагаемые (б). 6. Зоны диафтореза. 7. Месторождения (а), рудопроявления (б) и проявления (в) полезных ископаемых: золото - Колчеданный Утёс (1), Геофизическое (2), р. Большого (3), Караляхское (5), Турмалиновое (6), Иковское (7), Угрюмое (11), Обманчивое (12), Промежуточное (13); серебро-Бургаленское (4), Серебряное (8), Среднеинаглинское (10); полиметаллические руды - Молодёжное (9). 8. Золоторудные зоны: Колчеданная (I), Магистральная (II). 9. Золоторудные россыпи; 10. Геохимические ореолы: литогеохимические (а), шлиховые (б), шлиховые пробы с золотом (в); 11. Элементы залегания пластов, границы подцвет. 12. Границы высокомагнитного блока с фемическим субстратом. 13. Области интенсивного мезо-кайнозойского глубинно-го разуплотнения.

сов: сложная микроскладчатость, недостаточно чёткий рисунок геологических границ, обилие разновозрастных разрывных нарушений.

Сологу-Чайдахское рудное поле расположено в ЮЗ крыле широкой (8-15 км) Огипканской блок-синклинали СЗ простирания (рис. 1). Сравнительно простая общая структура крыла синклинали осложнена складчатостью более высоких порядков, а также разломами СЗ и субширотного направлений [5, 6]. Рудное поле приурочено к участку изгиба крыла синклинали при пересечении его пучком крутопадающих нарушений СВ и субмеридионального направлений. Наиболее ранние, СЗ разрывные нарушения оказали решающее влияние на местоположение проявлений домезозойского основного магматизма, а также трещинных интрузий меловых гранодиоритов ираканского комплекса. Широтные нарушения, главное из которых перекрыто долиной реки Сологу-Чайдах, вероятно образованы при заложении рудоконтролирующего Станового разлома. Широким развитием пользуются также более молодые СВ и близмеридиональные нарушения, тесно связанные с этапом позднемезозойской тектоно-магматической активизации. Они соответствуют трещинам отрыва и использованы дайками дацитов, гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфириров талгыгского комплекса, реже спессартитов и долеритов.

Установленные в горных выработках и обнажениях многочисленные зеркала скольжения различной ориентировки, наряду с геоморфологическими наблюдениями, свидетельствуют о напряженном тектоническом и неотектоническом режиме территории. Структура района осложнена также надвиговыми дислокациями.

Месторождение Колчеданный Утёс располагается на границе двух подсвит иктандинской (худурканской) свиты, простирающейся с ЮВ на СЗ. Породы нижней подсвиты представлены пироксен-роговообманковыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами, переслаивающимися с биотит-гиперстеновыми, гиперстеновыми, пироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами с редкими прослоями амфиболитов. Верхняя подсвита сложена пироксен-роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями пироксен-гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Для подсвиты характерно присутствие мраморов и кальцифиоров (рис.1), что является одним из основных критериев её выделения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОРУДЕНЕНИЯ

На месторождении Колчеданный Утёс оруденение образует пологую линзовидную залежь чередующихся массивных и вкрапленных колчеданных руд общей мощностью 15-20 м, состоящую из 10-20 сближенных кварц-пиритовых прослоев, оруденелых

горизонтов, мощностью от первых см до 2,5 м (рис. 2, 3). Рудные прослои нередко имеют раздувы и пережимы. Рудные тела залегают в большинстве своем согласно с вмещающей (рис. 2, 3, 4) метаморфической толщей, но отмечаются и отдельные крутопадающие секущие прожилки пиритового, кварц-пиритового состава. Рудные прослои повторяют изгибы складчатости метаморфических пород, а текстуры руд несут отчётливые черты метасоматического замещения (рис. 4, 5) [6, 9, 13].

Рудные тела разобщены интервалами интенсивно измененных плагиогранитов, амфиболовых гнейсо-гранитов, лейкократовых гранитов, крупнокристаллических чарнокитоидов. Важным элементом рудовмещающей пачки являются маломощные линзы и прослои мраморов и кальцифиоров. Сопоставимость мощностей и морфологии рудных тел с прослоями и линзами карбонатных пород, комковатые реликты мутного карбоната, установленные в отдельных рудных телах, а также чрезвычайно контрастный характер золотого оруденения позволяют предположить, что оруденение образовалось в результате метасоматического замещения мраморов и кальцифиоров, являвшихся на пути рудоносных растворов геохимическими барьерами [13].

В 50 м ниже подошвы рудной залежи залегает мощная пачка основных и ультраосновных кристаллических сланцев (метаультрабазитов). Рудная залежь экранируется по восстанию дайкообразными телами габбро-диабазов (долеритов). При этом маломощные прожилки слабозолотоносного пирита отмечаются и в долеритах за пределами рудной залежи.

По минеральному составу выделяются типы руд: магнетит-пиритовые с примесью хлорита (до 20-30%), лимонита, гидрослюд, кварц-хлорит-сульфидные руды с гидроокислами железа, а также золоторудные карбонат-серицит-кварцевые и хлорит-карбонат-серицит-кварцевые пиритсодержащие метасоматиты.

В составе руд резко преобладает пирит двух разновидностей (генераций), одна из которых является золотиносной. Содержание золота в пирите 5-20 г/т, серебра 10-12,5 г/т. Характерно преобладание в пиритах кобальта над никелем ($Co/Ni = 3,6$). Вторым по распространенности минералом руд является халькопирит, нередко образующий самостоятельные прожилки и гнезда, в связи с чем в рудах кроме золота в повышенных количествах отмечается медь. Магнетит, как и халькопирит, приурочен преимущественно к нижней части рудной залежи, имеет несвойственную ему пластинчатую форму, что обусловлено псевдоморфным замещением по гематиту (мушкетовит). Присутствие германия, отсутствие двуокиси алюминия, окиси марганца, минимальное содержание магния свидетельствуют о метаморфо-

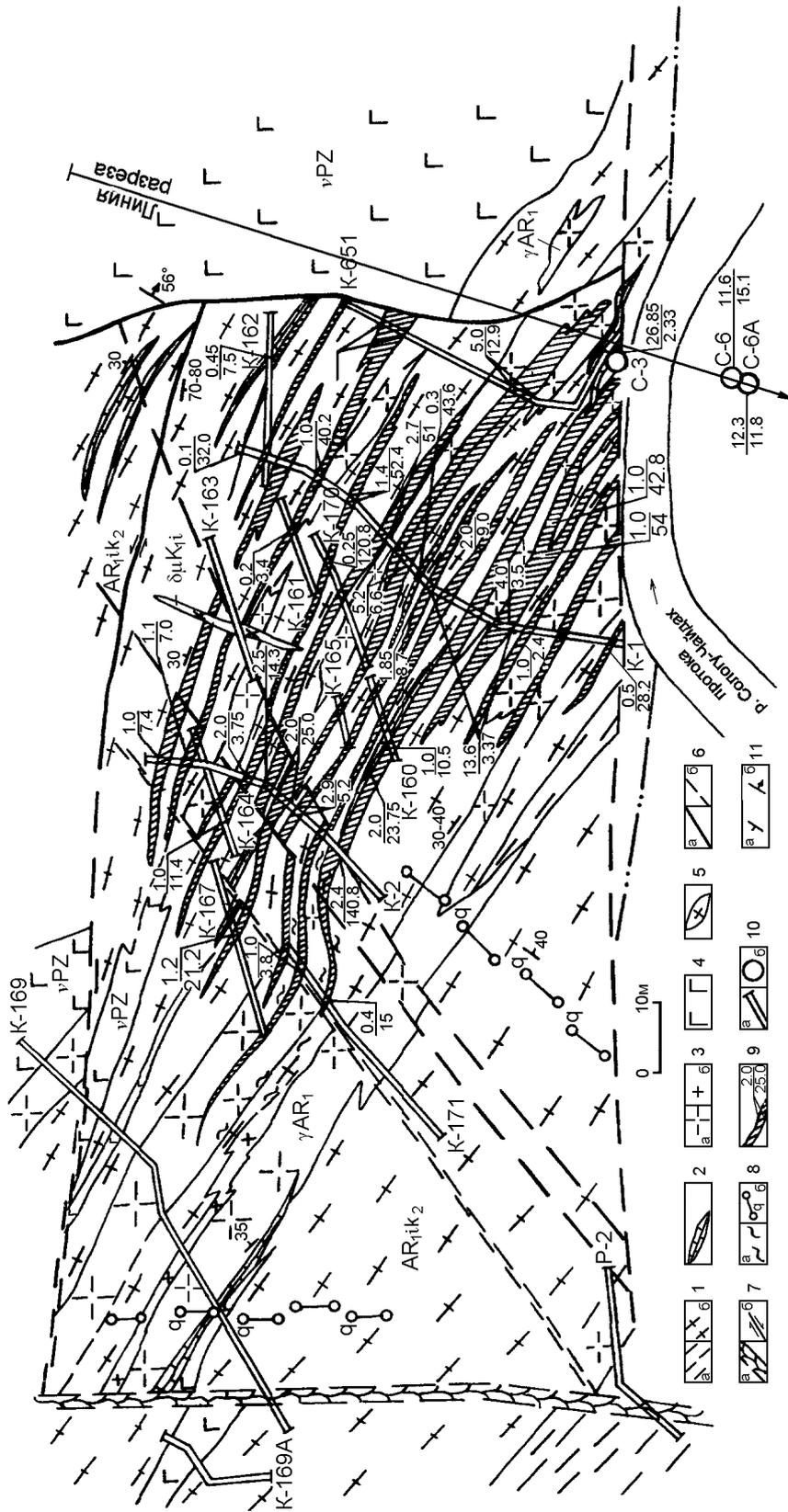


Рис. 2. Геологический план месторождения Колчеданный Утёс.

1. Метагаббро-диориты, ультраосновные кристаллосланцы (а), амфиболовые гнейсы и сланцы (б). 2. Мраморы и кальцифиры. 3. Граниты пироксеновые (а), пегматоидные и пегматиты (б). 4. Габбро-диориты, долериты. 5. Дайки диоритовых порфиров. 6. Разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б). 7. Зоны дробления (а), направления перемещений для свдигов (б). 8. Глинистая кора выветривания кварц-сульфидных жил и зон (а), кварцевые жилы (б). 9. Рудные тела и их параметры: мощность (м) / содержание золота (г/т). 10. Канавы, расчистки (а), буровые скважины (б) и их номера. 11. Элементы залегания пластов, рудных тел (а) и тектонических нарушений (б).

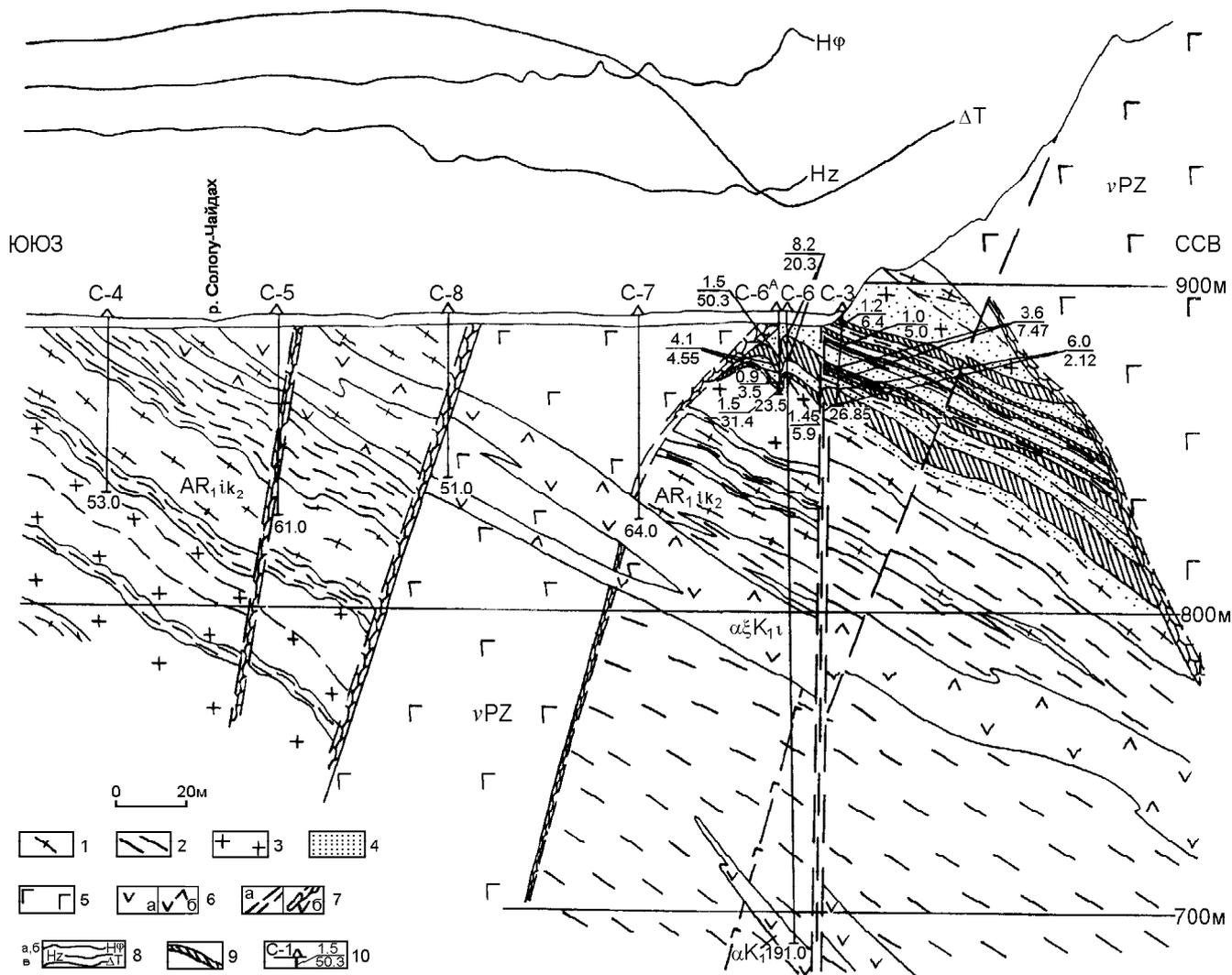


Рис. 3. Геологический разрез через центральную часть месторождения Колчеданный Утёс.

1. Биотитовые гранито-гнейсы. 2. Метаультрабазиты. 3. Плагииграниты архея. 4. Метасоматиты по плагиигранитам. 5. Габбро-диабазы, долериты. 6. Андезиты (а), андезито-дациты(б). 7. Разрывные нарушения (а), зоны дробления (б). 8. Графики электропроводности (а,б), магнитного поля (в). 9. Золото-кварц-сульфидные рудные тела. 10. Буровые скважины, параметры рудных тел: мощность (м) / содержание золота (г/т).

генном или вулканогенно-осадочном генезисе магнетита (Л.В Чернышёва, 1981 г). Второстепенные минералы руд: кварц, хлорит, апатит, пирротин, сфалерит, гематит.

Текстура руд вкрапленная и массивная, структура гипидиоморфнозернистая до порфиробластической. Порфиробласты кристаллов пирита достигают в поперечнике 15-20 мм (в редких случаях 30 мм). Отдельные крупные кристаллы пирита имеют форму октаэдра, как правило незавершённого. Окисленные золото-кварц-сульфидные руды характеризуются пористой, ноздреватой с пустотами выщелачивания, брекчиевой и брекчиевидной текстурами, развитием мелкозернистых каркасных лимонит-кремнистых образований с колломорфными массами гётита. Для них характерны коричнево-бурые, а также аномаль-

ные ярко-жёлтые, реже бирюзово-зеленые окраски, обусловленные развитием в зоне окисления гидроокислов железа и меди (хризоколла, азурит). Обращает на себя внимание довольно высокая изменчивость минерального состава и текстур руд, примером чего является подошвенная часть главной рудной залежи, вскрытая скважинами № 3, 6, ба. Руды характеризуются высокой проводимостью (рис. 3).

Содержание золота в рудных телах изменяется от 5-10 до 50-70 г/т при среднем содержании 12,1 г/т, в отдельных случаях достигая 100-200 г/т. Оруденение характеризуется высокой контрастностью на фоне ореольных межжильных концентраций, обычно не превышающих 0,5 г/т. Золото в рудах представлено двумя генерациями: комковатое высокопробное (850-989) и пластинчатое средней пробности (750-800).

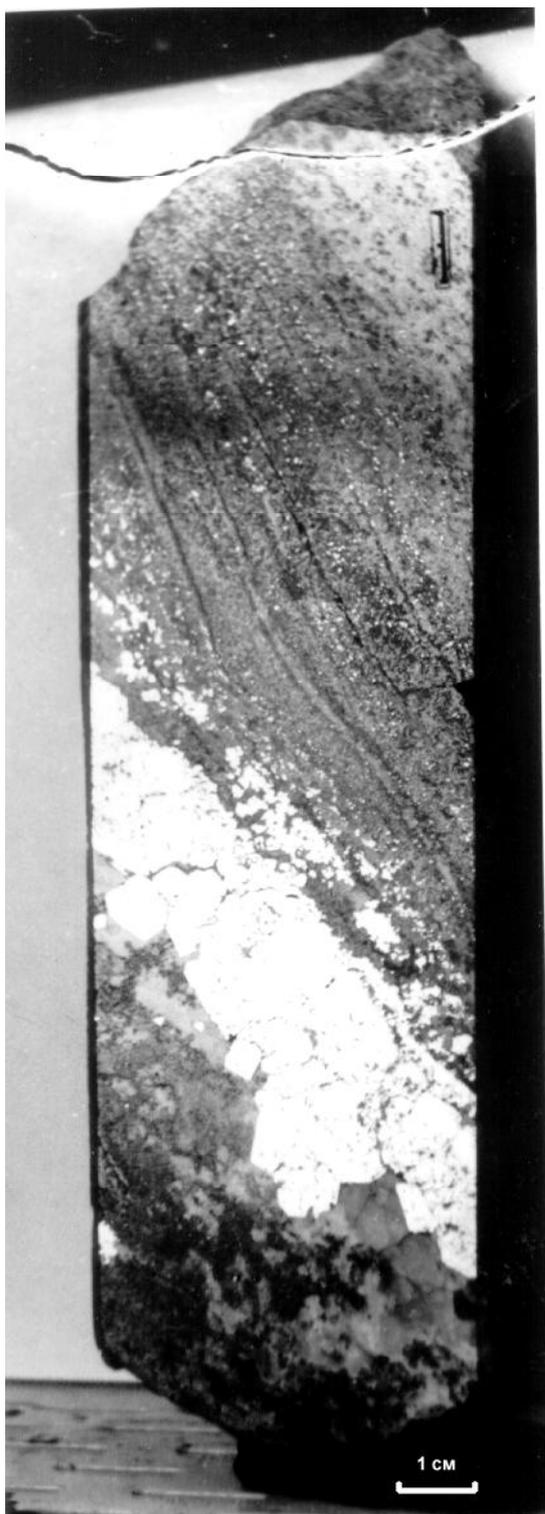


Рис. 4. Керн скв. № 6 месторождения Колчеданный Утёс. Соотношение золото-сульфидного оруденения и метаморфической слоистости. Белое - пирит, халькопирит; серое - плагиогнейс.

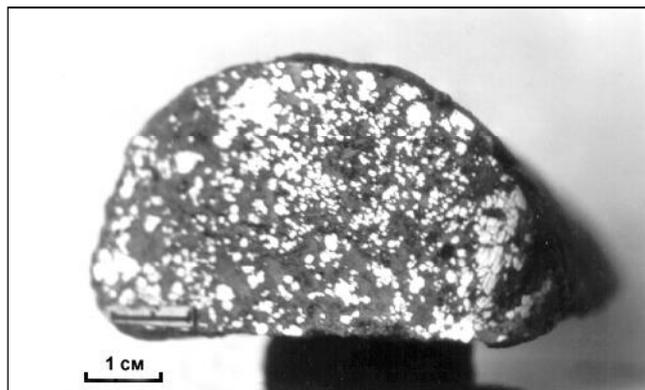


Рис. 5. Образец керна скв. № 6а. Богатая вкрапленная золото-сульфидная руда. (Содержание золота - 208 г/т).

Основная масса золота (80 %) связана с сульфидами, находясь в сростках с последними, но отмечается также свободное золото, его сростки в кварце. Главные элементы-спутники золота в рудах: серебро, медь, свинец, цинк, висмут. Содержание серебра составляет от 10 до 100 г/т (в единичных пробах - до 450-675 г/т по пробирному анализу), меди 0,05-1 %, мышьяка не более 0,01-0,015 %. Характерная геохимическая особенность руд - преобладание кобальта над никелем ($Co/Ni = 2-7$).

Как показали минералогические исследования, оруденение развивалось в две стадии, разделенные дислокациями и перекристаллизацией минералов: золото-сульфидную и золото-кварцевую. Преобладающей на месторождении и наиболее изученной является золото-сульфидная стадия, наличие золото-кварцевой стадии предполагается по косвенным данным (В.А. Буряк, Д.С. Костылев и др., 1990, 1991 гг.). Принципиально важным явилось выделение среди нескольких генераций пирита высокозолотоносных разностей. Бурением выявлены значительные объёмы интенсивно сульфидизированных пород. В рудном поле и в непосредственной близости от главной рудной залежи установлены десятки жил и линз кварцевого, пирит-кварцевого, магнетит-кварцевого состава. В них можно выделить 3-4 генерации кварца, в том числе друзовидный, гребенчатый, халцедоновидный. Лишь единичные кварцевые жилы содержат повышенные концентрации золота.

Результаты технологических исследований руд месторождения, проведённых в ДВИМСе, КА-ЗИМСе и ЦНИГРИ, свидетельствуют, что основная масса тонкого золота (75-95%) в виде сростков находится в сульфидах и доступна для извлечения традиционными методами. Практическое отсутствие мышьяка, сурьмы, ртути, таллия благоприятствует технологическому процессу. Результаты экспериментов показали, что наиболее эффективным является флотационный способ обогащения (80 и более % извле-

чения золота) и кучное выщелачивание (извлечение золота 75-85% - в зависимости от степени окисленности руд). Из окисленных руд золото может извлекаться гравитационным способом. Вместе с тем, учитывая положение месторождения в бассейне рек Май и Уды, нерестовых для тихоокеанского лосося, использование цианистых и других вредных соединений в технологическом процессе нежелательно. Ввиду стратиформного характера оруденения, сближенности рудных тел, месторождение может обрабатываться на массу, что не исключает селективной обработки отдельных линз и жил. Возможен вариант обработки месторождения экспедиционным способом с применением сборно-разборной модульной обогатительной фабрики.

На СЗ продолжении рудоносной зоны в 1-1,2 км от месторождения (рис. 1) расположены золото-рудные проявления Угрюмое и Обманчивое, представленные оруденелыми зонами брекчирования, отдельными линзами и прожилками пирит-кварцевого, кварц-хлорит-пиритового, магнетит-пиритового состава с содержанием золота 7-17,5 г/т. Оба проявления расположены в пределах единой рудоносной структуры (зоны Колчеданной), не оконтуренной с флангов. Геолого-геофизические и геохимические данные указывают на то, что эта зона продолжается в СЗ направлении за пределы рудопроявления руч. Большого. На ЮВ фланге зоны, под аллювием р. Сологу-Чайдах, на самом месторождении Колчеданный Утёс буровыми скважинами №№ 6 и 6а вскрыты выдержанные пластообразные рудные тела с богатыми рудами. Таким образом, в пределах единой зоны Колчеданной проявлено золотое оруденение различных морфологических типов.

В 1,5 км к ЮВ от месторождения Колчеданный Утёс расположено рудопроявление Геофизическое, локализованное в мощной (120 м) тектонической зоне СЗ простираения, представленной серией сближенных крутопадающих зон дробления и катаклаза, контролируемой дайками порфирировых пород среднего и основного состава, жилами друзовидного кварца с вкрапленностью пирита, халькопирита, гематита, гидрослюд. Характерно, что это рудопроявление приурочено к резкому изгибу крыла синклинальной (см. рис.1) и находится на той же стратиграфической границе, что и месторождение Колчеданный Утёс. На рудопроявлении вскрыта интенсивно обогатленная зона с содержанием золота до 41 г/т. Наиболее богатый рудный интервал, локализованный в экзоконтакте дайки массивных долеритов, представлен дезинтегрированным материалом кирпично-красного цвета, состоящим из гидроокислов железа, натроязита с включениями кварца, эпидота, пирита.

Золото в рудах находится в основном в свободной форме, иногда наблюдаются сростки с кварцем, лишь единичные зёрна имеют лимонитовую ру-

башку. Размер зерен от 0,05 x 0,05 мм до 1,5 x 2 мм. Мелкое золото имеет форму октаэдров, а более крупное - неправильную форму, реже образует дендриты. Цвет золота золотисто-жёлтый с зеленоватым оттенком, проба 928. Элементы-спутники золота: серебро, свинец, висмут. Специфическая особенность руд - присутствие муассанита (карбид кремния), являющегося обычно спутником алмаза.

В 3 км к ЮВ от месторождения Колчеданный Утёс, в этой же рудной зоне ЗСЗ простираения (зона Магистральная) наблюдались обломки обогатленного «рудного» кварца с содержанием золота до 9 г/т, описанные как проявление Промежуточное в правом борту одноимённого ручья (рис. 1). Оруденение зоны Магистральной сопровождается ореолом березитизации и отличается от зоны Колчеданной более интенсивным окварцеванием, гематитизацией при подчинённой роли сульфидов. Предполагается, что обе рудные зоны - Колчеданная и Магистральная - используют разрывные нарушения, оперяющие крупный широтный разлом, скрытый под руслом р. Сологу-Чайдах. Сами широтные нарушения также имеют важное рудоконтролирующее значение, что отчетливо подтверждается на правом берегу положением рудопроявлений Бургаленского, Геофизического, Серебряного, Молодежного и ряда аномалий в пределах единой широтной структуры (рис. 1).

МЕТАСОМАТИТЫ

В рудном поле и рассматриваемом районе в целом широко развиты явления раннеархейского ультраметаморфизма в виде гранитизации, мигматизации, пегматитообразования, контактово-метасоматические и более поздние мезозойские гидротермально-метасоматические изменения пород. Контактво-метасоматические образования представлены скарноидами, которые развиваются по карбонатным породам, а также основным кристаллическим сланцам, образуя локальные линзы и желваки. Мезозойские скарны спорадически развиты в экзоконтактной зоне меловых гранитоидов также по основным кристаллическим сланцам, прослоям и линзам мраморов и кальцифиров. Часть скарноидов, вероятно, связана с этапами архейской гранитизации и палеозойского основного магматизма. На скарноиды нередко наложены более поздние, широко распространённые пропилит-березитовые изменения. Пропилиты развиты повсеместно по метаморфическим породам архея, а также меловым гранитоидам ираканского комплекса. По данным Р.А.Саутченковой, выделяются полевошпат-актинолит-хлоритовая, эпидот-хлоритовая, эпидот-биотитовая минеральные ассоциации. Доминирующая полевошпат (альбит)-актинолит-хлоритовая ассоциация развита на месторождении в виде субширотной зоны шириной 1-3 км. Степень проявленности пропилитовых измене-

ний слабая или средняя (до 25-50% эпигенетических минералов). Для них характерна рассеянная вкрапленность сульфидов: пирита, халькопирита, пирротина, марказита, а также магнетита и ильменита.

Зоны березитовых изменений выделяются внутри пропиловых зон на участках повышенной проницаемости (на пересечении поперечных разломов и пр.). В составе березитов выделяются хлорит-карбонат-серицитовая, карбонат-серицитовая и кварц-серицитовая ассоциации. Первая, являющаяся доминирующей, образует на рудном поле субширотную зону шириной до 500 м. Для всех березитовых фаций характерна прожилковая минерализация в виде кварцевых, кварц-серицитовых, карбонатных, реже кварц-ортоклазовых, кварц-адуляровых, кварц-пиритовых прожилков. Для березитов характерна также вкрапленность сульфидных минералов: пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, гематита, магнетита, реже турмалина.

Наиболее поздними являются аргиллизитовые изменения, накладывающиеся на пропиловит-березитовые парагенезисы. Локальные ореолы аргиллизации, мощностью в первые десятки метров, приурочены к маломощным зонам брекчирования и катаклаза, представлены каолинит-серицитовыми агрегатами в ассоциации с гидрослюдами и наложенным окварцеванием. Жильная минерализация аргиллизитов представлена халцедон-карбонатными, кварц-карбонатными жилами и прожилками. В аргиллизированных породах также постоянно отмечается тонкая вкрапленность пирита. В зоне окисления по ним развиваются гидроокислы железа в виде пятен и прожилков. Пропиловитовые и березитовые изменения непосредственно предшествовали образованию золотого оруденения. Как показывает анализ метасоматических колонок по рудным скважинам № 6 и 6а, золото-сульфидные рудные тела локализируются в полнопроявленных метасоматитах карбонат-серицит-кварцевого и хлорит-карбонат-серицит-кварцевого состава, относящихся к березитовым парагенезисам с наложенными окварцеванием и пиритизацией. Отдельные рудные тела отмечаются на контакте кальцифиров с кристаллическими сланцами при наложении березитизации и окварцевания на скарнированные породы. В рудных интервалах нередко устанавливаются кварц-ортоклазовые, кварц-пиритовые, кварц-карбонатные, кварцевые жилы и прожилки.

РУДНО-ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Приведённая характеристика золотого оруденения позволяет отнести месторождение Колчеданный Утёс и другие золоторудные проявления поля к золото-сульфидно-кварцевому подтипу (субформации) полиметалльно-золоторудной халькофильной

формации плутоногенных месторождений областей тектоно-магматической активизации [10]. Вместе с тем, целый ряд структурных и вещественных особенностей описанного оруденения не укладываются в рамки данного подтипа, обладая многими чертами золото-скарнового подтипа [10,13]. Рудопроявления золотого оруденения Сологу-Чайдахского рудного поля образуют фактически единый генетический ряд с выявленными в районе проявлениями полиметаллических руд, также содержащими золото (1-5 г/т) [15]. Кроме того, исследователи, изучавшие рудопроявления Сфалеритовое (П.А.Сушков, 1952 г.; Г.Б. Гиммельфарб, 1969 г.), Молодёжное (Л.П. Карсаков, 1969 г), Сивактыляжское (Б.А. Михайлов, 1971 г.), месторождение Колчеданный Утёс [13], отмечали в локализации оруденения важную роль скарнированных пород, тесно связанных с мезозойским гранитоидным магматизмом. По содержанию сульфидов в рудах месторождение Колчеданный Утёс является наиболее значительным рудным объектом золото-сульфидного типа, наименее изученного и нетипичного для Дальнего Востока России. Его отдалённым аналогом является месторождение Нони [2], расположенное на Буреинском массиве и связанное генетически с базитовым магматизмом.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ

В рудном поле широко развиты ультрабазиты, слагающие согласные с архейскими породами пластообразные тела мощностью в сотни метров. Месторождение Колчеданный Утёс локализовано в висячем экзоконтакте крупного тела метаультрабазитов, вскрытого буровыми скважинами под долиной реки Сологу-Чайдах (рис. 3) [14]. Локальные выходы метаультрабазитов известны в северной и СЗ частях рассматриваемого рудного поля, в том числе, в верховье ручья Большого, где к ним пространственно тяготеют локальные контрастные, но слабо изученные металлометрические ореолы золота (Л.П. Карсаков, 1966 г.) [7]. Отдельные тела подобных метаультрабазитов отмечены и на правом берегу р. Сологу-Чайдах, в непосредственной близости от рудопроявления Геофизического. Именно присутствием ультрабазитов объясняется аномально высокий уровень магнитного поля (500-3000 нТл), присущий этому блоку.

Архейские метаультрабазиты представлены амфиболитизированными пироксенитами, вебстеритами, реже перидотитами, горнблендитами, превращёнными в ультраосновные кристаллосланцы. Это средне-крупнозернистые породы почти чёрного с коричневатым оттенком цвета, с чередованием участков сланцевато-полосчатой и массивной гранобластовой структуры [14].

Учитывая то, что ультрабазиты являются концентраторами золота на Земле [9], можно предположить, что ультрабазиты района являлись источником золота, железа и других элементов в рудном процессе. Характерно, что метаультрабазиты, вскрытые бурением непосредственно под месторождением Колчеданный Утёс (скв.6, 6а), обеднены золотом (его содержание не превышает 0,001 г/т), вероятно, в результате выноса. На связь золотого оруденения с метаультрабазитами указывает высокое содержание в золоте месторождения Колчеданный Утёс платиноидов, достигающее 491 г/т, что значительно превосходит данные по большинству других золоторудных месторождений региона. По данному параметру с золотом Колчеданного Утёса сопоставимо лишь золото некоторых россыпей Дамбукинского и Октябрьского (Гарьский выступ) узлов (В.Г. Моисеенко, С.С. Зимин, 1983, 1984 гг.), где также развиты метаультрабазиты. Среди ультрабазитов района отмечены разности, содержащие вкрапленность и прожилки сульфидов, представленных пирротинном, реже пиритом. Данные спектрального анализа свидетельствуют также о повышенных содержаниях в ультрабазитах кобальта, никеля, хрома, не уступающих, а нередко и превосходящих концентрации этих элементов в таких известных расслоенных базит-ультрабазитовых массивах региона, как Лучанский, Лукиндинский, Ильдеусский, ключа Весёлого, содержащих платинометалльную минерализацию [11]. Они вполне сопоставимы и с содержаниями этих элементов в Кондёрском, Чадском, Феклистовском зональных массивах платиноносных ультрабазитов [8].

С начала XX века известны разрозненные и нередко противоречивые сведения об обнаружении высоких концентраций платиноидов в верховье реки Май Удской и, в частности, в бассейне реки Сологу-Чайдах на месторождении Колчеданный Утёс. При этом, в крайней восточной жиле месторождения кварц-пирит-халькопиритового состава было установлено содержание платиноидов 72,59 г/т, в том числе: платины - 69,8 г/т, иридия - 1,17 г/т, родия - 0,74 г/т, палладия - 0,62 г/т, осмия - 0,26 г/т (К.В. Гроховский, 1912 г.; В.В. Фролов, 1941 г.). Вполне возможно, что эта жила мощностью 0,4-0,5 м, обрывающаяся кверху, но прослеженная предшественниками под водой по простиранию на 4,5 м, в настоящее время размыта (А.И. Лобов, 1996 г.). Отдельные находки платиноидов связывались с жилами, линзами различного состава в телах ультраосновных пород, в частности перидотитов (В.В. Купер-Конин, 1926 г.). В русле р.Сологу-Чайдах вблизи месторождения установлены единичные знаки сперрилита (В.Н. Родионов, 1984 г., Ю.Н. Припутнев, 1990 г.) и платиноида (А.В. Ложников, 1985 г.). В самих рудах месторождения при поисково-оценочных работах значимых

концентраций платиноидов нами не было обнаружено. Вместе с тем, в метаультрабазитах участка были установлены ореольные содержания (0,02-0,06 г/т) платины, палладия и родия (А.В. Ложников, 1985 г., Л.Б. Сушкин, 1992 г., [14]). По сведениям Н.К. Высоцкого [3], "в одной кварцевой золотоносной жиле из истоков реки Удской Май открыто пробами содержание платиновых металлов до 27 золотников 8 долей в 100 пудах", что составляет около 70 г/т.

Совокупность всех этих данных указывает на возможности выявления в районе тел с высокими концентрациями платиноидов, в связи с чем вопрос о перспективах его платиноносности продолжает оставаться открытым [15]. Требуют, в частности, более пристального внимания как потенциальные источники платиноидов и золота развитые в районе скарны и скарноиды, подобно проявлениям скарново-сульфидно-платиноидно-золоторудной формации Средней Азии и Северной Америки [12,17].

Широкое развитие базитов и ультрабазитов указывает на то, что в описываемом районе в геологическом прошлом существовал долгоживущий очаг меланократового магматизма. Вместе с тем, гравиметрические данные и контактово-метасоматические изменения пород участка свидетельствуют о положении ультрабазитов в надинтрузивной зоне крупного плутона мезозойских гранитоидов, в апикальной части которого развиты субвулканические тела и многочисленные дайки порфировых пород.

Таким образом, золоторудная минерализация здесь расположена в зоне активного взаимодействия очага гранитизации с более древним базит-ультрабазитовым субстратом. В подобной геологической ситуации расположено большинство золоторудных месторождений региона [9,16].

ВЫВОДЫ

Основными условиями и факторами генерации оруденения явились: положение рудного поля в центре долгоживущей вулканоплутоновой рудно-магматической системы, фиксированной разновозрастными телами базит-ультрабазитового, щелочно-кислого состава магматических пород и ореолами продуктивных метасоматитов пропицит-березитового ряда. Пик активности этой системы приходился на позднемезозойскую эпоху, когда в результате взаимодействия мощного очага гранитизации и базит-ультрабазитового субстрата были генерированы золотоносные растворы.

В локализации оруденения главную роль сыграли следующие факторы: наличие благоприятных для просачивания рудоносных флюидов трещинных структур, сформировавшихся в слоистой гетерогенной метаморфической толще, на участках пересечения её разрывными нарушениями различных направ-

лений; наличие в разрезе карбонатных пород и базит-ультрабазитов, благоприятных для метасоматического замещения, скарнирования и пр.; положение потенциальных рудовмещающих структур в надинтрузивной зоне продуктивного, вероятно раннемелового, гранитоидного массива. Сульфидный тип оруденения свидетельствует о глубинном характере рудогенеза, осуществлявшегося в связи с дефицитом кислорода. Положение этого оруденения в нижних частях склонов позволяет рассчитывать на выявление оруденения золото-кварцевого типа на более высоких гипсометрических отметках.

Приведенные данные определённо свидетельствуют о крупных параметрах золоторудных структур района и значительных перспективах обнаружения в нём новых промышленных месторождений золота. Дальнейшее изучение этого нетипичного оруденения может иметь не только практическое, но и большое теоретическое значение для развития представлений о золоторудных системах, а также прогнозно-металлогенических построений в Дальневосточном регионе.

В заключение автор выражает искреннюю признательность геологам Таёжной экспедиции А.И. Лобову, Н.К. Чеканцеву, В.И. Голику, докторам наук Л.В. Эйришу, В.А. Буряку, Л.П. Карсакову за помощь в подготовке статьи, своим коллегам, принимавшим участие в исследованиях, обсуждении затронутых здесь вопросов, и посвящает свой скромный труд 140-летию открытия Н.П. Аносовым на реке Купури первого золота на Дальнем Востоке России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анерт Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск-Владивосток: А/О "Книжное дело", 1928. 932 с.
2. Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Новый - золотоколчеданный - тип золотого оруденения на Востоке России // Тихоокеан. геология. 1993. № 3. С. 64-77.
3. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. I-IV. Петроград, 1923-1925. 692 с.
4. Геологическая карта СССР. Серия Становая. Лист 52-VI. 1: 200 000. Объяснительная записка / Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л.Б., Заборский Ю.В. М., 1966. 25 с.
5. Государственная геологическая карта СССР. Серия Становая. Лист 52-XII. 1: 200 000: (Объяснительная записка) / Карсаков Л.П. М.: Недра, 1980. 25 с.
6. Карсаков Л.П., Романов Б.И. Золоторудное месторождение Колчеданный Утёс. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 118-121.
7. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 150 с.
8. Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Сахьянов Л.О. Платино-металльная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. СПб.: Недра, 1992. 217 с.
9. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
10. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1989. 235 с.
11. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов И.И., Петрова Т.Е. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.
12. Рахматуллаев Х.Р., Хамрабаев И.Х. Эндогенные золоторудные формации срединного и южного Тянь-Шаня // Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. С. 150-154.
13. Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданный Утёс // Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра, 1991. Вып. 1. С. 171-178.
14. Сушкин Л.Б. Метаультрабазиты и базиты бассейна р. Сологу-Чайдах и их возможная металлоносность // Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 129-134.
15. Сушкин Л.Б. К вопросу о металлоносности Купури-Майского междуречья // XVIII Всероссийская молодежная конференция "Геология и геодинамика Евразии": Тез. Иркутск, 1999. С. 104-105.
16. Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Некоторые закономерности распределения золотоносности Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 99-110.
17. Этлингер А. Дж., Рэй Дж. Е. Тектонические факторы распределения благородных металлов в скарнах Британской Колумбии в Канаде // Материалы международного симпозиума "Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления". Благовещенск. 1988. Ч. I. С. 77-87.

Поступила в редакцию 28 июня 1996 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

L.B. Sushkin

Geology of the Sologu-Chaydakh gold ore field (the Amur Region)

The Sologu-Chaydakh gold ore field is located in the Mesozoic structure of tectono-magmatic activation in the Lower Archean gneiss strata, crystalline shales and basite-metaultrabasites with marble and calciphyre lenses. The Colchedanniy Utyos gold ore deposit of this field consists of gold-quartz-sulphide ores of commercial grade. The ores are assumed to be connected with propylite-beresite-type metasomatic rocks and skarnoides. Potential resources of the deposit and gold ore field are considerable. In addition, some shows of platinoid mineralization have been revealed in the ore field and region on the whole.

ГЕОХИМИЯ

УДК [550.42:551.76:551.21](571.61/64)

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ СТАНОВОГО ХРЕБТА

А.Ю. Антонов

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Исследовано распределение РЗЭ в позднемезозойских вулканитах базальт-риолитовых серий Станового хребта, что позволило сделать следующие выводы.

- Формирование большинства мезозойских вулканитов риодацит-риолитового ряда не могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации мафических магм. В большинстве случаев выявляется независимое формирование салических и мафических магм региона, причем большинство вулканитов андезитового состава, скорее всего, являются здесь продуктами смешения контрастных по составу салических и базальтоидных магм.

- В пределах участков близкие по кремнеземистости вулканические и плутонические образования близки и по РЗЭ составу, что предполагает их генетическое родство. При этом, РЗЭ-составы данных магматических образований нередко варьируют весьма значительно, что указывает на возможность заметных различий в условиях их формирования не только в пределах одного крупного участка, но и всего региона в целом.

- Позднемезозойские вулканические (как и плутонические) образования Станового хребта по максимальным содержаниям в них суммы РЗЭ и легких лантаноидов наиболее соответствуют близким по возрасту, щелочности и кремнеземистости магматическим образованиям смежных внутриконтинентальных рифтогенных зон, в меньшей степени - тыловых зон магматизма активных континентальных окраин, наиболее заметно отличаясь от вулканитов островных дуг (особенно их фронтальных зон вулканизма).

Ключевые слова: Становой хребет, мезозой, вулканизм, геохимия редкоземельных элементов.

