

ISSN 0869-7175



Отечественная геология



5/2006

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЯКУТИИ

Коллективу ФГУП «ИМГРЭ»

Уважаемые коллеги, друзья!

От имени Федерального агентства по недропользованию поздравляю вас с 50-летием!

Ваш институт всегда был и остается одним из лидеров геологической отрасли. Сегодня вы обеспечиваете высокий уровень исследований в прикладной геохимии и экогеохимии, геологии и оценке месторождений твердых полезных ископаемых. Вы сохраняете передовые позиции на одном из самых актуальных научно-практических направлений: выявление экономически рентабельных источников сырья для полного обеспечения отечественной промышленности редкими металлами. Вашим коллективом разработаны технологии, благодаря которым повышается инвестиционная привлекательность месторождений. ИМГРЭ известен и как рекордсмен по открытию новых минералов. Таких открытий у вас уже более 125!

А как не вспомнить, что ваш институт — единственный в России, который осуществляет научно-методическое сопровождение разномасштабных поисковых геохимических работ, причем не только у нас в стране, но и в государствах ближнего и дальнего зарубежья. Для сбора, обработки и интерпретации геолого-геохимической информации широко используются созданные в ИМГРЭ оригинальные компьютерные технологии — ТЕОСКАН, ЭКОСКАН, ТЕОПОЛЕ и др.

Более 25 лет вы проводите имеющие огромное значение эколого-геохимические исследования в России, Испании, Македонии и других странах, изучая влияние различных производств и опасных геологических явлений на окружающую среду, и, прежде всего, на здоровье человека.

Можно еще назвать великолепный, один из лучших в отрасли аналитико-технологический центр ИМГРЭ и ряд других замечательных достижений. Они обусловлены традиционно высокой квалификацией сотрудников института, в котором сейчас трудятся 20 докторов и 70 кандидатов наук.

От всей души желаю вам дальнейших успехов в работе, направленной на расширение минерально-сырьевой базы России. Успехов в открытии месторождений, создании новых научно-технических разработок, которые соответствуют современному развитию геологии.

Крепкого вам здоровья и благополучия во всем!

**Руководитель Федерального агентства
по недропользованию
А.А.Ледовских**

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2006

Учредители:

Министерство природных
ресурсов Российской Федерации
Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.А.Ерхов, *В.И.Казанский*, *А.А.Кременецкий*,
Г.А.Машковцев, *Н.В.Милетенко* (зам. главного
редактора), *А.Ю.Розанов*, *Г.В.Ручкин* (зам.
главного редактора), *А.К.Соколовский*,
В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *В.С.Быкадоров*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *А.Н.Золотов*, *М.М.Константинов*,
Т.Н.Корень, *Л.И.Красный*, *В.С.Круподеров*,
Н.К.Курбанов, *Н.В.Межеловский*, *И.Ф.Мигачев*,
Е.И.Семенов, *В.С.Сурков*, *Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Павлушин А.Д., Смелов А.П., Виггерс де Врис Д., Буланова Г.П., Дэвис Г.

Новые данные о сингенетичности кристаллов алмаза жильного типа и ламинарных октаэдров из россыпей Якутской алмазоносной провинции 3

Округин А.В., Граханов С.А., Сулейманов А.М., Попов Н.А., Постников О.А.

Индикаторные минералы кимберлитов и ультрамафитов платина-золотоалмазоносных россыпей Приленского района Якутской алмазоносной провинции 3

Зайцев А.И.

О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции) 16

Граханов С.А.

Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и их коренные источники 20

Костин А.В., Лысенко М.С.

Геологическая модель рудного узла как основа для создания прогнозно-металлогенических ГИС (на примере Нюкстаминского рудного узла, Восточная Якутия) 29

Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.

Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья 33

Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Кондратьева Л.А.

Самородное золото месторождения Бадран 38

Никифорова З.С., Базилевская Р.В., Герасимов Б.Б.,

О находках рудного золота в бассейне р.Эбелях (северо-восток Сибирской платформы) 48

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Шкодзинский В.С., Алтухова З.А.

Влияние химического состава кимберлитов и лампроитов на кристалломорфологию алмаза 53

Бабушкина С.А. Алтухова З.А.

Вещественный состав, минералогия и петрология кимберлитовых пород трубки Дьянга 58

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Зайцев А.И., Роев С.П.

Состав, строение и генетические особенности Кадарского палеовулкана (север Верхояно-Колымской орогенной области) 69

Хабибулина Т.С.

Типоморфизм цирконов Мунилканского массива как отражение специфики его геологического развития 76

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В.

Реконструкция питающих провинций позднемерловых Аркагалыньских впадин (Северо-Восток Азии) 81

Третьяков Ф.Ф.