Как известно [12,13], почти все молодые кайнозойские вулканические пояса Земли располагаются либо в типичных зонах расширения земной коры (рифтовых зонах) океанов и континентов, либо на активных окраинах континентов, включающих островные дуги. Последние из них, которые с позиций теории плит-мобилизма интерпретируются как зоны сочленения океанических и континентальных литосферных плит, повсеместно характеризуются проявлением в продуктах вулканизма отчетливой поперечной существенной зональности. Внутри континентов существует большое количество крупных вулcano-плутонических поясов более древнего возраста, тектоно-магматическая история которых до настоящего времени не ясна и требует всестороннего изучения. Один из таких позднемезозойских поясов проявлен по простиранию Станового хребта, расположенного на южной окраине Алданского щита к

северу от подвижной в палеозойское и мезозойское время Монголо-Охотской складчатой области.

Петролого-геохимическое изучение магматических образований Станового хребта, начатое нами еще в 1973 году, только к настоящему времени позволило их охарактеризовать в значительной степени, что отразилось в большом количестве уже опубликованных [2-4, 11-12, 14-15 и др.], а также еще не опубликованных, но отправленных в печать статей (по тематике вулканитов и геохимии РЗЭ в гранитоидах). Основным результатом, полученным в ходе наших исследований, было выявление латеральной вещественной зональности в магматических породах по простиранию Становика с юго-востока на северо-запад (наиболее наглядно выражающейся увеличением общей щелочности и калиевого содержания пород, как и в вулканитах поперек островных дуг от их фронта к тылу) и вывод о том, что большинство

промежуточных по составу разновидностей магматических пород было сформировано здесь в результате смещения резко контрастных по составу первичных магм базитового и риодацит-риолитового состава.

Как уже показано [7], для выявления и подтверждения геологической позиции, а также условий происхождения магматических образований весьма удобно использовать редкоземельные (РЗЭ) составы пород. Для вулканических образований Станового хребта этого ранее еще не проводилось и впервые продемонстрировано в данной статье.

Распределение спектра РЗЭ было изучено нами в 38 пробах главных разновидностей позднемезозойских вулканитов (от андезибазальтов до риолитов) с 7 участков по всему простиранию Станового хребта (рис. 1). Это позволило провести детальное сопоставление их РЗЭ-составов между собой, с близковозрастными плутоническими образованиями того же региона, а также с магматическими образованиями смежных рифтогенных внутриконтинентальных областей Восточного Забайкалья, активных континентальных окраин (запад Северной и Южной Америки) и Курильской островной дуги.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

По всему простиранию Станового хребта проявлены крупные позднемезозойские гип- и мезоабиссальные гранитоидные интрузии, а также довольно многочисленные, но небольшие поля мезозойских (а также кайнозойских на самом юго-востоке) эффузивов, с резким преобладанием по объему гранитоидов.

Массивы мезозойских гранитоидов характеризуются преимущественно пологоплитообразной формой с узкими трещинными подводящими каналами. Они прорывают метаморфические и гранитоидные образования Ag и Pt_1 возраста. Гранитоиды, слагающие массивы юго-восточной и центральной частей региона, по составу варьируют от кварцевых диоритов до лейкогранитов, а северо-западной части - от монцонитов до лейкогранитов. Мезозойские эффузивные образования Становика образуют как бы две линейные вулканические зоны субширотного простирания, по северной и южной периферии гранитоидных плутонов того же возраста. Область распространения вулканитов часто контролируется разломами СЗ простирания, по которым происходило и внедрение гранитоидных плутонов. Нижнюю часть разреза образуют лавы, лавобрекчии и туфы базальт-андезибазальтового (редко) до, в основном, андезитового состава. Выше залегают вулканиты риодацит-риолитового состава, а иногда, еще выше, андезибазальты и андезиты. Дайки всего данного ряда пород располагаются в древних метамор-

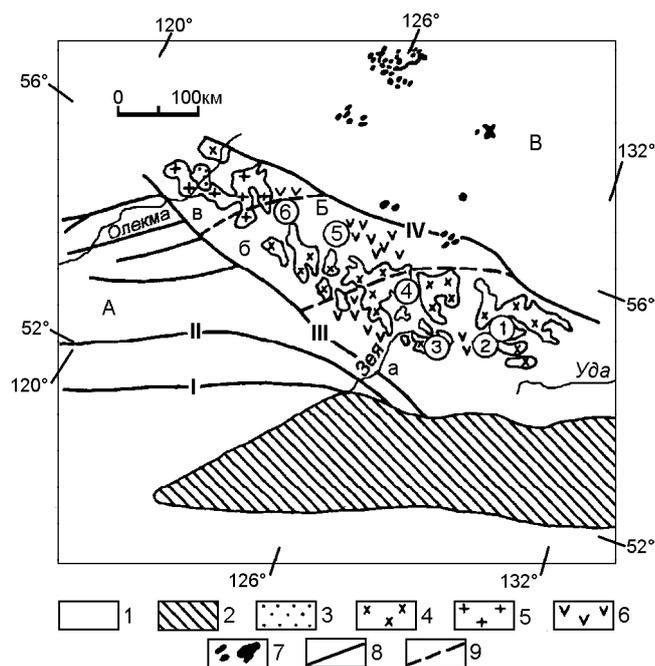


Рис. 1. Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А-В - структурно-формационные зоны по [9]: А - Верхнеприамурская, Б - Становая, В - Алданская.

а-в - подзоны Становой зоны: а - юго-восточная, б - центральная, в - северо-западная. В Становой зоне выделены: 1 - домезозойские образования; 2 - позднемезозойский морской прогиб по [10]; 3-7 - позднемезозойские магматические образования: 3 - монцониты, 4 - гранодиориты, 5 - граниты, 6 - вулканические образования, 7 - магматические породы повышенной щелочности; 8 - разрывные нарушения: I - Южно-Тукурингрский и II - Северо-Тукурингрский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейамента; III - Гилуйский и IV - Становой разломы; 9 - границы, разделяющие Становую зону на несколько подзон с различным составом мезозойских гранитоидов.

Цифрами в кружках обозначены исследованные области проявления вулканических излияний по простиранию Станового хребта с юго-востока на северо-запад: 1 - горы Амагалас, 2 - хребта Талгыг, 3 - реки Бомнак, 4 - реки Мульмуга, 5 - верховья рек Верхняя Ларба, Инарогда и Могог (вулкан Типтур), 6 - вулкана Тогунас.

фических и гранитоидных образованиях, а также среди мезозойских покровных лав и гранитоидов. Вулканиты Становика по составу обычно представляют собой типичную бимодальную ассоциацию.

Покровные лавы базальт-андезитового состава обычно представлены резкопорфировидными разновидностями с вкрапленниками оливина, клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза. В андезитах содержание оливина незначительно, причем в неко-

торых из них может появляться базальтическая роговая обманка. Редкие среди покровных лав дациты могут быть как слабо-, так и обильнопорфировыми с клинопироксен-амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовым набором вкрапленников, а риодациты - преимущественно слабопорфировые с теми же вкрапленниками. Риолиты региона представлены афировыми, субафировыми, флюидальными и часто сферолитовыми разностями.

На юго-востоке Станового хребта в направлении его северо-западного простирания исследовались вулканиды районов горы Амагалас, хребта Талгыг, р.Бомнак и р.Мульмуга, а в центральной части региона - вулкана Типтур, верховьев р.Верхняя Ларба и вулкана Тогунас (рис.1).

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Определение спектра РЗЭ во всех 38 пробах вулканидов Станового хребта проводилось эмиссионным количественным методом с предварительным химическим обогащением из тонкоистертых образ-

цов навеской 5-10 г. Методика разработана в Институте геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова [16]. Все результаты определений РЗЭ в изученных вулканидах вместе с содержаниями в них главных петрогенных компонентов и некоторыми рассчитанными параметрами их состава представлены в таблице и серии графиков (рис. 2-5). Для удобства их сопоставления и интерпретации, на некоторых графиках (рис.2) отражены содержания РЗЭ, нормированные по хондриту [18].

Как следует из таблицы и рисунка 3, общий уровень содержаний РЗЭ, включая иттрий (SumTR), в мезозойских вулканидах Становика меняется в широких пределах (от 62 до 357 г/т), но во всех этих породах проявлено значительное преобладание группы легких лантаноидов (SumCe) над группой тяжелых (SumY). Это выражается весьма высокими значениями для них La/Yb отношения (от 9,2 до 50) и резким наклоном трендов распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту (рис. 2).

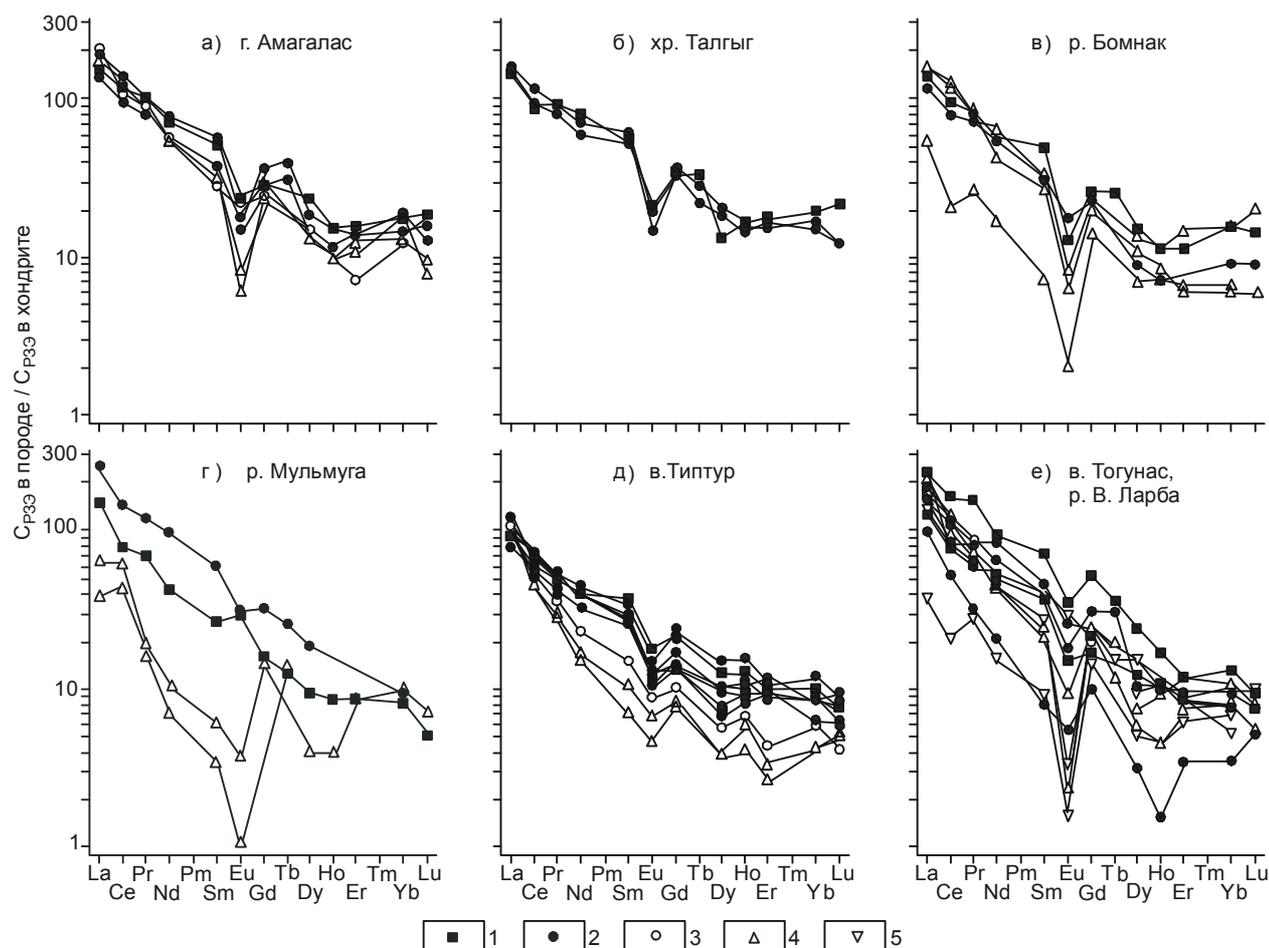


Рис. 2. Графики распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в позднемезозойских вулканидах Станового хребта.

1 - андезибазальты, 2 - андезиты, 3 - риодациты, 4 - риолиты, 5 - лейкогранит-порфиры. Нормирование проведено по [18].

Таблица. Распределение редкоземельных элементов в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта.

Участок Индекс	г. Амагальс					хр. Галтыг					р. Бомнак					р. Мульмуга					173/1 19
	412/5 1	410/3 2	111 3	407/10 4	110 5	407/3 6	400/1 7	413/1 8	415/1 9	417/6 10	417/8 11	113 12	420/9 13	419/4 14	301/1 15	301/2 16	304/4 17	304/3 18			
Номер	53.85	60.04	61.86	69.73	73.23	73.45	55.07	57.34	57.84	55.36	60.21	76.15	76.77	77.04	53.23	60.33	75.45	75.73	56.46		
SiO ₂	1.04	0.86	0.86	0.47	0.34	0.34	1.20	1.02	1.07	0.99	0.99	0.18	0.26	0.29	1.01	0.76	0.14	0.14	0.85		
TiO ₂	17.90	15.85	16.70	14.20	13.25	13.10	18.40	16.40	17.10	16.10	15.80	12.55	12.67	12.10	17.20	17.80	12.95	13.10	14.40		
Al ₂ O ₃	4.80	2.72	4.10	1.50	0.85	1.10	7.80	4.41	2.92	4.41	3.17	0.84	1.15	0.58	4.08	5.35	0.95	0.30	6.83		
Fe ₂ O ₃	3.24	5.12	1.71	2.25	0.99	0.63	1.53	2.78	3.68	2.42	3.86	0.78	0.45	0.45	3.44	0.86	0.43	0.99	*		
FeO	0.14	0.15	0.09	0.11	0.09	0.06	0.16	0.11	0.16	0.14	0.12	0.05	0.02	0.03	0.14	0.08	0.03	0.03	0.13		
MnO	3.30	1.85	1.65	0.60	0.10	0.20	2.20	2.30	2.15	2.70	2.70	0.09	0.05	0.10	4.02	1.35	0.12	0.07	4.10		
MgO	8.10	5.13	4.30	2.10	1.20	0.90	4.00	6.45	5.40	5.00	5.40	0.41	0.40	0.25	7.50	4.90	0.42	0.13	5.71		
CaO	2.59	3.24	3.83	4.10	5.54	5.70	4.51	3.29	4.01	3.83	3.02	3.38	3.51	3.56	3.05	4.00	3.70	3.65	4.04		
Na ₂ O	1.95	2.75	2.87	4.07	4.31	3.73	1.76	2.41	2.58	3.32	2.41	5.06	3.42	4.17	1.80	2.74	4.50	4.76	2.60		
K ₂ O	0.34	0.21	0.18	0.10	0.06	0.06	0.33	0.25	0.37	0.25	0.23	0.11	0.03	н/в	0.46	0.48	0.17	0.08	0.20		
P ₂ O ₅	3.36	1.90	1.72	0.58	0.48	0.76	2.96	2.80	2.60	5.80	2.18	1.08	1.00	1.20	4.66	1.92	0.62	0.66	2.91		
H ₂ O	100.61	99.82	99.87	99.81	100.44	100.03	99.92	99.56	99.88	100.52	100.09	100.68	99.73	99.77	100.59	100.57	99.48	99.64	98.23		
Сумма																					
La	50	45	62	67	57	53	46	49	53	45	38	52	18	49	51	87	13	22	34		
Ce	100	80	120	92	105	115	77	81	100	82	68	105	18	110	70	130	39	54	57		
Pr	11	9.0	11	10	9.5	9.0	10	9.0	10	9.0	8.0	8.0	3.0	8.5	8.0	14	1.8	2.1	5.8		
Nd	42	34	46	32	31	33	46	35	41	33	32	38	10	25	26	60	4.1	6.1	23		
Sm	9.0	6.6	10	5.0	5.6	5.4	9.3	9.3	10.5	8.8	5.5	5.8	1.3	4.8	4.8	11	0.6	1.1	6.4		
Sr	1.60	1.00	1.20	1.40	0.40	0.54	1.40	1.00	1.30	0.9	1.2	0.57	0.14	0.44	2.0	2.1	0.07	0.25	1.2		
Eu	7.1	6.6	8.8	6.0	7.6	5.4	8.3	8.1	9.0	6.4	5.5	5.7	3.5	4.9	3.9	8.0	3.5	5.1	5.1		
Gd	-	1.4	1.8	-	-	-	1.5	1.0	1.3	1.2	-	-	-	-	0.60	1.2	0.64	-	-		
Tb	6.9	4.3	5.3	4.2	3.8	4.3	4.1	5.5	6.0	4.7	2.7	4.2	2.2	3.4	2.9	5.7	-	1.2	3.8		
Dy	1.00	0.75	1.00	-	0.65	0.65	1.10	1.00	1.10	0.8	0.5	0.8	0.5	0.6	0.6	-	-	0.27	0.85		
Ho	2.9	2.6	2.5	1.3	2.3	2.0	3.4	3.2	3.0	2.3	1.8	3.0	1.3	1.2	1.7	-	-	1.7	1.9		
Er	3.3	2.7	3.5	2.4	2.4	3.2	3.7	2.9	3.3	3.2	1.8	3.1	1.3	1.2	1.6	1.8	-	1.9	1.9		
Yb	0.60	0.50	0.40	0.60	0.30	0.25	0.70	0.40	0.40	0.5	0.3	0.7	0.2	0.2	0.17	-	-	0.24	0.25		
Lu	30	22	31	22	21	19	29	28	33	25	22	26	11	16	20	18	10	13	20		
Y																					
SumTR	265.4	216.4	304.5	243.9	246.5	250.7	241.5	234.4	272.9	222.8	185.5	252.9	70.2	225.2	193.3	338.8	69.2	107.4	161.2		
SumCe	213.6	175.6	250.2	207.4	208.5	215.9	189.7	184.3	215.8	178.7	152.7	209.4	50.4	197.7	161.8	304.1	58.6	85.6	127.4		
SumY	51.8	40.8	54.3	36.5	38.0	34.8	51.8	50.1	57.1	44.1	32.8	43.5	19.8	27.5	31.5	34.7	10.6	21.8	33.8		
SmCe/SmY	4.1	4.3	4.6	5.7	5.5	6.2	3.7	3.7	3.8	4.0	4.7	4.8	2.6	7.2	5.1	8.8	5.5	3.9	3.8		
La/Yb	15.2	16.7	17.7	27.9	23.8	16.6	12.4	16.9	16.1	14.1	21.1	16.8	13.8	40.8	31.9	48.3	-	11.6	17.9		
Eu/Eu*	0.59	0.46	0.38	0.78	0.19	0.30	0.48	0.34	0.40	0.35	0.66	0.30	0.19	0.28	1.37	0.65	-	0.36	0.62		

Примечание. Концентрации петрогенных элементов - в мас.%, редкоземельных элементов - в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН. Аналитики: В.А.Писарская, В.П.Афонин, Т.А.Гунничева (химический и рентгено-спектральный силикатный анализ), В.В.Конусова, Е.В.Смирнова (определение соединений РЗЭ). Силикатный анализ проб, где содержания FeO показаны знаком *, а Fe₂O₃ - содержание суммарного железа в пересчете на его окисную форму, проводился рентгено-спектральным методом. Результаты анализа последнего методом в 5-ти пробах оказались недостаточно качественными (т.е. сумма окислов в них несколько <99% или >101%), но они все равно приводятся здесь для подтверждения принадлежности пород к той или иной группе по кремнекислотности.

1-18 - Юго-восточная часть Станового хребта. 1-6 - участок г.Амагальс: 1 - андезиталяты, дайка в метаморфических породах рамы эффузивных проявлений, 2-3 - андезиты, 4 - трахиродациты и 5-6 - трахиродиты покровной фации;

Таблица. (окончание)

Участок	вулкан Тигтур						вулкан Тогунас						в.Ларба						
	139/1	173/3	170/10	167/3	174/2	81/5	83/11	83/8	81/6	26	27	28		106/6					
Номер	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	59.81	59.86	62.10	62.73	63.27	63.74	69.78	73.18	76.14	55.59	56.93	58.18	60.84	61.59	73.65	75.83	75.65	76.74	77.75
TiO ₂	0.62	0.82	0.50	0.48	0.45	0.58	0.33	0.25	0.12	0.83	0.91	1.11	0.94	0.83	0.12	0.12	0.10	0.10	0.15
Al ₂ O ₃	14.31	14.65	16.03	15.70	15.72	15.82	13.76	12.73	12.83	17.21	15.78	16.85	16.73	16.39	12.76	12.88	12.90	12.77	12.73
Fe ₂ O ₃	4.38	5.55	4.93	5.25	5.12	3.04	2.33	1.78	1.12	6.37	7.12	7.42	6.20	5.82	3.53	1.53	1.27	1.09	1.91
FeO	1.53	*	*	*	*	1.71	0.45	0.63	0.18	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0.12	0.07	0.08	0.07	0.06	0.10	0.06	0.03	0.02	0.08	0.16	0.10	0.03	0.03	н/об	н/об	н/об	н/об	н/об
MgO	4.24	3.83	2.00	2.02	2.21	2.09	0.92	0.48	0.10	2.97	3.48	2.71	3.09	2.06	0.29	0.18	0.21	0.13	0.43
CaO	4.81	4.64	3.70	3.70	3.80	4.19	2.32	1.12	0.40	5.70	5.94	4.90	4.83	3.42	0.23	0.25	0.43	0.15	0.57
Na ₂ O	3.54	3.75	4.12	4.40	4.04	3.76	3.38	2.93	3.46	4.37	3.25	3.24	4.23	4.24	3.65	3.82	4.05	4.08	3.20
K ₂ O	3.08	3.40	3.35	3.55	3.42	3.67	4.30	4.90	5.00	2.48	3.51	3.25	0.96	3.90	5.40	4.90	4.69	4.39	5.23
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.15	0.12	0.16	0.15	н/об	н/об	н/об	0.26	0.19	0.28	0.22	0.25	0.08	0.04	0.14	0.07	0.09
H ₂ O	3.45	2.29	0.74	0.92	0.41	1.58	2.48	1.74	1.36	2.84	2.17	1.72	1.94	1.26	0.16	0.43	0.49	0.31	0.85
Сумма	100.03	99.07	97.70	98.94	98.66	100.43	100.11	99.77	100.73	98.70	99.44	99.76	100.01	99.76	99.87	99.98	99.93	99.83	102.91
La	30	36	38	38	25	38	34	32	34	40	74	51	60	31	54	68	50	12	43
Ce	48	64	57	57	51	58	47	38	38	65	140	93	100	44	100	75	73	18	70
Pr	4.6	5.9	5.8	5.5	5.3	5.6	3.9	3.2	3.0	6.5	17	9.5	9.0	3.4	7.0	8.0	8.5	3.0	7.0
Nd	19	26	22	23	22	23	13	9.4	8.7	29	54	38	48	12	27	25	31	9.0	26
Sm	4.5	6.1	4.9	5.1	5.2	4.7	2.6	1.8	1.2	6.5	12.5	7.0	8.0	1.4	4.2	3.6	7.0	1.6	4.8
Eu	0.85	1.00	0.84	0.87	0.70	0.74	0.56	0.44	0.30	1.0	2.3	1.2	1.7	0.35	0.15	0.60	2.0	0.10	0.22
Gd	3.4	5.7	4.1	3.2	3.4	3.4	2.4	2.0	1.9	4.0	12.5	7.3	5.5	2.4	5.7	5.5	5.0	3.5	5.6
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6	1.4	-	-	0.85	0.53	0.70	-	-
Dy	3.0	4.4	2.9	2.3	2.9	2.0	1.7	1.1	1.1	3.6	7.0	3.1	4.5	0.9	2.2	1.7	4.5	1.5	2.8
Ho	0.72	1.05	0.71	0.62	0.60	0.55	0.45	0.40	0.27	0.67	1.1	0.70	0.68	0.10	0.62	0.30	-	0.30	0.70
Er	1.65	2.00	2.20	1.70	1.80	1.80	0.80	0.60	0.50	1.8	2.2	1.6	1.5	0.65	2.2	1.4	-	1.2	1.7
Yb	1.80	2.20	1.60	1.60	1.60	1.20	1.10	0.80	0.80	1.8	2.5	1.5	1.5	0.65	2.0	1.5	1.0	1.3	1.9
Lu	0.19	0.28	0.25	0.23	0.30	0.20	0.13	0.16	0.17	0.25	0.30	-	1.2	0.17	0.26	0.18	-	-	0.30
Y	15	19	17	15	16	16	9.3	6.1	5.1	15	30	20	19	6.0	23	21	5.0	10	17
SumTR	132.8	173.6	157.3	154.1	135.8	155.2	117.0	96.0	95.0	175.1	357.0	235.3	260.5	103.1	229.2	212.3	187.7	61.5	181.0
SumCe	107.0	139.0	128.5	129.5	109.2	130.0	101.1	84.8	85.2	148.0	299.8	199.7	226.7	92.2	192.4	180.2	171.5	43.7	151.0
SumY	25.8	34.6	28.8	24.6	26.6	25.2	15.9	11.2	9.8	27.1	57.2	35.6	33.8	10.9	36.8	32.1	16.2	17.8	30.0
SmCe/SmY	4.2	4.0	4.5	5.3	4.1	5.2	6.4	7.6	8.7	5.5	5.2	5.6	6.7	8.5	5.2	5.6	10.6	2.5	5.0
La/Yb	16.7	16.4	23.8	23.8	15.6	31.7	30.9	40.0	42.5	22.2	29.6	34.0	40.0	47.7	27.0	45.3	50.0	9.2	22.6
Eu/Eu*	0.64	0.51	0.56	0.61	0.48	0.54	0.68	0.72	0.60	0.56	0.56	0.51	0.74	0.59	0.10	0.41	0.99	0.12	0.13

Примечание (продолжение). 7-9 - участок хребта Талтыг: покровные андезиты (7) и андезиты (8-9); 10-14 - участок р.Бомнак: покровные трахиандезиты (10) и андезиты (11), 12-14 - субвулканические трахириолиты; 15-18 - участок р.Мультмуга: покровные андезиты (15), андезиты (16) и трахириолиты (17-18).

19-38 - Центральная часть региона. 19-28 - участок вулкана Тигтур: 19 - покровные трахиандезиты (19) и андезиты (20-24), 25 - андезитовый порфирит, дайка в покровных андезитах, 26 - ридоцит из пластового тела в лавах андезитов, 27-28 - риолиты из даек и силлов в эффузивах; 29 - покровные трахиандезиты, верховья р.Верхняя Ларба; 30-38 - участок вулкана Тогунас: покровные андезиты (30-33) и трахириолиты (34-35), 36-38-лейкогранит-порфиры, дайки в покровных андезитах и метаморфических образованиях рамы эффузивного поля.

В дифференцированных сериях вулканитов практически всех изученных участков региона наиболее высокие содержания суммы РЗЭ (рис.3) имеют место как в наиболее мафических (андезибазальт-андезитовых), так и в наиболее салических разностях, прежде всего в риодацитах, где содержания SumTR (а также SumCe и SumY) почти равны. При этом, если по мере увеличения кремнеземистости пород в андезибазальт-андезитовом ряду какого-либо однозначного и закономерного изменения по сумме РЗЭ не наблюдается, то в рядах салических образований концентрации РЗЭ часто либо постепенно, либо резко уменьшаются. Какое-либо значимое закономерное изменение содержаний суммы РЗЭ в вулканитах близкой кремнеземистости по простиранию региона с юго-востока на северо-запад улавливается с большим трудом, хотя и намечается тенденция (на базе средних составов пород) к некоторому уменьшению в них суммы РЗЭ, которое происходит как за счет суммы легких, так и тяжелых лантаноидов.

Во всех изученных вулканитах Станового хребта распределение элементов в группе легких лантаноидов заметно отличается от проявленного в группе тяжелых, что повсеместно выражается более высокими (в 1,5-2 раза) значениями отношения La/Sm по сравнению с Gd/Yb (т.е. тренд распределе-

ния нормированных по хондриту содержаний для легких лантаноидов всегда более крутой нежели для тяжелых). При этом, в рядах от андезибазальтов к андезитам (на фоне некоторого почти повсеместного увеличения в последних значений La/Yb отношения) в породах юго-восточной части региона (кроме вулканитов р.Мульмуга) значения La/Sm и Gd/Yb отношений обычно слабо растут (т.е. тренды распределения для обеих групп элементов становятся все более крутыми), а в вулканитах центральной части региона значения La/Sm отношения слабо растут, а Gd/Yb - слабо падают (т.е. тренды распределения тяжелых лантаноидов становятся более пологими). С другой стороны, при переходе от андезитов к риодацитам и далее к риолитам во всех дифференцированных сериях вулканитов региона происходит заметное (до более, чем вдвое) увеличение значений La/Sm отношения и, обычно, слабое уменьшение значений Gd/Yb отношения (причем значения La/Yb отношения в породах могут как расти, так и падать).

Особо отметим, что значения La/Yb отношения в андезибазальт-андезитовых разностях вулканитов юго-восточной части Становика обычно несколько, ~ в 1,5 раза, ниже (12,4-21,1 против 15,6-47,7), чем в таковых центральной части региона (за исключением лав р.Мульмуга, где эти значения мак-

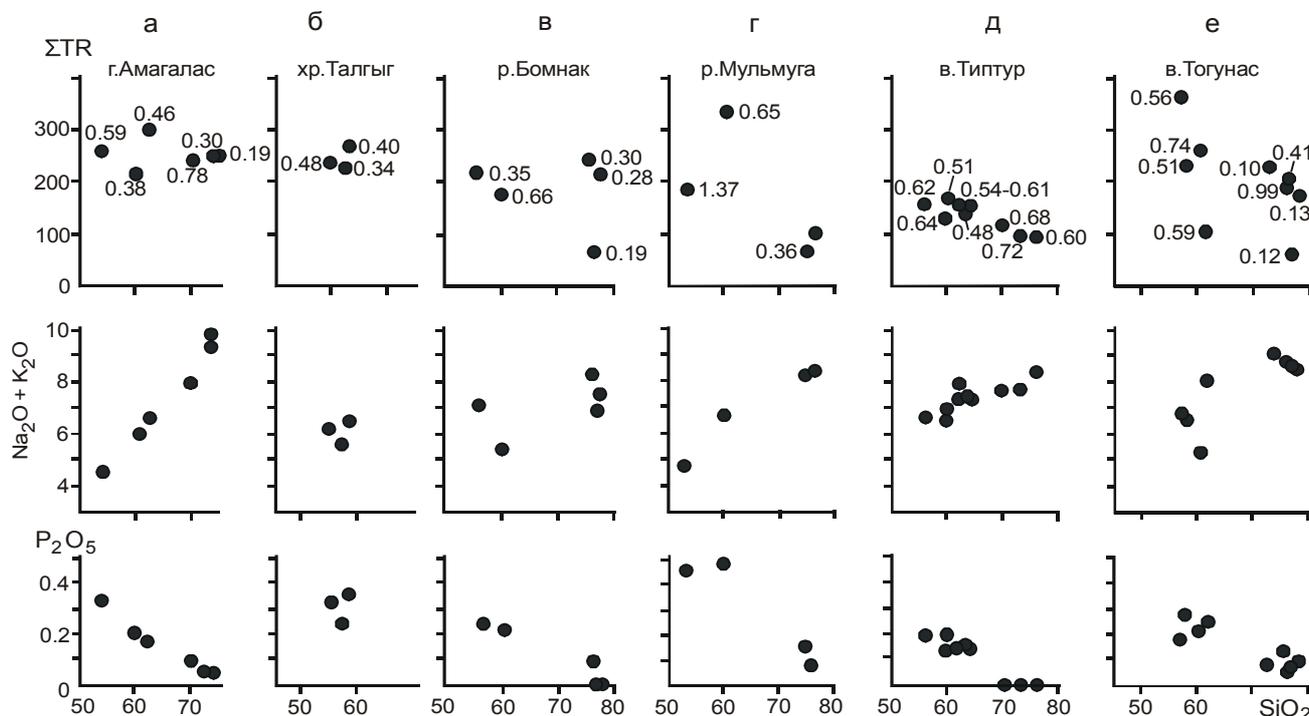


Рис. 3. Графики соотношения содержаний суммы РЗЭ (включая Y, в г/т), (Na₂O+K₂O), P₂O₅ и SiO₂ (в %) в позднемезозойских вулканических образованиях юго-восточной (а-г) и центральной (д-е) частей Станового хребта, изученных по его простиранию с юго-востока на северо-запад.

Цифрами вблизи точек составов вулканитов обозначены значения в этих же породах Eu/Eu* отношения.

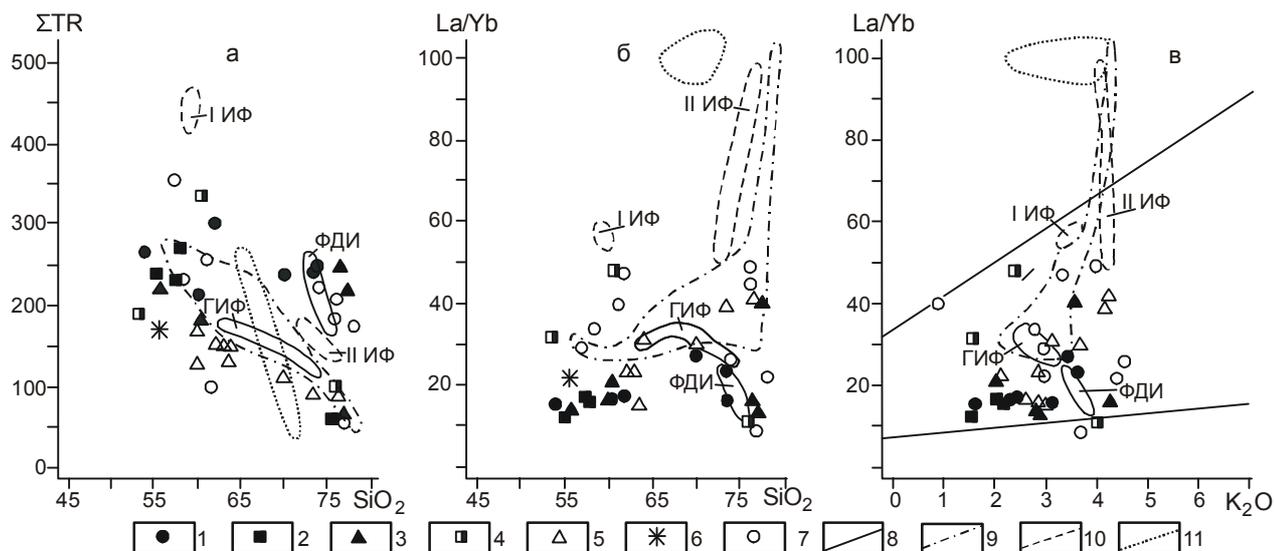


Рис. 4. Соотношение содержаний суммы РЗЭ (включая Y, в г/т), SiO_2 , K_2O (в %) и значений La/Yb отношения в позднемезозойских эффузивных и интрузивных образованиях Станового хребта.

1-7 - вулканические образования различных районов Станового хребта в направлении его простираения с юго-востока на северо-запад: 1 - г.Амагалас, 2 - хребта Талгыг, 3 - р.Бомнак, 4 - р.Мульмуга, 5 - р.Верхняя Ларба, 6 - в.Типтур, 7 - в.Тогунас (рис.1); 8-10 - поля составов гранитоидов крупных интрузий различных частей Станового хребта (рис.1): 8 - юго-восточной части, 9 - центральной части, 10 - северо-западной части, 11 - поле составов мезозойских автохтонных гранитоидов региона.

Обозначения ГИФ, ИИФ и ШИФ соответствуют гранитоидам главной, первой и второй интрузивных фаз интрузий, а ФДИ - гранитоидам фазы дополнительных интрузий. Прямыми линиями на рисунке 4в обозначено поле щелочных вулканитов мира по [7].

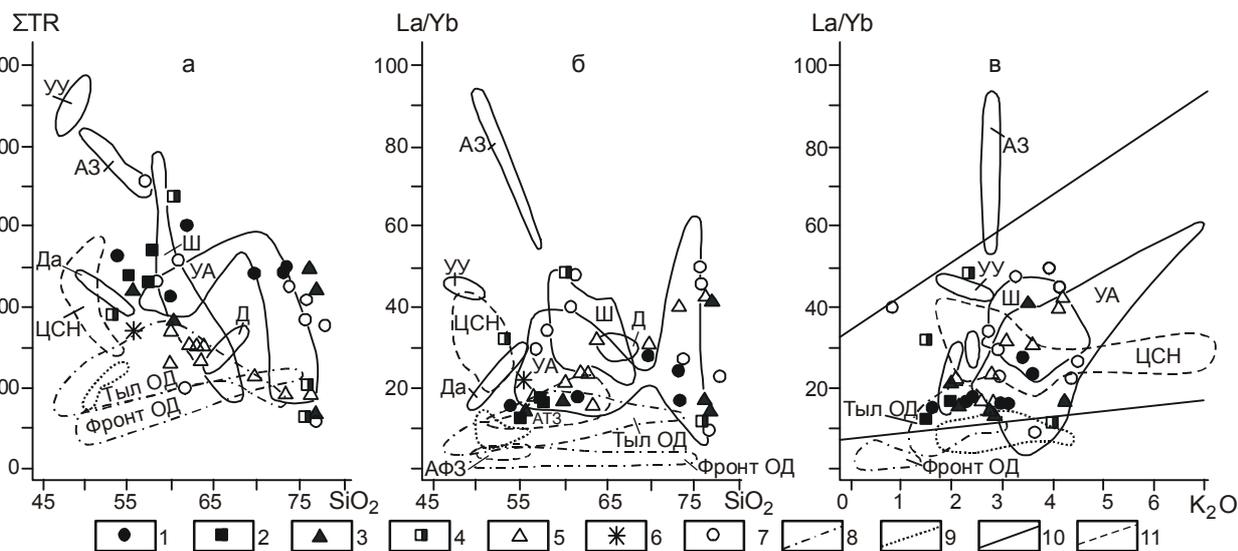


Рис. 5. Соотношение содержаний суммы РЗЭ (включая Y, в г/т), SiO_2 , K_2O (в %) и значений La/Yb отношения в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта, средне-позднемезозойских вулканитах латитовой серии Восточного Забайкалья, мел-четвертичных вулканитах Курильской островной дуги (ОД) и мезозой-кайнозойских вулканитах запада Северной и Южной Америки.

1-7 - составы вулканитов различных районов Станового хребта в направлении его простираения с юго-востока на северо-запад: 1 - г.Амагалас, 2 - хребта Талгыг, 3 - р.Бомнак, 4 р.Мульмуга, 5 - р.Верхняя Ларба, 6 - в.Типтур, 7 - в.Тогунас; 8-11 - поля составов вулканитов других регионов: 8 - четвертичных вулканитов фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги по [1,5], 9 - позднемеловых шшонитоидов Малой Курильской гряды (авторские данные); 10 - вулканические образования Приаргунского и Даурского вулканогенов Восточного Забайкалья по [17] (Д - Долгокычинской кольцевой структуры, АЗ - Александровскозаводской структуры, УУ - Урулюм-Уровской зоны, УА - Урулюм-Аргунской зоны, Ш - Шадоронского прогиба и Да - Даурского вулканогена); 11 - мезозой-кайнозойские вулканиты фронтальной (АФЗ) и тыловой (АТЗ) зон вулканизма Андийской континентальной окраины на западе Южной Америки по [20], а также мезозойские ультракалийные базальтоиды (ЦСН) центральной части провинции Сьерра-Невада на западе Северной Америки по [24]. Прямыми линиями на диаграмме 5в ограничено поле составов щелочных вулканитов по [7].

симильны, 31,9-48,3). Таким образом, как по значениям Gd/Yb, так и La/Yb отношений в вулканитах по простиранию региона намечается некоторая вещественная зональность. В риодацитах региона подобной зональности не наблюдается, а в риолитах она имеется по величинам La/Yb отношения и почти такая же, как и в андезибазальтах-андезитах.

Вулканы Станового хребта часто заметно различаются и по такому генетически важному параметру, как наличие или отсутствие в них Eu-аномалий. Так, только в одной из проб наиболее мафических вулканитов региона проявлен достаточно четкий Eu-максимум (андезибазальты р.Мульмуга, $Eu/Eu^*=1,37$). Во всех же остальных андезибазальтах и всех андезитах региона отмечается четкий Eu-минимум ($Eu/Eu^*=0,34-0,66$). При этом, в андезитах данных рядов пород г.Амагалас, хребта Талгыг и р.Мульмуга Eu-аномалии становятся более резкими, а в андезитах р.Бомнак, вулканов Типтур и Тогунас они могут изменяться разнонаправленно.

Во всех изученных риодацитах Становика (г.Амагалас и в.Типтур) отрицательная Eu-аномалия выражена совсем слабо ($Eu/Eu^*=0,68-0,78$), так же как в некоторых риолитах в.Типтур ($Eu/Eu^*=0,60-0,72$) и лейкогранит-порфирах в.Тогунас ($Eu/Eu^*=0,99$). При этом, в большинстве изученных риолитов региона отмечается самый резкий Eu-минимум ($Eu/Eu^*=0,10-0,41$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Используя имеющиеся данные по распределению РЗЭ и других элементов в вулканитах Становика, рассмотрим условия их образования.

Так, судя по [7], появление и постепенное проявление все более резкой отрицательной Eu-аномалии в вулканитах дифференцированных серий по мере увеличения в них кремнеземистости и щелочности может означать, что все более кремнекислые образования здесь происходили из более мафических магм за счет фракционирования из них плагиоклаза.

Учитывая, что в базальт-андезитовых магмах коэффициенты распределения РЗЭ между главными минералами-вкрапленниками, а именно оливином, пироксенами, амфиболом, плагиоклазом, и расплавом меньше единицы [7, 19, 23], то фракционирование этих минералов из магм данного состава должно приводить в остаточных магмах к заметному накоплению всех РЗЭ. Поскольку это происходит не всегда, и все более кремнекислые вулканиты Становика часто характеризуются в разной степени уменьшением суммы РЗЭ, следует предположить, что родоначальные магмы для данных пород произошли не только за счет фракционирования из более мафических магм породообразующих минералов, но и за счет достаточно высокого количества аксессуарных

минералов, чьи коэффициенты распределения РЗЭ много больше единицы. К последним прежде всего относятся апатит, циркон и сфен [7, 22], которые достаточно часты в изученных вулканитах и являются в них главными минералами-концентраторами РЗЭ.

С учетом сказанного, наиболее наглядно характер эволюции магм Становика можно проследить по особенностям распределения в дифференцированных сериях вулканитов концентраций суммы щелочей, суммы РЗЭ, P_2O_5 и величины Eu-аномалии (рис. 3). При этом, распределение P_2O_5 в породах может служить критерием фракционирования из их родоначальных магм апатита (главного минерала-концентратора и, часто, носителя фосфора и РЗЭ). Так, параллельное увеличение или уменьшение в более кремнекислых и более щелочных вулканитах содержания РЗЭ и P_2O_5 должно указывать на образование их родоначальных магм из более мафических за счет либо фракционирования из них только породообразующих минералов (первый случай), либо участия в этом процессе и значительной доли апатита (второй случай). Увеличение же в данном ряду пород содержания P_2O_5 на фоне уменьшения РЗЭ может указывать на возможность образования все более щелочных магм за счет значительного фракционирования из более мафических не апатита, а каких-то других аксессуарных минералов. С другой стороны, отчетливое уменьшение в этом же ряду пород содержания P_2O_5 на фоне неизменности или увеличения содержания РЗЭ (аномальное распределение) прямо указывает на то, что данные образования не являются дифференциатами одной и той же магмы.

Таким образом, учитывая, что почти все изученные андезибазальты (кроме разности р.Мульмуга) и андезиты Становика характеризуются достаточно четко проявленными отрицательными Eu-аномалиями, а в большинстве андезитов по сравнению с андезибазальтами соответствующих серий отрицательная Eu-аномалия выражается несколько более резко, данные образования можно рассматривать не как непосредственные первичные выплавки, а только как продукты дифференциации более мафических (в том числе базальтоидных) магм по меньшей мере за счет фракционирования из них плагиоклаза. При этом, отсутствие четких отрицательных Eu-аномалий во всех изученных риодацитах и некоторых риолитах региона указывает на то, что они вполне могут являться продуктами кристаллизации первичных щелочных магм, т.е. продуктов совершенно самостоятельных выплавок.

Кроме того (рис. 3), при переходе от андезибазальтов к андезитам региона в них отмечается три варианта изменения содержания P_2O_5 и суммы РЗЭ. Так, в породах г. Амагалас, хребта Талгыг, р.Бомнак и в.Типтур проявлено параллельное уменьшение

их содержаний, в вулканитах р.Мульмуга - увеличение их содержаний, а в породах в.Тогунас на фоне небольшого увеличения содержаний P_2O_5 наблюдается резкое уменьшение суммы концентраций РЗЭ. Имеющееся распределение P_2O_5 и РЗЭ указывает на то, что андезиты здесь могли образоваться в результате эволюции андезибазальтовой магмы, причем в первом случае - за счет фракционирования из нее не только породообразующих минералов, но и достаточного количества апатита, во втором случае - фракционированием только породообразующих минералов без участия апатита (который в магме мог еще и не появиться ввиду максимальной ее основности, близкой к базальтовой), а в третьем случае - за счет фракционирования как породообразующих, так и аксессуарных минералов, но не апатита, а скорее всего циркона или сфена.

Здесь же важно добавить, что на предположенные выше модели эволюции мафических магм серьезные ограничения накладывает распределение в вулканитах суммы щелочей (рис. 3), одного из важнейших критериев кристаллизационной дифференциации магм. Так, при переходе от андезибазальтов к андезитам региона только в 2-х сериях вулканитов (г. Амагалас и р. Мульмуга) из 6-ти наблюдается увеличение суммы щелочей, подтверждающее возможность формирования андезитов в результате кристаллизационной дифференциации андезибазальтовых магм. В остальных же случаях, т.е. в большинстве, содержания щелочей в андезитах в разной степени уменьшаются, что противоречит гипотезе образования этих пород в результате кристаллизационной дифференциации из соответствующих андезибазальтовых магм и указывает на их образование посредством каких-то других процессов.

В дифференцированных сериях андезитов хребта Талгыг и в начале серии андезитов в.Типтур на фоне некоторого увеличения суммы щелочей отмечается параллельное увеличение содержаний P_2O_5 и суммы РЗЭ, что указывает на возможность образования данных пород в результате кристаллизационной дифференциации соответствующих андезитовых магм без участия апатита. Во всех остальных сериях андезитов по мере возрастания их кремнеземистости отмечается либо уменьшение содержаний P_2O_5 на фоне роста суммы РЗЭ (г. Амагалас), либо разнообразное распределение этих элементов на фоне уменьшения или отсутствия закономерного увеличения суммы щелочей (в. Тогунас, продолжение серии андезитов в. Типтур). Все это свидетельствует против образования данных андезитовых серий в результате кристаллизационной дифференциации наиболее мафических андезитовых магм.

Отмеченные соотношения содержаний РЗЭ и P_2O_5 проявляются и в салических сериях вулканитов Становика (рис. 3), которые, независимо от соотношения в породах суммы щелочей, в большинстве случаев можно рассматривать как генетически связанные (ввиду крайне низкой роли в них темноцветных минералов) и возникшие в результате фракционирования из первичных салических магм полевых шпатов и аксессуарных минералов.

С другой стороны, что на наш взгляд кажется особенно важным, концентрации фосфора во всех изученных салических образованиях региона значительно ниже, чем в вулканитах «мафических» серий (рис.3), а содержания суммы РЗЭ во всех риодацитах и даже большинстве риолитов весьма высоки и близки концентрациям в соответствующих андезибазальтах и андезитах. Все это убедительно указывает на то, что данные салические лавы не могут являться дифференциатами парагенетически с ними связанных более мафических магм, так как в случае отсадки из них значительных количеств апатита (что могло бы объяснять столь заметное уменьшение в салических породах фосфора) остаточные расплавы неминуемо должны были резко обедняться и суммой РЗЭ, чего мы в действительности не наблюдаем. Данный факт является еще одним наглядным независимым подтверждением проявления в пределах Станового хребта двух изначально генетически независимых контрастных типов магм. Подтверждением этому может служить и крайне редкое появление среди вулканитов промежуточных разностей дацитового состава. При этом, первичные салические магмы, по-видимому, могут быть как риодацитового, так и риолитового состава (ввиду отсутствия в их продуктах Eu-минимума). Кроме того, учитывая часто встречающееся среди высококремнистых вулканитов "аномальное" распределение суммы РЗЭ и P_2O_5 , можно предполагать возможность независимого выплавления хотя и близких, но несколько различающихся по составу типов салических магм.

Выявленная маловероятность образования большинства андезитов Становика в результате кристаллизационной дифференциации андезибазальтовых магм подтверждается невозможностью их получения петрологическим моделированием из известково-щелочных базальтовых магм [14,15]. При этом, формирование андезитов можно предполагать в результате, например, ассимиляции салическими магмами вмещающих меланократовых метаморфических пород, ассимиляции мафическими магмами древних гранитоидных образований, смешением контрастных по составу магм и т.д.

Учитывая то, что некоторые андезибазальты и многие андезиты региона по сумме щелочей несильно отличаются (а иногда и совсем не отличаются) от

риодацитовых разностей вулканитов, а в рядах андезитов часто отсутствует увеличение их щелочности по мере увеличения кремнеземистости, возможность образования большей части андезитовых магм Становика за счет ассимиляции салических магмами меланократовых метаморфических пород, имеющих явно невысокую и обычно низкую щелочность [4] (что должно приводить к уменьшению щелочности магм), выглядит маловероятной. В этом случае наиболее вероятной, на наш взгляд, следует признать возможность образования большей части андезитов региона в результате смешения салических, скорее всего коровых, магм с изменяющимися по щелочности верхнемантийными базальтоидными магмами. Реальность смешения контрастных по составу магм в районах магматизма сейчас признается многими исследователями [6]. При этом, как следует из экспериментальных данных [21], в условиях значительной конвекции процесс их смешения происходит достаточно легко и быстро. Следствием данного процесса [4,6], скорее всего, является и широкое распространение в гранитоидах региона близких по составу к мафическим вулканитам шлировых включений с магматическими структурами. К тому же, возможность некоторой ассимиляции мафическими магмами древних гранитоидов нами также не исключается.

Для выяснения и уточнения генезиса ассоциации всех магматических образований Станового хребта весьма важно сопоставить РЗЭ-составы эффузивных серий региона с составами наиболее развитых здесь же интрузивных серий, которые по кремнеземистости обычно варьируют от кварцевых диоритов (кварцевых монцонитов) до лейкогранитов [4,12] (рис.4).

Так, в юго-восточной части Становика изученные нами интрузивные кварцевые диориты по сравнению с соответствующими по кремнеземистости андезитами (кроме лав р.Мульмуга) характеризуются близкими или несколько пониженными содержаниями суммы РЗЭ (180 против 185-305 г/т) при несколько повышенных значениях La/Yb отношения (31 против 16-21). С другой стороны, в центральной части региона, где магматические образования в среднем имеют несколько повышенную щелочность, диориты и кварцевые диориты по сравнению с соответствующими эффузивами р.В.Ларба и в.Типтур характеризуются несколько повышенными содержаниями суммы РЗЭ (209-276 против 133-175 г/т) и значениями La/Yb отношения (28-32 против 16-24). По сравнению же с лавами вулкана Тогунас эти гранитоиды имеют довольно близкие содержания суммы РЗЭ (209-276 против 103-357), хотя в андезибазальтах здесь могут наблюдаться повышенные, а в андезитах - даже аномально низкие концентрации

РЗЭ. При этом, данные вулканиты имеют несколько повышенные значения La/Yb отношения (30-48), которые максимальны, как и в вулканитах по р.Мульмуга (32-48).

Другими словами можно сказать, что, с одной стороны, РЗЭ-составы интрузивных и эффузивных пород средней основности в пределах соответствующих частей Станового хребта в общем плане близки, и их часто можно считать продуктами примерно одних и тех же по составу магм, с другой стороны - эти составы нередко варьируют настолько значительно, что общие закономерности их изменения по простиранию региона улавливаются слабо или могут иметь даже несколько различающиеся тенденции. Так, если по изученным эффузивам юго-восточной и центральной частей региона в северо-западном направлении отмечается слабая тенденция уменьшения суммы РЗЭ, то по гранитоидам отмечается обратная тенденция к некоторому увеличению суммы РЗЭ (продолжающаяся в монцонитоидах северо-западной части региона). При этом, изменения значений La/Yb отношения в данном ряду гранитоидов проявлены лишь при переходе к монцонитоидам северо-западной части Становика (в которых они максимальны), а в ряду вулканитов - даже в пределах юго-восточной и центральной частей региона, что, по-видимому, уточняет имеющуюся общую зональность по данному параметру в регионе. Имеющиеся же некоторые неувязки при сопоставлении средних РЗЭ-составов пород (учитывая достаточно высокую в них вариацию содержаний РЗЭ) и при оценке по ним вещественной зональности региона обусловлены, скорее всего, не всегда достаточным количеством проанализированных на РЗЭ близких по кремнеземистости магматических образований в разных частях Становика (что может уточняться по мере продолжения исследований), а также несколько различающимися условиями выплавления исходных магм, включая разную насыщенность редкими землями субстратов на уровнях магмогенерации различных участков даже в пределах одной крупной части региона (например вулканов Типтур и Тогунас).

В ряду салических магматических образований Станового хребта граниты и лейкограниты главной и дополнительной интрузивных фаз Токско-Нуямского массива на юго-востоке Становика, по сравнению с составами риодацитов (161-262 против 243 г/т) и риолитов (127-173 против 69-253 г/т) той же части региона, характеризуются явно близкими содержаниями суммы РЗЭ при близких (особенно для риодацитов) значениях La/Yb отношения (13-35 против 12-41). Скорее всего, нечто близкое проявлено и в пределах центральной части Станового хребта, хотя судить об этом трудно ввиду отсутствия в

наших выборках гранитов и лейкогранитов, слагающих достаточно крупные по объему интрузивные тела (которые здесь редки). Лейкограниты же из аплитовых жил в крупных интрузиях по сравнению с риолитами вулканических серий центральной и юго-восточной части региона характеризуются минимальными содержаниями суммы РЗЭ (58-91 против 69-229 г/т) при весьма широком разбросе значений La/Yb отношения (29104 против 12-45) ввиду того, что все они (в отличие от риолитов) не являются здесь продуктами первичных магматических выплавок и образовались в результате различной степени дифференциации более мафических магм.

Здесь же важно, что граниты и лейкограниты 2-й интрузивной фазы Чильчинского массива в северо-западной части Становика по содержаниям суммы РЗЭ весьма близки риодацитам (186 против 117-244 г/т) и риолитам (142 против 69-253 г/т) юго-восточной и центральной частей региона. При этом, значения La/Yb отношения в гранитах лишь совсем слабо повышены относительно риодацитов (50 против 28-31), а в лейкогранитах они хотя и также несколько ниже (100 против 12-45), чем в риолитах, но близки значениям в вышеотмеченных аплитах региона (100 против 29-104). Все это может указывать на генетическую близость высококремнеземистых вулканических и плутонических образований по всему простиранию Станового хребта. Заметное преобладание по региону именно высококремнекислых магматических пород является дополнительным подтверждением независимого выплавления их родоначальных магм.

Кратко коснемся условий выплавления мезозойских магм Станового хребта. Так, плавление субстрата на уровнях глубинности, соответствующих гранатовым парагенезисам, должно приводить к заметному обогащению выплавляющейся магмы легкими лантаноидами, так как в ходе этого процесса в субсолидусе будет находиться резко обогащенный тяжелыми лантаноидами гранат [8,25]. На заметное увеличение в магмах содержания легких лантаноидов (и суммы РЗЭ) в значительной степени влияет и увеличение в составе субстрата доли щелочей, особенно калия [7]. С отмеченных позиций, высокие значения La/Yb отношения во всех изученных мезозойских вулканитах (как и гранитоидах) Становика могут указывать на то, что их родоначальные магмы выплавлялись именно из достаточно высокощелочного и гранатсодержащего субстрата. При этом, судя по уровню формирования мезозойских автохтонных гранитных массивов региона [2,12], салические магмы выплавлялись, скорее всего, на уровнях гранулитовой фации метаморфизма Земной коры, а базальтоидные - на гораздо более глубоких

эколитовых и перидотитовых уровнях верхней мантии Земли.

Для оценки тектонической позиции магматического пояса Станового хребта необходимо сопоставить составы его вулканитов с составами магматических пород, сформированных в наиболее различающихся условиях главных геодинамических обстановок Земли.

Так, увеличение значений La/Yb отношения в наиболее мафических образованиях эффузивных и интрузивных серий всех 3-х частей Станового хребта (а также увеличение суммы РЗЭ в этих же породах при переходе к северо-западной части региона) в соответствии с общим изменением их щелочности и т.д. во многом близки характеру поперечной зональности (от фронтальной к тыловой зонам вулканизма) в соответствующих по кремнеземистости четвертичных вулканитах островных дуг [1,5] и мезокайнозойских магматических образований активных континентальных окраин. С плейт-тектонических позиций это обычно связывается с изменением условий выплавления родоначальных для этих пород магм по мере все большего углубления подвигающейся океанической плиты под континент [1].

С другой стороны (рис.5), в большинстве изученных вулканитов андезибазальт-андезитового ряда Становика (кроме андезитов вулкана Типтур и, изредка, вулкана Тогунас) содержания SumTR более чем вдвое выше таковых в соответствующих по кремнеземистости и щелочности четвертичных вулканитах Курильской островной дуги [1,5], мел-палеогеновых вулканитах Малой Курильской гряды [авторские данные] и мезокайнозойских вулканитах Андийской континентальной окраины [20]. Кроме того, значения La/Yb отношения в данных вулканитах Становика варьируют от близких наиболее высоким значениям в соответствующих по щелочности и кремнеземистости вулканитах тыловой зоны вулканизма островных дуг (вулканиты юго-восточной части Становика, а также, иногда, вулкана Типтур, поле составов которых целиком соответствует полю вулканитов тыловой зоны Андийской континентальной окраины) до более чем в 2-3 раза повышенных значений в вулканитах р.Мульмуга, р.Верхняя Ларба и в.Тогунас. При этом, все поля изменения содержания суммы РЗЭ и значений La/Yb отношения в вулканитах Станового хребта (рис.5) вполне соответствуют полям близких по кремнеземистости латитовых серий смежных с этим же регионом типично внутриконтинентальных областей Восточного Забайкалья [17], формирование которых происходило в обстановке, близкой рифтогенной [17].

Соответствующим образом (рис.5), большинство вулканитов салических серий Становика по явно повышенным содержаниям суммы РЗЭ (кроме

риолитов р.Мульмуга и вулкана Типтур) и значениям La/Yb отношения заметно отличаются от салических вулканитов островных дуг и близки таковым внутриконтинентальных рифтогенных обстановок и прежде всего смежных районов Восточного Забайкалья.

Таким образом, позднемезозойские вулканические (и плутонические) образования как мафических, так и салических серий Станового хребта по максимальным содержаниям в них суммы РЗЭ и легких лантаноидов в наибольшей степени отличаются от соответствующих по кремнеземистости и щелочности вулканитов островных дуг (особенно их фронтальных зон вулканизма), в меньшей степени - от магматических образований активных континентальных окраин и наиболее соответствуют магматическим образованиям внутриконтинентальных рифтогенных зон. Все это вполне может указывать на несколько различающиеся условия выплавления магм и прежде всего на различную насыщенность РЗЭ (и другими элементами) субстратов на глубинах магмогенерации в отмеченных геодинамических обстановках. Это же позволяет предполагать (с учетом специфики углового расположения магматического пояса Становика по отношению к Монголо-Охотскому поясу и т.д.) общую рифтогенную обстановку формирования мезозойских магматических образований в пределах Станового хребта и смежного с ним региона Восточного Забайкалья.

С другой стороны, имеющиеся данные указывают на возможность проявления региональных различий в условиях формирования магматических образований внутриконтинентальных рифтогенных зон, по-видимому, связанных с латеральной вещественной зональностью, отражающейся в составах наиболее мафических магматических образований Становика. Причины же этой зональности могут определяться разными факторами, что требует дальнейшего исследования и специального глубокого обобщения.

ВЫВОДЫ

- Формирование большинства мезозойских вулканитов риодацит-риолитового ряда в пределах Станового хребта не могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации каких-либо мафических магм. В большинстве случаев выявляется независимое формирование салических и мафических магм региона, причем большинство вулканитов андезитового состава, скорее всего, являются здесь продуктами смешения контрастных по составу салических и базальтоидных магм.

- В пределах участков Станового хребта близкие по кремнеземистости вулканические и плутонические образования в общем близки и по РЗЭ

составу, что предполагает их генетическое родство. При этом, РЗЭ-составы данных магматических образований нередко варьируют весьма значительно, что указывает на возможность заметных различий в условиях их формирования не только в пределах одного крупного участка, но и всего региона в целом.

- Позднемезозойские вулканические (как и плутонические) образования Станового хребта по максимальным содержаниям в них суммы РЗЭ и легких лантаноидов наиболее соответствуют близким по возрасту, щелочности и кремнеземистости магматическим образованиям смежных внутриконтинентальных рифтогенных зон, в меньшей степени - тыловых зон магматизма активных континентальных окраин, наиболее заметно отличаясь от вулканитов островных дуг (особенно их фронтальных зон вулканизма).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (код проекта 95-05-15363).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992.
2. Антонов А.Ю., Смирнов В.Н. О мезозойском К-Аг возрасте некоторых гнейсогранитных образований Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1977. Иркутск, 1979. С.54-59.
3. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов-1977. Иркутск, 1979. С.48-54.
4. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1984.
5. Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск, 1987. С.36-55.
6. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеан. геология. 1993. № 3. С.20-32.
7. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 256 с.
8. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 333 с.
9. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. 1972. № 3. С.63-70.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. № 5. С.3-21.
11. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Вулкано-плутоническая ассоциация мезозойских магматических пород Станового хребта // Ежегодник-1975. Иркутск, 1976. С.20-24.

12. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. №7. С. 1018-1030.
13. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
14. Левин Ф.Д. Петрология вулканоплутонических ассоциаций Становой области: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1990.
15. Левин Ф.Д. Два типа андезитов Становой области мезозойской активизации // Вестн. МГУ. Сер.4. 1991. X. №3. С.75-82.
16. Смирнова Е.В., Конусова В.В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск, 1982. С.3-31.
17. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
18. Хэскин Л.А., Фрэй Ф.А., Шмидт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968.
19. Arth Joseph G., Barker Fred. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas // *Geology*. 1976. V.4, N 9. P.534-536.
20. Dostal J., Zentilli M., Caelles J.C., Clark A.H. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26-28°S) // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1977. V.63. P.113-128.
21. Kouchi A., Sunagawa I. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1985. V.89, N 1. P.17-23.
22. Miller Calvin F., Mittlefehldt David W. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas // *Geology*. 1982. V.10, No 3. P.129-133.
23. Nicholls I.A., Harris K.L. Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1980. V.44, N 2. P.287-308.
24. Van Kooten Gerald K. Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic Suite, Central Sierra Nevada, California, USA // *J. Petrology*. 1980. V.21, Part 4. P.651-684.
25. Zielinski R.A., Lipman P.W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, Sun Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. V.87, N 10. P.1477-1485.

Поступила в редакцию 18 сентября 1996 г.

Рекомендована к печати В.И. Суховым

A. Yu. Antonov

Geochemistry of REE in Late Mesozoic volcanic complexes of the Stanovoy Range

REE spectrum in most of varieties (38 samples) of Late Mesozoic Stanovoy Range volcanites of basalt-rhyolite series was studied for the first time. This investigation revealed:

- The Stanovoy Range Mesozoic volcanites of the rhyodacite-rhyolite series could not be the result of fractional differentiation of any mafic magmas. In most cases mafic and salic magmas were formed separately. A large portion of andesite volcanites there are evidently the products of mixing of salic and basaltic magmas.

- Similar to the SiO₂-saturating volcanic and plutonic formations of the corresponding parts of the Stanovoy Range have in general the same REE composition that suggests their genetic relationship. In addition, REE-compositions of the magmatic formations are often different indicating that they were formed in different conditions even in the limits of one large part of the region.

- By high REE-concentrations, the Late Mesozoic volcanic (and plutonic) rocks of the Stanovoy Range in the most degree correspond to magmatic formations of rift intracontinental zones, similar in age, alkalinity and SiO₂-saturation. To the lesser degree they correspond to the magmatic formations of active continental margins, and to the least degree - to the corresponding island arc volcanic rocks.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВОЛЬФРАМА В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ПРИМОРЬЯ**Ф.И. Ростовский***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поведение вольфрама в магматическом процессе обусловлено его переменной валентностью и характером изменения редокс-потенциала кристаллизующихся систем. При кристаллизации толеитовых расплавов преобладает кристаллохимическое рассеяние вольфрама, связанное с изоморфным вхождением ионов W^{4+} в решетку породообразующих магнезиально-железистых силикатов, плагиоклазов и титановых минералов. Значительный рост редокс-потенциала в процессе магматической дифференциации известково-щелочных серий пород повышает валентность ионов вольфрама в расплаве. Переход W^{4+} в W^{6+} является динамичным геохимическим “барьером”, определяющим смену кристаллохимического рассеяния вольфрама его эманационным концентрированием во флюидной (флюидно-гидротермальной) фазе расплавов совместно со щелочами. Масштабы эманационного концентрирования вольфрама в гранитоидах зависят от геодинамической обстановки, при которой происходил процесс кристаллизации конкретных массивов. Критерием потенциальной вольфрамоносности гранитоидов может служить отношение содержания вольфрама в породе к количеству вольфрама, которое содержится во всем объеме породообразующего кварца, кристаллическая решетка которого исключает изоморфное вхождение в нее вольфрама. При сравнительно низких значениях этого показателя (до 4) гранитоиды Сихотэ-Алиня потенциально рудоносны на молибденит-шеелитовое оруденение. При повышении значения этого показателя гранитоиды становятся потенциально рудоносными на апатит-шеелит-колчеданное оруденение, а затем - на вольфрамитовое и вольфрамит-касситеритовое оруденение с явно выраженной тенденцией повышения оловоносности магматогенно-рудных систем.

Ключевые слова: Сихотэ-Алинь, магматизм, геохимия вольфрама, магматогенно-рудные системы.

ВВЕДЕНИЕ

Особенностью металлогении Тихоокеанской окраины Азии является широкое развитие вольфрамовой минерализации, примером чему служат многочисленные месторождения и проявления вольфрама Востока России, Кореи, Юго-Восточного Китая и Юго-Западной Японии. Хотя для таких месторождений характерна как генетическая, так и парагенетическая связь с гранитоидами, роль магматических образований, наиболее близких к оруденению, в геохимическом цикле вольфрама остается недостаточно выясненной [1]. Многие исследователи [8, 10, 12, 18] считают, что рудоносные гранитоиды этого региона отличаются от нерудоносных как по средним содержаниям в них вольфрама, так и по относительно высокой дисперсии его содержаний. Автор статьи, в течение ряда лет занимавшийся изучением магматических критериев вольфрамового оруденения в Приморье [19-21, 24], пришел к выводу, что между гранитоидами Сихотэ-Алиня, сопровождавшимися вольфрамовым оруденением, и гранитоидами, в связи с которыми вольфрамовая минерализация не известна (рис. 1), не отмечается статистически значимого различия по среднему содержанию в них вольфрама. Повышенные его концентрации в различных по со-

ставу неизменных гранитоидах, обычно отклоняющиеся в 1.5-2.5 раза по сравнению со средним содержанием в данном типе пород, характеризуют лишь то количество вольфрама, которое в процессе кристаллизации осталось “захороненным” в кристаллической решетке породообразующих минералов и не играло существенной роли в процессе рудообразования. Потенциальная рудоносность магматических комплексов обусловлена, в основном, эманационным концентрированием металла [26]. Поэтому решение вопроса об условиях смены кристаллизационного рассеяния вольфрама его эманационным накоплением представляет несомненный интерес при разработке поисковых критериев вольфрамового оруденения.

ВОЛЬФРАМ В ИНТРУЗИВНОМ ПРОЦЕССЕ

Поведение вольфрама в процессе формирования магматических пород является непосредственным отображением типоморфных свойств этого элемента и обусловлено его переменной валентностью, размерами ионного радиуса и характером химической связи с другими элементами. Хотя ионные радиусы (в 10^{-10} м) W^{4+} (0,68) и W^{6+} (0,65) близки между собой, энергетические характеристики ионов W^{4+} и W^{6+} существенно отличаются. Электроотрицатель-

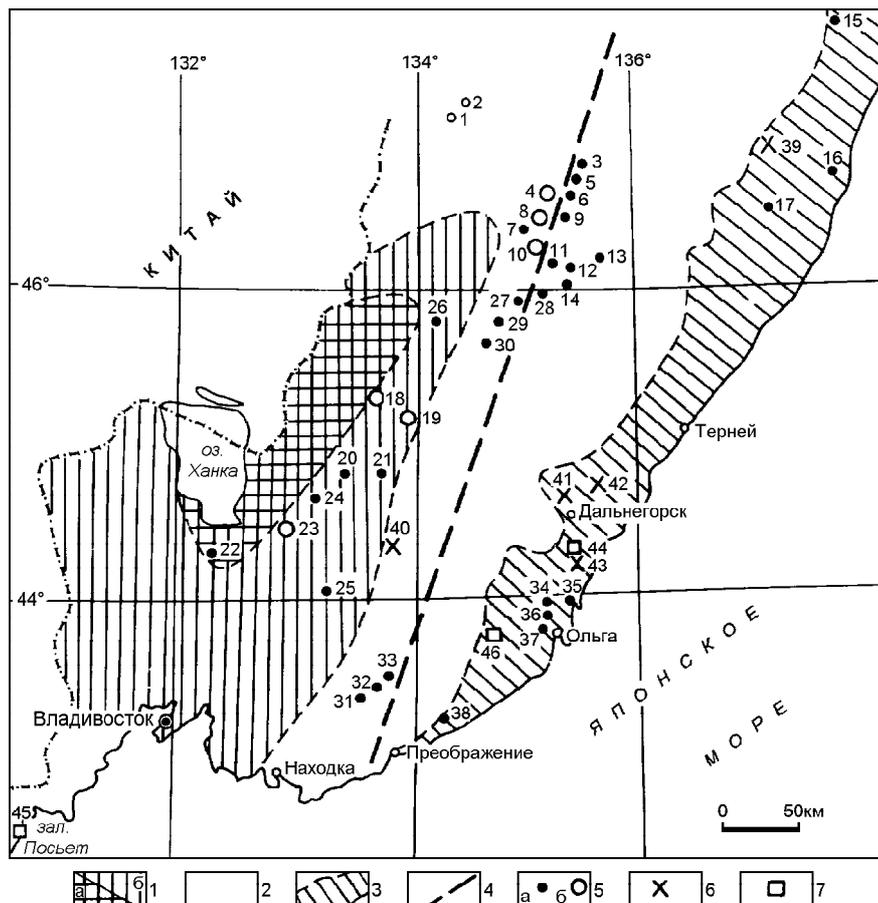


Рис. 1. Схема района исследований.

1 - Ханкайский массив (а) и его обрамление (б); 2 - Сихотэ-Алинская складчатая область; 3 - Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 4 - Центральный разлом; 5 - интрузивные массивы (а - с W(Sn-W) минерализацией, б - безрудные): 1 - Лермонтовский, 2 - Олимпийский, 3 - Бисерный, 4 - Предок, 5 - Восток-2, 6 - Дальнинский, 7 - Радужный, 8 - Козинский, 9 - Излучинский, 10 - Усть-Дальнинский, 11 - Дальне-Арминский, 12 - Усть-Микулинский, 13 - Арминский, 14 - Забытый, 15 - Вуэля-Кемани, 16 - Бобковский, 17 - Максимовский, 18 - Глазковский, 19 - Шетухинский, 20 - Шибановский, 21 - Марьяновский, 22 - Павловский, 23 - Черниговский, 24 - Синегорский, 25 - Анучинский, 26 - Троицкий, 27 - Капитулинский, 28 - Правобережный, 29 - Белогорский, 30 - Юрга-Ключ, 31 - Водопадный, 32 - Беневова, 33 - Горячий, 34 - Судновский, 35 - Владимирский, 36 - Широкопадинский, 37 - Чашевитый, 38 - Валентиновский; 6 - проявления вулканических стекол: 39 - р. Паньковка, 40 - Чугуевское месторождение, 41 - р. Нежданка, 42 - р. Иманка, 43 - Богопольское месторождение; 7 - бурые угли с повышенными концентрациями вольфрама: 44 - участок Возный Зеркального месторождения, 45 - Хасанское месторождение, 46 - участок Угольный Березовского месторождения.

ность W^{4+} составляет 837 кДж/моль, W^{6+} - 984 кДж/моль [7]. В высокобарических условиях энергетически более выгодно существование вольфрама в четырехвалентной форме, т.к. плотность диоксида вольфрама (WO_2) - 12.2 т/м³, а триоксида (WO_3) - 7.23 т/м³. Заметно отличаются такие характеристики, как энтальпия образования оксидов W^{4+} и W^{6+} , энергия разрыва химической связи $W^{4+} - O^2$ и $W^{6+} - O^2$ и др. [7], что объясняет гораздо более тесную связь ионов W^{4+} с алюмо-кремневыми тетраэдрами, слагающими силикатный "каркас" магмы.

При образовании глубинных толеитовых расплавов, характеризующихся низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала (редокс-потенциала), W^{4+} тесно ассоциирует с Ti^{4+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и Ca^{2+} и по мере кристаллизации этих расплавов органично "вписывается", в пределах изоморфной емкости, в кристаллическую решетку магнезиально-железистых силикатов, плагиоклазов и титановых минералов. Замещение ионов в структурах породообразующих минералов идет по схемам изовалентного ($W^{4+} \rightarrow Ti^{4+}$) и гетеровалентного изоморфизма: $W^{4+} \rightarrow 2Mg^{2+}$, $W^{4+} \rightarrow 2Fe^{2+}$, $W^{4+} \rightarrow 2Ca^{2+}$. Характерно, что кристаллическая решетка рутила (TiO_2) полностью идентична кристаллической ре-

шетке диоксида вольфрама (WO_2) [17]. Изоморфным замещением объясняется, в частности, прямая корреляционная зависимость между содержанием вольфрама и титана в разновозрастных базальтоидах Сихотэ-Алиния (рис. 2). Аналогичная зависимость характерна и для базальтов Луны, причем, как отмечает А.Рингвуд [18], абсолютная распространенность

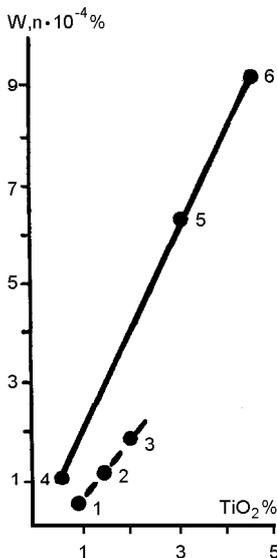


Рис. 2. Соотношение W и TiO_2 в базальтоидах.

1 - оливиновые базальты шунфанской свиты (неоген) [10]; 2 - андезитобазальты кузнецовской свиты (палеоген) - 5 проб; 3 - диабазы скалистореченской толщи (ранний-средний карбон) - 7 проб; 4 - зеленое вулканическое стекло Луны (Apollo-15) [31]; 5 - лунный реголит (Луна-16) [5]; 6 - лунный базальт (Луна-16) [5].

вольфрама в земных океанических толеитах, лунных морских базальтах и исходной магнема лунных материков почти одинакова.

В отличие от толеитовых серий пород с ярко выраженным кристаллохимическим рассеянием вольфрама, в известково-щелочных сериях наблюдается последовательная смена кристаллохимического рассеивания вольфрама его эманационным накоплением. При кристаллизации наиболее ранних дифференциатов таких серий, происходящей при относительно низком редокс-потенциале, W^{4+} изоморфно замещает как Ca^{2+} в решетках плагиоклазов и амфиболов, так и Mg^{2+} и Fe^{2+} в решетках магнезиально-железистых силикатов. Кристаллическая структура плагиоклазов с искаженными кубами для Ca^{2+} , разделяющимися на две тригональные призмы, позволяет размещаться в них ионам W^{4+} , имеющим шестерную координацию, также в виде тригональных призм [2]. Хотя плагиоклазы, являясь широко распространенными минералами известково-щелочных серий пород, содержат значительное количество изоморфного вольфрама, заметно влияющего на геохимический фон породы, концентрации его в магнезиально-железистых силикатах гораздо выше, поскольку структура их кристаллических решеток допускает крайнее разнообразие ионных замещений. В частности, если в плагиоклазах из различных по возрасту и составу гранитоидов Сихотэ-Алиня среднее содержание вольфрама составляет $2.4 \cdot 10^{-4}$ % при колебаниях от 0.4 до $10 \cdot 10^{-4}$ %, то в амфиболах оно повышается до $3.2 \cdot 10^{-4}$ % при вариациях содержаний от $0.8 \cdot 10^{-4}$ % до $2 \cdot 10^{-3}$ %, а в биотитах достигает $3.7 \cdot 10^{-4}$ % при колебаниях от $0.4 \cdot 10^{-4}$ % до $1 \cdot 10^{-2}$ % [10].

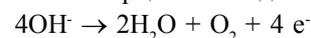
Магматическая дифференциация известково-щелочных серий ведет к последовательному образованию пород, все более обогащающихся кремнеземом и щелочами. Процесс полимеризации ионов SiO_4^{4-} , ведущий в конечном итоге к появлению кварца в породе, сопровождается ростом окислительного потенциала системы. Повышение щелочности, вызванное падением активности ионов водорода [11], также повышает редокс-потенциал кристаллизующейся системы, что проявляется как в последовательном повышении железистости амфиболов и биотитов при некотором увеличении в них степени окисленности железа, так и в появлении среди поздних лейкократовых гранитов этих серий аксессуарного магнетита. Рост окислительного потенциала обуславливает переход ионов W^{4+} вначале в W^{5+} , а затем в W^{6+} , так как взаимодействие разновалентных форм элемента М в магматических расплавах зависит от редокс-реакций типа:



Повышение щелочности расплавов ведет к возрастанию в них доли окислительных форм элементов переменной валентности [3], а поскольку редокс-реакции являются экзотермическими, понижение температуры кристаллизации расплавов усиливает этот процесс. Таким образом, в расплавах, формирующихся в ходе магматической дифференциации известково-щелочных серий, равновесие $W^{4+} \rightleftharpoons W^{6+}$ последовательно смещается вправо. Эманационное концентрирование вольфрама, обусловленное способностью его ионов полимеризоваться в щелочной обстановке с образованием поли- и гетерополикислот типа вольфраматосиликатов, вольфраматифосфатов и др. [17], появляется в широком интервале фугитивности кислорода от 10^{-9} до $10^{-0.7}$ атм. [33]. Рост fO_2 не только усиливает степень разделения микрокомпонентов в расплаве, но и резко поднимает высокотемпературную границу начала этого процесса [33].

Переход ионов вольфрама из четырехвалентного в шестивалентное состояние является динамическим геохимическим "барьером", определяющим смену кристаллохимического рассеивания вольфрама его эманационным накоплением. Динамика такого перехода, в свою очередь, регулируется появлением в расплавах флюидной фазы, последовательно обогащающейся вначале гидроксил-ионами OH^- (за счет отщепляющихся ионов O^{2-} при редокс-реакциях), а затем Cl^- . Последний, наряду с OH^- , частично входит в решетку амфиболов и биотитов. Рост давления флюидной фазы при дальнейшей кристаллизации расплава обуславливает появление в нем гидратированных ионов Na^+ и K^+ , с которыми вольфрам образует устойчивые комплексные соединения. Последние концентрируются в интерстициях кристаллизующегося силикатного каркаса породы, состоящего из магнезиально-железистых силикатов и плагиоклазов, захвативших часть W^{4+} в виде изоморфной примеси. Характерно, что по мере уменьшения основности плагиоклазов степень кристаллохимического рассеивания в них вольфрама закономерно убывает (рис. 3, табл. 1).

Граница между флюидными расплавами и гидротермальными растворами в процессе кристаллизации магмы является крайне подвижной и определяется возникновением молекул структурной воды, слабо связанной водородными связями с силикатной частью расплава. Дальнейший рост давления флюидной фазы, увеличивая степень полимеризации зарождающегося гидротермального раствора, резко понижает вязкость расплава [30]. При этом заметно повышается парциальное давление кислорода.



Протогидротермы, являясь ионно-молекулярными растворами хлоридов щелочных и щелочно-зе-

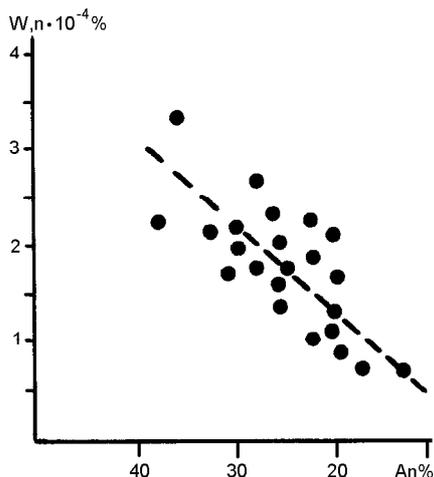


Рис. 3. Характер распределения вольфрама в плагиоклазах различной основности.

Таблица 1. Средние содержания вольфрама в плагиоклазах из гранитов Приморья.

Массив и его возраст	$W, n \cdot 10^{-4} \%$	Состав Pl (% An)	“Средне-взвешенный” состав зональных Pl
Павловский (Pz ₁)	1.6	20	-
Шибановский (S-D)	0.6	16-10	12
Глазковский (S-D)	0.6	20-16	-
Ново-Гордеевский (S-D)	1.2	22-20	-
Анучинский (S-D)	1.6	30-28	-
Черниговский (C ₁₋₂)	1.8	24-20	22
Шетухинский (C ₁₋₂)	2.1	40-36	38
Козинский (K ₁)	0.8	35-16	22
Дальнинский (K ₁)	0.8	25-15	20
Бисерный (K ₁)	1.3	39-20	25
Предок (K ₁)	1.6	30-28	-
Излучинский (K ₁)	1.8	42-20	30
Радужный (K ₁)	2.0	40-25	30
Усть-Дальнинский (K ₁)	2.0	35-20	32
Марьяновский (K ₁)	2.2	22-18	20
Олимпийский (K ₁)	3.2	58-22	36
Водопадный (K ₂)	1.1	20-18	-
Правобережный (K ₂)	1.5	28-20	25
Беневской (K ₂)	1.7	30-16	24
Максимовский (K ₂)	1.8	28-15	25
Белогорский (K ₂)	2.0	20-18	-
Валентиновский (K ₂)	2.3	30-20	26
Владимирский (K ₂)	2.5	30-22	28

мельных элементов, легко разрушают поли- и гетерополисоединения вольфрама флюидной фазы [17]. Это приводит к появлению во флюидно-гидротермальной фазе расплава таких концентраций ионов W^{6+} , которых достаточно для появления акцессорных вольфрамов - шеелита и вольфрамита. Репе-

ром завершения процесса кристаллохимического рассеивания вольфрама может служить появление в породах акцессорного апатита, обогащенного вольфрамом. При микронзондовом анализе апатитов из ряда гранитоидов Сихотэ-Алиня [22] установлено, что вольфрам в них в виде изоморфной примеси присутствует в крайне незначительных количествах, а основными его концентраторами являются микровключения шеелита и, редко, вольфрамита. Характерно, что образование шеелитов с тетраэдрическими радикалами WO_4^{2-} идет в более восстановительной обстановке по сравнению с вольфрамитом, характеризующимся развитием искаженных октаэдров WO_6 [3], поскольку отношение суммы восстановленных газов к окисленным из газовой-жидких включений в шеелитах составляет 1.2-0.9, тогда как в вольфрамитах оно не превышает 0.5-0.3 [6]. Минеральный вид акцессорных вольфрамов, кроме фугитивности кислорода, также тесно связан с соотношением хлоридов Na и K во флюидно-гидротермальной фазе кристаллизующихся магматических камер. Высокая активность натрия вызывает различную по масштабам автометасоматическую альбитизацию гранитоидов с появлением акцессорного шеелита (массивы Арминский, Вуэлля-Кемани и др.). Увеличение потенциала калия приводит к последовательной смене автометасоматической альбитизации калишпатизацией, а затем грейзенизацией. В апикальных частях интрузивов, испытавших такой последовательный автометасоматоз, наблюдалось замещение акцессорного шеелита вольфрамитом (Валентиновский массив), а иногда - замещение шеелита вольфрамитом, а последнего - касситеритом (Капитулинский массив). Гранитоиды Сихотэ-Алиня, в которых отношение K_2O/Na_2O лежит в пределах 1.1-1.4, сопровождаются шеелитовой минерализацией, тогда как граниты, в которых эти соотношения превышает 1.7, характеризуются развитием вольфрамитовой и вольфрамит-касситеритовой минерализации [21]. Для первой группы гранитоидов (Соколовский, Лермонтовский и др. массивы) характерны также высокие значения (более 0.4) коэффициентов корреляции вольфрама с молибденом, тогда как граниты второй группы (массивы Юрта-Ключ, Дальне-Арминский и др.) отличаются значимыми отрицательными коэффициентами корреляции вольфрама с молибденом (менее - 0,4).

Высокий потенциал калия обуславливает появление во флюидно-гидротермальной фазе кристаллизующихся массивов вольфрамов калия, обладающих гораздо более высокой растворимостью по сравнению с вольфрамитом натрия и, поэтому, сохраняющимися в подвижном состоянии до конца процесса кристаллизации интрузивов. Этим объясняются высокие концентрации вольфрама в породо-

образующем кварце некоторых гранитных массивов Приморья (Водопадный - $3.5 \cdot 10^{-4}$ %, Анучинский - $4 \cdot 10^{-4}$ %, Черниговский - $4.8 \cdot 10^{-4}$ %). Для таких кварцев характерно присутствие газовой-жидких включений хлоридно-натриево-калиевого состава, обогащенных углекислотой. Поскольку кристаллическая решетка кварца исключает изоморфное вхождение в нее вольфрама, а микропримесей его собственных минералов нами не обнаружено, вольфрам, вероятно, концентрируется в таких включениях. Следует отметить, что высокие содержания вольфрама во флюиде, захваченном магматическим кварцем, установлены Ф.Г. Рейфом [16] по результатам лазерно-спектрального анализа сопутствующих флюидных включений.

Для многих гранитоидных массивов Сихотэ-Алиня, характеризующихся обилием газовой-жидких включений в магматическом кварце, но содержащих относительно невысокие концентрации вольфрама (Белогорский - $0.8 \cdot 10^{-4}$ %, Владимирский - $1.1 \cdot 10^{-4}$ %, Чащевитый - $1.2 \cdot 10^{-4}$ % и др.), характерны гнездообразные скопления вольфрамита и, реже, касситерита в ассоциации с топазом, мусковитом и кварцем, локализующиеся на плоскостях пологих прототектонических трещин отдельности. Структурный контроль вольфрамитовой минерализации прототектоникой интрузивных массивов обусловлен явлениями гидроразрыва, т.е. гидродинамическим напором возникающей при магматической дистилляции флюидно-гидротермальной фазы [15]. Щелочной характер последней в еще большей степени способствует автоматоматической переработке пород вдоль contractionных трещин и прогрессивно усиливает явления гидроразрыва. Наиболее интенсивно такие процессы проявляются при региональных тектонических подвижках, происходящих синхронно с кристаллизацией интрузивных массивов и вызывающих их неоднократную декомпрессию со "вскипанием" расплава. При этом происходит не только большеобъемное автоматоматическое замещение гранитов, но и формирование рудных тел с разновозрастными минеральными ассоциациями, зарождающимися в автоматоматически измененных гранитах в виде прожилково-вкрапленного оруденения, и переходящего затем в жилы выполнения. Последние протягиваются из эндоконтактов массивов во вмещающие породы (Усть-Микулинский, Забытый и др. массивы). Генетическая связь вольфрамового оруденения с гранитами в этом случае не вызывает сомнения. Хотя наиболее широко такие рудоносные граниты в Сихотэ-Алинской складчатой области проявлены вблизи Центрального разлома, аналогичные по условиям кристаллизации разновозрастные граниты с вольфрамовой минерализацией известны также на Ханкайском массиве (Павловский интрузив) и

его обрамлении (Синегорский и Троицкий массивы), а также в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Судновский, Бобковский и др. массивы).

ВОЛЬФРАМ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Среди вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса наиболее высокие концентрации вольфрама ($3.8-5 \cdot 10^{-4}$ %) характерны для вулканических стекол, развитых в составе богопольского (поздний маастрихт-даний) и верхнекедровского (эоцен) риолитовых вулканических комплексов. Типоморфной особенностью этих молодых вулканитов является присутствие в них аксессуарного ильменита и муассанита, а также наличие гепоксидов, представленных микросферическими и микропластинчатыми выделениями самородного железа, нередко в ассоциации с самородной медью, свинцом и цинком [27, 28]. Сохранение самородных металлов в риолитах и в генетически связанных с ними вулканических стеклах обусловлено быстрым переохлаждением в близповерхностных условиях магматического расплава, зародившегося в глубинной высокобарической восстановительной обстановке, о чем говорит ассоциация самородного железа с муассанитом. Интенсивное "замораживание" риолитового расплава привело к образованию по обрамлению гепоксидов тончайшей стекловатой пленки, препятствующей окислению металлов, участками превращенной в кварц-полевошпатовый микроагрегат с примесью хризотил-асбеста и мусковита.

Парагенезис самородных металлов с ильменитом и муассанитом в молодых риолитовых вулканитах Сихотэ-Алиня, указывающий на крайне восстановительный характер магматической системы, позволяет считать, что вольфрам в ней находится в низковалентной форме (W^{4+}). Прямая корреляционная зависимость между вольфрамом и натрием в этих породах говорит о высоком геохимическом родстве этих элементов в риолитовых расплавах.

Характерно, что скачкообразное повышение концентраций вольфрама наблюдается при достижении общей щелочности расплава порядка 7-8% (рис. 4, табл. 2). Такой уровень общей щелочности отвечает началу микроликвации вольфрамсодержащей силикатной системы с экстрагированием вольфрама в обогащенную натрием фазу и появлением микрородышей щелочных соединений W^{6+} [29]. Для молодых риолитов Сихотэ-Алиня, с которыми связаны вулканические стекла, характерны явления ликвационной расслоенности, приводящие к появлению пород с тонкоритмичной текстурой, состоящих из чередования стекловатых и слабо раскристаллизованных разновидностей. Микронзондовый анализ этих пород [14] говорит о том, что стекловатые разновидности сло-

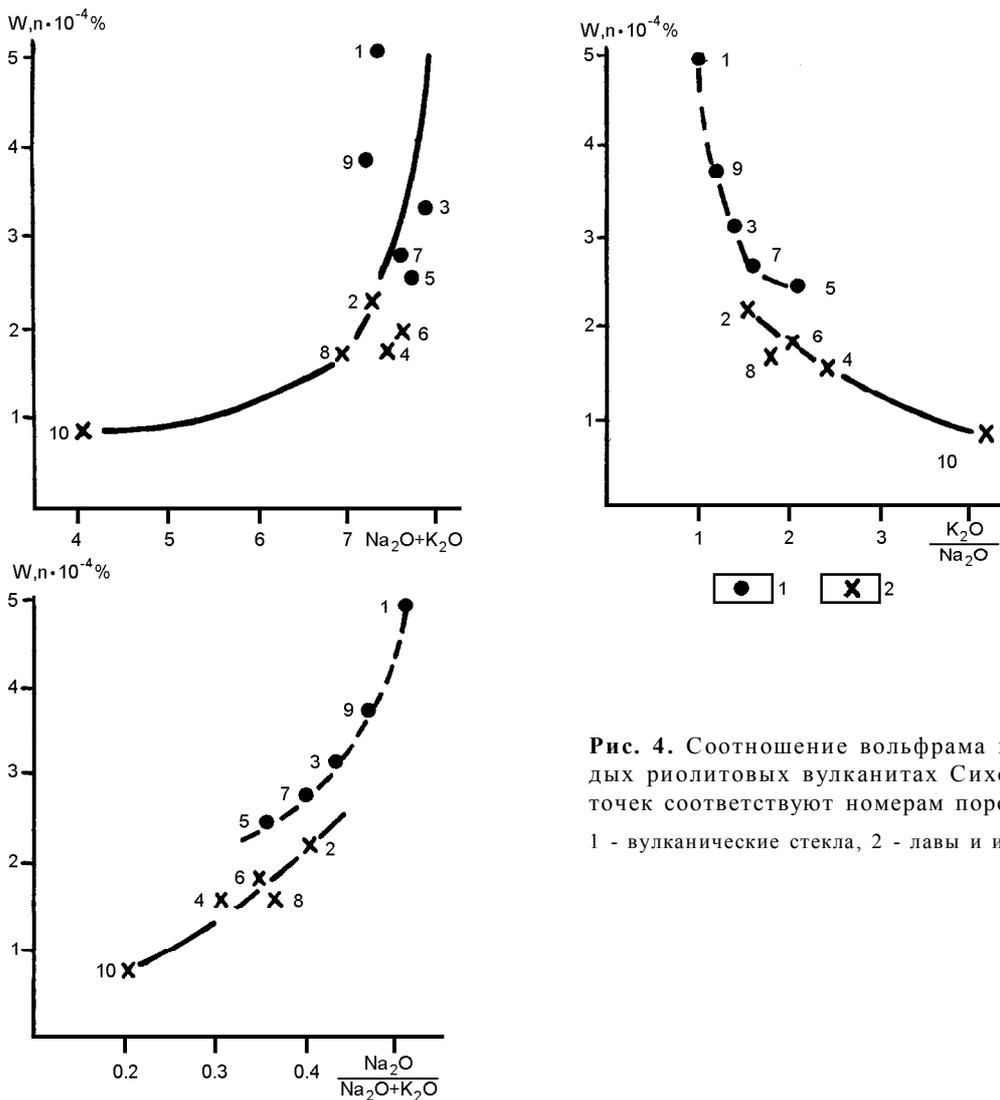


Рис. 4. Соотношение вольфрама и щелочей в молодых риолитовых вулканитах Сихотэ-Алиня (номера точек соответствуют номерам пород в табл. 2).
1 - вулканические стекла, 2 - лавы и игнимбриты.

Таблица 2. Содержание вольфрама и щелочей в риолитовых вулканитах палеоцен-эоцена Сихотэ-Алиня.

Порода	n	W, n·10 ⁻⁴ %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	Na ₂ O+K ₂ O, %	K ₂ O/Na ₂ O	Na ₂ O/ Na ₂ O+K ₂ O
р. Паньковка							
1. Перлит	4	5.0	3.68	3.60	7.28	0.97	0.51
2. Риолит	6	2.3	2.84	4.20	7.04	1.40	0.40
р. Иманка							
3. Перлит	3	3.2	4.42	4.40	7.82	1.29	0.43
4. Риолит	5	1.7	2.21	5.10	7.31	2.30	0.30
р. Нежданка							
5. Обсидиан	3	2.5	2.20	5.51	7.71	2.08	0.35
6. Риолит	7	1.8	2.52	4.83	7.35	1.90	0.34
Богопольское месторождение							
7. Перлит	5	2.7	30.8	4.43	7.51	1.43	0.40
8. Риолит	3	1.8	2.52	4.32	6.84	1.71	0.36
Чугуевское месторождение*							
9. Перлит	6	3.8	3.40	3.70	7.10	1.09	0.47
10. Игнимбрит	2	0.9	0.75	3.10	3.85	4.13	0.19

Примечание. Здесь и далее определения вольфрама проведены дитиоловым методом [25] в Центральной лаборатории Приморгеологии (Примгеолкома). * - материалы Ю.Г. Иванова.

жены альбитом и стеклом, по составу соответствующим высококремнистому ультранатриевому риолиту, тогда как слабо раскристаллизованные фации представлены ортоклаз-микроклиновым микроагрегатом, переходящим по простираению в монокварцевые обособления. Разница в концентрациях вольфрама в вулканических стеклах и в комагматичных им лавах и игнимбритах достигает заметных величин при ярко выраженном дефиците вольфрама в игнимбритах и лавах. Эта характерная особенность распределения вольфрама в молодых риолитовых вулканитах Сихотэ-Алиня связана с потерей его части при вулканических извержениях как совместно с пеплом (частицами вулканического стекла), так и с выносом в газовой фазе. Вынос вольфрама с газовой составляющей наблюдался на вулканах Камчатки, в сублиматах которых, совместно с хлоридами и фторидами, отмечались повышенные концентрации вольфрама и бора [23]. Сильная гидролизуемость хлоридов и фторидов вольфрама [17] позволяет считать, что вынос вольфрама в газовой фазе происходит в виде оксихлоридов и оксифторидов, хотя не исключена возможность его переноса и в форме моноклоридов [4]. В молодых риолитовых вулканитах галоиды (сильвин) нередко отмечаются в составе гепоксидов [28], а на большую роль фтора указывает присутствие флюорита, который зачастую является типоморфным акцессорным минералом сферолитовых лав.

С выносом окси- и моноклоридов вольфрама как в виде паро-газовой смеси при вулканических извержениях, так и из термальных источников в областях молодого вулканизма связано, вероятно, формирование своеобразной галогенно-вольфрамовой формации, развитой в областях с аридным климатом и представленной высококонцентрированными растворами, залегающими совместно с тронной среди залежей эвапоритов - оз. Серлз (США), оз. Сайчийн-Далай-Нур (Монголия) [13].

В пределах Сихотэ-Алиня подобных "экзотических" образований нет. Вместе с тем, палеоген-неогеновые бурые угли этого региона, сформированные в гумидной климатической обстановке, характеризуются спорадическим обогащением вольфрамом (до $7.2-8.5 \cdot 10^{-4} \%$) (табл.3, рис.5). Высокие концентрации вольфрама в углях отмечены только для тех месторождений, которые расположены в полях развития молодых риолитовых вулканитов. Вольфрамоносные угли обогащены пирокластикой, заметно повышающей их зольность. Пирокластический материал в углях и вмещающих породах представлен серповидными и рогульчатыми частицами вулканического стекла с показателем преломления от 1.480-1.485 (участок Ванчин-Угольный Березовского месторождения) до 1.490-1.500 и 1.535 (участок Возный Зер-

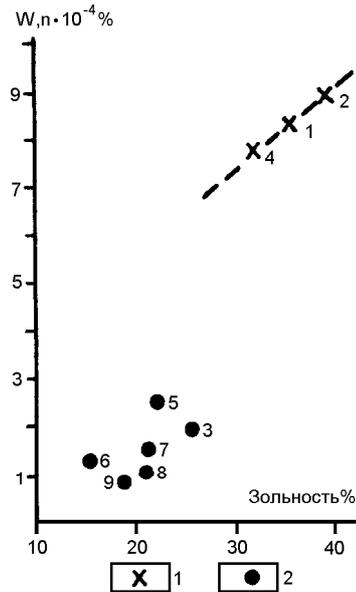


Рис. 5. Распределение вольфрама в бурых углях Сихотэ-Алиня.

1 - угли с примесью пирокластики, 2 - угли без пирокластики (номера точек соответствуют номерам месторождений в табл. 3).

Таблица 3. Содержание вольфрама в золе бурых углей.

Месторождение	n	Средняя зольность, %	W, n · 10 ⁻⁴ %
Зеркальное			
1. участок Возный	5	35.2	7.9
Березовское			
2. участок Угольный	3	38.9	8.5
3. участок Березовый	3	25.2	1.8
4. Хасанское *		30.6	7.2
5. Павловское *		20.2	2.4
6. Реттиховское *		14.3	1.6
7. Тавричанское *		21.2	1.6
8. Артемовское *		20.6	1.4
9. Шкотовское *		18.8	0.8

кальнинского месторождения). В углях, зольность которых обусловлена только примесью терригенного материала без примеси пирокластики, содержание вольфрама лежит в пределах $0.8-1.6 \cdot 10^{-4} \%$. Даже в углях Павловского месторождения, залегающего на коре выветривания раннепалеозойских грейзенизированных гранитов с оловянно-вольфрамовой минерализацией, концентрация вольфрама в углях не превышает $2.4 \cdot 10^{-4} \%$.

Анализ карты распределения вольфрама в современных осадках Японского моря [9] также говорит о приуроченности ареалов его повышенных концентраций к донным отложениям, обогащенным пирокластическим материалом и локализующимся на шельфе, непосредственно вблизи участков молодого риолитового вулканизма у кромки морского побережья. При фоновом содержании вольфрама в алевритовых илах $5.3 \cdot 10^{-4} \%$, в однообразных им вулканических илах на траверзе бухт Ольга-Преображе-

ние и южнее залива Посыет содержание вольфрама повышается почти на порядок (до $1-2 \cdot 10^{-3}$ %).

КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЛЬФРАМОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Рудопроявления вольфрама, являющегося сквозным элементом зоны сочленения Азиатского материка с Тихим океаном, известны во всех металлогенических эпохах, связанных с формированием известково-щелочных серий пород этого региона. Процесс магматической дифференциации таких серий обусловил смену кристаллохимического рассеяния вольфрама его эманационным накоплением. Показателем эманационного концентрирования вольфрама (ПЭК), т.е. определенным критерием потенциальной вольфрамоносности гранитоидов [19] может служить отношение всего суммарного содержания вольфрама в гранитоидах тех или иных фаз формирования к тому количеству вольфрама, которое содержится во всем объеме позднего породообразующего минерала этих же гранитоидов - кварце, кристаллическая решетка которого исключает изоморфное вхождение в нее вольфрама.

$$\text{ПЭК} = W_n \cdot 100 / W_q \cdot q,$$

где W_n - среднее содержание W в породе,

W_q - среднее содержание W в магматическом кварце,

q - содержание кварца в породе (%).

Ранжированный ряд показателей эманационного концентрирования по опробованным массивам Приморья (табл. 4) показывает, что при значениях этого показателя до 4 гранитоиды являются потенциально рудоносными на молибденит-шеелитовое и шеелитовое оруденение, сопровождающееся либо кварц-полевошпатовыми метасоматитами, либо скарнами. Для таких гранитоидов характерна сфенортит-магнетитовая (с цирконом) ассоциация акцессорных минералов.

При повышении показателя эманационного концентрирования в сравнительно узком диапазоне (5.5-5.8) гранитоиды потенциально рудоносны на апатит-шеелит-колчеданное оруденение, для которого характерно совмещение двух генетически различных рядов метасоматических формаций: 1 - скварново-пропилитового и 2 - кварц-полевошпатовых ме-

Таблица 4. Распределение гранитоидов Приморья по степени эманационного концентрирования вольфрама $\text{ПЭК} = W_n \cdot 100 / W_q \cdot q$ (пояснение в тексте).

Массив и число проб	W_n /коэф. вариации	W_q	q	ПЭК	Рудопоявление, месторождение
Анучинский (3)	2.0/43.0	4.0	30	1.7	Анучинское шеелит-молибденитовое Уссурийское шеелит-молибденит-магнетитовое
Черниговский (3)	2.9/34.0	4.8	30	2.5	
Глазковский (3)	0.9/36.0	1.2	30	2.5	
Водопадный (3)	1.6/36.7	3.5	30	3.0	Детальное молибденит-шеелитовое Звездное молибденит-шеелитовое
Правобережный (4)	1.8/48.0	1.9	30	3.2	Партизанское шеелит-магнетитовое
Владимирский (5)	2.8/46.3	2.6	31	3.3	Першинское молибдошеелит-магнетитовое
Максимовский (3)	2.3/39.0	1.9	32	3.4	Фунтиковское молибденит-шеелитовое
Бисерный (5)	1.62/55.0	1.5	32	3.4	Тиссовое молибденит-шеелитовое. Развилостое молибденит-шеелитовое
Радужный (3)	2.2/35.0	2.1	28	3.7	Радужное шеелитовое
Беневской (5)	1.9/38.7	1.6	30	4.0	Беневское шеелитовое
Шетухинский (2)	2.3/36.0	2.4	20	4.8	
Усть-Дальнинский (8)	2.4/75.5	1.6	30	5.0	
Предок (3)	1.8/35.2	1.4	25	5.1	
Козинский (2)	2.1/15.8	1.8	25	5.2	
Ново-Гордеевский (3)	1.3/58.2	0.8	30	5.4	Восточное молибденит-шеелитовое
Олимпийский (3)	6.6/44.5	4.0	30	5.5	Олимпийское шеелит-колчеданное
Дальнинский (5)	1.67/50.4	1.2	24	5.8	Восток-2 шеелит-колчеданное
Белогорский (3)	2.2/97.8	1.2	30	6.1	Тигровое шеелитовое Белогорское касситерит-вольфрамитовое Западное касситерит-вольфрамитовое
Шибановский (3)	2.1/58.0	1.3	28	6.5	Песчаное касситерит-вольфрамитовое Ивановское касситерит-вольфрамитовое
Валентиновский (5)	2.6/63.0	1.2	30	7.2	Глазковское вольфрамитовое
Павловский (3)	1.8/52.0	0.8	30	7.5	Чапаевское вольфрамит-касситеритовое
Излучинский (3)	3.08/40.8	1.6	25	7.7	Тигриное вольфрамит-касситеритовое
Марьяновский (2)	2.4/34.0	0.8	30	10.0	Марьяновское касситеритовое

тасоматитов - грейзенов-березитов [20]. Среди акцессорных минералов таких гранитоидов наряду с магнетитом присутствуют ильменит и ортит. По мере дальнейшего роста показателя эманационного концентрирования (более 6) граниты, характеризующиеся преобладанием ильменит-рутил-монацитов ассоциации акцессорных минералов, становятся потенциально рудоносными на касситерит-вольфрамитовое оруденение с явно выраженной тенденцией активизации оловоносных магматогенно-рудных систем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хотя многие гранитоиды Сихотэ-Алиня потенциально вольфрамоносны, рудопродуктивность их крайне изменчива и зависит от геодинамической обстановки кристаллизации конкретных массивов. Тектонические подвижки, приводящие к разгерметизации магматических камер и нарушающие редокс-потенциал кристаллизующихся систем, обусловили декомпрессию последних и дренаж обогащенной вольфрамом флюидной (флюидно-гидротермальной) фазы. Такой непрерывно-прерывистый процесс многократного эманационного концентрирования вольфрама в напряженном геодинамическом поле, типичном для зон влияния подновляющихся разломов, сходен с применяемой в технике многоступенчатой флотацией, при которой извлекается наибольшее количество металла. Рудопродуктивные массивы, с которыми парагенетически связаны месторождения вольфрама различных формационных типов, отличаются различным нормативным и модальным составом слагающих их пород, характеризуются присутствием разновозрастных генераций породообразующих и акцессорных минералов и сопровождаются весьма пестрыми по составу дайковыми сериями.

Автор глубоко признателен В.Г.Сахно и Л.Н.Хетчикову за критические замечания, которые полностью учтены в окончательном варианте работы, и В.Г.Судзеловской за помощь в оформлении рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апельцин Ф.Р., Павлов Е.С., Гетманская Н.С. и др. Поиски, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений вольфрама. М.: Недра, 1983. 229 с.
2. Белов Н.В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магм // Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 95-101.
3. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А. и др. Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах. М.: Наука, 1981. 256 с.
4. Брызгалин О.В., Присягина Н.И. Образование хлоридных комплексов вольфрама в водно-солевых растворах при высоких температурах // IV конф. по минералогии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л.: ЛГУ, 1981. Раздел IV. С. 52.
5. Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией Луна-16 // Геохимия. 1971. № 3. С. 261-273.
6. Воеводин В.Н., Сушенцов В.С., Грановский А.Г., и др. Условия формирования ртутно-вольфрамового оруденения Тамватнейского месторождения (Анадырско-Корякский район) // Изв. АН СССР. 1984. Сер. геол. № 9. С.68-78.
7. Войткевич Т.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С. и др. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
8. Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока // Геохимические критерии потенциальной рудоносности Дальнего Востока. Иркутск, 1970. С.83-145.
9. Грамм-Осипов Л.М., Репечка М.А. и др. К геохимии осадков Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973. С. 91-114.
10. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. 216 с.
11. Киреев В.А. Курс физической химии. М.: ГХИ, 1956. 832 с.
12. Левашев Г.Б., Недашковский П.Г. Закономерности размещения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: ЛГУ, 1971. С.68-75.
13. Левинтов М.Е. Прогнозирование вольфрам-галогенной формации в Восточной Монголии // IV конф. по минералогии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л.: ЛГУ, 1981. Раздел V. С. 30.
14. Попов В.К., Гребенников А.В. О механизме поверхностной дифференциации кислых расплавов на примере изучения флюидальных риолитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 1. С. 94-96.
15. Пospelов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 356 с.
16. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 182 с.
17. Реми Г. Курс неорганической химии. М.: Мир, 1966. Т. II. 836 с.
18. Рингвуд А. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
19. Ростовский Ф.И. Вольфрам в кварце гранитоидов Сихотэ-Алиня как показатель их рудоносности // Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР. Л.: ЛГУ, 1986. Раздел II. С. 70-71.
20. Ростовский Ф.И., Ивакин А.Н., Николаева А.Н. О полиформационности скарново-шеелит-сульфидного оруденения Приморья // Фанерозойский магматизм Сихотэ-Алинской вулканической области. Владивосток, 1987. С. 142-154.
21. Ростовский Ф.И. Соотношение щелочей в гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикатор минерального типа вольфрамовых формаций // Рудные формации струк-

- тур зоны перехода континент-океан. Магадан, 1988. С. 60-61.
22. Руб М.Г., Тронева Н.В. Аксессуары минералы как индикаторы рудоносности гранитоидов // Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 62-79.
23. Серафимова Е.К. Геохимия и минералогия возгонов Камчатки // Междунар. геохимич. конгресс. М.: Наука, 1971. Ч. I. С. 290-291.
24. Степанов Г.Н., Ростовский Ф.И., Макиевский В.П. Генетические особенности шеелит-магнетитовой минерализации формации магнезиальных скарнов в Приморье // IV конф. по минералогии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР, Л.: ЛГУ, 1981. Раздел III- IV. С. 42-48.
25. Степанова Н.А. Колориметрическое определение микрограммовых содержаний молибдена и вольфрама по реакции с дитиолом // Методы химического анализа минерального сырья. М.: Недра, 1968. С. 15-22. (Тр. ВИМСа, вып. II.)
26. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
27. Филимонова Л.Г. О находке самородных металлов в вулканитах Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1981. Т. 262, № 2. С. 447-450.
28. Филимонова Л.Г. Вулканогенные гепоксиды Южного Сихотэ-Алиня как индикатор глубинных процессов и рудоносности эффузивов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 447-450.
29. Штемпрок М. Геохимическое значение несмесимости в расплавах силикатных систем, содержащих вольфрам и молибден // Изв. АН СССР. 1974. Сер. геол. № 4. С. 60-71.
30. Bottinga Y., Richet P. Silicate melts. The "anomalous" pressure dependence of the viscosity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 56, N 13. P. 2725-2731.
31. Green D.N., Ringwood A.E. Significance of primitive lunar basalts composition present in Apollo 15 solis and breccias // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19, N 1. P. 1-8.
32. Johnston W.D. Oxidation-reduction equilibria in molten $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ glass // Ibid. 1965. V. 48, N 4. P. 184-190.
33. Naslund H.R. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts // Amer. J. Sci. 1976. V. 276, N 9. P. 1147-1177.

Поступила в редакцию 24 марта 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

F.I. Rostovsky

Some aspects of tungsten geochemistry in the process of igneous rock formation in Primorye

Behaviour of tungsten in magmatic process depends on its variable valency and the pattern of redox-potential change in crystallized systems. When tholeiitic melts are crystallized, crystallochemical dispersion of tungsten predominates, because W^{4+} ions come into the lattice of rock-forming ferromagnesian silicates, plagioclase, and titaniferous minerals. Considerable growth of redox-potential in the process of magmatic differentiation of calc-alkaline rock series increases the valence of tungsten ions in melts. Transition of W^{4+} into W^{6+} is a dynamic geochemical barrier controlling the change of crystallochemical dispersion of tungsten for its emanation concentration in fluidal (fluid-hydrothermal) phase of melts together with alkalis. Scales of the tungsten emanation concentration in granitoids depend on geodynamic situation in certain massifs during crystallization. The criterion of the potential tungsten content in granitoids may be the ratio of tungsten content in the rock to that in the total rock-forming quartz, the crystalline lattice of which excludes tungsten isomorphic coming into it. At relatively low values of this ratio (4), granitoids of Sikhote-Alin are in potential promising for molybdenite-scheelite mineralization. With this ratio increasing, granitoids become in potential promising for apatite-scheelite-pyrite mineralization, and then for wolframite-cassiterite mineralization with pronounced tendency of tin presence in magmatogene-ore systems.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ИНТРУЗИВНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ) И
НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИСА**

Л.Ф.Сырицо**, *М.Д.Рязанцева, *Е.В.Волкова**, *В.Н.Топорский******

**Институт земной коры, г. Санкт-Петербург*

***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

****Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург*

Анализ распределения редких и рассеянных элементов и их изотопных соотношений (изотопия стронция, неодима, кислорода) в интрузивных образованиях Вознесенского рудного района (Приморье) позволил выделить вертикальный петрогенетический ряд, модель петрогенезиса которого разработана нами ранее на примере редкометалльных провинций Забайкалья и представляет собой интеграционный эффект, определяемый процессами смещения мантийного и корового вещества. В Вознесенском рудном районе этот петрогенетический ряд представлен следующим образом. Формированию редкометалльного вознесенского гранитного комплекса предшествовало становление части габбро-монцонит-сиенитового комплекса, отличающейся от общей массы пород этого ряда повышенной щелочностью, резко повышенными концентрациями тугоплавких элементов (Ti, Zr, Nb, Y), F и P, а также Rb и Sr. Вознесенский гранитный комплекс - это ряд дифференциатов единого магматического очага, в составе которого по геохимическим данным выделяются две фазы внедрения: 1 - биотитовые и биотитовые лейкократовые граниты, 2 - протолитионитовые лейкограниты с соответствующим рядом внутрикамерных дифференциатов и "апогранитов". Данные представления основаны на закономерностях распределения гаммы петрогенных, редких и рассеянных элементов, соответствующих стандартному ряду дифференциатов лейкогранитовой формации редкометалльных провинций. Вознесенский гранитный комплекс хорошо сопоставляется с редкометалльной лейкогранитовой формацией кукульбейского комплекса Забайкалья. Положение интрузивных комплексов ВРР на диаграмме Дж.Пирса свидетельствует о специфике геодинамического развития региона и наличии здесь двух различных геодинамических обстановок - ранней внутриплитной для гранитоидов вознесенского комплекса и активной континентальной окраины для габбро-монцонит-сиенитового комплекса.

Ключевые слова: Приморье, интрузивный магматизм, геохимия, изотопия.

Решение проблемы формирования рудогенерирующих редкометалльных гранитоидных магм во многом зависит от степени полноты изучения развития магматизма в целом, выявления ассоциативных связей редкометалльных гранитов (РГ) с различными этапами его проявления. На примере редкометалльных провинций фанерозоя (Монголия, Забайкалье, Чешский массив) установлено, что образование РГ соответствует наиболее позднему этапу развития долгоживущих интрузивных систем, в составе которых присутствуют породы основного и среднего составов. Так, на примере Забайкалья нами показано [8-10,12], что плюмазитовые редкометалльные граниты (ПРГ) завершают формирование когенетичных интрузивных серий, ранние этапы которых представлены специфическими субщелочными габ-

броидами и монцонитоидами мантийного происхождения. По химизму эти серии представляют собой дискретно-преемственные ряды составов пород, сохраняющие на всем протяжении становления сквозную геохимическую специализацию, наследуемую от пород ранних этапов. Анализ распределения редких и рассеянных элементов и их изотопных соотношений (изотопия стронция, неодима, кислорода) дает основание рассматривать их в виде вертикального петрогенетического ряда, модель петрогенезиса которого представляет собой интеграционный эффект, определяемый процессами смещения мантийного и корового вещества, изменением состава протолита, процессами фракционирования на этапах становления отдельных комплексов [8].

По последним геохронологическим данным [7], в Вознесенском рудном районе (ВРР) последовательность образования интрузий является антидромной, и это обстоятельство заслуживает внимания. Геохимический анализ такой нетипичной закономерности представляет безусловный интерес.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

ВРР расположен в краевой юго-западной части Ханкайской аккреционно-складчатой системы (АСС) Приморья, сложенной осадочно-метаморфизованными толщами протерозоя-нижнего палеозоя (рис.1). Вследствие гетерогенности основания Ханкайская АСС имеет блоковое строение. По мнению ряда исследователей [4,5], Вознесенский блок, один из южных блоков АСС, в конце раннего кембрия

обособился в виде крупного поднятия и оставался стабильным на протяжении второй половины кембрия и почти всего ордовика. На границе ордовика и силура регион подвергся тектоно-магматической активизации, с которой связаны интенсивная магматическая деятельность и формирование ряда интрузивных комплексов, последовательность становления которых трактуется неоднозначно [4-7], что обусловлено плохой обнаженностью, отсутствием четко выраженных геологических контактов и геохронологических данных. Наиболее достоверной представляется схема развития магматизма в ВРР, предложенная М.Г. Руб [5], по которой выделяются следующие интрузивные комплексы: раннепалеозойский габбро-пироксенитовый, ранне-среднепалеозойский вознесенский комплекс гранитов и лейкогранитов, среднепалеозойский габбро-монзонит-сиенитовый, средне-

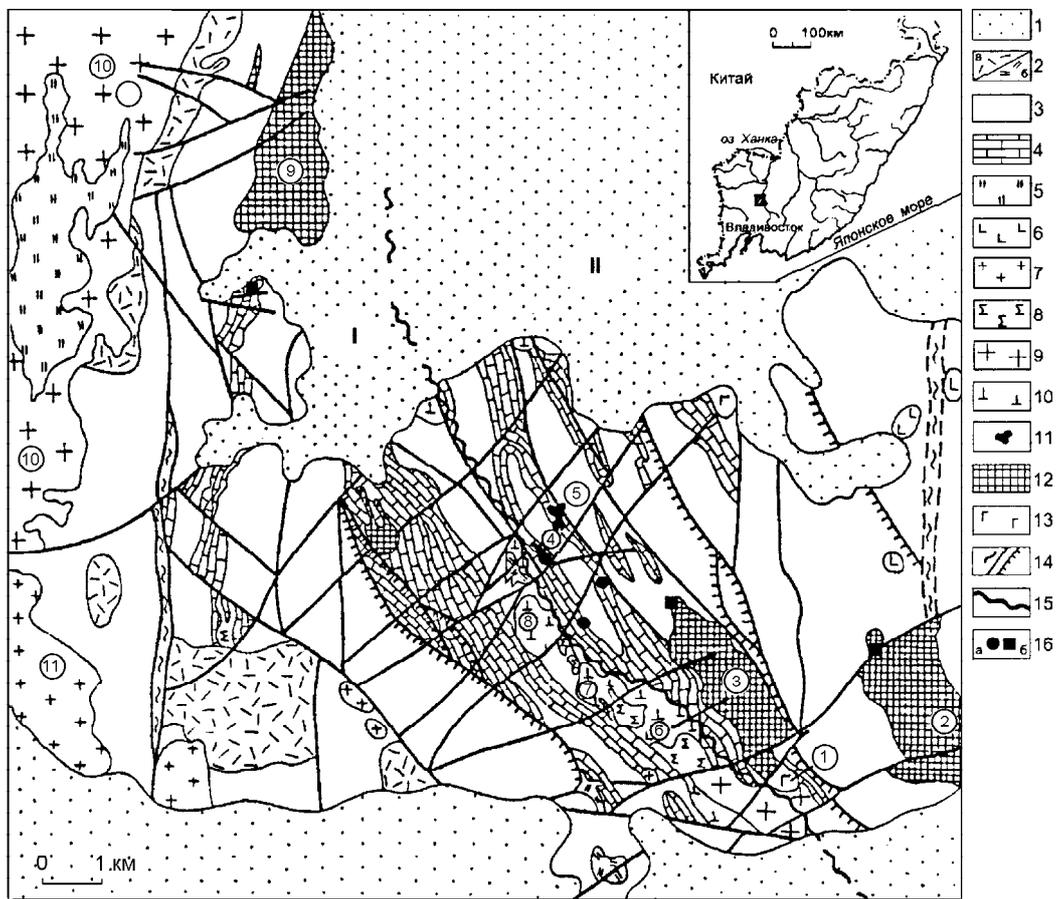


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вознесенского рудного района (Приморье). Составила М.Д.Рязанцева.

1 - кайнозойские депрессии; 2 - девонские вулканиты: а – покровные фации, б - экструзии; 3 - терригенные породы раннего кембрия; 4 - карбонатные породы раннего кембрия; 5 - провесы кровли в гродековских гранитах (метаморфические породы PR); 6 - неогеновые базальты; 7 - григорьевские граниты; 8 - сиениты; 9 - гродековские граниты; 10 - диориты и диорит-монзониты; 11-12 - граниты вознесенского комплекса: 11 – протолитионитовые, 12 - биотитовые; 13 - чапаевское габбро; 14 - тектонические нарушения; 15 - граница Первомайской I и Ярославской II подзон (разные типы разрезов); 16 - основные месторождения: а) флюорита; б) олова.

Цифры в кружках - интрузивные массивы: 1 - соп. Колхозной, 2 - Чихезский, 3 - Ярославский, 4 - Вознесенский, 5 - Пограничный, 6 - соп. Липовой, 7 - соп. Лисьей, 8 - соп. Москаленкова, 9 - Первомайский, 10 - Гродековский, 11 – Григорьевский.

непалеозойские комплексы гранитов - гродековский и григорьевский.

На характер развития магматизма и металлогеническую значимость региона оказали исключительное влияние два обстоятельства: мощные дорифейские разломы, обусловившие, очевидно, доступ глубинного, возможно мантийного, флюидно-теплого подтока, и наличие в составе вмещающих толщ карбонатных пород, являющихся геохимическим барьером для осаждения рудного вещества.

По последним данным геохронологии [7], наиболее древние магматические образования представлены габбро-пироксенитовым комплексом (559 ± 87 млн лет). Эти породы слагают небольшие массивы в южной части района, имеют активные контакты с нижнекембрийскими осадочными породами и прорываются гранитами гродековского комплекса. Формирование этих пород завершало или происходило одновременно со складчатостью. Следующая возрастная группа пород - вознесенский комплекс гранитов и лейкогранитов (452 ± 4 млн лет), с которыми пространственно и парагенетически связано редкометалльное оруденение региона. Граниты этого комплекса слагают небольшие массивы трещинного типа, вытянутые, как и складчатые структуры, в северо-западном направлении, но явно дискордантные по отношению к складчатости. Так же как в кукульбейском комплексе Забайкалья, в составе вознесенских гранитов выделяются две основные фазы. Главную фазу представляют среднезернистые порфириовидные биотитовые, нередко турмалиносодержащие граниты, слагающие относительно крупные массивы - Ярославский, Первомайский, Чихезский. В качестве заключительной фазы здесь также выступают лейкократовые протолитионитовые граниты, образующие малые штоки, апикальные части которых интенсивно альбитизированы и грейзенизированы - Пограничный, Вознесенский массивы. Взаимоотношения между этими разновидностями пород, как и во многих других регионах, здесь не прослеживаются. Отличительной особенностью вознесенского комплекса является наличие большого количества даек меланократовых пород, предшествующих его образованию, синхронных с ним и пострудных [5], широко распространенных в пределах различных месторождений. Наличие этих даек связывается с существованием глубинного мантийного источника [4]. Именно с вознесенскими гранитами генетически или парагенетически связана большая часть месторождений и рудопоявлений района, в том числе танталовая минерализация апогранитового типа, оловянно-вольфрамовые месторождения касситерит-кварцевой формации, оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации; во вмещающих карбонатных породах сформированы флюоритовые

залежи, представляющие собой десилицированные апокарбонатные грейзены [2].

Более поздним является гродековский комплекс гранитоидов (411 ± 14 млн лет), относящихся к формации гранитных плутонов, не обладающих большой вертикальной мощностью. Здесь, так же как и в Забайкалье, в качестве первой фазы комплекса довольно условно выделены интрузии среднего и основного состава, слагающие небольшие тела среди огромных массивов гранитов. Во всех случаях эти породы либо прорываются гранитами, либо содержатся в них в виде ксенолитов. Среди многочисленных фациальных разновидностей в составе гродековского комплекса преобладают биотитовые средне-крупнозернистые граниты. Судя по широкому проявлению процессов ассимиляции, контаминации, мигматизации, это типично автохтонные палингенные гранитоиды [7]. По времени формирования (395 ± 7 млн лет) этому комплексу близок вулканоплутонический комплекс григорьевский, получивший широкое развитие в обрамлении Ханкайской АСС. В пределах ВРР известны небольшие массивы характерных розовых и красных крупнозернистых порфириовидных гранитов, относимых к этому комплексу.

Особое место среди интрузивных образований района занимают породы габбро-монцонит-сиенитового ряда, которые слагают цепочку небольших интрузий, трассирующую глубинный разлом. Фрагментарность геохронологических данных, полученных по единичным массивам (415 ± 48 млн лет), с одной стороны, крайняя неоднородность редкоэлементного состава - с другой, позволяют предположить вероятность их полигенности и полихронности при наличии нескольких различных источников магмогенерации.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ

Для корректного сопоставления составов пород в работе используются исключительно оригинальные аналитические данные, статистические средние по которым приведены в таблице. На классификационной петрохимической диаграмме подавляющее большинство интрузивных пород ВРР располагается в поле составов субщелочных пород (рис. 2). Исключение составляют лишь габброиды наиболее раннего, габбро-пироксенитового комплекса (массив соп. Колхозной) и граниты гродековского комплекса, попадающие в поле составов пород нормальной щелочности. Породы габбро-монцонит-сиенитового комплекса образуют соответствующий тренд возрастания щелочности с увеличением кремнекислотности, представляя по этому признаку ряд дифференциатов: субщелочные габброиды соп. Ли-

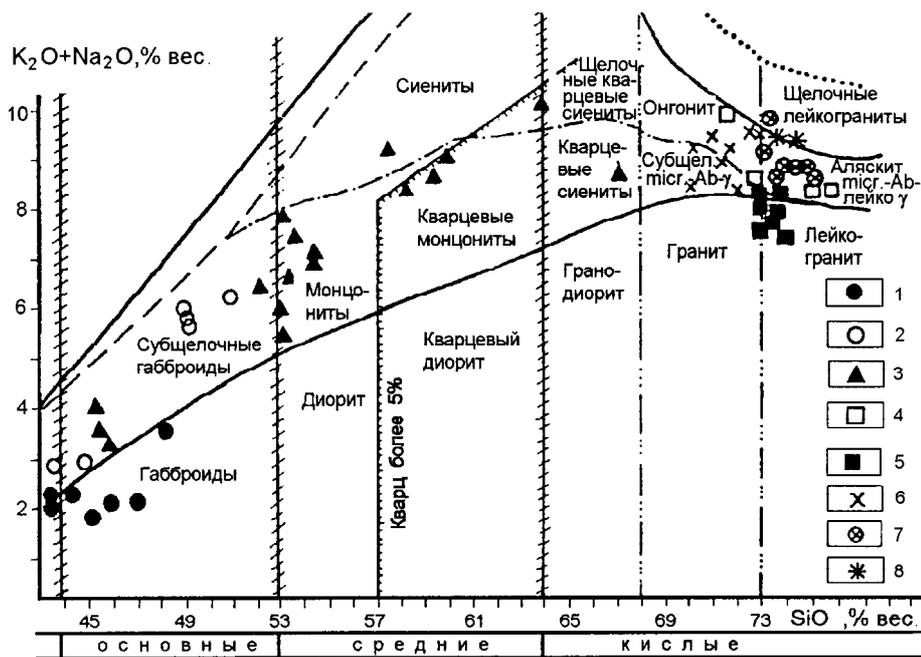


Рис. 2. Положение составов интрузивных пород Вознесенского рудного района (Приморье) на классификационной петрохимической диаграмме.

1-2 - габбро-пироксенитовый комплекс: 1 - габбро, 2 - дайки баркевикитовых порфиров; 3 - габбро-монцитит-сиенитовый комплекс; 4 - григорьевский комплекс; 5 - гродковский комплекс; 6-8 - вознесенский комплекс гранитов и лейкогранитов: 6-7 - граниты первой фазы: 6 - нормальные, 7 - лейкограниты, 8 - протолитионитовые граниты заключительной фазы.

сней - монцититы соп. Липовой - кварцевые монцититы соп. Сиенитовой - кварцевые сиениты соп. Лисей. Примечательно, что, в отличие от К-специализации пород Забайкалья [8], во всех разновидностях пород этого ряда в ВРР в составе щелочей доминирующим является натрий. Граниты вознесенского комплекса значительно варьируют в рассматриваемых координатах в зависимости от принадлежности к тому или иному массиву. Меньшей кремнекислотностью при большей фемичности отличаются граниты Ярославского массива. Собственно лейкогранитами ($SiO_2 > 73\%$) являются породы Первомайского и Чихезского массивов, характеризующиеся пониженной

фемичностью и основностью. В заключительных фазах этого комплекса содержание SiO_2 несколько падает, происходит резкое перераспределение щелочей в пользу натрия. Как видно из таблицы, в указанном ряду пород (ан.7 — 10) изменение величины K/Na отношения происходит весьма последовательно и синхронно с накоплением характерных литофильных элементов, что позволяет рассматривать их в виде ряда дифференциатов, завершающихся образованием апогранитов. Главная фаза гродковского и григорьевского комплексов представлена биотитовыми гранитами при большей валовой щелочности их и преобладании калия над натрием.

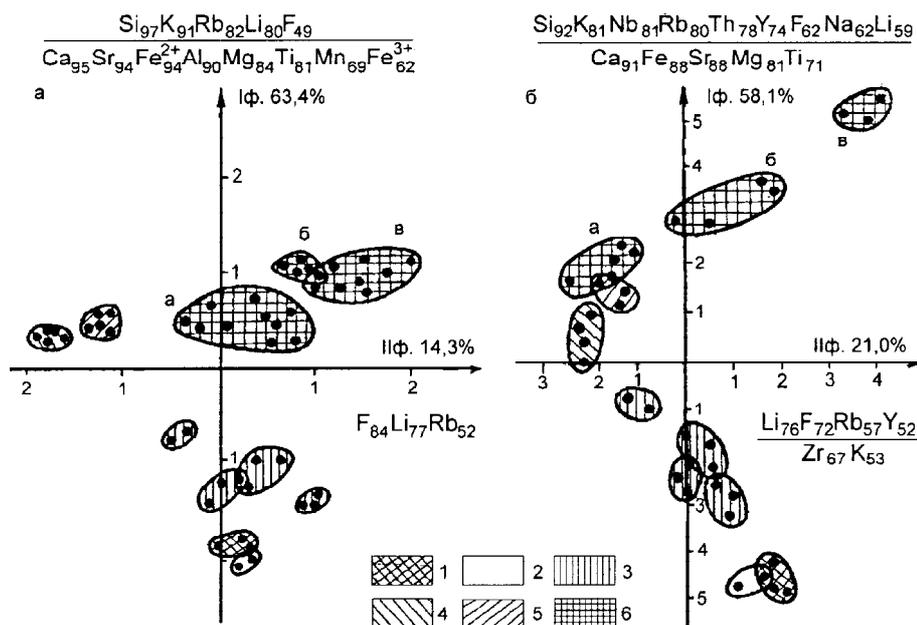


Рис. 3. Графический образ соотношения химизма интрузивных комплексов Вознесенского рудного района в координатах главных факторов: а) - петрохимических, б) - петрогеохимических (диаграмма Уайтфорда).

Интрузивные комплексы: 1 - габбро-пироксенитовый; 2 - дайки баркевикитовых порфиров; 3 - габбро-монцитит-сиенитовый; 4 - гродковский; 5 - григорьевский; 6 - вознесенский: а - Ярославский массив; б - Чихезский массив; в - Первомайский массив.

На диаграмме сериальности Уайтфорда [15] все интрузивные образования ВРР, за исключением габбро-пироксенитового комплекса, располагаются исключительно в поле составов высоко-К известково-щелочной серии (рис. 3). И в этом проявляется их принципиальное отличие по составу от аналогичных образований Забайкалья и Чехии, где представлены породы серий высокой щелочности. В поле составов субщелочной серии попадают лишь единичные анализы сиенитов, предельных дифференциатов габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Характерной отличительной особенностью является также слабое развитие пород собственно гибридного гранодиоритового состава, наиболее распространенной разновидности пород в Забайкалье, что может служить показателем значительно меньших масштабов смесимости базальтоидного и корового вещества в пределах ВРР.

По петрохимическому составу и геохимическим данным (табл.) габбро - пироксенитовый комплекс представляет собой габброиды нормального известково-щелочного ряда, отличительной особенностью которых по сравнению с другими породами сходной кремнекислотности является низкое содержание Zr, Nb, Y, Th, Ti, т.е. группы тугоплавких элементов, типичной для субщелочных мантийных базальтоидов типа шошонитов и дурбахитов, а также Rb и P.

Для пород монцонитоидного комплекса, включая субщелочные габбро, напротив, типично повышенное содержание всех указанных выше элементов. Так же, как в Забайкалье, их отличает высокая концентрация фтора, сопоставимая с содержанием в ранней фазе вознесенских гранитов. Указанные геохимические особенности с определенной долей условности позволяют сопоставить эти породы с геохимическим типом пород латитового ряда. Интрузивные комплексы такого состава в Забайкалье и Чехии (шахтаминский, сретенский, даурский, локетский), как правило, предшествуют образованию собственно гранитовых комплексов, завершающихся образованием РГ. По имеющимся данным геохронологии [7], в пределах ВРР формирование монцонитоидного комплекса является более поздним по отношению к вознесенскому комплексу. Однако, учитывая фрагментарность этих данных и, в то же время, значительные вариации в химическом составе монцонитоидов различных участков (см. табл.), есть основания предполагать полигенность и возможную полихронность габбро-монцонит-сиенитового комплекса этого региона. Наиболее контрастным составом отличаются габбро соп. Лисьей, для которых отсутствуют какие-либо возрастные данные. Они характеризуются повышенным содержанием индикаторных тугоплавких и некогерентных гранитофильных элементов, составляющих специфику субщелоч-

ной серии. Не исключено, что именно эти габброиды представляют собой геохимический облик “материнской” магмы, родоначальной для серии, завершающейся образованием РГ в рассматриваемом регионе.

Как видно из приводимой таблицы, а также ранее опубликованных материалов [5,7], химические составы габброидов различных участков варьируют в исключительно широких пределах, что позволяет рассматривать их в качестве нескольких самостоятельных типов. По химизму выделяются три главных типа габброидов. Так, габбро соп. Колхозной, относимые к габбро-пироксенитовому комплексу, отличаются наиболее высоким содержанием магния (MgO - 9,11 % масс.), кальция (CaO - 12,09 % масс.), при наименьшем суммарном содержании щелочей, преобладании натрия над калием и, как отмечалось выше, низким содержанием тугоплавких элементов Ti, Zr, Nb, Y, Th, а также P и Rb. В то же время, габбро Чапаевского участка, по данным М.Д.Рязанцевой [7], характеризуются, напротив, низким содержанием магния (MgO - 1,35 % масс.), глинозема (Al_2O_3 - 14,42 % масс.), наиболее высоким содержанием кальция (CaO - 17,5 % масс.), железа (FeO - 11,34 % масс.). По сравнению с габбро соп. Колхозной в них повышено суммарное содержание щелочей при преобладании калия над натрием. Среди рассматриваемых габброидов они характеризуются самым низким содержанием Sr (до 600 г/т) и Rb (до 80 г/т) (рис.4.) Габбро соп. Лисьей отличает высокое содержание щелочей (субщелочной ряд) при преобладании натрия над калием, низкое содержание магния (MgO - 3,15 % масс.), железа (FeO - 4,77 % масс.). По сравнению с габбро соп. Колхозной в этих породах резко повышено (в 3-4 раза) содержание тугоплавких элементов (Ti, Zr, Nb, Y), фтора и фосфора. При одном уровне кремнекислотности, по сравнению с другими габброидами, их отличает самое высокое содержание Rb и Sr (см. рис. 4). К сожалению, эта группа габброидов лишена каких-либо геохронологических реперов.

На всех типах факторных и дискриминантных (Rb-Sr, Rb-Zr) диаграмм (см. рис. 3-5) фигуративные точки составов пород вознесенского комплекса определенно обособляются в виде 3 групп полей, объединяемых общим геохимическим трендом развития в следующей последовательности: биотитовые граниты Ярославского массива—биотитовые лейкограниты Чихезского-Первомайского массивов—протолиитонитовые граниты Пограничного массива—апограниты. Направленное и выдержанное изменение химизма, выражающееся в возрастании кремнекислотности, содержания редких щелочных элементов и фтора при синхронном уменьшении фемичности и основности, а соответственно - содержания Sr и Zr, хорошо отвечает процессу кристаллизационного

Таблица. Химический состав интрузивных образований Вознесенского рудного района Приморья (оценка вариации среднего $\bar{x} \pm \sigma$).

масс. %	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,81±0,53	45,8±30,21	49,09±0,22	52,76±0,48	54,04±0,71	58,45±1,41
TiO ₂	0,23±0,05	1,40±0,03	0,92±0,02	1,08±0,08	1,04±0,03	0,90±0,09
Al ₂ O ₃	22,78±2,24	18,71±0,53	22,04±0,31	20,72±1,02	18,31±0,99	19,14±0,70
Fe ₂ O ₃	1,65±0,46	3,21±0,07	0,95±0,16	2,10±0,61	1,28±0,72	3,00±1,89
FeO	6,06±0,60	7,36±0,42	4,77±0,09	5,82±0,09	6,84±0,03	3,65±0,42
MnO	0,11±0,01	0,16±0,01	0,19±0,01	0,13±0,01	0,11±0,01	0,12±0,00
MgO	9,11±1,46	6,35±0,47	3,15±0,12	1,70±0,09	3,45±0,10	1,11±0,02
CaO	12,09±0,30	10,28±0,71	10,19±0,14	6,90±0,74	7,45±0,28	3,37±0,94
Na ₂ O	1,29±0,13	2,27±0,25	3,40±0,16	4,27±0,39	3,55±0,52	4,97±0,26
K ₂ O	0,94±0,13	1,21±0,39	2,46±0,07	2,95±0,32	2,67±0,40	3,91±0,73
P ₂ O ₅	<0,01	0,31±0,01	0,22±0,01	0,38±0,04	0,25±0,01	0,16±0,09
n	3	2	3	3	3	2
r/r						
F	0,11±0,02	0,10±0	0,23±0,01	0,11±0,03	19±1	12±2
Li	53±4	76±25	40±0	27±0	49±27	11±3
Rb	83±20	81±37	157±2	102±13	168±5	170±32
Sr	677±52	846±21	902±39	840±18	519±8	515±36
Zr	29,9±9,5	108,5±0,9	121,7±14,0	137,3±5,5	190,0±17,3	211,5±2,10
Nb	3,7±0,9	10,6±0,6	9,3±0,1	13,3±1,3	15,6±1,0	17,6±4,2
Y	12,8±4,6	26,4±1,7	23,4±3,6	30,6±2,9	48,7±3,2	36,5±2,1
Th	<2,0	<2,0	5,7±0,8	6,1±0,9	10,0±0,9	6,1±2,4
n	9	2	3	3	3	2

7	8	9	10	11	12
72,89±0,45	74,58±0,53	73,86±1,03	74,28±0,55	73,44±0,32	73,84±1,64
0,28±0,03	0,09±0,02	0,03±0,01	0,04±0,01	0,16±0,04	0,15±0,06
14,72±0,24	14,36±0,12	14,30±0,26	14,49±0,33	13,96±0,27	13,01±0,45
0,46±0,21	0,69±0,24	0,12±0,08	0,03±0,02	0,99±0,23	1,37±0,67
1,58±0,26	0,86±0,32	1,03±0,17	0,92±0,02	0,84±0,35	1,36±0,35
0,05±0,03	0,07±0,02	0,04±0,01	0,04±0,00	0,03±0,01	0,04±0,01
0,14±0,03	0,10±0,00	0,10±0,00	0,10±0,00	0,38±0,25	0,24±0,15
0,82±0,29	0,43±0,02	0,56±0,35	0,38±0,02	1,10±0,34	0,67±0,31
3,73±0,73	4,50±0,43	5,08±0,09	5,55±0,15	3,11±0,27	3,53±0,60
4,89±0,34	4,34±0,06	3,97±0,31	3,69±0,18	4,67±0,34	4,89±0,34
0,07±0,02	0,01±0,00	-	-	0,03±0,02	0,02
3	3	5	3	5	5
20±7	37±7	62±10	70±14	3±2	14±1
69±9	238±41	-	-	13±6	12±3
326±7	529±67	1085±72	1839±278	158±29	288±4
201±21	25±6	12±11	29±10	84±26	29±1
175,8±13,5	90,0±15,4	69,0±5,0	38,0±10,0	136,3±30,2	120,7±11,5
28,3±3,1	27,6±2,2	61,0±5,0	94,0±89,0	10,9±3,4	20,5±0,3
30,8±10,2	86,2±17,9	104,0±10,0	12,2	23,1±7,1	47,7±4,5
40,2±2,6	24,6±4,6	23,4±4,2	31,5±7,7	13,1±5,1	28,0±3,4
6	4	6	3	6	3

Примечание. Интрузивные комплексы: габбро-пироксенитовый (PZ₁): 1 - габброиды (соп. Колхозная), 2 - дайки баркевикитовых порфиринов (м. Ярославский); габбро-монцит-сиенитовый (PZ₁₋₂): 3 - габбро субщелочного ряда (соп. Лисья), 4-5 - монциты: 4 - (соп. Москаленкова), 5 - (соп. Липовая), 6 - кварцевые монциты (соп. Сиенитовая); вознесенский комплекс (PZ₁₋₂): 7 - биотитовые граниты (м. Ярославский), 8 - биотитовые лейкограниты (м. Первомайский, Чихезский), 9 - протолитионитовые лейкограниты (м. Пограничный, скв.407-6, инт. 826-1200м), 10 - циннвальдитовые апограниты (м. Пограничный, скв.407-6, инт. 625-754м); 11 - гродековский комплекс; 12 - григорьевский комплекс.

фракционирования и эманационной концентрации в ряду последовательных дифференциатов геохимического типа ПРГ [11]. Такое представление несколько противоречит данным Rb-Sr изотопии и геохронологии [7], согласно которым различия в составе этих массивов связываются с разными субстратами магмогенерации, что в конечном итоге зависит от уровней глубинности их формирования; возраст же массивов вознесенского комплекса составляет: Чи-

хезского - 452±4, Первомайского - 451±20 и Ярославского - 408±47 млн лет, при этом авторы указанной работы справедливо замечают, что величина вычисленного возраста для Ярославского массива "имеет весьма приближенное значение". Такой вывод подтверждается большой дисперсией (±47 млн лет).

Лейкограниты гродековского и григорьевского комплексов в пределах ВРР благодаря низкой фемичности и основности, малой концентрации фтора,

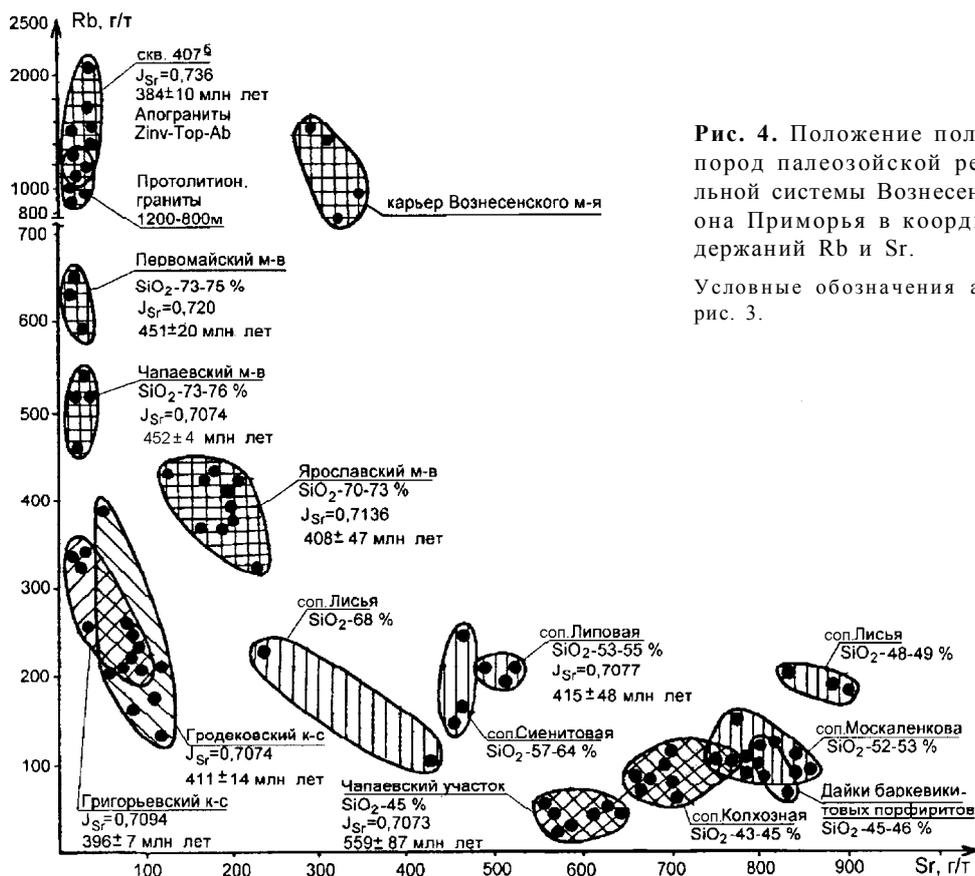


Рис. 4. Положение полей состава пород палеозойской редкометалльной системы Вознесенского района Приморья в координатах содержаний Rb и Sr.

Условные обозначения аналогичны рис. 3.

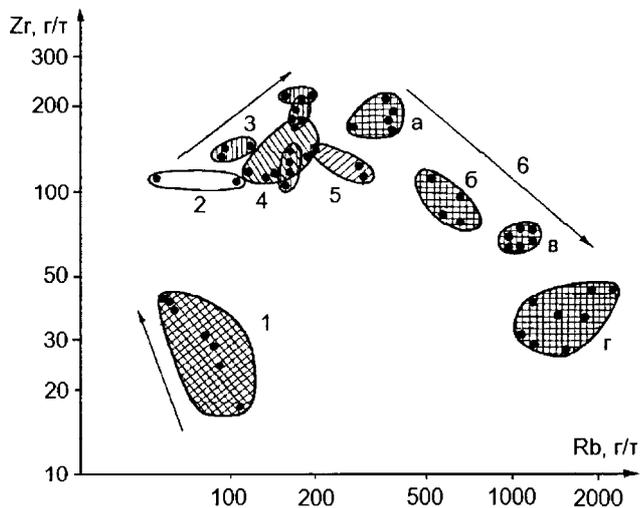


Рис. 5. Уровни концентрации Rb и Zr в интрузивных комплексах Вознесенского рудного района.

Отчетливо прослеживаются различные тенденции распределения этих элементов в процессе дифференциации различных комплексов (показано стрелками).

Условные обозначения аналогичны рис. 3.

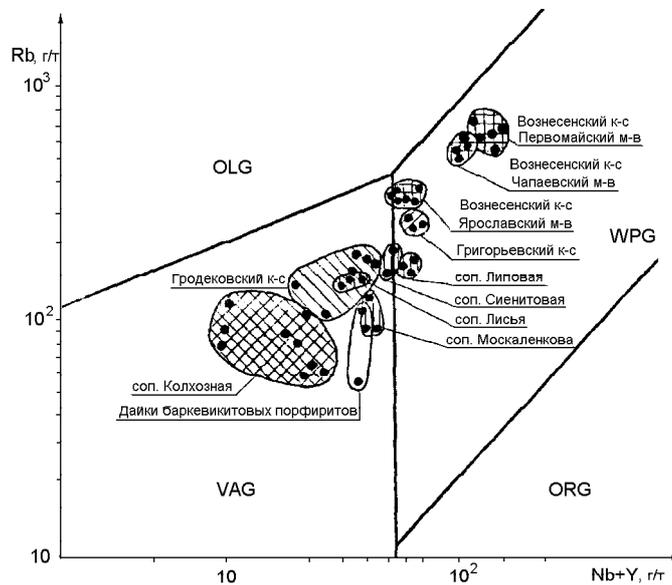


Рис. 6. Оценка геодинамических режимов формирования интрузивных образований Вознесенского рудного района на основе диаграммы Пирса [14].

Поля на диаграмме (геодинамические режимы): ORG - океанических хребтов, VAG - островных дуг, OLG - коллизионный, WPG - внутриплитный.

Условные обозначения аналогичны рис. 3.

редких щелочных элементов соответствуют палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда.

Согласно известным диаграммам геодинамических режимов [14], формирование вознесенского гранитного комплекса происходило в режиме ранней внутриплитной обстановки (WPG) (рис.6), что в сочетании с рядом геохимических особенностей (высокое содержание Rb, Zr, Nb, Th, PЗЭ, железистый состав слюд) позволяет относить их к анорогенному А-типу гранитов [13]. Сопоставление с упоминаемыми выше и рассмотренными нами ранее [8-10] редкометалльными провинциями показывает сходство вознесенских гранитов с редкометалльной лейкогранитовой формацией кукульбейского комплекса, получившей развитие в Аргунской зоне Забайкалья [10], и цинновецким типом рудногорских гранитов (Восточные Рудные Горы). Габбро-пироксенитовый же комплекс (согласно той же диаграмме (рис. 6) формировался в островодужной геотектонической обстановке, монцонитоидному комплексу ближе соответствует режим активной континентальной окраины. В отличие от Забайкалья и Чешского массива здесь отсутствуют интрузивные образования коллизионного режима, хотя, если следовать коррективам, внесенным в диаграмму Дж. Пирса В.М. Даценко [3], то гродековские граниты могут быть отнесены к коллизионным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохимические данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Судя по химическому составу, габброиды и монцонитоиды ВРР характеризуются большим разнообразием, что подтверждает высказанное ранее представление [4,5] о полигенности и полихронности этих образований в пределах рассматриваемого региона. К сожалению, именно эта группа пород геохронологически охарактеризована наиболее схематично, что крайне затрудняет сопоставление этих данных с геохимическими и рассмотрение этого материала в рамках динамики развития интрузивных серий, характерной для магматизма внутриконтинентальных редкометалльных провинций фанерозоя [1,8,12].

2. Вознесенский комплекс по геохимическим данным представляет собой ряд дифференциатов единого магматического очага, в составе которого выделяются две фазы внедрения: I фазе соответствуют биотитовые граниты Ярославского массива, биотитовые лейкограниты Первомайского и Чихезского массивов, II фаза представлена протолитионитовыми лейкогранитами Пограничного и Вознесенского массивов с соответствующим рядом внутрикамерных дифференциатов и метасоматитов - "апогранитов". Такое представление основано на закономер-

ностях распределения всей гаммы петрогенных, редких и рассеянных элементов, хорошо соответствующих стандартному ряду дифференциатов лейкогранитовой формации редкометалльных провинций фанерозоя, возникающему в процессе кристаллизационного фракционирования и эманационной дифференциации.

3. Положение рассматриваемых интрузивных комплексов на известных дискриминантных диаграммах оценки геодинамических режимов [14] в сочетании с полученными геохронологическими данными свидетельствует о специфике геологического развития региона ВРР и наличии здесь, по крайней мере, двух принципиально различных геодинамических обстановок, характерных для областей стыка континент-океан. Именно этим обстоятельством определяется кажущийся "антидромный" характер ПРГ вознесенского комплекса, получившего развитие в режиме тектоно-магматической активизации (внутриплитная обстановка - WPG) по отношению к более поздним интрузивным комплексам основного и среднего состава, характерным для нового этапа развития региона в режиме активной континентальной окраины. В этом заключается принципиальное отличие от развития магматизма внутриконтинентальных подвижных зон фанерозоя, где четко прослеживается единая направленная эволюция геодинамических режимов, и ей соответствует формирование когенетичных интрузивных серий пород, завершающихся образованием редкометалльных лейкогранитовых комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 220 с.
2. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
3. Даценко В.М. Опыт использования дискриминантной диаграммы Rb-(Y+Nb) Дж. Пирса и др. для идентификации гранитоидов различных геодинамических обстановок // Магматизм, метаморфизм и металлогения различных геодинамических обстановок: (Материалы 1-го Всерос. петрограф. совещ.). Уфа, 1995. Кн. 4. С. 53-54.
4. Руб А.К., Руб М.Г. Новые данные о магматических образованиях Приханкайского района и их соотношение с оруденением // Рудоносность магматических ассоциаций. М., 1988. С. 40-74.
5. Руб М.Г., Руб А.К. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических образований Приханкайского района // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 57-67.
6. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С. Радиологический возраст рудоносных гранитов Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 1992. № 3. С.118-122.
7. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматичес-

- ких пород Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 60-73.
8. Сырицо Л.Ф. Геохимические особенности и проблемы петрогенезиса редкометалльных рудномагматических систем фанерозоя // Тез. докл. к 4 Междунар. симпоз. по проблемам прикладной геохимии. 7-10 сент. Иркутск, 1994. С. 114.
 9. Сырицо Л.Ф., Спиридонов А.А., Старухина Л.П. Тенденции развития рудогенерирующих интрузивных систем активизированных складчатых областей // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 4. С. 967-971.
 10. Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В. Редкоземельные и редкие элементы, как показатели петрогенезиса мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья // Докл. АН. 1993. Т. 328, № 5. С. 609-612.
 11. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 220 с.
 12. Трошин Ю.П. Ассоциация редкометалльных плюмазитовых гранитов с высококалиевыми известково-щелочными вулканоплутоническими сериями пород // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск, 1986. С. 93-112.
 13. Eby G.N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis / A.R. Wolley, M. Ross (Eds). Alkaline igneous rocks and carbonatites // Lithos. 1990. V. 26. P. 115-133.
 14. Pearce Y.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks // Petrol. 1984. V. 70. P. 956-983.
 15. Whiteford D.I., Nicholls I.A., Taylor S.R. Spatial variation

Поступила в редакцию 1 сентября 1998 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

L.F. Syritso, M.D. Ryazantseva, E.V. Volkova, V.N. Toporsky

New data on geochemical peculiarities of intrusive formations of the Voznesenka ore district (Primorye) and some problems of their petrogenesis

Analysis of distribution of rare and trace elements and their isotopic ratio (for strontium, neodymium, and oxygen) in the intrusive formations of the Voznesenka ore district (VOD) allowed to distinguish a vertical petrogenetic series. Before, we have used the rare-metal provinces of Zabaykalye as the example to work out a petrogenesis model of such series. The model represents an integrated effect of processes of mantle and crustal matter mixing. In the VOD this petrogenetic series is presented by the following means. Formation of rare-metal Voznesenka granite complex was preceded by a development of a section of gabbro-monzonite-syenite complex being distinguished from the general body of rocks of this series by high alkalinity and high concentrations of infusible elements, such as Ti, Zr, Nb, Y, F, P, and Rb and Sr. The Voznesenka granite complex is composed of a number of differentiates from a single magmatic chamber. Two magma intrusions have been identified by geochemical data in the granite complex composition: (1) biotite and biotite leucocratic granites, (2) protolithionite leucogranites with an associated series of inter-chamber differentiates and «apogranites». These notions are based on the regularities of distribution of petrogenic, rare and trace elements corresponding to the standard differentiates of leucogranite formation of rare-metal provinces. The Voznesenka granite complex is well correlated to a rare-metal leucogranite formation of the Kukulbey complex of Zabaykalye. The position of the intrusive complexes of the VOD on the Y. Pearce diagram bears witnesses to a geodynamic evolution of the region, as well as to a presence here of two different geodynamic settings - an early within-plate one for the Voznesenka granitoids and the active continental margin setting for the gabbro-monzonite-syenite complex.

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.736 (571.62)

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПЕРМИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ВЕРХОЯНЬЯ И СЕВЕРНОГО ПРИХОХТЬЯ

А. Г. Клец*, С. Г. Кисляков**, В. Б. Григорьев**

*Институт геологии нефти и газа, г. Новосибирск

**Хабаровскгеология, г. Хабаровск

В разрезах пермских отложений южной части Верхояно-Колымской складчатой области и Охотского массива установлена последовательная смена фаунистических комплексов, для большей части нижней перми выделены слои с фауной, типовые разрезы структурно-формационных зон скоррелированы между собой и разрезами смежных регионов, дана биостратиграфическая характеристика региональных и местных стратиграфических подразделений.

Ключевые слова: Верхояно-Колымская складчатая область, Охотский массив, пермь, биостратиграфия.

Геологосъемочные и стратиграфические работы, проведенные в 80-е годы в Северном Приохотье и на юго-востоке Верхоянья, а также анализ материалов предыдущих исследований по смежным территориям позволяют представить обновленную стратиграфическую схему пермских отложений (таблица, рисунок). Палеонтологическая основа посвитного расчленения опорных геологических разрезов рассмотрена ранее в статье А.Г.Клеца [4], а литолого-стратиграфическая характеристика конкретных свит и толщ приведена С.Г.Кисляковым [3]. Для южной части Верхояно-Колымской складчатой области и Охотского массива в качестве региональных стратиграфических подразделений приняты горизонты, впервые выделенные в Западном Верхоянье (за пределами рассматриваемой территории) и утвержденные Межведомственным Региональным Стратиграфическим совещанием [6, 7]. В нижней перми это бытантайский и тумаринский, а в верхней - деленжинский и дулгалахский горизонты. Для бытантайского горизонта по брахиоподам выделены слои с фауной.

Переходные отложения от карбона к перми присутствуют практически во всех разрезах юго-восточного Верхоянья, где они охарактеризованы и палеонтологически. На Охотском массиве переходные слои наиболее полно палеонтологически обоснованы в разрезе реки Нют, где есть находки не только брахиопод, но и гониатитов, важнейшей группы при межрегиональных корреляциях. Вариант границы, принятый на стратиграфическом со-

щании в Хабаровске, следует считать не окончательным, а наиболее предпочтительным на данном этапе изучения, поскольку работы по биостратиграфическому изучению пограничных отложений продолжают. Нижняя граница перми проведена по появлению характерного комплекса брахиопод с *Jaktoproductus verchoyanicus*, который в более прибрежных мелководно-песчаных фациях замещается комплексом с хонетидами, что и отображено на схеме.

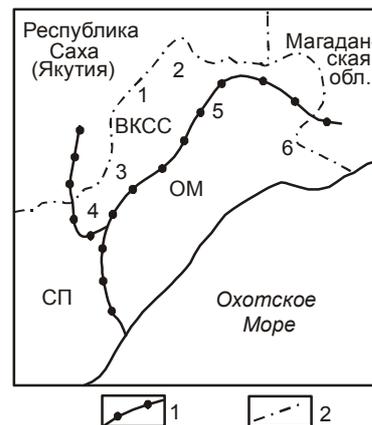


Рис. Расположение типовых разрезов на схеме районирования пермских отложений.

1 - границы основных структур, 2 - административные границы.

СП - Сибирская платформа; ВКСС - Верхояно-Колымская складчатая система; ОМ - Охотский массив.

Цифры - номера колонок в стратиграфической схеме.

Таблица.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА		РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ				
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ	ХАРАКТЕРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ		
				БРАХИОПОДЫ, ГОНИАТИТЫ, ФОРАМИНИФЕРЫ, НАУТИЛИДЫ, ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ	ФЛОРА	
ПЕРМСКАЯ	ВЕРХНИЙ	КАЗАНСКИЙ-ТАТАРСКИЙ	ДУЛГАЛАХСКИЙ	Двустворчатые моллюски: <i>Myonia bicarinata</i> Ast.-Urb., <i>M. bytantajensis</i> Ast.-Urb., <i>Deltopecten limaeformis</i> (Morris), <i>Sreblopteria levis</i> Lut. et Lob., <i>Warthia imtatshanensis</i> Popow, <i>Nuculanus</i> sp.		
				Брахиоподы: <i>Strophalosia</i> ex gr. <i>sibirica</i> Lich., <i>Cancrinelloides</i> sp. Двустворчатые моллюски: <i>Kolymia inoceramiformis</i> Lich., <i>K. zwerewi</i> Kasch., <i>K. paradoxa</i> Popow, <i>K. anaticula</i> Ast., <i>Intomodesma</i> cf. <i>pterinaeformis</i> (Popow), <i>Aphanaia alata</i> Popow, <i>Myonia bicarinata</i> Ast.-Urb.	<i>Ruffloria</i> cf. <i>brevifolia</i> (Gorel.), <i>R. cf. delicata</i> Durante, <i>Cordaites</i> ex gr. <i>kuznetskianus</i> (Gorel.) S.Meyen, <i>C. cf. gracilentus</i> (Gorel.) S.Meyen	
		УФИМСКИЙ	ДЕЛЕНЖИНСКИЙ	Брахиоподы: <i>Olgerdia zavodowskii</i> Grig., <i>Brachythyrina sibirica</i> Tschernjak, <i>Penzhinella nieluchomaclayi</i> (Zavod.). Двустворчатые моллюски: <i>Aphanaia mitcheli</i> (M'Coy), <i>A. alata</i> Popow, <i>Suypcardinia eprmica</i> Lich., <i>Solemya</i> ex gr. <i>biarmica</i> Vern., <i>Kolymia inoceramiformis</i> Popow, <i>K. irregularis</i> Lich., <i>K. nicolaei</i> (Voronez), <i>K. pergamenti</i> Mur., <i>Atomodesma paichoica</i> Mur.	<i>Paracalamites vicinalis</i> Radcz., <i>Ruffloria</i> cf. <i>derzavini</i> (Neub.) S.Meyen, <i>R. subangusta</i> (Zal.) S.Meyen, <i>Cordaites</i> (?) <i>magnus</i> (Radcz.) S.Meyen, <i>C. cf. simensis</i> Zal., <i>Crassinervia</i> cf. <i>kuznetskiana</i> (Chachl.) Neub., <i>Samaropsis</i> cf. <i>intaensis</i> Neub.	
				Брахиоподы: <i>Mongolosia russiensis</i> (Zav.), <i>Olgerdia zavodowskii</i> Grig., <i>Strophalosia</i> sp. Гониатиты: <i>Sverdrupites harkeri</i> Ruzh. Двустворчатые моллюски: <i>Aphanaia alata</i> Popow, <i>Atomodesma permica</i> (New.), <i>Maitaia pogorewitschi</i> Mur., <i>Kolymia tenuistriata</i> Mur., <i>K. pergamenti</i> Mur., <i>K. inoceramiformis</i> Lich., <i>K. cf. lima</i> Lut. et Lob., <i>Aphanaia popowi</i> Mur., <i>A. acuta</i> Lutk. et Lob., <i>Phestia</i> cf. <i>lumulata</i> Demb.	<i>Paracalamites</i> sp., <i>Annularia spiculosa</i> Rassk., <i>Ruffloria</i> sp., <i>Crassinervia</i> aff. <i>kuznetskiana</i> (Chachl.) Neub.	
		НИЖНИЙ	КУНГУРСКИЙ	ТУМАРИНСКИЙ	Брахиоподы: <i>Megousia kolymaensis</i> Lich., <i>Tumarinia</i> sp., " <i>Neospirifer</i> " <i>subfasciger</i> (Lich.), <i>Spirelytha grandis</i> Klets. Фораминиферы: <i>Saccamina arctica</i> Gerke. Гониатиты: <i>Tumaroceras jakutorum</i> Ruzh., <i>Neouddenites</i> cf. <i>andrianovi</i> Ruzh., <i>Epijuresanites musalitini</i> Popow. Двустворчатые моллюски: <i>Aphanaia alata</i> Popow, <i>Kolymia irregularis</i> Lich., <i>K. rotunda</i> Lut. et Lob., <i>Atomodesta</i> ? cf. <i>costata</i> Popow, <i>Polidevcia bicarinata</i> (Keys.), <i>P. sinuata</i> Demb., <i>Astartella multicostata</i> Demb., <i>Aviculopecten mutabilis</i> Lich.	<i>Paracalamites usovii</i> Chachl., <i>Angaridium</i> cf. <i>finale</i> Neub., " <i>Noeggerathiopsis</i> " <i>derzavini</i> f. <i>nagusta</i> Radcz., <i>Crassinervia</i> cf. <i>angusta</i> Gorel., <i>Samaropsis</i> cf. <i>skokii</i> Neub., <i>Ruffloria</i> cf. <i>subangusta</i> (Zal.) S.Meyen, <i>R. ex gr. ensiformis</i> (Zal.) S.Meyen, <i>R. khalfini</i> Gluch., <i>Crassinervia</i> cf. <i>kuznetskiana</i> (Chachl.) Neub., <i>Samaropsis</i> cf. <i>patula</i> Zal.
					Слой с <i>Jakutoproductus burgaliensis</i> - <i>Spirelytha kislakovi</i> : Брахиоподы: <i>Waagenoconcha wimani</i> Fred., " <i>Neospirifer</i> " <i>subfasciger</i> (Lich.), <i>Kjutepia alata</i> Klets, <i>Tomioopsis taimyrensis</i> Tschernjak. Двустворчатые моллюски: <i>Sanguinolites</i> ? <i>bulkurensis</i> Mur., <i>Aviculopecten mutabilis</i> Lich., <i>Acantopecten</i> sp. nov.	<i>Zamiopteris</i> cf. <i>glossopteroides</i> Schw., <i>Ruffloria</i> aff. <i>theodorii</i> (Tschirk. et Zal.) S.Meyen, <i>Crassinervia tunguscana</i> Schw., <i>Skokia elongata</i> (Taras.)
	АРТИНСКИЙ		БЫТАНТАЙСКИЙ	Слой с <i>Jakutoproductus rugosus</i> - <i>Alispiriferella gydanensis</i> : Брахиоподы: <i>Anidanthus megensis</i> Sol., " <i>Neospirifer</i> " <i>subfasciger</i> (Lich.), <i>Kjutepia alata</i> Klets. Двустворчатые моллюски: <i>Schizodus schlotheimi</i> (Gein.), <i>Streblochondria</i> sp., <i>Praeundulomya petschorica</i> Mur., <i>P. gjigensis</i> Masl.		
				Слой с <i>Jakutoproductus verchoyanicus</i> - <i>Spirelytha fredericksi</i> : Брахиоподы: <i>Anidanthus boikowi</i> (Step.), <i>Quinquenella pseudobrama</i> (Einor), <i>Leiorhynchoides ripheica</i> (Step.). Наутилиды: <i>Valhallites</i> sp. Двустворчатые моллюски: <i>Euchondria</i> cf. <i>tastulaensis</i> Lich., <i>Aviculopecten kolymaensis</i> Masl., <i>Sanguinolites</i> (?) <i>gjigensis</i> Masl., <i>Praeundulomya petschorica</i> Mur.		
	АССЕЛЬСКО-САКМАР.			Слой с <i>Quinquenella pseudobrama</i> : Брахиоподы: <i>Rhynchopora arctica</i> Einor. Двустворчатые моллюски: <i>Pomphorus costatus</i> (Brown.), <i>P. angustus</i> Mur., <i>Stutburia tschrischewi</i> Lich.	<i>Angaropteridium cardiopteroides</i> (Schm.) Zal., <i>A. buconicum</i> Tschirk., <i>Angaridium finale</i> Neub., <i>Ruffloria theodorii</i> (Tschirk. et Zal.) S.Meyen, <i>R. tschirkovae</i> Zal., <i>Evenkiella</i> cf. <i>schoronotensis</i> Gorel., <i>Crassinervia</i> aff. <i>pentagonata</i> Gorel., <i>Cardiocarpus</i> cf. <i>krivjakiensis</i> Suchov	

Продолжение таблицы.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ			
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА			
ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКАЯ ЗОНА			
бассейн рр. Анча, Аллах-Юнь		р. Юдома (верхнее течение)	рр. Юдома, Акачан
1		2	3
Имтачанская свита Песчаники, пачки и прослои алевролитов 550-600 м			Верхняя подсвита Песчаники, пачки слоистых алевролитов и аргиллитов, прослои и линзы гравелитов, конгломератов, туффитов 700 м
Чамбинская свита Песчаники, пачки переслаивания алевролитов и песчаников, пласты алевролитов, редко линзы конгломератов, гравелитов 230-440 м		Верхняя подсвита Песчаники, алевролиты, гравелиты. В основании алевролиты с обломками разных пород ("рябчики") 900 м	
Менкеченская свита	Верхняя подсвита Алевролиты, туфоалевролиты, туффиты, ксенотуфы разнозернистые, песчаники, в основании пласт разногалечных известковистых конгломератов и гравелитов 350 м	Ниванджинская свита	Нижняя подсвита Песчаники, гравелиты, конгломераты, углисто-глинистые сланцы 800 м
	Средняя подсвита Песчаники, пачки алевролитов, аргиллитов, пласты и линзы гравелитов, конгломератов, прослои кремнисто-углистых пород Внизу пачки переслаивания песчаников и алевролитов (колымиевский горизонт) 410-920 м		Кенонская свита
	Нижняя подсвита Песчаники, пачки переслаивания алевролитов и алевритистых песчаников 1100 м	Дочканахская свита Песчаники, алевролиты	
Ырчакская свита	Верхняя подсвита Переслаивание песчаников, часто алевритистых с алевролитами, редко пласты и линзы гравелитов, конгломератов 500-1000 м	Маршрутнинская свита Туффиты, туфоалевролиты, алевролиты, прослои и линзы туфогенных песчаников, гравелитов, конгломератов, туфов 100-500 м	
		Догниканская свита Алевролиты, песчаники 500 м	
		Тельгинская свита Песчаники, алевролиты, кремнистые породы 1000-1100 м	
	Нижняя подсвита Алевролиты с пачками песчаников 400-700 м	Согурская свита Алевролиты, аргиллиты, песчаники 780-1000 м	
Бонсолчанская свита	Верхняя подсвита Алевролиты песчанистые с пластами песчаников 300-500 м	Тамторская свита	Ханаличанская свита Алевролиты темно-серые, часто песчанистые, прослои туффитов, редко песчаников, туфов 695 м
	Нижняя подсвита Алевролиты, песчаники, редко аргиллиты, гравелиты 650 м		Верхняя подсвита Алевролиты, часто песчанистые, песчаники средне-, крупнозернистые, гравелиты, прослои туффитов 480-730 м
Халыинская свита (верхняя подсвита) Алевролиты, редко песчанистые с пластами песчаников >220 м		Песчаники, прослои алевролитов 500-600 м	Сигская свита Нижняя подсвита Песчаники мелко-, среднезернистые 450-1050 м

Окончание таблицы.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ				СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ					
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА		ОХОТСКИЙ МАССИВ							
ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКАЯ ЗОНА		ОХОТСКАЯ ЗОНА			ТАЙМЫРО-КОЛЫМСКАЯ ПОДОБЛАСТЬ				
рр. Мопр, Ньюлик		р. Кухтуй	рр. Нют, Нилгысыг, Иня		Горизонт (регионарус)	Зона			
4	5	6а	6б						
<p>Ньюликская свита</p> <p>Песчаники средне- и крупнозернистые светлосерые массивные, прослои и пачки черных аргиллитов и алевролитов</p>		<p>Дусканьинская толща</p> <p>Песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, туфы</p> <p>1100 м</p>	<p>Кулинская толща</p> <p>Песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, туффиты, туфы</p> <p>900 м</p>	Хивачский	<p><i>Stepanoviella paracurvata</i></p>				
			<p>Атканская свита</p> <p>Алевролиты, алевроитистые песчаники, алевро-псефитовые и алевро-псаммитовые туффиты, песчаники</p> <p>700-1200 м</p>			Гижигинский	<p><i>Cancrinelloides curvatus</i></p> <p><i>Cancrinelloides obrutshewi</i></p>		
<p>Верхняя подсвита</p> <p>Песчаники серые полимиктовые ритмично чередующиеся с темно-серыми алевролитами. Прослои и линзы витрокластических туфов, песчаных известняков, гравелитов и конгломератов</p>	<p>Нюлкалинская свита</p> <p>Песчаники разномзернистые, гравелиты, редко конгломераты, алевролиты, углистые и кремнистые аргиллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты</p>	<p>Эвричанская толща</p> <p>Песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, туфов кислого состава</p> <p>1000 м</p>	<p>Тасская свита</p> <p>Аргиллиты, алевролиты, единичные пласты песчаников, гравелитов, <i>Olgerdia</i> cf. <i>zavodowskii</i> Grig., <i>Brachythyrina</i> cf. <i>sibirica</i> Tschernjak., <i>Penzhinella micluchoaclayi</i> (Zavod.)</p>	Омолонский	<p><i>Magadania bajkurica</i></p>				
					<p>Мопринская свита</p>	<p>Кухтуйская свита</p> <p>Алевролиты, углистые аргиллиты, песчаники мелко- и среднезернистые</p>	<p>Нонкичанская свита</p> <p>Песчаники с горизонтами аргиллитов, алевролитов, линзами гравелитов, конгломератов, туфитов и туфов <i>Tomopsis</i> cf. <i>taimyrensis</i> Tschernjak., <i>Canocrinella janischewskiana</i> (Step.)</p> <p>1100 м</p>	<p>2000-2500 м</p>	Джигдалинский
<p>Нижняя подсвита</p> <p>Песчаники серые полимиктовые, алевролиты темно-серые, аргиллиты</p> <p>800-1500 м</p>	<p>650 м</p>	<p>1100 м</p>	<p>2000-2500 м</p>	<p><i>Terrakea borealis</i></p> <p>"<i>Spitzbergenia</i>" <i>snjatkovi</i></p> <p><i>Mongoloslusia russiensis</i></p> <p>"<i>Spitsbergenia</i>" <i>ogonerensis</i></p>					
<p>800-1500 м</p>	<p>550 м</p>	<p>600 м</p>	<p>600 м</p>	Мунугуджакский	<p><i>Anidanthus aagardi</i></p>				
					<p>800-1500 м</p>	<p>550 м</p>	<p>600 м</p>	<p>600 м</p>	Мунугуджакский
<p>800-1500 м</p>	<p>550 м</p>	<p>600 м</p>	<p>600 м</p>	Мунугуджакский					
					<p>800-1500 м</p>	<p>550 м</p>	<p>600 м</p>	<p>600 м</p>	Мунугуджакский

Бытантайский горизонт охватывает ассельский, сакмарский и артинский ярусы общей стратиграфической шкалы. На основе распространения брахиопод в составе горизонта выделяются слои с фауной. Примерное соответствие вспомогательных подразделений подразделениям общей (уральской) стратиграфической шкалы основано на корреляциях внутри Биармийской биогеографической области, где датировки одноименных биостратиграфических подразделений исходят из совместных с брахиоподами находок гониатитов [1]. Для слоев с *Quinquenella pseudobrama* типовыми являются разрезы нижнесигской подсвиты бассейна реки Акачан. Наряду с хонетидами и ринхонеллидами из халыинской свиты определены *Jakutoproductus* ex gr. *verchoyanicus* (Fred.), *J. crassus* Kasch., в низах ингычанской свиты собраны *Cancrinella grandis* Sol., *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *Quinquenella pseudobrama* (Einor).

Типовым разрезом для слоев с *Jakutoproductus verchoyanicus* - *Spirelytha fredericki* является разрез верхнесигской подсвиты в бассейне р. Акачан. Набор видов постоянен, комплекс имеет чрезвычайно широкое географическое распространение и очень важное корреляционное значение. Практически в неизменном виде он встречен в нижней части согурской свиты в верхнем течении р. Юдомы и в низах верхнемопринской подсвиты в бассейне рек Мопр и Нюлик.

Разрез ханаличанской свиты правобережья р. Ханаличан является типовым для слоев с *Jakutoproductus rugosus* - *Alispiriferella gydanensis*. Кроме бассейна р. Акачан несколько более бедный комплекс встречен в верхнебонсолчанской подсвите рек Анча и Аллах-Юнь.

Бытантайский горизонт завершается слоями с *Jakutoproductus burgaliensis* - *Spirelytha kislakovi*, типовым разрезом для которых является разрез нижней части таяхтахской свиты на правобережье р. Ханаличан. Кроме типовой местности брахиоподовый комплекс с последними (доживающими) якутопродуктусами встречается крайне редко в связи с начавшимся к этому времени общим обмелением бассейна и постепенным замещением фауной иноцерамоподобных двустворок. В бассейне р. Нют из верхней части ингычанской свиты определены *Tomioipsis* cf. *taiyrensis* Tschernjak. На западной окраине Охотского массива (р. Кухтуй) в течение бытантайского времени преобладали неморские обстановки, из нижней части кухтуйской свиты определены флористические остатки *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A. buconicum* Tschirk., *Angaridium finale* Neub., *Ruflorella theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. tschirkovae* Zal., *Evenkiella* cf. *schortnotensis* Gorel., *Crassinervia* aff. *pentagonata* Gorel., *Cardiocarpus* cf. *krivljakiensis* Suchov, а из верхней - *Zamiopteris* cf.

glossopteroides Schm., *Z. longifolia* Schw., *Ruflorella* aff. *theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Crassinervia tunguskana* Schw., *Skokia elongata* (Taras.), *Nephropsis* (?) sp., характерные соответственно для промежуточного и ишановского-кемеровского горизонтов Кузнецкого бассейна [6].

Тумаринский горизонт, как и в стратотипической местности характеризуется исчезновением доминирующих в бытантайское время брахиопод рода *Jakutoproductus*, появлением струйчатых продуктид и гладкосинусных спириферид, хотя в целом морские обстановки с нормальной соленостью для этого и последующих периодов не характерны. Остатки морских организмов, определяющих возраст горизонта, обнаружены в нижней части верхнеырчихской подсвиты, это *Tumaroceras* sp., *Megousia kolymaensis* Lich., *Aphanaia alata* Popow, *Kolymia irregularis* Lich., *K. rotunda* L. et L. Из догниканской свиты определены *Saccamina arctica* Gerke, *Polidevcia bicarinata* (Keys.), *P. sinuata* Demb., *Astartella multicostata* Demb., *Aviculopecten mutabilis* Lich., *Neouddenites* cf. *andrianovi* Ruzh., *Epijuresanites musalitini* Popow. Маршрутинская свита помимо редких брахиопод *Spirelytha grandis* Klets, «*Neospirifer*» *subfasciger* (Lich.) охарактеризована остатками двустворчатых моллюсков *Kolymia* cf. *alata* Popow, *Atomodesma* (?) cf. *costata* Popow и флоры *Crassinervia* cf. *angusta* Gorel., *Samaropsis* cf. *skokii* Neub. и др. Отложения, объединенные в тумаринский горизонт, сопоставляются с джигдалинским горизонтом Таймыро-Колымской подобласти.

Граница с последующим **деленжинским** горизонтом, которая совпадает с границей между отделами пермской системы, проводится по появлению характерного комплекса ископаемых остатков. Это гониатиты *Sverdrupites harkeri* Ruzh. и брахиоподы *Mongoliosia russiensis* (Zav.), *Olgerdia zavodowskii* Grig. из верхнеырчихской подсвиты и дочканахской свиты, характеризующие повсеместно на Северо-Востоке России базальные слои верхней перми. Двустворчатые моллюски (табл.) встречены в песчаниках нижнеменкеченской подсвиты, дочканахской свиты и нижнекенонской подсвиты.

Вторая половина деленжинского горизонта представляет собой осадки продолжающего регрессировать морского бассейна. В песчаниках обильны иноцерамоподобные двустворки, которые порой становятся пороодообразующими («колымиевский горизонт» в нижней части среднеменкеченской подсвиты). Из этого стратиграфического уровня в бассейне р. Анча определены *Kolymia inoceramiformis* Popow, *K. irregularis* Lich., *K. nicolaevi* (Voronez), *K. pergamenti* Mur., *Atomodesma paichoica* Mur. и др. Только на востоке рассматриваемой территории в бассейне

р. Ини распространены морские нормально соленые отложения с брахиоподами (табл.).

Дулгалахский горизонт начинается практически повсеместно пачкой так называемых «рябчиков», которые имеют корреляционное значение. Несмотря на продолжающиеся дискуссии [2] по поводу их генезиса, на рассматриваемой территории они имеют несомненно вулканогенное происхождение; другие факторы, а именно разнос обломочного материала льдами, подводно-оползневые процессы, если и имели, то небольшое значение. К западу, в бассейне рек Барайы, Томпо, подводно-оползневые процессы играли большую роль, в том числе и в формировании «рябчиков». Для определения возраста отложений наиболее предпочтительны разрезы в бассейне рек Анча и Аллах-Юнь, где из верхнеменкеченской подсвиты определены двустворки *Aphanaia alata* Popow, *Myonia bicarinata* Ast.-Urb., из чамбинской свиты - брахиоподы *Canocrinelloides* sp., *Strophalosia* ex gr. *sibirica* Lich., двустворки *Kolymia inoceramiformis* Lich., *K. zwerewi* Kasch., *K. paradoxa* Popow, *K. anaticula* Ast. и др., а из имтачанской свиты определен весь список ископаемых организмов, характерных для дулгалахского горизонта, приведенный в табл. Граница с триасовой системой принята как согласная, хотя неопровержимых доказательств непрерывности разреза нет. Это касается в первую очередь фаунистических доказательств присутствия верхов перми. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант №97-05-65209.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, Ленингр. отд-ние. 1984, С. 111-123.
2. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олистромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отеч. геология. 1997. № 2. С. 36-43.
3. Кисляков С.Г. Новые данные по стратиграфии Южного Верхоянья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и Юга Дальнего Востока: Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 81-84.
4. Клец А.Г. Зоны по брахиоподам, их значение при расчленении и корреляции отложений верхнего палеозоя Южного Верхоянья // Пределы точности биостратиграфической корреляции / РАН. Палеонтол. о-во. М.: Изд-во ПИН РАН, 1995. С.37-47.
5. Левен Э.Я., Леонова Т.Е., Котляр Г.В. Второй Гваделупский симпозиум по стратиграфии перми и его итоги // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 8-13.
6. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч.II (средний и верхний палеозой), 1979. Новосибирск, 1982. 129 с.
7. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с. + 38 стратигр. схем.

Поступила в редакцию 28 октября 1998 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

A.G. Klets, S.G. Kislyakov, V.B. Grigoriev

Regional Permian stratigraphic units of southeastern Verkhoyanie and Northern Priokhotie

A successive change of the faunal assemblages was established in the Permian sections of the Verkhoyano-Kolyma fold area and in the Okhotsk massif. Lower Permian beds containing fauna were distinguished. Type sections of the structural-formational zones were correlated to each other and the sections of the adjacent regions. Biostratigraphic characteristics of the regional and provincial stratigraphic units is presented.

ТЕКТОНОФИЗИКА И ВУЛКАНИЗМ

УДК 550.34 + 551.463

ВОЛНЫ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Г. Быков.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Предложено обобщение уравнения динамики дислокаций Френкеля-Конторовой для случая разлома земной коры. Показана возможность существования уединенных волн активизации разломов земной коры. Проведен анализ эффектов шероховатости (неоднородности бортов) и трения в разломе на эволюцию скорости волн активизации. Демонстрируется возможность применения обобщенного уравнения sin-Гордона для моделирования сейсмического процесса от активизации разломов до генерирования сейсмической подвижной деформационных волн, являющихся триггером землетрясений.

Ключевые слова: сейсмический процесс, деформационные волны, неустойчивое скольжение, неоднородный разлом, уравнение sin-Гордона.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема динамики разломов земной коры состоит в идентификации процессов и параметров, определяющих режимы скольжения в разломах. Общепринятыми стали представления о том, что переход от крипа к неустойчивому скольжению по разлому, нередко сопровождающийся тектоническим землетрясением, обусловлен геометрическими неоднородностями бортов разлома, уменьшением трения в некоторых сегментах тела разлома, аномалиями порового давления [12]. Инициировать сейсмические подвижки могут также деформационные волны, распространяющиеся вдоль разломов и возбуждаемые упругой разгрузкой в очагах произошедших землетрясений [9,10].

Деформационные волны, выявляемые по изменениям геофизических полей [6,7], в ряде случаев сопровождаются миграцией сейсмической активности [10]. Известны подтверждения существования таких волн прямыми экспериментальными исследованиями медленных процессов деформирования земной коры [5]. Имеется немало прямых и косвенных свидетельств [7], что медленные тектонические деформации распространяются в виде уединенных волн – солитонов. Поэтому актуальны теоретические исследования [2,6,8], направленные на разработку математических моделей, приводящих к солитоноподобным решениям и в то же время отражающих

основные черты волнового деформационного процесса в земной коре.

В настоящей работе показано, что локальные деформационные эффекты на мезоуровне, связанные с понижением трения в контактах неоднородных бортов разломов, могут вызывать уединенные волны активизации, эволюция которых приводит к таким макроскопическим процессам, как сейсмические подвижки в разломах. Предлагаемая модель описывает динамику относительных смещений бортов разлома, в том числе режимы торможения и накопления энергии, необходимые для процесса прерывистого скольжения. Как известно, прерывистое скольжение является необходимым элементом событий внутри очага землетрясения.

**МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРОЦЕССА**

Модель включает два важнейших механизма взаимодействия бортов разлома: трение, моделируемое введением вязкости дробленого геоматериала в теле разлома, и собственно геометрическую неоднородность, характеризуемую отношением масштабов дефектов и синусоидальных участков внутренних поверхностей разлома. Соответственно дополним уравнение sin-Гордона, предложенное Я.И. Френкелем [3] для динамики дислокаций.

$$\frac{\partial^2 U}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2} = \sin U + \alpha \frac{\partial U}{\partial \eta} + \gamma(\xi)\delta(\xi - L)\sin U, \quad (1)$$

$$U = 2\pi \frac{u}{a}, \xi = \frac{\pi x}{ap}, \eta = \frac{\pi \omega_0 t}{p}, p^2 = \frac{a^2 D_t}{4mgh}, \omega_0^2 = \frac{D_t}{m},$$

$$\alpha \approx \frac{a\mu}{d\Delta\rho_s (gh)^{1/2}}, \gamma = \frac{H}{L},$$

Здесь u - смещение блоков (зерен), периодически расположенных по длине разлома; a - расстояние между центрами блоков; D_t - тангенциальная контактная жесткость; m - масса блока; h - расстояние между соседними слоями блоков; g - ускорение силы тяжести; μ - вязкость прослойки между блоками; d - диаметр кругового контакта блоков; Δ - толщина прослойки; ρ_s - плотность материала блока; α, γ - параметры трения и неоднородности; H, L - высота шероховатостей и расстояние между ними, нормированные на ap/π ; $\delta(\xi)$ - дельта- функция Дирака.

Левая часть обобщенного таким образом уравнения sin-Гордона (1) соответствует волновому оператору, применяемому к относительному смещению бортов разлома. В правой части (1) первое слагаемое характеризует восстанавливающую силу, возникающую при сдвиге вдоль синусоидальной неоднородности бортов разлома, генерируемой самим смещением; второе - силу трения, пропорциональную скорости относительного смещения; третье - соответствует поправкам на точечные неоднородности, распределенные на расстояниях apL/π .

Выражение для параметра α построено, исходя из существующих представлений о неустойчивом скольжении [9,13,14] и теории размерностей. Параметр трения α зависит главным образом от средних размеров блоков на плоскости скольжения и вязкости прослойки и принимает значения 0,01 - 1,0.

Коэффициент неоднородности γ равен отношению высоты H шероховатости к длине L участка синусоидально-однородной поверхности и характеризует регулярные точечные дефекты рельефа плоскостей разлома. Этот элемент модели и отражает в первом приближении фрактальность структурной реакции поверхности бортов разломов на их смещение. Изменение коэффициента неоднородности γ возможно в диапазоне от 0 до 1,0. Предельные величины означают либо полное отсутствие "зацеплений", выделяющихся на синусоидальной поверхности ($\gamma = 0$), либо совпадение высоты точечной шероховатости с амплитудой указанной синусоиды ($\gamma = 1,0$).

Заметим, что мотивировкой "синусоидально-го" характера восстанавливающих сил может служить эффект поворота блоков [6,7].

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ РАЗЛОМА

Обобщенное уравнение sin-Гордона (1) методом Мак-Лафлина - Скотта [4,15] сводится к системе

из двух обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\frac{d\beta}{d\eta} = -\alpha\beta(1-\beta^2) + \frac{\gamma}{2}(1-\beta^2) \operatorname{sech}^2\left(\frac{X}{\sqrt{1-\beta^2}}\right) \cdot \operatorname{th}\left(\frac{X}{\sqrt{1-\beta^2}}\right), \quad (2)$$

$$\frac{dX}{d\eta} = \beta - \frac{\gamma}{2}\beta X \operatorname{sech}^2\left(\frac{X}{\sqrt{1-\beta^2}}\right) \operatorname{th}\left(\frac{X}{\sqrt{1-\beta^2}}\right), \quad (3)$$

где $\beta = \frac{2r}{\alpha} \left(\frac{\pi r \rho_s}{3D_t}\right)^{1/2} V_\alpha$ - безразмерная скорость; V_α -

скорость уединенной волны; $X = \xi - \xi_0$; r - радиус блоков (зерен). Для вычисления смещения u рассчитанные на каждый момент времени согласно (2)-(3) значения β и X подставлялись в решение канонического уравнения sin-Гордона. Скорость подвижки определялась как производная $v = \partial u / \partial t$.

Численное моделирование эволюции скорости уединенной волны, смещения u и скорости смещения v проводилось автором на основе системы уравнений (2) - (3) методом Рунге - Кутты - Фельберга четвертого порядка [11]. Были выбраны начальные условия: $\eta = 0, X = 0, \beta = 10^{-10}$ при параметрах $r = 0,1$ м, $\rho_s = 3 \cdot 10^3$ кг/м³, $D_t = 10^4$ Н/м. Варьирование параметров проводилось в пределах: $r = 10^{-2} - 1$ м и $D_t = 10^4 - 10^6$ Н/м.

УЕДИНЕННАЯ ВОЛНА АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМА

Профиль скорости v "массовой" частицы (рис. 1) на поверхности бортов разлома имеет форму солитона $v(x,t) = v_{\max} \operatorname{sech}(x - V_\alpha t)$, движущегося вдоль раз-

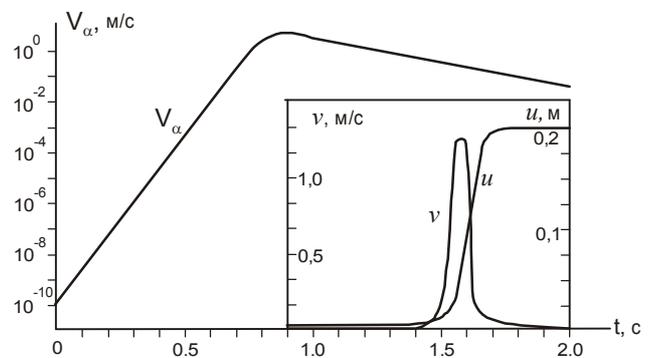


Рис. 1. Эволюция скорости V_α волны активизации, подвижки u и скорости подвижки v в разломе.

лома со скоростью V_α . Варьирование параметра трения α в уравнении sin-Гордона существенно проясняет как причины изменения скорости V_α уединенной волны в разломе, так и связанные с этим последствия. Величина скорости v "массовой" частицы на поверхности разлома зависит от состояния контакта, то есть значения параметра α . Из расчетов следует, что если значение V_α мало, то v – незначительно; происходит устойчивое медленное (криповое) скольжение. При относительно больших скоростях $V_{\alpha max}$ (порядка 1-10 м/с) получаем солитонный профиль $v \sim 0,1-1$ м/с и ступенчатый профиль (кинк) $u(x, t)$ (см. рис. 1). Такую же взаимосвязь динамических характеристик, но без временного сдвига максимумов V_α и v , дает и аналитическое решение канонического уравнения sin-Гордона для уединенной волны в однородном разломе

без трения [1]: $v_{max} = 2n(gh)^{1/2} V_{\alpha max} / a\omega_0$.

Временной интервал между пиковыми значениями V_α и v зависит от параметров α и γ . Момент наступления $V_{\alpha max}$ всегда опережает расчетное время v_{max} . Временные задержки между прохождением уединенной волны с максимальным значением скорости и подвижкой u_{max} обусловлены наличием трения и неоднородности в разломе. Возможность достижения больших значений относительной подвижки дает основание назвать волну v (V_α) уединенной волной активизации разломов. Максимум скорости волны активизации, в зависимости от выбранных значений контактной жесткости D_t в разломах, не превышает 10-100 м/с (табл.), что заметно отличается как от скоростей сейсмических, так и деформационных волн.

ЭВОЛЮЦИЯ ВОЛН АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМА

При коэффициенте неоднородности $\gamma = 0,1 - 0,3$ и понижении параметра трения α до 0,04 амплитуда скорости волны активизации возрастает до величины $\sim 0,9 - 1,8$ м/с, а затем переходит в стационарный режим с значениями $V_{\alpha st} \approx 10^{-4} - 10^{-2}$ м/с (рис. 2), соот-

ветствующими скоростям деформационных волн. Выход на стационарный (криповый) режим фиксируется при $t = 11,0 - 14,0$ с. Если же $\gamma > 0,3$, то стабильность наступает намного позже и $V_{\alpha st}$ при этом может иметь значения порядка $10^{-6}-10^{-13}$ м/с (табл.). Причем с ростом γ величина $V_{\alpha st}$ уменьшается (рис. 3), что является следствием дополнительного трения: шероховатости чаще создают препятствия при скольжении, и торможение волны активизации усиливается (скольжение замедляется). Возможен также переход системы в режим "разлом заперт", когда $V_\alpha \rightarrow 0$.

Чем больше значение параметра γ ("зацепление" бортов разлома) при прочих равных условиях, тем больше максимум скорости волны активизации и тем быстрее происходит выход на стационарный режим активизации (см. табл.). Таким образом, в начале возбуждения стабильного режима неоднородности способствуют накоплению большей упругой энергии, которая в безразмерном виде определяется слагаемым $(1+\gamma)\sin U$ в уравнении (1), а затем, наобо-

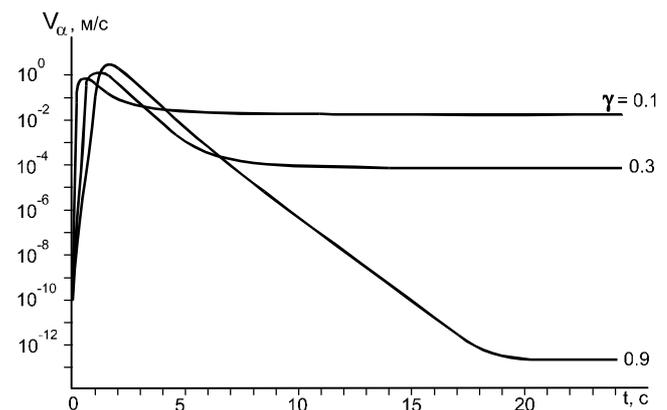


Рис. 2. Эволюция скорости V_α волны активизации при различных значениях коэффициента неоднородности γ и $\alpha = 0,04$.

Таблица. Зависимость динамических характеристик активизации разлома от параметров модели.

Вариант расчета	D_t (Н/м)	r (м)	α	γ	$V_{\alpha max}$ (м/с)	$V_{\alpha st}$ (м/с)	u_{max} (м)	v_{max} (м/с)
I	10^6	0,01	0,04	0,9	95,0	10^{-11}	0,02	0,27
II	10^6	0,1	0,04	0,9	30,0	$3 \cdot 10^{-12}$	0,2	0,97
III	10^6	0,25	0,04	0,9	19,0	10^{-12}	0,5	1,4
IV	10^4	1,0	0,04	0,9	0,95	10^{-13}	2,0	2,7
V	10^4	0,1	0,04	0,9	3,0	10^{-13}	0,2	1,24
VI	10^4	0,1	0,04	0,1	0,93	10^{-2}	0,2	0,16
VII	10^4	0,1	0,06	0,4	1,9	10^{-5}	0,2	0,36
VIII	10^4	0,1	0,08	0,4	1,8	$2 \cdot 10^{-4}$	0,2	0,31
IX	10^4	0,1	0,08	0,2	1,2	10^{-3}	0,2	0,17

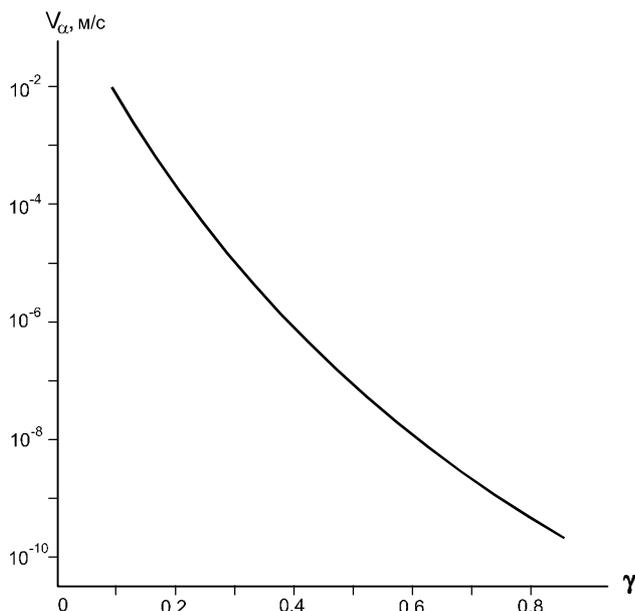


Рис. 3. Зависимость скорости V_α в стационарном режиме скольжения ($t = 15$ с, $\alpha = 0,04$) от коэффициента неоднородности γ .

рот, содействуют скорейшему замедлению скольжения. При увеличении α и понижении γ для достижения $V_{\alpha max}$ требуется больший промежуток времени.

Расчеты динамики разломов показали, что неустойчивость подвижки может быть вызвана резким понижением параметра трения, что приводит к увеличению скорости волны активизации, а следовательно и скорости подвижки бортов разлома. Смена режимов движения - в зависимости от параметров разлома - происходит в интервале от 10 ($\alpha=0,04$, $\gamma=0,1$) до 45 ($\alpha=0,01$, $\gamma=0,1$) секунд.

ВОЛНЫ АКТИВИЗАЦИИ ПРИ ПЕРИОДИЧЕСКОМ ИЗМЕНЕНИИ ТРЕНИЯ ВНУТРИ РАЗЛОМА

В качестве модельного примера проведен расчет эволюции скорости волны активизации разлома при добавлении к параметру трения α некоторой периодически изменяющейся составляющей α_1 , что соответствует периодическому внесению дополнительного возмущения в некоторые сегменты разлома. Теперь в уравнении (1) параметр α переходит в $\alpha_0 + \alpha_1$, где $\alpha_0 = \text{const}$, $\alpha_1 = p \sin(t/\tau)$; p , τ - некоторые параметры.

Результаты расчетов при $V_0 = 5 \cdot 10^{-3}$ м/с, $p = 0,01$, $\tau = 10^3$ с, $\mu = 0,9$, $\alpha_0 = 0,02$ показывают (рис.4), что максимум скорости $V_\alpha = 300$ м/с достигается при $t = 0,1$ с. Затем, при $t = 3$ с $V_\alpha \approx 10^{-11}$ м/с, т.е. разлом запирается. Начиная с $t = 28$ с периодом $T = \sqrt{\tau} = 32$ с V_α принимает значение $4,5 \cdot 10^{-4}$ м/с.

Отсюда следует, что при подборе соответствующих параметров уравнение (1) может быть приме-

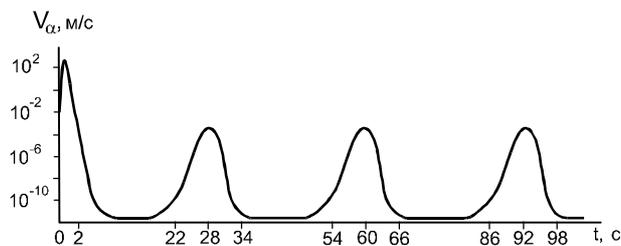


Рис. 4. Эволюция скорости уединенной волны при периодически изменяющемся параметре трения.

нено при моделировании сейсмического процесса. Аналогичные циклические изменения скорости скольжения и смещения в зоне разлома были получены за счет периодических вариаций напряжений [13] и порового давления [14] в моделях прерывистого скольжения.

ВЫВОДЫ

1. Обобщенное уравнение sin-Гордона применимо для моделирования особенностей динамики разломов. Действительно, внесение возмущения в уравнение sin-Гордона в виде трения и неоднородности приводит к таким решениям типа уединенных волн, которые допустимо интерпретировать как волны активизации разломов.

2. Величина скорости этих волн регулирует режим скольжения в разломе. По мере нарастания скорости V_α волны активизации увеличивается и ее амплитуда v_{max} . При значениях волновой скорости V_α в 1 м/с и выше амплитуда скоростей смещений v резко возрастает, а значения подвижки u соизмеримы с фиксируемыми при землетрясениях смещениями бортов разломов.

3. При определенных параметрах трения α и неоднородности γ уединенная волна "выходит" на стационарный режим со значениями $V_\alpha \sim 10^{-4} - 10^{-1}$ м/с или 10 км/сутки, соответствующими деформационным волнам [7].

4. Источником волн деформации могут служить землетрясения. Эти волны, мигрирующие по разлому, могут быть триггером последующих сейсмических событий.

5. Характеризующий "зацепление" бортов разлома параметр неоднородности, с одной стороны, служит дополнительным источником энергии, а с другой - способствует увеличению эффективного затухания процесса.

6. Периодическое изменение трения в обобщенном уравнении sin-Гордона (1), моделирующее, например, ослабление разлома за счет циклического поступления флюидов, приводит к периодическому

генерированию волн со скоростями, характерными для наблюдаемых деформационных волн.

Автор признателен проф. В.Н.Николаевскому за обсуждение работы и полезные советы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. Механизм формирования солитона при подвиге в разломе земной коры // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 2. С. 169-173.
2. Гарагаш И.А. Микродеформации предварительно напряженной дискретной геофизической среды // Докл. АН. 1996. Т.347, №1. С. 95-98.
3. Конторова Т.А., Френкель Я.И. К теории пластической деформации и двойникования. I // ЖЭТФ. 1938. Т.8, вып.1. С. 89-95.
4. Мак-Лафлин Д., Скотт Э. Многосолитонная теория возмущений // Солитоны в действии / Под ред. К. Лонгрена, Э. Скотта. М.: Мир, 1981. С. 210-268.
5. Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границах литосферных плит // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С.40-55.
6. Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Докл. АН. 1995. Т.341, №3. С.403-405.
7. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
8. Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение тектонических волн вдоль глубинных разломов // Физика Земли. 1986, № 10. С.3-13.
9. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 392 с.
10. Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. №4. С.43-53.
11. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. М.: Мир, 1980. 279 с.
12. Ben-Zion Y., Rice J.R. Slip patterns and earthquake populations along different classes of faults in elastic solids // J. Geophys. Res. 1995. V.100, N B7. P.12959-12983.
13. Dieterich J.H. Nucleation and triggering of earthquake slip: effect of periodic stresses // Tectonophysics. 1987. V.144, N 1-3. P.127-139.
14. Sleep N. Ductile creep, compaction, and rate and state dependent friction within major fault zones // J. Geophys. Res. 1995. V.100, N B7. P.13065-13080.
15. Solerno M., Soerensen M.P., Skovgaard O., Christiansen P.L. Perturbation theories for sine – Gordone soliton dynamics // Wave Motion. 1983. V.5, N 1. P.49-58.

Поступила в редакцию 10 января 1999 г

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

V.G. Bykov

Waves of activation in crustal faults

It has been shown that the local deformation effects may cause the solitary waves of activation in crustal faults. The analysis has been made to study the influence of geometry inhomogeneities and friction in the crust on evolution of velocity of waves of activation. The possibility is illustrated as for using the "perturbed" sine-Gordon equation for modeling seismic process starting from fault activation with further generation of waves of deformation due to seismic slip, which are considered to be the trigger of earthquakes.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

Чжан Хун*, Чжао Чуньцин*, Яо Ичжэн**, Цюань Хэн*

*Шэньянский институт геологии и полезных ископаемых, г.Шэньян, КНР

**Геологический факультет Северного университета, г.Шэньян, КНР

Мезозойский период в северной части Большого Хингана характеризовался интенсивной вулканической деятельностью. Вулканические породы образовались в основном в позднеюрско-раннемеловой период (150-100 млн лет). Исходя из анализа петрохимии рассеянных элементов и тектоники, их формирование происходило, вероятно, в условиях сжатия. Результаты изучения региональной тектоники и магматизма, палеомагнетизма, а также изотопные данные свидетельствуют, что мезозойские вулканические породы произошли из мантийного источника, формировались в обстановке присдвигового сжатия при уменьшающемся давлении. Этим объясняется присутствие в мезозойских вулканических породах большого количества материала корового происхождения.

Ключевые слова: Китай, Большой Хинган, мезозойский вулканизм, геодинамика, режим сжатия, сдвиговый процесс.

С мезозойскими вулканическими породами в северной части Большого Хингана, которые формировались в основном в позднеюрско-раннемеловой период (150-100 млн лет), тесно связано образование руд драгоценных и цветных металлов, поэтому необходимо детальное изучение вулканических пород в данном регионе.

Исследованием региона занимались Геологическая служба Внутренней Монголии [7] и Геологическая служба провинции Хэйлуцзян [6]. Многие геологи, изучавшие этот регион, считают, что мезозойские вулканические породы образовались в обстановке рифтообразования [11]. Чжао Иминь [31] полагает, что мезозойские вулканические породы этого региона содержат большое количество материала корового происхождения.

Авторы статьи занимаются изучением северной части Большого Хингана с 1996 года. Основными объектами изучения являются Аргуньский район (120-121° в. д., 50-52° с. ш.) и бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур) (123-126° в. д., 51°20'-53°20' с. ш.). В предлагаемой статье излагаются результаты исследований за последние три года.

ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

Характеристика вулканических пород

Современные представления о стратиграфическом расчленении мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана приведены в табл.1. Здесь широко распространены вулканические породы формации Тамуланьгоу (J_3t), преимуще-

ственно среднего и кислого состава в верхней и основного состава в нижней части формации. К этой формации, общей мощностью более 609 м, относятся самые ранние мезозойские вулканические породы. В Аргуньском районе вулканические породы формации Тамуланьгоу (J_3t) имеют абсолютный возраст 168-135 млн лет, определенный К-Аг методом (изохрона - 144,5 млн лет), Rb-Sr методом получена изохрона в 145,1 млн лет, а для верхней части формации получена изохрона в 144,64±0.71 млн лет. В бассейне р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур) возраст вулканических пород формации Тамуланьгоу (J_3t), определенный К-Аг методом, составляет 166-120 млн лет. Таким образом, возраст вулканических пород формации Тамуланьгоу принят в интервале 150-145 млн лет. Ископаемые остатки в этой формации не обнаружены.

Обломочные породы формации Мужуй (J_3-K_1), мощностью 21-187 м, залегают между формациями Тамуланьгоу (J_3t) и Шанкули (K_s) и распространены преимущественно в Аргуньском районе. Эта формация богата многочисленными ископаемыми, типичными среди них являются: *Nestoria cf. pissovi*, *Sentestheria banjiaetaensis*, *Coniopteris silapensis* etc.

Вулканические породы формации Цзисянфэн (J_3j), также залегающие между формациями Тамуланьгоу (J_3t) и Шанкули (K_s), распространены преимущественно в бассейне р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур) и представлены, в основном, лавами кислого состава и пирокластическими породами общей мощностью около 1000 м.

Вулканические породы формации Шанкули (K_s), общей мощностью более 1000 м, широко рас-

Таблица 1. Стратиграфия мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана.

Эпоха	Абсолютный возраст	Аргуньский район	Бассейн р.Хучжун-верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур)	
поздний галлик	около 100 млн лет	вулканические породы ф.Иликэдэ(K_1y)	вулканические породы ф.Иликэдэ (K_1y)	
ранний галлик	126-104 млн лет	вулканические породы ф.Шанкули (K_1s)	вулканические породы ф.Шанкули (K_1s)	
неоком	?	кластические породы ф.Мужуй (J_3-K_1)	вулканические породы ф.Цзисянфэн (J_3j)	кластические породы ф.Мужуй (J_3-K_1)
неоком-мальм	около 150-145 млн лет	вулканические породы ф. Тамуланьгоу (J_3t)	вулканические породы ф. Тамуланьгоу (J_3t)	

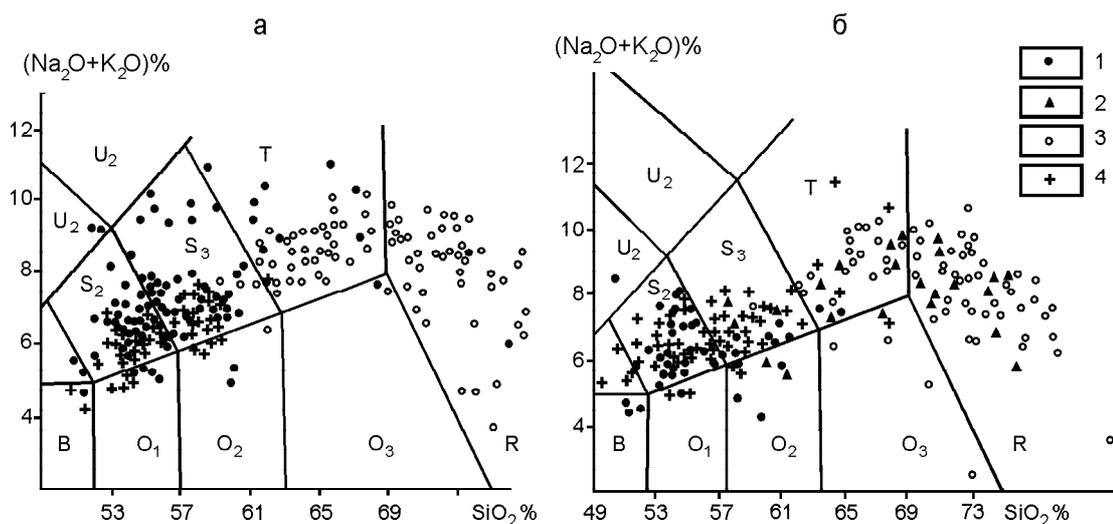
пространены в северной части Большого Хингана и представлены преимущественно лавами кислого состава и пирокластическими породами. В Аргуньском районе возраст пород этой формации составляет 126-110 млн лет по К-Аг методу. В бассейне р.Хучжун - верховья р. Хэйлуцзян (р.Амур) возраст формации Шанкули (K_1s) составляет около 124-104 млн лет по К-Аг методу. Следовательно, абсолютный возраст формации Шанкули (K_1s) - 126-104 млн лет. В формации содержится много ископаемых остатков, таких как *Ferganoconcha sibirica*, *F. cf. jeniseca*, *F. cf. sibirica*, *Corbicula* sp., *Eosesthesia middendorffii*, *E. persculpta*, *E. aff. jinganshanensis*, *E. aff. lingyuanensis*, *Pseudograptia*, *Ephemeropsis trisetalis*, *Coptoclava longipoda*, *Onychiopsis* sp., *Equisetites* sp. и др.

Вулканические породы формации Иликэдэ (K_1y), общей мощностью около 306 м, распростране-

ны в северной части Большого Хингана преимущественно вдоль разломов и сложены в основном лавами основного и среднего состава. Возраст формации около 105-88 млн лет. В формации не обнаружено никаких ископаемых остатков.

Петрохимическая характеристика вулканических пород

Судя по диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (рис.1), вулканические породы формации Тамуланьгоу (J_3t) представлены в основном трахиандезитами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахидацитами и риолитами; формации Цзисянфэн (J_3j) - трахидацитами и риолитами, формации Шанкули (K_1s) - преимущественно трахидацитами и риолитами; формации Иликэдэ (K_1y) - в основном базальтовыми трахиандезитами и трахиандезитами.

Рис. 1. Диаграмма $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$.

а - Аргуньский район, б - бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур). 1 - J_3t , 2 - J_3j , 3 - K_1s , 4 - K_1y .

В табл.2 приведены некоторые параметры мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана.

Из диаграммы $\lg\tau - \lg\sigma$ А. Ритмана (рис.2) следует, что вулканические породы Большого Хингана формировались в одинаковой тектонической обстановке. Большинство фигуративных точек располагаются в поле "В", т.е. в поле пород зон субдукции, что свидетельствует о формировании вулканических по-

род северной части Большого Хингана в обстановке сжатия.

Как видно из диаграммы K_2O-Na_2O (рис.3), содержание K_2O в вулканических породах равно 1,2% - 6,5%, Na_2O - 3,0%-4,7% , т.е. содержание K_2O колеблется в широких пределах, а содержание Na_2O относительно стабильно. Характерные особенности содержаний K_2O и Na_2O такие же, как в вулканических породах активных континентальных окраин. На рис.3 представлены вулканические породы активных

Таблица 2. Параметры мезозойских вулканических пород северной части Большого Хингана

Местоположение параметры	Аргуньский район			бассейн р.Хучжун-верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур)			
	J _{3t}	K _{1s}	K _{1y}	J _{3t}	J _{3j}	K _{1s}	K _{1y}
SI	4-27	2-10	7-25	16-30	3-18	4-13	15-26
AR	1.5-2.5	2.5-5	<2	1.5-1.9	1.6-4	2-4	1.7-2.2
σ	2.5-5.3	2-4	2.3-3.5	1.5-3.5	2.3-4	1.6-5	2.5-4
FeO*/MgO	>2	>2	>2	>2(SiO ₂ >57) <2(SiO ₂ 51-57)	>2	>2	1.5-2.5
K ₂ O/Na ₂ O	0.6-1 (SiO ₂ >57) 0.25-0.7(SiO ₂ 51-57)	>0.6	0.45-0.8	0.6-1 (SiO ₂ >57) <0.6(SiO ₂ 51-57)	≈0.6	>0.6	0.6-1.1
SiO ₂ %	преимущественно 53-59	60-77	53-60	53-60	60-75	60-76	53-61

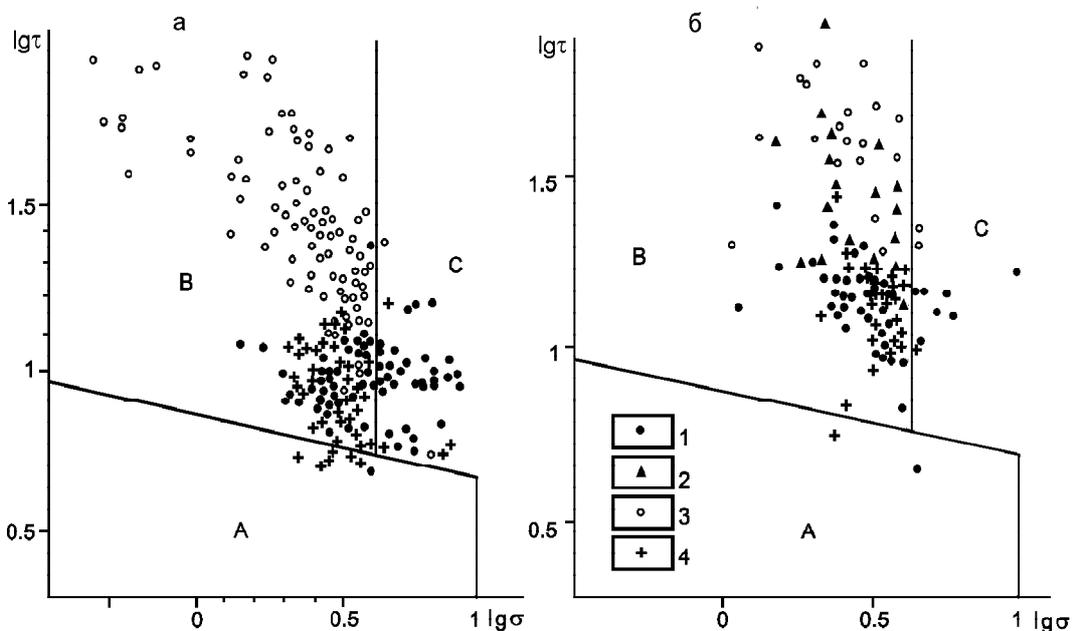


Рис. 2. Диаграмма $\lg\tau - \lg\sigma$ (по [19]).

а - Аргуньский район, б - бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлуцзян (р.Амур). А - вулканические породы стабильных внутриплитных областей; В - вулканические породы зон субдукции; С - вулканические породы, перешедшие из зон А и В. 1 - J_{3t}, 2 - J_{3j}, 3 - K_{1s}, 4 - K_{1y}.

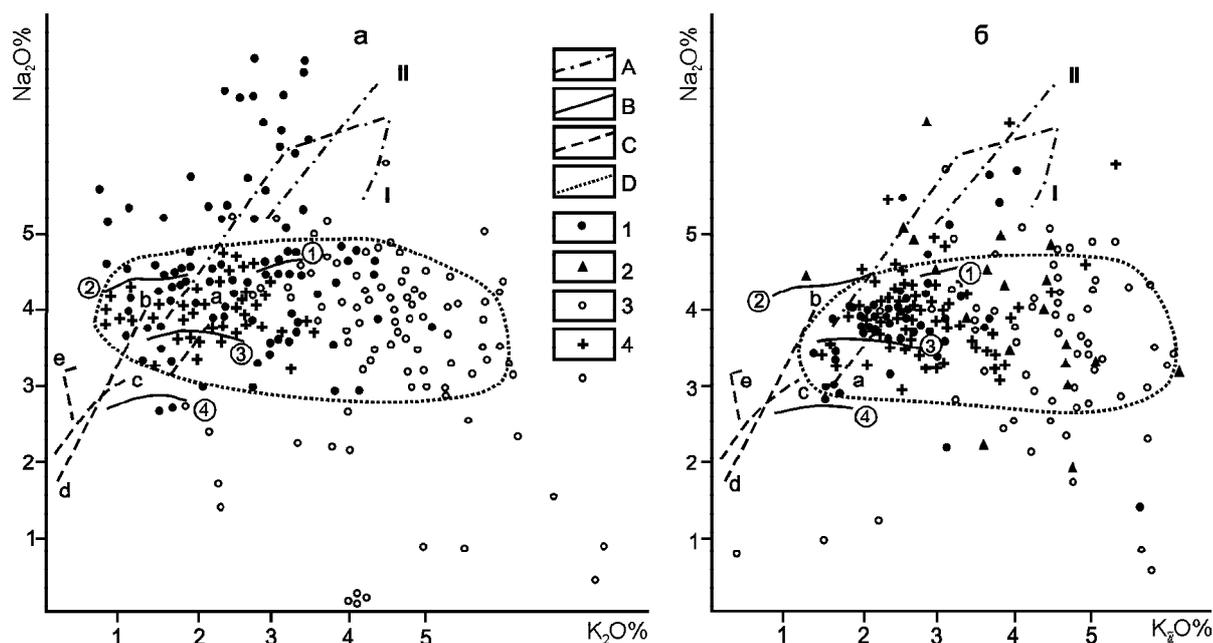


Рис.3. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ (%).

а - Аргуньский район, б - бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлунцзян (р.Амур). А - рифтовые вулканические породы: I - Эфиопии, II - Кении; В - вулканические породы активных континентальных окраин: 1 - Иран, 2 - Южные Анды, 3 - Центральные Анды, 4 - Новая Зеландия; С - вулканические породы островных дуг: а - Индонезии, б - Алеутской, с - Японской, д - Тонга, е - Марианской; D - вулканические породы северной части Большого Хингана: ① - J_3t , ② - J_{3j} , ③ - K_1s , ④ - K_{1y} .

континентальных окраин Ирана, Южных Анд, Центральных Анд и Новой Зеландии, характеризующиеся сравнительно широкими колебаниями содержания K_2O , в то время как содержание Na_2O относительно стабильно. Вулканические породы рифтовых зон характеризуются высоким содержанием Na_2O , а вулканические породы островных дуг – сравнимыми по широте интервалами колебаний и K_2O , и Na_2O . Следовательно, вулканическим породам северной части Большого Хингана присущи черты вулканитов активных континентальных окраин, отражающие обстановку сжатия, в которой они формировались (рис.3).

На диаграмме $FeO^* - MgO - Al_2O_3$ (рис.4) вулканические породы основного и среднего состава ($SiO_2=51-56\%$) размещаются в поле 3, т.е. поле пород орогенных зон, формирующихся, как известно, в обстановке сжатия.

Следует отметить, что петрогеохимические характеристики вулканических пород являются отражением термодинамических процессов и химических реакций, происходивших в период эволюции. Когда вулканические породы образуются в обстановке растяжения (относительно открытая система), по своему составу они сходны с породами срединно-океанических хребтов (в океане) или континентальных рифтов

(на континенте), а когда породы образуются в обстановке сжатия (в относительно закрытой системе), они имеют сходные черты с породами островных дуг (рядом с зоной субдукции) или активных континентальных окраин и орогенных поясов. По своим характеристикам вулканические породы северной части Большого Хингана сходны или совпадают с породами активных континентальных окраин, орогенных поясов или зон субдукции. Следовательно, можно сделать вывод, что вулканические породы формировались в относительно закрытой системе, т.е. в обстановке внутриконтинентального сжатия.

Геохимическая характеристика малых элементов в вулканических породах

Вулканические породы северной части Большого Хингана обогащены несовместимыми элементами, такими как K, Rb, Ba, количество которых особенно сильно возрастает в породах формации Шанкули (K_1s) по сравнению с породами формации Тамуланьгоу (J_3t). В андезитах отношение K/Ta равно 1250-2570, Ba/Ta - 40-100, K/Nb - 200-400. В риолитах отношение K/Nb достигает 650-1500. Эти соотношения показывают, что в вулканических породах присутствует большое количество примеси материала корового происхождения.

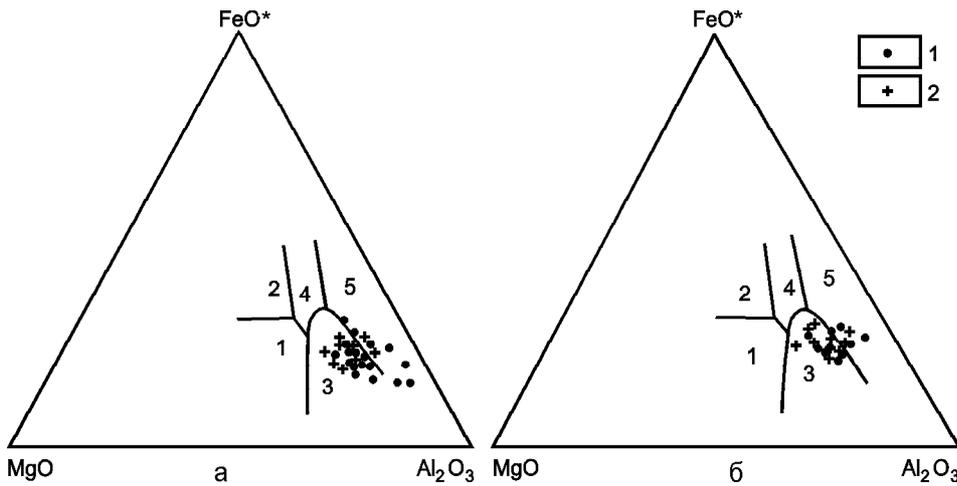


Рис.4. Диаграмма FeO*-MgO-Al₂O₃ (по Т.Н.Пирсе, 1977).

а - Аргуньский район, б - бассейн р.Хучжун - верховья р.Хэйлунцзян (р.Амур). Поля вулканических пород: 1 - срединных хребтов и океанического дна, 2 - океанических островов, 3 - орогенных поясов, 4 - внутриплитных океанических, 5 - срединного центра (остров Исландия); 1 - J_{3t}, 2 - K_{1y}.

Таблица 3. Сопоставление андезитов северной части Большого Хингана, сформированных в различных тектонических обстановках [по 4].

	Первичный андезит	Островные дуги андезит	Активные континентальные окраины андезит	Анды андезит	Большой Хинган андезит
La(10 ⁻⁶)	2-5	5-15	10-25	20-40	15-25
La/Yb	≤0,8	0.5-3	1-4	3-7	20-30
Zr/Y	≤3	3-7	4-12	12-50	12-32
Hf/Yb	≤1	1-3	1-3	≥3	4-27
Ti/Zr	>50	40-50	40-50	≤40	20-46

В табл.3 приводятся некоторые параметры малых элементов вулканических пород северной части Большого Хингана, отражающие условия образования андезитов, сходные с обстановкой активных континентальных окраин (например Анд), т.е. отражающие обстановку сжатия, в которой формировались вулканические породы.

Спайдер-диаграмма содержания малых элементов, нормированных по содержаниям в MORB, показывает, что в вулканических породах Аргуньского района (рис. 5) точки Ta и Nb располагаются значительно ниже, чем точки K, Rb, Ba, а содержания элементов сходны с содержаниями в породах островных дуг. Согласно данным Пирса (1982), на такого рода диаграмме для вулканических пород континентальных рифтов точки содержания, нормированных по MORB, для Ta и Nb располагаются почти в пике, т.е. отношение содержания Ta и Nb в породах континентальных рифтов к таковым в MORB высокое. В срединно-океанических хребтах характерные свойства Ta и Nb такие же, как в континентальных рифтах, и точки Ta и Nb находятся в вершине кривой. Так как для пород островных дуг точки

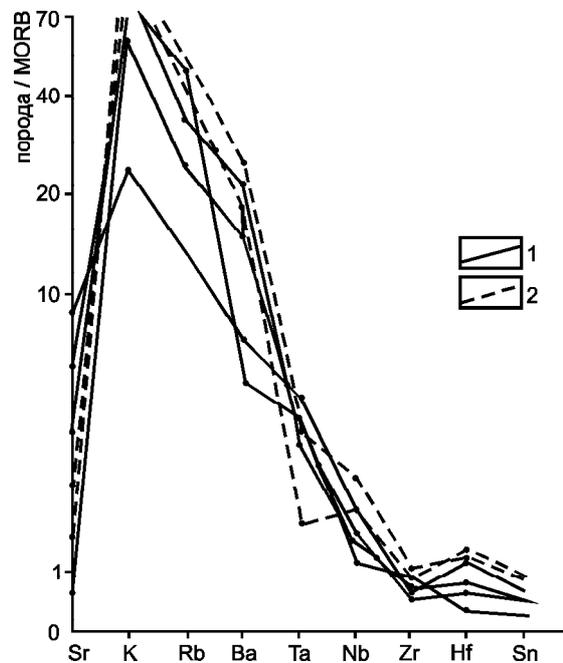


Рис.5. Диаграмма содержания малых элементов в вулканических породах Аргуньского района, нормированных по содержаниям в MORB (по данным Pearce, 1982, значение K в MORB =216x10⁻⁶). 1 - J_{3t}, 2 - K_{1s}.

Та и Nb ниже точек K, Rb, Ba, это существенно отличает их от пород континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов. Таким образом, из диаграммы распределения малых элементов видно, что формирование вулканических пород Аргуньского района происходило в обстановке, подобной остро-вудужной, т.е. в обстановке сжатия.

Геохимическая характеристика интрузивных пород северной части Большого Хингана

Большинство интрузивных пород северной части Большого Хингана имеют такой же магматический источник, как вышеописанные вулканические породы, и представлены мойитами, адамеллитами, реже плагиогранитами и гранитами. Геохимический состав интрузивных пород следующий: $\text{SiO}_2 > 70\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 8\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, $\text{A}/\text{CNK} = 1-1,2$, а первоначальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028-0,7096$. Чжао Имин и др. [31] считают, что граниты с возрастом 155-100 млн лет имеют характерные признаки гранитов "S"-типа (хотя они произошли из мантийного источника) и назвали их гранитами "SI"-типа. Химический состав интрузивных пород также свидетельствует о наличии большого количества корового материала в их магме. Это характерно для обстановки сжатия, поскольку только в обстановке сжатия, а не растяжения (открытая система) коровый материал может проникнуть в глубинный (мантийный) источник магмы в значительном количестве.

Характеристика поля напряжений в мезозое в северной части Большого Хингана

Вулканические породы формаций J_3t , J_3j , K_1s и K_1u северной части Большого Хингана, особенно в Аргуньском районе, различаются по тектоническим признакам. На основании этих признаков, включая сопряженные трещины, кливаж и разломы, можно определить свойства полей напряжений в периоды формирования формаций J_3t и K_1s для Аргуньского района. В период J_3t поле напряжений характеризуется $\sigma_1: 282^\circ-298^\circ \angle 35^\circ-36^\circ$, $\sigma_2: 94^\circ-102^\circ \angle 55^\circ$, $\sigma_3: 193^\circ-214^\circ \angle 2^\circ-3^\circ$, в K_1s - $\sigma_1: 201^\circ \angle 19^\circ$, $\sigma_2: 72^\circ \angle 62^\circ$, $\sigma_3: 282^\circ \angle 18^\circ$. Следовательно, в течение J_3t и K_1s первичное напряжение было почти горизонтальным, тогда как в срединно-океаническом хребте или континентальном рифте теоретически оно должно быть почти вертикальным. Таким образом, анализ напряжения показывает, что фоновое напряжение в период активной вулканической деятельности в Аргуньском районе отличается от напряжений, характерных для континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов.

ДИНАМИКА ОБСТАНОВОК ПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

По результатам исследований можно сделать вывод, что мезозойские вулканические породы северной части Большого Хингана образовались в обстановке сжатия. Но мало вероятно, что такое значительное количество вулканических пород могло быть сформировано в условиях сжатия. Дальнейшие исследования региональной тектоники, магматизма и палеомагнетизма, стабильных изотопов показывают, что мезозойские вулканические породы северной части Большого Хингана образовались в обстановке сжатия в условиях сдвига при уменьшающемся давлении.

Геохимические признаки интрузивных пород показывают, что восточная часть Китая подвергалась сильному сжатию в период 180-150 млн лет.

В Юго-Восточном Китае обнаружено много гранитов, которые формировались в условиях сжатия и имеют возраст 165-155 млн лет [17,25]. По результатам изучения магматизма показано [25], что Юго-Восточный Китай находился в обстановке сильного сжатия.

Граниты Северо-Восточного Китая, возраст которых 180-150 млн лет, распространены преимущественно в западной части провинции Ляонин, на Большом Хингане, и в центральной части провинции Гири и других районах [4,7,8,14]. По своим характеристикам они сходны с гранитами "T"-типа. Более того, магматическая активность 180-150 млн лет назад была очень бурная в Северо-Восточном Китае, поэтому здесь интрузивные породы этого периода развиты более широко по сравнению с вулканическими. Напротив, в период 150-100 млн лет назад вулканическая активность превалировала над интрузивной. Эти события свидетельствуют о том, что магматическая деятельность в период 180-150 млн лет назад протекала в условиях относительно закрытой обстановки по сравнению с интервалом 150-100 млн лет.

Тектонический анализ показывает, что сильное сжатие C3-3(C3) ориентировки постепенно редуцировалось в восточной части Китая в период времени от 180-150 до 150-100 млн лет назад.

В интервале 180-150 млн лет в восточной части Китая сформировалось много надвигов или тектонических покровов C-СВ (СВ) простирания с минералогической линейностью C3-3 (C3) ориентировки. Это указывает на то, что восточная часть Китая находилась в условиях режима сильного сжатия с первичным полем напряжения C3-3 (C3) ориентировки. В юго-восточном Китае обнаружены несколько крупных надвигов, сформировавшихся в интервале

186-168 млн лет [5], а в провинциях Аньхой и Чжэцзян большинство надвигов образовалось преимущественно в ранний период яньшаньской орогении (203-135 млн лет) [16, 24]. На Корейском полуострове орогенез Даэбо (180-150 млн лет) считается самым мощным орогенезом мезозоя, во время которого образовалось большинство тектонических покровов или надвигов С-СВ простирания [13]. В восточной части провинции Ляонин (вблизи Даляня) наиболее развитые пластичные надвиги имеют возраст 152 млн лет (Ar/Ar метод) [3, Wang Xiaofeng, 1996*]; в районе Наданьхада (восточная часть провинции Хэйлуцзян) надвиги или тектонические покровы образовались преимущественно около 150 млн лет назад [21, 22, 27]. По мнению А.И. Ханчука и других [12], такой же возраст, около 150 млн лет, имеют надвиги в районе Бикина (Россия).

По мнению Вань Тяньфэна [23] и Чжан Хуна [30], в восточной части Китая режим сжатия преобладал в период 180-150 млн лет назад.

В последующий период, после временной отметки 150 млн лет, резкое затухание режима сжатия СЗ-З (СЗ) ориентировки вызвало прекращение формирования надвигов и тектонических покровов. По мнению С.Маруямы [18], плита Изанаги, являясь частью палеотихоокеанской плиты, изменила направление своего движения 150 млн лет назад. В период 145-135 млн лет назад плита перемещалась в северо-западном направлении, а в течение периода 135-100 млн лет назад - в направлении СЗ 12° - С-СВ 2°. Изменение направления движения плиты Изанаги привело к редуцированию фронтального сжатия на евразийском континенте и образованию мощной, направленной на север компоненты силы сжатия (левостороннее сдвиговое напряжение). Точка зрения С.Маруямы [18] объясняет причину уменьшения сжимающего напряжения СЗ-З (СЗ) направления в период 150-100 млн лет назад.

В добавление к этому, приблизительно в среднеюрский период закрылось Монголо-Охотское море [19]. Позднее регион оказался в условиях сжатия. Так, шарьяжи широко распространены в верховьях р.Хэйлуцзян (р.Амур), и в эти шарьяжи вовлечены все слои, имеющие возраст от средней юры до раннего мела. Закрытие и сокращение (сжатие) этого региона означает, что в мезозое Сибирская плита продолжала смещаться к югу вплоть до раннего мела.

В поздней юре-раннем мелу смещение Сибирской плиты к югу и изменение направления движения

плиты Изанаги привели к тому, что Северо-Восток Китая оказался в режиме сжатия при ослабевающем давлении СЗ-З (СЗ) направления и в обстановке левостороннего сдвигового процесса. Северная часть Большого Хингана располагалась именно в такой обстановке и в активном тектоническом поясе, что привело к движению магмы вверх и образованию вулканических пород (150-100 млн лет.)

Палеомагнитные данные

Результаты исследований позднепалеозойско-мезозойского палеомагнетизма Сибирской плиты, Северо-Китайской плиты, Внутренней и Внешней Монголии [15, 1, 32] показывают, что в период времени от карбона по позднюю юру полюса и палеошироты Северо-Китайской плиты, Внутренней Монголии и Внешней Монголии двигались синхронно (вместе) и до поздней юры - раннего мела находились почти рядом. И только в поздней юре-раннем мелу (J_3 - K_1) Северо-Китайская плита, Внутренняя Монголия и Внешняя Монголия стали представлять собой единое геологическое тело. Эти события свидетельствуют, что после коллизии Сибирской и Северо-Китайской плит в позднем палеозое процесс полного сочленения плит еще не завершился и представлял собой процесс конвергенции, а не растяжения.

Источник вулканических пород

Первоначальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах северной части Большого Хингана составляет около 0,706, в интрузивных породах того же района и прилегающих регионов со сходным тектоническим режимом и источником магмы - 0,705-0,708. Это свидетельствует, что магма вулканических пород происходила из мантийного источника. С вулканическими породами северной части Большого Хингана тесно связаны руды драгоценных и цветных металлов. В рудах значение $\delta^{34}\text{S} = 1\%-5\%$, что также подтверждает происхождение вулканических пород из мантийного источника.

Расчет минералов по системе "СIPW" показывает, что большинство базальтовых трахиандезитов формации Тамуланьгоу (J_3 t) - породы нормального типа, насыщенные SiO_2 , что подтверждает глубинный (мантийный) источник их магмы. Трахиандезиты формации Тамуланьгоу (J_3 t) - породы нормального типа, пересыщенные алюминием. Большинство вулканических пород формации Шанкули (K_1 s) пересыщены алюминием. Все это говорит о том, что начиная с этапа Тамуланьгоу (J_3 t) по этап Шанкули (K_1 s) в магме появляется все больше и больше материала корового происхождения.

На диаграмме АВ-Q-OR- H_2O трахидациты формации Шанкули (K_1 s) локализируются рядом с изобарой 1Гра, их количество несколько снижается

*Wang Xiaofeng et al. Formation and evolution of the Tan-Lu fault system and its controlling action to the development of geological event. 1996 (In Chinese).

в зонах высокого давления. Риолиты формации Шанкули (K_1s) располагаются в области давлений 0,4-1 ГПа, что указывает на образование магмы на глубинах порядка 10-30 км. Что касается вулканических пород формации Тамуланьгоу (J_3t) и Шанкули (K_1s), то, по данным петрохимических исследований, а также анализу РЗЭ и малых элементов, они имеют одинаковый магматический источник, хотя являются продуктами разных стадий. Следовательно, вулканические породы формации Тамуланьгоу (J_3t) генерировались в мантии (на глубинах более 30 км), тогда как вулканические породы формации Шанкули (K_1s) - на глубинах порядка 10-30 км во вторичной магматической камере.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ХИНГАНА

В заключение авторы предлагают следующую модель образования вулканических пород в северной части Большого Хингана.

1. В период 180-150 млн лет назад в Северо-Восточном Китае преобладал режим сильного сжатия СЗ-З направления в результате смещения Сибирской плиты к югу и северо-западно-западного смещения палео-Тихоокеанской плиты (Изанаги). В это время первичное напряжение имело северо-западно-западную ориентировку, это привело к разлому северо-восточного простирания, такие как зона разломов Дербугань, к закрытию при сжатии из-за фронтального напряжения (в закрытой системе).

2. В поздней юре (около 150-145 млн лет) на Северо-Востоке Китая режим сжатия ослаб. Вследствие этого фронтальное сжатие разломов северо-восточного простирания также ослабло, что вызвало бурную активизацию магматической деятельности вдоль разломов. Глубинная магма (более 30 км) продвигалась вверх и преимущественно формировала вулканические породы среднего состава (формация Тамуланьгоу (J_3t)). Тем временем на глубине 10-30 км образовалась вторичная магматическая камера.

3. В раннем мелу (около 120 млн лет) эта территория находилась в обстановке сжатия с первичным напряжением (σ_1) С-СВ ориентировки, что, вероятно, вызвало ослабление северо-западного сжатия и мощные левосторонние сдвиги по разломам северо-восточного простирания (как например, зона разломов Дербугань). В условиях сдвига при редуцированном давлении магма из вторичной магматической камеры стала подниматься, что привело к формированию кислых вулканических пород (формация Шанкули (K_1s)).

Однако геологические условия между стадиями Тамуланьгоу (J_3t) и Шанкули (K_1s) могли не полностью совпадать в различных районах северной

части Большого Хингана, поэтому вулканические породы формации Цзисяньфэн (J_3) и кластические породы формации Мужуй (J_3-K_1) и сформировались в различных условиях.

Необходимо отметить, что вулканические породы северной части Большого Хингана образовались в обстановке сжатия в условиях сдвига при уменьшающемся ("редуцированном") давлении, а не в условиях растяжения подобно вулканическим породам юго-восточного Китая. В юго-восточном Китае вулканические породы формировались в результате субдукции и движения вверх Тихоокеанской плиты и характеризуются типичной бимодальностью в период 125-100 млн лет [17,25]. Северная часть Большого Хингана располагается далеко от Тихоокеанской плиты и не имеет бимодальных ассоциаций вулканических пород. Следовательно, вышеупомянутые районы Китая совершенно различны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ang Kedong et al. Tectonic evolution as well as mineralization in the folded belt in northern margin of the North China plate. Beijing: Beijing University Publishing House, 1994 (in Chinese).
2. Chui Keying, Pang Qingbang et al. Basic characteristics of the ductile overthrusts in southern Liaoning Province // Liaoning Geological Memoirs. 1986 (2): 45-59 (in Chinese).
3. Condie, K.C. Geochemical changes in basalt and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance // Lithos. 1989 (23): 1-18.
4. Fang Wenchang. Granites and mineralization in Jilin Province / Chang Chun (ed.) // Jilin Science and Technology Publishing House, 1992 (in Chinese).
5. Gao Jun et al. Deformation and its dynamic characteristics of the Changle-Dongshan tectonic belt in Fujian Province // Geological Review. 1993. 39 (1): 57-63 (in Chinese).
6. Geological Bureau of Heilongjiang Province. The regional geology of Heilongjiang Province. Beijing: Geological Publishing House, 1993 (in Chinese).
7. Geological Bureau of Inner Mongolia Autonomous Region. Regional Geology of Inner Mongolia Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House, 1991 (in Chinese).
8. Geological Bureau of Jilin Province. Regional Geology of Jilin Province. Beijing: Geological Publishing House, 1988 (in Chinese).
9. Geological Bureau of Liaoning Province. Regional Geology of Liaoning Province. Beijing: Geological Publishing House, 1989 (in Chinese).
10. Jia Chengzao et al. Plate tectonics in eastern Qinling, Nanjing: Nanjing University Publishing House, 1988 (in Chinese).
11. Jiang Guoyuan, Quanheng. The Mesozoic volcanic rocks of Genhe-Halar Basin in northern Daxing'anling Mts. // Memoirs of Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, 1988. (1): 23-93 (in Chinese).
12. Khanchuk A.I., Philippov A.N. Stratigraphic record of palaeoceanic sediments in the Nandanhadra range and the

- adjacent region of Sikhote-Alin //Memoirs of Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Sciences. 1993 (2): 1-9 (in Chinese).
13. Lee Daisung. Geology of Korea. Kyohah-sa Publishing Co., 1987.
 14. Li Zhitong, Zhao Chunjing. Formation and evaluation of Little Xing'an ling-Zhang Guangcailing Mts. //Memoirs of granite and its mineralization in North China. Beijing: Geological Publishing House, 1991 (in Chinese).
 15. Liu Haishan et al. The Mesozoic palaeomagnetic characteristics of western Liaoning Province //Memoirs of Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences. 1993 (2): 218-234 (in Chinese).
 16. Liu Shaofeng et al. Studying on the layer slip tectonics in Indosinian-Yanshanian in Lower Yangzi Region //Earth Science. 1992. 17(5): 555-559 (in Chinese).
 17. Mao Jiamren, Tao Kuiyuan et al. Geological background of the Mesozoic inter-continent magmatism in Southeast China //Volcanology and Mineral Resources. 1997. 18(2): 95-104 (in Chinese).
 18. Maruyama, S. and Seno, T. Orogeny and relative plate motions, an example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. 12 (127): 305-329.
 19. Natal'in B. History and Modes of Mesozoic Accretion in Southeastern Russia //The Island Arc. 1993 (2): 15-34.
 20. Rittmann A. Note to contribution by V. Gattini on the "serial character of volcanic rocks of Pantelleria" //Bull. Volcano. 1970 (33): 979-981.
 21. Shaojian, Wang Chengyan, Tang Kedong. A new exploration in Wusuli Region //Geological Review. 1992. 38(1): 34-39 (in Chinese).
 22. Sun Ge et al. New progress in studying the boundary line of Jurassic and Cretaceous in eastern Heilongjiang Province // Journal of Stratigraphy. 1992. 16(1): 48-54 (in Chinese).
 23. Wan Tianfeng. Inner-plate deformation, tectonic stress field and its application in Mesozoic and Cenozoic Era. Beijing: Geological Publishing House, 1993 (in Chinese).
 24. Wang Yongjiang. "A" type subduction of the Tan-Lu fault belt (Jiashan to Lujiang segment) //China Regional Geology. 1992 (3): 241-247 (in Chinese).
 25. Xie Jiaying, Tao Kuiyuan, Yin Jiaheng et al. Volcanic geology and volcanic intrusive complex in Mesozoic era in Southeast China. Beijing: Geological Publishing House, 1996 (in Chinese).
 26. Yin Jiaheng, Lu Hong Hong et al. Mesozoic volcanic cycles, volcanic structures and its ore-controlling significance of southeast continent of China. Beijing: Geological Publishing House, 1991 (in Chinese).
 27. Zhan Shihong, Shi Yangshen. Wandashan orogenic belt and its relationship with Nadanhada Range in Heilongjiang Province // Memoirs of Nanjing University (Earth Sciences). 1991 (3): 287-294.
 28. Zhang Hong. Two period sinistral displacement and evolutionary history of the Tan-Lu fault system in Mesozoic era // Liaoning Geology. 1994 (1-2): 131-143 (in Chinese).
 29. Zhang Ligang et al. Isotopic geochemistry and its dynamics of upper mantle, basement, granites in the rock layer of eastern Asia. Beijing: Science and Technology Publishing House, 1995 (in Chinese).
 30. Zhao Guolong et al. The Mesozoic volcanic rocks in middle and south parts of the Daxing'anling Mts. Beijing: Science and Technology Publishing House, 1989 (in Chinese).
 31. Zhao Yiming, Zhang Dequan et al. Regularity and evaluation of copper polymetallic ore deposit in Daxing'anling Mts. and adjacent region. Beijing: Seismic Publishing House, 1997 (in Chinese).
 32. Zhao X.X., Coe R.S. et al. New palaeomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan //Tectonics. 1990 (181): 43-81.

Поступила в редакцию 15 января 1999 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

Zhang Hong, Zhao Chunjing, Yao Yizheng, Quan Heng

The Dynamic Background of Mesozoic Volcanic Activity in Northern Part of Daxing'anling Mts. (China)

The Mesozoic volcanic activity in northern Daxing'anling Mts. was very violent, in which a lot of geologists are interested. The volcanic rocks were formed mainly in the Late Jurassic to Early Cretaceous (150 ~ 100Ma) in the compressional background apparently according to the analyses in petrochemistry, trace elements and tectonics. The study of the regional tectonics and magmatic activity, palaeomagnetism as well as stable isotope shows that the Mesozoic volcanic rocks derived from the mantle source were formed in the compressional background with a "reduced pressure" and "shearing" process. That is why there are so many materials of the crust- source added in the Mesozoic volcanic rocks.

ДИСКУССИИ

УДК 553.2.22:549.2.21:553.3

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ И РАЗВИТОГО В НИХ ЗОЛОТОГО, ЗОЛОТОПЛАТИНОИДНОГО И ПРОЧИХ ВИДОВ ОРУДЕНЕНИЯ*)

В.А. Буряк

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан
Дальневосточный НИИ минерального сырья, г. Хабаровск*

В порядке дискуссии к статье А.А. Сидорова и И.Н. Томсона "Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение" рассматриваются условия образования углеродистых толщ и генезис развитого в них золотого и сопутствующего оруденения. Основной вывод: рудоносные углеродистые толщ имеют вполне определенный химический состав – следствие их накопления в резко восстановительных условиях при поступлении конседиментационных флюидов и растворов, приносящих Au, S, As, платиноиды и др. уже сопутствующие элементы. Последующие процессы диагенеза, эпигенеза, метаморфизма и, нередко, интрузивного магматизма приводят к существенному перераспределению этих сингенетичных концентраций с образованием золотоносных кварцевых жил. Золотое, урановое и, особенно, оловянное оруденения тесно не связаны между собой.

Ключевые слова: черносланцевые толщ, сульфидизация, оруденение, золото, платина.

Углеродсодержащие осадочные и вулканогенно-осадочные толщ, часто именуемые в практике работ черносланцевыми, привлекают к себе уже длительное время большое внимание. Особенно возрос интерес в эти толщам в последние 20-30 лет в связи с установленной избирательной приуроченностью к ним месторождений многих полезных ископаемых, особенно золоторудных, в том числе крупных и весьма крупных. Статья широко известных, опытных специалистов в области рудообразования А.А. Сидорова, И.Н. Томсона привлечет к себе, несомненно, повышенное внимание многих геологов и металлогенистов. Она актуальна, затрагивает целый ряд важных моментов этой проблемы, волнующих многих исследователей, заостряет на них внимание и предлагает пути их решения.

Следует, несомненно, согласиться с авторами, что изучение затронутых в статье вопросов имеет важное научное и прикладное значение, а значимость их трудно переоценить.

Вместе с тем обращает на себя внимание явная неполнота освещения степени изученности затронутых в статье вопросов и данных, уже полученных

другими исследователями, дискуссионность ее отдельных моментов. Целесообразно, как нам представляется, обратить внимание на эти особенности статьи с целью более полного понимания сути названной проблемы и имеющихся представлений.

Состояние изученности проблемы. Характеризуя развитые среди углеродистых толщ зоны рудоносной сульфидной минерализации, авторы указывают, что изученность их "чрезвычайно низка, а специально направленных исследований этих зон, имеющих нередко региональное значение, не проводилось". Это далеко не так. В бывшем СССР придавалось большое значение этой проблеме, и давно уже были начаты и успешно проводились специальные исследования, направленные на детальное изучение углеродистых толщ и развитого в них оруденения. В семидесятых - начале восьмидесятых годов они активно осуществлялись под руководством академика А.В. Сидоренко. Работы выполнялись по различным направлениям, в том числе по проекту 91 "Металлогения докембрия" в рамках Международной программы геологической корреляции. Проводились специальные совещания, издан целый ряд обобщаю-

*) Дискуссия к статье А.А. Сидорова, И.Н. Томсона «Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение»

щих монографических работ, в том числе двухтомная монография "Углеродистые отложения и их рудоносность" (Проблемы осадочной геологии..., 1981)*. Главное – в самом начале семидесятых годов, исходя из положительных и весьма перспективных данных, полученных при оценке золоторудных месторождений Мурунтау в Средней Азии и Сухой Лог в Сибири, локализованных в углеродистых толщах, была разработана и принята для практического исполнения специальная Государственная Программа, направленная на усиление ведущихся и постановку новых специализированных поисково-съёмочных, поисково-оценочных и разведочных работ и разнообразных научных исследований, направленных на быстрейшее выявление и успешную оценку подобных месторождений, общее изучение металлогении углеродистых отложений. Работы проводились в больших объемах, на всей обширной территории СССР. Впоследствии эти работы были еще более усилены. Кроме названного Международного Проекта 91 научные исследования осуществлялись в рамках двух специально созданных Комиссий, входящих в Научный Совет по рудообразованию при АН СССР: по метаморфогенному рудообразованию и стратиформным месторождениям. Совет этот длительное время возглавлял академик В.И. Смирнов.

В итоге были выявлены и успешно оценены многие золоторудные месторождения, в том числе Береговое в Восточных Карпатах и Бобриковское в Нагольном кряже (Украина), Школьное и Даугыз в Кызылкумах (Узбекистан), Кумтор в Киргизии, Светлинское на Урале, Олимпиадинское в Енисейском кряже, Зун-Холба и Бурун-Холба (заново успешно переоценены) в Бурятии, Маломыр – в Приамурье, Вернинское (кроме месторождения Сухой Лог) в Иркутской области, Нежданинское, Юр, Дуэт, Бриндакит и др. в Якутии, Майское на Чукотке, Глухое в Приморье, Лангерийская группа рудопоявлений на Сахалине и ряд других. Кроме того, было выявлено большое число различных перспективных зон, в том числе не оцененных еще по настоящее время. Наряду с золотом углеродистые толщи детально изучались и оценивались и на другие металлы, особенно на уран.

Были резко расширены подобные работы в других странах, также приведшие к положительным результатам. И надо признать, что геологи СССР занимали в то время общепризнанное лидирующее положение как по числу открываемых месторождений среди углеродистых толщ, так и по общему изучению рассматриваемой проблемы.

С целью координации дальнейших усилий геологов разных стран по изучению углеродистых толщ и развитого в них оруденения и учитывая их большую важность и практическую отдачу, под эгидой ЮНЕСКО в 1987 году был образован Проект 254 «Металлоносность черных сланцев и связанных с ними рудных месторождений» (Metalliferous black shales and Related ore deposits). В рамках этой работы проводились различные исследования, итоги которых докладывались и обсуждались на регулярно проводимых Международных симпозиумах, в том числе в 1987 г. в Праге (Чехословакия), в 1988 г. в Пекине (КНР), в 1989 г. в Оттаве (Канада) и в 1991 г. в Новосибирске. Специально большое внимание уделялось генезису углеродистых толщ и развитого в них золотого оруденения, изучению природы органического вещества, роли его в процессах рудообразования. Автор настоящей заметки принимал активное участие в этих исследованиях, являясь членом названных Комиссий при Научном совете по рудообразованию и вице-президентом Проекта 254, поэтому довольно хорошо знаком с их результатами. Они опубликованы в целом ряде сборников и монографий [2, 7-15, 21, 32-34 и др.]. Из отечественных геологов прежде всего следует отметить Св.А. Сидоренко, В.Г. Гарьковца, Н.П. Лаверова, У.А. Асаналиева, В.Н. Долженко, В.Г. Петрова, А.В. Кокина, Н.П. Ермолаева, И.В. Коновалова, Н.А. Созинова, Д.П. Сердюченко, А.И. Германова, В.А. Нарсеева, Н.В. Вилора. Конечно, нельзя считать, что все рассматриваемые проблемы изучены достаточно полно, а сделанные в итоге выводы не являются в ряде случаев дискуссионными. Однако не следует умалять и большую значимость выполненных работ. Да и сами авторы рассматриваемой статьи, особенно А.А. Сидоров, выполнили значительный объем исследований по рассматриваемой проблеме.

Геотектонические условия накопления сульфидизированных черносланцевых толщ. Заканчивая свою статью, А.А. Сидоров и И.Н. Томсон в качестве одного из выводов указывают, что формирование рудоносных черносланцевых толщ связано с предороженным рифтогенезом в пределах активных и пассивных континентальных окраин и кратонов. Этот вывод правомерен, и на такое специфичное положение этих толщ уже обращалось нами внимание [7]. Однако в терминологическом и генетическом отношениях структуры, накапливающие такие толщи, все же лучше именовать, по нашему мнению, перикратонными (краевыми) или межблоковыми прогибами в общепринятом их понимании. Редко они являются интракратонными. Положение прогибов контролируется глубинными разломами, входящими в систему краевых швов, ограничивающих кратоны, либо контролируются межблоковыми разломами.

* Проблемы осадочной геологии докембрия. Выпуск 7. Книги 1,2,3. М.: Наука. 1981г.

Особо обращает на себя внимание избирательная приуроченность наиболее продуктивных площадей (районов, узлов) к местам сопряжений и пересечений различно ориентированных разломов, образующих так называемые «входящие углы» (в сторону кратона) [7]. Чем контрастнее выражен «входящий угол» и чем он крупнее, тем большие объемы в нем углеродистых осадков и интенсивнее оруденение. Характерные примеры – Патомский прогиб (Ленский золотоносный район), Северо-Енисейский прогиб (Северо-Енисейский золотоносный район), Южно-Верхоянский прогиб (Юдомо-Майский золотоносный район) и др.

Металлогеническая специализация углеродистых толщ. В рассматриваемой статье, особенно в более ранних публикациях [22-28], решающее значение в определении химического состава рудосодержащих углеродистых толщ авторы придают процессам постседиментационного углеродистого метасоматоза и окварцевания. За счет этого, по их мнению, отношение калия к натрию всегда возрастает, повышено содержание Ti, происходит вынос или перераспределение других компонентов.

Нами ранее, с целью установления первичной природы углеродистых сланцев, содержащих рассматриваемое оруденение, и определения генезиса последнего, специально было выполнено большое

число полных химических анализов таких пород (лишенных наложенной минерализации) и собраны анализы многих других геологов по различным регионам бывшего СССР и зарубежные данные. В совокупности было учтено около 5 тыс. анализов. В итоге был рассчитан средний химический состав различных алевросланцев: 1) практически не содержащих углеродистое вещество, 2) содержащих его, но лишенных золотого оруденения, 3) содержащих только кварцево-жильное золотое оруденение, 4) содержащих вкрапленно-прожилковое ± кварцево-жильное.

Кратко, в суммированном виде, полученные данные применительно к тематике рассматриваемых вопросов изложены в таблицах 1,2. Проводились и специальные исследования, направленные на изучение литофациальных условий накопления рассматриваемых толщ и химизма метасоматических процессов [7-11,17 и др.].

В итоге вполне определенно можно утверждать следующее.

Углеродистые сланцы, не содержащие золотое и золотоплатиновое оруденения, весьма слабо отличаются от неуглеродистых. Содержания SiO_2 , Al_2O_3 , суммы $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 практически одинаковы. Существенное отличие – более высокое содержание в них $\text{C}_{\text{орг.}}$ и $\text{S}_{\text{общ.}}$

Таблица 1. Химический состав различных разновидностей сланцев (вес.%), в различной мере золотоносных (средние данные, по [10], с дополнениями).

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	60,54	57,84	67,81	60,01
TiO_2	1,33	0,99	0,69	0,94
Al_2O_3	17,01	17,35	14,31	17,02
Fe_2O_3	3,05	1,59	1,56	3,55
FeO	3,47	5,34	3,31	3,13
MnO	0,10	0,14	0,05	0,08
MgO	2,34	2,22	1,76	2,35
CaO	1,77	0,90	0,88	1,64
Na_2O	1,36	0,96	2,84	1,86
K_2O	3,29	3,29	2,89	3,22
P_2O_5	0,16	0,15	0,18	0,18
H_2O^+	3,81	3,67	2,47	4,07
$\text{C}_{\text{орг.}}$	0,39	1,71	0,68	0,95
$\text{S}_{\text{общ.}}$	0,10	1,72	0,48	0,18
CO_2	1,70	2,66	0,63	0,81
Сумма	100,42	100,53	100,51	99,99
CaO/MgO	0,76	0,41	0,50	0,70
$\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$	1,14	3,36	2,12	0,90
Количество учтенных анализов	3470	310	263	698

Примечание. 1 - обычные серые и зеленовато-серые незолотоносные глинистые и хлорит-серицитовые сланцы; 2-4 - углеродистые сланцы, в том числе: 2 - содержащие прожилково-вкрапленное золотоплатиноидное оруденение ± золотоносное кварцево-жильное и кварцево-прожилковое, 3 - содержащие только золотоносное кварцево-жильное и кварцево-прожилковое, 4 - не золотоносные.

Таблица 2. Содержания SiO_2 , K_2O и TiO_2 (вес%) в углеродистых алевросланцах Ленского золотоносного района, в различной мере минерализованных.

Месторождения	Рудоносные			Нерудоносные		
	SiO_2	K_2O	TiO_2	SiO_2	K_2O	TiO_2
Голец Высочайший	57,9(25)	2,00(25)	0,92(25)	57,5(15)	4,03(15)	1,07(15)
Сухой Лог	58,35(90)	2,90(90)	1,08(90)	62,5(80)	3,13(80)	1,15(80)

Примечание. В скобках указано число анализов.

Что касается углеродистых сланцев, содержащих золотое и золотоплатиновое оруденение, то они по зернистости, первичному минеральному и химическому составу четко разделяются на две палеофациальные и геохимические разновидности: 1) тонкозернистые (пелитовые), изначально обогащенные калием, сульфидами и $\text{C}_{\text{орг}}$ с высоким отношением $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (в среднем 3,4) и 2) более грубозернистые (алевритовые и алевропелитовые), значительно слабее обогащенные $\text{C}_{\text{орг}}$, конседиментационными сульфидами и характеризующиеся преобладанием натрия над калием, более низким отношением $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (в среднем 2,1) - результат накопления в менее глубоких и в менее восстановительных условиях при более высоком потенциале кислорода.

Первый тип углеродистых сланцев (с калиевой геохимической специализацией) содержит прожилково-вкрапленное золото-сульфидно-платиноидное оруденение \pm наложенное кварцево-жильное и кварцево-прожилковое золотое "малосульфидной формации", второй (с натровой специализацией) - только золотокварцевое. Показательно также, что пелитовые углеродистые сланцы имеют наиболее высокие первичные кларковые содержания золота и платиноидов - 5-8 мг/т за пределами рудных тел и до промышленных концентраций - в рудоносных пачках. Характерно также, что содержание SiO_2 в них не выше, а ниже, чем в незолотоносных разностях. Так что говорить о развитии процесса окварцевания при формировании золото-сульфидно-платиноидного оруденения, постулируемого авторами статьи, не приходится.

Обращает на себя внимание и тот факт, что повышенная золотосульфидная минерализация развита не во всех углеродистых сланцах калиевой геохимической специализации, а только в определенной их разновидности - в алевропелитовой - т.е. не в наиболее тонкозернистых с высоким содержанием калия. Типичные высокоглиноземистые сланцы с содержанием K_2O выше 3-4% лишены, как правило, золотосульфидной минерализации. Характерные примеры приведены в табл. 2.

Не устанавливается и привнос Ti в процессе формирования золотосульфидного оруденения. Скорее можно говорить об обратном - о более низком

содержании его в углеродистых сланцах в сравнении с неуглеродистыми.

В целом имеющиеся данные позволяют довольно уверенно говорить, что названные геохимические особенности углеродистых сланцев, несущих золото-сульфидно-платиноидное оруденение, обусловлены палеофациальными условиями их накопления - в явно восстановительной обстановке при наличии сероводородного заражения и дефиците кислорода. Высказанные представления А.А. Сидорова и И.Н. Томсона о важной роли процессов окварцевания не находят должного подтверждения.

Процессы углеродистого метасоматоза. В рассматриваемой статье и особенно в предшествующих публикациях А.А. Сидоров и И.Н. Томсон большое внимание уделяют первичной природе углерода в углеродистых сланцах и, как следствие - самих углеродистых сланцев. Активно развиваются представления о поступлении углерода в составе «сухих» восстановленных флюидов негидротермального происхождения вдоль глубоких тектонических зон *после процессов осадконакопления**. В соответствии с этим "черные сланцы" и развитое в них золотосульфидное оруденение рассматриваются в основном как углеродистые метасоматиты, предшествующие массовому развитию гранитоидного магматизма [22-27]. Кроме того, в рассматриваемой статье А.А. Сидоров и И.Н. Томсон считают, что вероятен привнос углерода и при осадконакоплении. В связи с этим и развивается ими "эндогенно-биогенная" природа рассматриваемого оруденения.

По этому поводу хотелось бы отметить следующее. Поступление эндогенного углерода в составе глубоких, слабо окисленных и неокисленных флюидов и эксгаляций в процессе осадконакопления не вызывает сомнений и устанавливается, в частности, на основе многочисленных анализов газово-жидких включений. Более того, можно полагать, что именно эти флюиды приносили золото, платиноиды и другие сопутствующие элементы, в том числе серу и мышьяк. Исходя из этого, нами давно были выдвинуты и развиваются представления о первично гидротермально-осадочной и эксгаляционно-осадочной (вулканогенной) природе золотосульфидного оруденения в углеродистых сланцах [6]. Фактические данные

*Курсив автора

(метаколлоидные текстуры сульфидных образований, преобладание во многих случаях Co над Ni в пиритах, повышенные концентрации и тонкодисперсный характер выделений золота, утяжеленный состав изотопов серы и пр.) также вполне определенно на это указывают. Установлено [21], что эпохи повышенного поступления эндогенного вещества из глубоких недр коррелируются с эпохами накопления толщ, обогащенных органическим веществом.

Что же касается поступления в существенных количествах эндогенного углерода и развития углеродистого метасоматоза в постскладчатые этапы, в том понимании, как это предложили ранее П.Ф. Иванкин, Н.И. Назарова [18] и рассматривают авторы обсуждаемой статьи, то, по нашему мнению, это достаточно спорно.

Имеются многочисленные данные о перераспределении углерода вмещающих пород при метаморфических и особенно метасоматических процессах. Но во всех таких достоверно установленных случаях зоны углеродистого метасоматоза пространственно приурочены к углеродсодержащим осадочным толщам и не выходят за их пределы, а если и выходят, то на незначительные расстояния - десятки-сотни метров и не более. В Дальнегорском районе Приморья, где развиты углеродистые метасоматиты, описываемые И.Н. Томсоном и А.А. Сидоровым как результат поступления углерода в составе эндогенных флюидов, развиты, как они сами отмечают, терригенные флишоидные толщи, характерная особенность которых - постоянное, хотя обычно и низкое содержание $C_{орг.}$ (0,1-1,5%).

При этом следует учитывать, что углерод (как химический элемент) довольно легко перераспределяется. Прежние представления о его инертном поведении при геологических процессах не подтверждаются. Свидетельства этого - наличие кварцевых жил и прожилков (в том числе золотоносных) с антраксолитом, шунгитом и даже с графитом в таких толщах. Частое присутствие графита в метасоматических пегматитах и гранитах, развитых среди углеродистых толщ (Мамский гранито-пегматитовый пояс и др.), - обычное явление.

Можно допускать какой-то дополнительный привнос углерода в составе глубинных флюидов в постседиментационный этап, но вряд ли он мог быть значительным и оказывать существенное влияние.

Генезис первичной сульфидно-золото-платиновой минерализации. Этот вопрос до настоящего времени является остро дискуссионным. Согласно прежним традиционным представлениям, отстаиваемым многими геологами (Ф.И. Вольфсон, С.Д. Шер, Н.В. Петровская, Ю.П. Казакевич, А.Ф. Коробейников, И.В. Кучеренко, А.М. Сазонов, В.М. Яновский, Е.М. Некрасов и многие другие) и до недавнего вре-

мени авторами обсуждаемой статьи, оруденение в решающей мере обусловлено поступлением эндогенных флюидов и (или) растворов в складчатый или постскладчатый этапы, т.е. после процессов осадконакопления.

Согласно другой концепции, выдвинутой одним из первых автором настоящей заметки [3-7 и др.], формирование золотосульфидной минерализации происходило в процессе накопления углеродсодержащих осадков и их последующего диагенеза, эпигенеза и метаморфизма. При этом первичный привнос Au и сопутствующих рудосоставляющих элементов, в том числе платиноидов, осуществлялся в решающей мере глубинными эксгаляциями, флюидами и гидротермами в процессе седиментогенеза и осадконакопления. Последующие процессы катагенеза, диагенеза и метаморфизма приводили, во многих случаях, к концентрированию минерализации, имеющей в основной массе рассеянный прожилково-вкрапленный характер.

Помимо автора подобные или близкие представления развивали В.Г. Гарьковец, В.Н. Долженко, И.В. Коновалов, В.Н. Шаров, В.Н.Нарсеев, Г.И. Неронский, В.К. Чайковский, в последние годы - Н.К. Курбанов, Н.В. Вилор, С.Г. Парада и ряд других геологов. Поддерживали эти представления, целесообразность их развития Д.С. Коржинский, затем - В.И. Смирнов, Я.Н. Белевцев, Н.А. Шило, А.Д. Щеглов, Н.П. Лаверов, Ф.Н. Летников, В.Г. Моисеенко.

Высказанные в рассматриваемой статье представления А.А. Сидорова и И.Н. Томсона о возможной важной роли процессов осадконакопления и последующего метаморфизма можно в связи с этим, с моей точки зрения, только приветствовать. Лично я убежден, что по мере дальнейшего накопления фактических данных эта концепция будет находить все большее подтверждение и понимание. Однако, повторю, что в настоящее время большее число исследователей придерживается первой точки зрения. В связи с этим продолжение дальнейших исследований, о чем идет речь в обсуждаемой статье, по рассматриваемому вопросу необходимо. Более того, проведение дальнейших исследований по рассматриваемой проблеме позволит существенно расширить наши представления об условиях рудообразования, снять кажущиеся резкими "противоречия" между "нептунистами" и "плутонистами", создать более объективную теорию рудообразования.

Пространственно-возрастные соотношения золотосульфидной прожилково-вкрапленной и кварцево-жильной минерализаций. Этот вопрос при кажущейся своей незначительности имеет в действительности очень важное значение, особенно для понимания генезиса не только рассматриваемого оруденения, но и руд различного состава. Правильное реше-

ние его имеет большое значение при прогнозировании оруденения и выработке методов его оценки. В связи с этим повышенное внимание авторов обсуждаемой статьи к этому вопросу, особенно А.А. Сидорова, можно только приветствовать. Оно, несомненно, оправдано и заслуживает дальнейшего всестороннего обсуждения.

Одно существенное замечание. В статье указывается, что прожилково-вкрапленное золотосульфидное оруденение *всегда* изучалось и рассматривалось как околожильное. Это не так. Автором настоящей публикации еще в 1963 г. на III Всесоюзном петрографическом совещании в г. Иркутске по результатам изучения золотосульфидного и кварцевожильного оруденения, развитого в Ленском золотоносном районе, был сделан доклад, в котором впервые было показано, что жильно-прожилковая золотокварцевая минерализация является более поздней по отношению к прожилково-вкрапленной золотосульфидной [4]. Обращалось внимание на то, что кварцевые жилы, пересекая зоны золотосульфидной вкрапленности, заимствуют сульфиды и золото, обогащаются ими и становятся существенно золотоносными прежде всего в тех местах, где пересекают такие зоны с установленной золотоносностью. Эти высказанные представления, изложенные в ряде работ [3-5, 7] и распространенные на другие районы развития золотого оруденения в черносланцевых толщах, вызвали очень острую дискуссию, выходящую нередко за рамки корректности как на названном совещании, так и на различных последующих, посвященных условиям образования промышленных месторождений золота. Тем не менее, накапливающиеся данные все более подтверждали правомерность таких суждений, так и одновременно высказанные представления о метаморфогенном генезисе жил и самого золотосульфидного оруденения.

Более того, положенные автором в основу методики проведения поисково-оценочных работ, они позволили открыть и успешно оценить широкоизвестное месторождение Сухой Лог в Ленском золотоносном районе, являющееся на настоящее время одним из наиболее крупных объектов этого типа. С поверхности углеродистые сланцы на площади месторождения опробовались, но существенных содержаний золота в них не было установлено. В то же время, были давно известны кварцевые жилы с повышенными содержаниями золота, являвшиеся предметом безуспешной неоднократной разведки и приведшие к образованию богатых россыпей золота. Именно исходя из идеи о том, что жилы становятся золотоносными благодаря заимствованию золота из вмещающих пород, автором были запроектированы и пробурены скважины. Эта идея полностью подтвердилась: уже первые скважины на глубине 25-40 м

от поверхности вскрыли пачку углеродистых алевросланцев с повышенной золотосульфидной минерализацией, рассекаемых уходящими к поверхности золотоносными кварцевыми жилами.

Подобные взаимоотношения несколько позднее были установлены в других золотоносных регионах России и всего бывшего СССР, в том числе в Енисейском кряже (месторождения Советское, Эльдорадо, Олимпиадинское и др.), на Мурунтау и Даугызе – в Средней Азии, Бобриковском - в Нагольном кряже, Агние-Афанасьевском и Маломырском в Приамурье, Неждановском, Юр-Дуэт-Бриндакитском в Якутии, Майском на Северо-Востоке и на целом ряде других [7, 11, 15 и др.].

Вполне обоснованно можно считать, что это общая генерализованная закономерность. Визуально и особенно в крупных пришлифовках хорошо видно, как секущие кварцевые жилы и секущие прожилки, отходящие от послонных, пересекают выделения и даже отдельные кристаллы сульфидов, которые, как правило, располагаются вдоль слоистости или (при переотложении) по кливажным трещинам. В кварцевых жилах и прожилках золото свободное, более крупное, химически более чистое – высокопробное. Сульфиды содержат меньше элементов-примесей (более чистые), в основной массе более крупнозернистые. Кривые распределения золота в жилах правоасимметричны, а в зонах сульфидной вкрапленности - левоасимметричны.

Следует лишь иметь в виду, что наряду с жильной золотосульфидной минерализацией, сопровождающейся платиноидами и составляющей основную ценность рудных зон, отмечаются в боковых породах, особенно в зальбандах жил, и синжилные сульфиды. Но они имеют, как правило, незначительное развитие. На это обстоятельство уже обращалось нами специальное внимание [3, 7]. Именно их наличие и привело, можно полагать, к представлениям, которые до сих пор разделяют большинство геологов, о формировании всей прожилково-вкрапленной минерализации при синжилных гидротермально-метасоматических процессах.

Необходимо также учитывать и тот факт, что для формирования кварцевых жил с повышенными содержаниями золота совсем не обязательно наличие промышленной золотосульфидной минерализации во вмещающих углеродистых породах - оруденения "базовой формации" в понимании А.А. Сидорова. Достаточны содержания на уровне кларковых для таких толщ (4-7 мг/т) и рассеянная вкрапленность слабозолотоносных сульфидов.

Распределение и характер связи золота с сульфидами и другими рудогенными элементами. Этот вопрос также имеет важное значение для понимания генезиса оруденения, развитого в углеродистых тол-

шах, и его оценки. Авторы рассматриваемой статьи полагают, что имеющиеся данные позволяют предположить обусловленность кларковых и более высоких содержаний рудогенных элементов в углеродистых сланцах в решающей мере вкрапленностью сульфидов. В настоящее время это не только можно предполагать, но и следует считать уже вполне доказанным. Исходя из имеющихся многочисленных данных, именно сульфиды являются основным концентратом золота, платиноидов, меди, никеля, кобальта и других сопутствующих рудогенных элементов. Имеющиеся многочисленные данные опробования (прежде всего фазовые анализы) вполне однозначно на это указывают. Назовем наиболее существенные из них.

1. Заслуживающие практического значения повышенные концентрации золота и платиноидов установлены в пачках и слоях углеродистых пород, содержащих в существенных количествах сингенетичные сульфиды.

2. Устанавливается, как правило, прямая корреляционная зависимость между содержаниями сульфидов и рудных элементов. Характерно это как для золота, так и для платиноидов (рис. 1). Нарушения этой зависимости наблюдаются лишь в отдельных случаях – следствие наложенных процессов метаморфизма.

3. В монофракциях сульфидов (пирите, арсенопирите) содержания золота и платиноидов не менее чем в 10-100 раз выше, чем во вмещающих породах,

лишенных этих сульфидов. По результатам заводских технологических исследований сульфидный концентрат содержит не менее 75-85% рудных элементов.

4. Применительно к метаморфогенным разновидностям сульфидов устанавливается статистически значимая обратная корреляционная зависимость между содержаниями рудогенных элементов в них и во вмещающих породах.

5. Валовые содержания золота и платиноидов в минерализованных породах находятся в зависимости не только и не столько от общего количества сульфидов, а от доли гидротермально-осадочных и эксгальационно-осадочных (вулканогенных) разновидностей или их метаморфогенных производных (при наложении метаморфических процессов). Гидротермально-осадочные и эксгальационно-осадочные сульфиды наиболее обогащены золотом и платиноидами. Так, например, на месторождении Сухой Лог установленные содержания золота в них достигают 350 г/т, а платины – 15 г/т (таблица 3, рис. 2). Наименее металлоносны осадочно-диагенетические сульфиды.

6. Содержания золота в раздробленных фракциях углеродистых сланцев, из которых удалены сульфиды, и в штучных пробах, не содержащих сульфиды, практически такие же, как в «обычных» нерудоносных сланцах – 2-4 мг/т.

Сульфиды явно выступают в роли основных концентратов золота – следствие осадочно-диагенетических, эпигенетических и последующих мета-

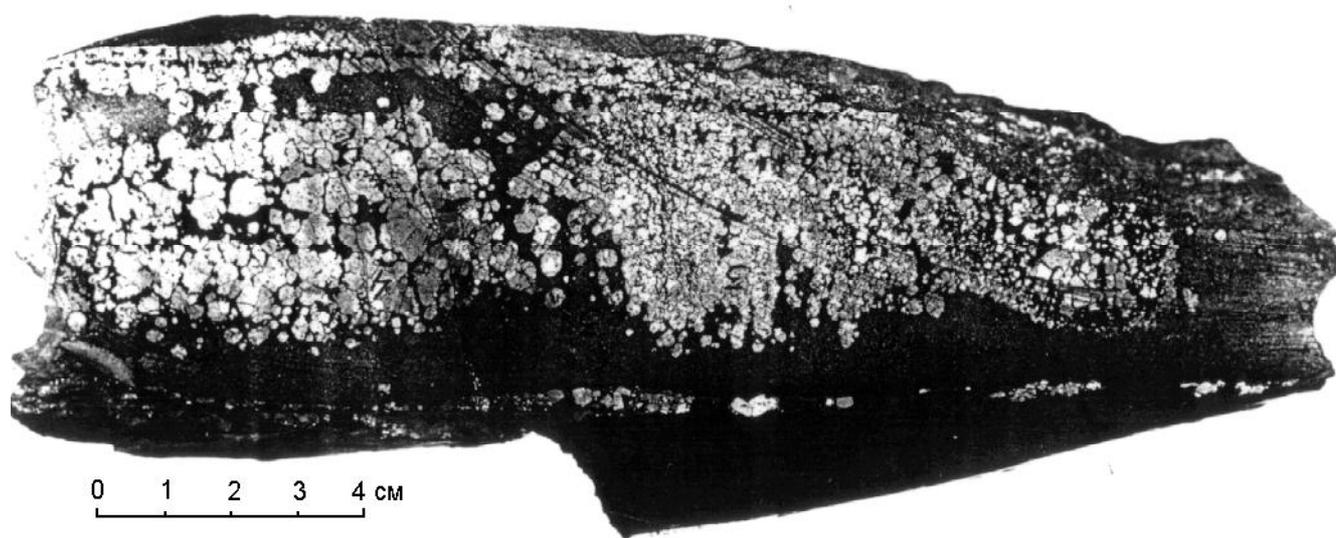


Рис. 1. Высокозолотоносный гидротермально-осадочный глобулярный пирит метаколлоидной структуры в месторождениях углеродистой формации. Характерный пример – месторождение Сухой Лог.

Содержание золота в данном образце 350 г/т, платины – 15 г/т, во вмещающих углеродистых алевросланцах, лишенных сульфидов – золота 5 мг/т, платины – 4 мг/т – обычные кларковые содержания, характерные для углеродистых нерудоносных сланцев.

Таблица 3. Кларковые содержания золота в сульфидах (пирите, арсенопирите) прожилково-вкрапленных руд и во вмещающих их углеродистых алевросланцах. По данным [7, 8, 10, 19 и др.].

I. Углеродистые алевросланцы с вкрапленностью осадочно-диагенетических и (или) метаморфических сульфидов (пирита, арсенопирита)	4-7 мг/т, редко выше
Эти же алевросланцы, лишенные сульфидов	2-4 мг/т
Осадочные и метаморфические сульфиды из этих пород	30-60 мг/т, редко выше (до 0,1 г/т)
II. Углеродистые алевросланцы с вкрапленностью и (или) прожилками осадочно-диагенетических и гидротермально-осадочных сульфидов	4-10 мг/т и выше, вплоть до промышленных концентраций (1,5-5 г/т)
Эти же алевросланцы, лишенные сульфидов	2-5 мг/т, редко выше
Монофракции гидротермально-осадочных сульфидов из этих пород	200-1000 мг/т и выше (до десятков г/т)
Монофракции метаморфических сульфидов из этих пород	50-1000 мг/т
Монофракции осадочно-диагенетических сульфидов	50-500 мг/т

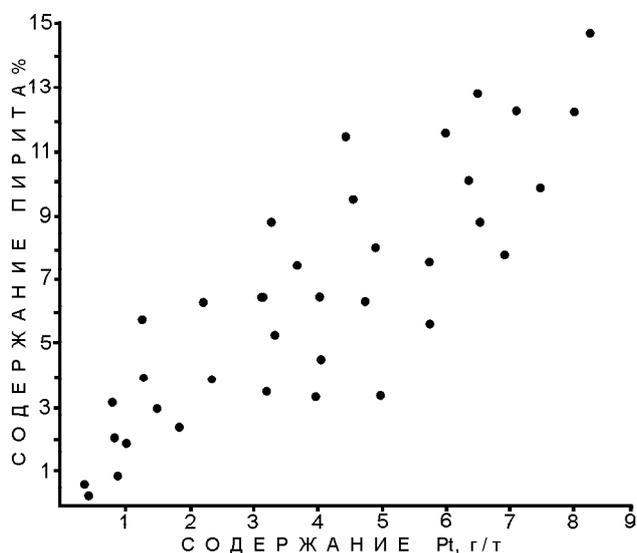


Рис. 2. Характер зависимости между содержанием сульфидов (пирита) и платиноидов в месторождениях углеродистой формации. Месторождение Сухой Лог.

морфических процессов, в том числе электрохимических и сорбционных. Именно неучет этого факта привел, можно полагать, в решающей мере к неправомерному выводу, сделанному рядом исследователей, изучавших кларковые содержания золота в углеродистых сланцах, и в частности А.Ф. Коробейниковым [19], о том, что эти содержания не выше, чем в обычных сланцах.

Пространственно-возрастные соотношения золотометалльного, платиноидного и других видов оруденения. А.А. Сидоров и И.Н. Томсон в рассматриваемой статье и в целом ряде других публикаций [22-28] активно развивают представления о так называемых базовых формациях, согласно которым золотосульфидное оруденение, развитое в углеродистых

толщах, тесно связано с оловянным, олово-серебряным, урановым, а также с эпitherмальными золото-серебряными и сурьмяно-ртутными месторождениями и является "базовым" для них.

Эти представления при всей своей привлекательности в целом ряде случаев не находят должного подтверждения. Главное, что следует иметь в виду и что в определенной мере следует из данных, приводимых в рассматриваемой статье, - углеродистые толщ, имеющие различное по металльному составу оруденение, имеют различный исходный химический состав - следствие существенно различных литофациальных условий накопления.

Это явно не одни и те же, а различно фациальные осадки, что определяется существенно отличными палеотектоническими условиями их накопления. Это обстоятельство весьма существенно, и его необходимо учитывать, особенно при прогнозно-металлогенических исследованиях. Многочисленные анализы химического состава таких пород вполне определены на это указывают, и это бесспорно. Так, например, углеродистые толщ с повышенной известковистостью (характерный пример - Олимпиадинское рудное поле в Енисейском кряже), с одной стороны, и более глубоководные - с другой.

Молибденовая минерализация свойственна кремнисто-углеродистым отложениям. Исходные повышенные содержания урана (и месторождения) отмечаются в углеродистых толщах, накапливающихся явно при более высоком потенциале кислорода, в сравнении с золотосодержащими. Убедительный показатель этого - наличие красноцветных пачек (фаций) в составе углеродистых толщ, вмещающих урановые месторождения. В углеродистых толщах, содержащих золотосульфидное оруденение красноцветные породы отсутствуют, а отношение FeO/Fe_2O_3 (закисный модуль) - один из наиболее высоких, как уже отмечалось при характеристике химического состава этих толщ. Наличие проявле-

ний гематитизации, упоминаемой в обсуждаемой статье, в углеродистых толщах (наряду с сульфидизацией) обусловлено, как вполне определенно показывают фактические данные, наложенными гипергенными процессами (месторождения Тас-Юрях, Карлин и др.).

Представления А.А. Сидорова и И.Н. Томсона о том, что сонахождение золотых и урановых месторождений в черносланцевых толщах - явление закономерное, не находят должного подтверждения. Все месторождения золота России и всего бывшего СССР и подавляющее число зарубежных месторождений золотосульфидной формации, развитых в углеродистых толщах, в том числе не только докембрийских, не содержат уран в сколько-нибудь существенных концентрациях и не сопровождаются месторождениями урана. Характерные примеры - все хорошо известные, уже упоминавшиеся месторождения СССР - Мурунтау, Даугыз, Школьное, Бобриковское, Бакырчик, Кумтор, Сухой Лог, Голец Высочайший, Вернинский, Александровское, Маломыр, Неждановское, Юр, Дуэт, Бриндакит, Майское и многие другие. Золотосодержащие урановые месторождения известны, но это редко встречающиеся, сложные по генезису, полихронные образования, в том числе упоминаемые в рассматриваемой статье - Витватерсранд в ЮАР, Олимпик-Дам, а также Аллигейтор Риверс в Австралии. Олимпик-Дам, например, является представителем месторождений "поверхности несогласия", совсем не характерных для месторождений золота прожилково-вкрапленной углеродистой формации. Золотосодержащее урановое месторождение Аллигейтор-Риверс - типичный пример полиэтапного метаморфогенного месторождения.

Что касается месторождения Витватерсранд, то суждения А.А. Сидорова и И.Н. Томсона об отнесении его к золото-углеродистому типу не новы. Они, в частности, были высказаны и доложены мною в 1987 г. на 2-ом Всесоюзном совещании по стратиформным месторождениям в г. Фрунзе и опубликованы [12, 14, 16]. В последующем к подобным представлениям пришел А.Д. Щеглов [30]. Основное золотое и платиноидное оруденение Витватерсранд действительно есть основание рассматривать как золотосульфидное углеродистой формации, аналогичное, например, развитому на месторождении Сухой Лог [16]. И в этом мои представления не расходятся с мнением А.А. Сидорова и И.Н. Томсона. Но что касается урана, то сингенетичность его с золотом и платиноидами вызывает существенные сомнения.

Представление о тесной связи в углеродистых толщах золотосульфидного оруденения с оловянным вызывает более серьезные возражения. Имеющиеся случаи пространственного сонахождения повышен-

ных концентраций олова и золота обусловлены, как показывают фактические данные, скорее всего телекопированием явно разноэтапных и различных по генезису образований. На месторождении Майское, о котором идет речь в обсуждаемой статье, оловянная и золотая минерализации пространственно разобщены и, главное - разноэтапны и имеют различную связь с интрузивным магматизмом [29 и др.]. Все золоторудные месторождения бывшего СССР, развитые в углеродистых толщах, за исключением Востока России, вообще не оловоносны. Дальневосточный регион представляет собой исключение в связи с интенсивным проявлением здесь процессов мезозойской тектоно-магматической активизации. Но даже в этом регионе месторождения и рудопоявления Au и Sn далеко не всегда пространственно совмещены, скорее наоборот. Особенно хорошо это видно при анализе рудных районов и узлов (рис. 3, 4).

Сопоставление золотосульфидного оруденения с месторождениями золота типа Карлин. Этому вопросу в обсуждаемой работе уделено большое внимание. Сделан вывод, что золотосульфидное прожилково-вкрапленное оруденение, развитое в углеродистых толщах Майского и подобных месторождений, аналогично по генезису развитому на месторождении Карлин в штате Невада, США, и имеет, скорее всего, осадочный, либо гидротермально-осадочный генезис. Такой вывод, по моему мнению, вполне правомерен и представляется достаточно обоснованным. Но хотелось бы отметить, что такие представления не новы. Первичные руды месторождения Карлин были отнесены нами к образованиям углеродистой формации уже давно, при разработке классификаций золоторудных месторождений, развитых в таких толщах [13]. Подчеркивалась и гидротермально-осадочная природа золотосульфидного оруденения. В отечественной литературе близкие представления были высказаны А.И. Кривцовым [20]. Недавно этот вопрос специально рассматривался Ю.И. Бакулиным [1], показавшим целесообразность отнесения месторождений карлинского типа к стратиформным осадочным или гидротермально-осадочным образованиям.

Вместе с тем, такие представления являются, разумеется, не общепринятыми. Многие исследователи рассматривают все эти месторождения как магматогенно-гидротермальные [31 и др.].

Выполненный нами анализ накопленных многочисленных данных показывает, что месторождения, относимые в настоящее время к "типу Карлин", вообще говоря, различны по генезису первичных руд. Главный фактор, обуславливающий их высокую технологичность, - развитие зоны окисления, в которой тонкодисперсное (упорное) золото первичных руд высвобождается и укрупняется. На подавля-

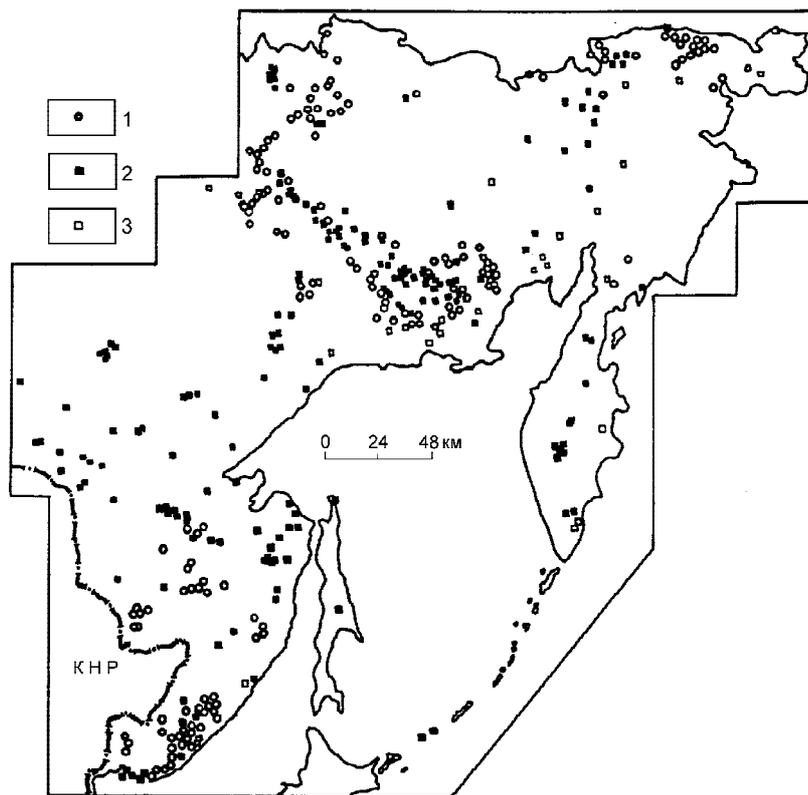


Рис. 3. Распределение месторождений олова и золота в Дальневосточном регионе (по В.И. Сухову, Ю.И. Бакулину, Н.П. Лошаку и др. ДВИМС, 1999 г.)

1 - месторождения олова; 2 - месторождения золота; 3 - золото-серебряные месторождения.

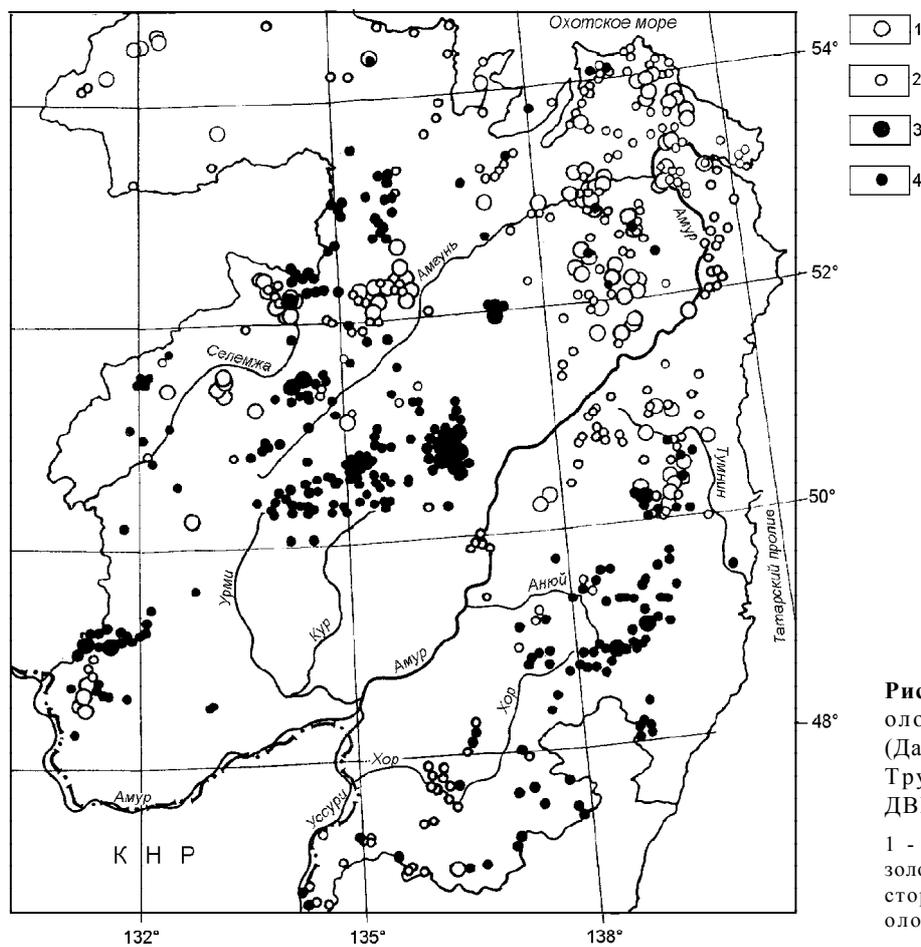


Рис. 4. Распределение месторождений олова и золота в Хабаровском крае (Дальний Восток) (по Б.И. Бурдэ, В.В. Трушко, В.П. Леонову, ДВИМС, ДВРИКЦ, 1997 г.)

1 - рудные и россыпные месторождения золота; 2 - рудопроявления золота; 3 - месторождения олова; 4 - рудопроявления олова.

ющем большинстве месторождений первичные рассеянные руды имеют действительно гидротермально-осадочную природу. Но есть месторождения, в которых они представлены золотоносными скарнами или "обычными" магматогенно-гидротермальными образованиями. Породы, содержащие вкрапленность сульфидов, помимо $S_{орг.}$ в существенных количествах содержат известковые или известково-магниево-карбонаты. В связи с этим в них в отличие от "обычных" углеродистых толщ более высокие содержания сульфидов Pb, Zn, Sb. Руды хорошо известных месторождений России наиболее близки по первичному составу рудам Олимпиадинского месторождения Енисейского кряжа. Характерна декарбонатизация (окарствование), приводящая к возрастанию количества SiO_2 , что часто неправомерно именуется окварцеванием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая рассмотрение статьи А.А. Сидорова и И.Н. Томсона в целом, отметим ее главную идею - углеродистые толщи могут содержать крупные и весьма крупные месторождения различных металлов. Прежние и современные фактические данные это хорошо подтверждают. Одно это уже говорит о том, что такие толщи заслуживают первостепенного внимания и дальнейшего всестороннего изучения. В этом плане обсуждаемая статья названных авторов, еще раз привлекающая внимание к этим толщам и показывающая необходимость их изучения, своевременна и актуальна. Можно надеяться, что она вызовет дополнительный интерес к затронутой проблеме и, с учетом высказанных дополнений и замечаний, будет способствовать дальнейшему более успешному ее решению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю.И. Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа – тип регенерированных первично-осадочных месторождений // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 126-128.
2. Бескровный Н.С. Горючие сланцы как сырье для производства синтетической нефти (по зарубежным данным). М., 1982. 52 с.
3. Буряк В.А. О взаимоотношении кварцевых жил и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации Гольца Высочайшего // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Вып. 13. С. 15-40.
4. Буряк В.А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золотосульфидной минерализации центральной части Ленского золотоносного района // Третье Всесоюз. петрограф. совещ.: тез. докл. / СО АН СССР. Новосибирск, 1963. С. 78-80.
5. Буряк В.А. Взаимоотношение золотоносных жил и золотосульфидной минерализации вмещающих пород в месторождениях докембрийской золоторудной формации (Ленский золотоносный район) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 165, № 5. С. 231-240.
6. Буряк В.А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 4. С. 907-910.
7. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
8. Буряк В.А. Источники золота и сопутствующих компонентов в золоторудных месторождениях углеродсодержащих осадочных и вулканогенно-осадочных толщ (на примере Сибири и Дальнего Востока) // 27 Международ. геол. конгр. Секция 12: Тез. докл. М., 1984. С. 57-59.
9. Буряк В.А. Роль условий осадконакопления и метаморфизма в формировании золотого оруденения докембрийских углеродсодержащих толщ Сибири и Дальнего Востока // 27 Междунар. геол. конгр. Тез. докл. М., 1984. Т. II. С. 269-271.
10. Буряк В.А. Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродсодержащих толщах // Геология руд. месторождений. 1986. Т. 28, № 6. С. 31-43.
11. Буряк В.А. Формирование золотого оруденения в углеродистых толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 94-105.
12. Буряк В.А. Возможный генезис золотоносных конгломератов типа Витватерсранда и других стратиформных месторождений золота // Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений. Фрунзе: Фрунз. политехн. ин-т, 1987. С. 78-87.
13. Буряк В.А. Генетическая типизация месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 4. С. 671-678.
14. Буряк В.А. Золоторудные месторождения типа Сухой Лог и Витватерсранд - генетические аналоги // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Всерос. совещ. Магадан: 4-6 сентября. 1997 г. / СВКНИИ ДВО РАН. Магадан, 1997. С. 207-208.
15. Буряк В.А., Гуменюк В.А., Кельмачев В.Л., Мирзеханов Г.С. Проблемы генезиса золоторудных формаций в перивулканических областях // Генезис рудных формаций и практическое значение рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 86-99.
16. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 402 с.
17. Волкова И.Б. Роль органического вещества в рудообразовании. М.: 1998. 40 с. (Геол. методы поисков, разведки и оценки м-ний твердых полезных ископаемых: Обзор/ ЗАО «Геоинформмарк»).
18. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема восстановительного метасоматоза // Метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 115-122.
19. Коробейников А.Ф. Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. 1985. №12. С. 1747-1757.
20. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 287 с.
21. Сидоренко С.А., Теняков В.А. О глобальных "эпохах"

- накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, №1. С. 172-175.
22. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Дорофеев Д.А., Волков А.В. Золотосульфидные месторождения вкрапленных руд // Докл. АН СССР. 1984. Т.275, №4. С.941-944.
23. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации // Тихоокеан. геология. 1987. №5. С. 102-108.
24. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 97-102.
25. Сидоров А.А. Актуальные проблемы геологии рудных месторождений // Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С.128-137.
26. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П. и др. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах востока СССР // Геология руд. месторождений. 1984. №6. С.19-31.
27. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.
28. Томсон И.Н., Тананева Г.А., Полякова О.П. и др. Этапы образования рудных формаций. М.: Наука, 1989. 224 с.
29. Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 255 с.
30. Щеглов А.Д. О генезисе золоторудных месторождений района Витватерсранд (ЮАР) // Докл. РАН. 1993. Т. 333, №1. С. 59-69.
31. Эйриш Л.В. К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, №4. С. 72-79.
32. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ, Наука, 1994. 304 с.
33. Metalliferous black shales and related ore deposits - program and abstracts. U.S. Geological Survey, Circular, 1037, U.S. Government printing office: 1989 - 673 - 047/86115. 20 p.
34. Proceeding of the IGGP 254, Inaugural Meeting. Geological Survey, Prague, 1988. 115 p.

Поступила в редакцию 22 ноября 1999 г.

Рекомендована к печати Л.В.Эйришем

V.A. Buryak

On the genesis of black shale formations and related gold, gold and platinoid and other mineralization

As a discussion to the paper "conditions of origin for black shale complexes and their metallogenic implications" by A.A.Sidorov and I.N.Tomson, the conditions of the origin of the black shale formations and genesis of gold and associated mineralization in them are examined. It is concluded that carbonaceous rocks have quite a definite chemical composition resulting from their accumulation in the redox conditions with the supply of consedimentation fluids and solutions containing Au, S, As and other elements. Successive processes of diagenesis, epigenesis metamorphism and often intrusive magmatism lead to essential re-distribution of these syngenetic concentrations forming gold-quartz reefs. Gold, uranium and especially tin mineralization are not closely connected with each other.