Структурные исследования в зонах золотых месторождений Базовское и Лазурное (Восточная Якутия) 91

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Слепцов С.В.

Сейсмоструктурная и современная геодинамика Нижнеалданской впадины 96

Стогний Г.А. Стогний В.В.

Типизация магнитных неоднородностей кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы 102

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Кутыгин Р.В.

Особенности внешней формы протоконхов и аммонитов пермских гониатитов Северо-Востока Азии 105

Баранов В.В., Альховик Т.С.

Пржидольские брахиоподы Северо-Востока Азии и их палеобиогеографическое значение 110

ИНФОРМАЦИЯ

Кривцов А.И.

Понимая, КАК возникли месторождения, знаем ли мы ГДЕ их искать? 117

85-летие Рауфа Баратовича Баратова

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 09.10.2006. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Арт медиа принт»

Новые данные о сингенетичности пластически деформированных кристаллов алмаза жильного типа и ламинарных октаэдров из россыпей Якутской алмазонасной провинции

А.Д.ПАВЛУШИН, А.П.СМЕЛОВ, Д.ВИГТЕРС ДЕ ВРИС, Г.П.БУЛАНОВА, Г.ДЭВИС

В последние годы в геологической литературе широко дискутируется вопрос о природе коренных источников россыпей алмазов, распространенных на севере Якутской алмазонасной провинции, Северном и Среднем Урале, в Бразилии, Северной Америке, Индонезии, Австралии и других районах [1, 4, 8, 9, 14, 15, 27 и др.]. Объект пристального внимания российских геологов — Лено-Анабарская алмазонасная субпровинция и, в частности, Анабарский алмазонасный район (см. рис. 1, статья С.А.Граханова, с. 21 в данном номере журнала). Именно для этой территории характерно широкое проявление промышленной россыпной алмазонасности при практически полном отсутствии кимберлитовых трубок. По усредненным данным алмазы Анабарского района представлены следующими кристалломорфологическими разновидностями (в %) по классификации Ю.Л.Орлова [18]: I — 31, II — 2, V — 31, VII — 35 и XI — около 1 [11]. Существуют разные мнения о типе коренных источников, из которых они поступили в россыпи. Предположительно это кимберлиты [1, 13, 14, 21], лампроиты, пикриты [7, 16], туфизиты, аллиты [14].

По типоморфным особенностям доминирующая часть алмазов из россыпей Лено-Анабарской субпровинции отличается от алмазов из известных промышленных месторождений Якутии и кимберлитов субпровинции [12, 13]. Так, алмазы V и VII разновидностей, представляющих одну генетически обособленную группу [2], были найдены в щелочно-ультраосновных породах [5], что требует дополнительного подтверждения, а алмазы XI разновидности широко распространены и характерны для Попигайской астроблемы [9] и в то же время нельзя отрицать возможности существования кимберлитовых трубок типа Ломоносовской (Архангельская алмазонасная провинция) с комплексом алмазов I разновидности, близких по типоморфным признакам к таковым из россыпных месторождений Анабарского района [13].

В целом генетические построения, объясняющие возможную природу коренных источников, базируются на внешних кристалломорфологических признаках алмазов и аналогиях с известными месторождениями. Однако без детального изучения внутреннего строения кристаллов различных разновидностей и условий их роста этот вопрос вряд ли будет решен [3]. Данная статья посвящена результатам изучения внутреннего строения и изотопного состава углерода кристаллов I разновидности из россыпи р.Эбелях, которые по своим качественным характеристикам представляют наибольший интерес для промышленной добычи.

Кристаллы алмаза I разновидности образуют обширную группу, в которую входят три морфологических типа алмазов, встречающихся в россыпях р.Эбелях: 1) ламинарные кристаллы октаэдрического и додекаэдрического га-

битусов, а также переходных между ними форм (алмазы типичные для кимберлитов); 2) округлые додекаэдрические кристаллы со следами растворения, объединенные по типоморфным особенностям в группу алмазов «уральского» («бразильского») типа (неизвестный источник); 3) округлые додекаэдровиды с желтовато-бурым, коричневым, розово-бурым и фиолетовым нацветом с шагренью и полосами пластической деформации на поверхности кристаллов в виде штриховки, состоящей из субпараллельных рубцов и параллельных им трещин и сколов, выделенные В.П.Афанасьевым с соавторами [2] в группу алмазов «жильного» типа. Такие кристаллы составляют значительную часть алмазов не только в россыпях р.Эбелях, но и доминируют в кимберлитовых жилах Фенария (Гвинея) и АН-21, кимберлитовых трубках Амакинская-Южная, встречаются в трубках Дьянга, Октябрьская и Сытыканская (Якутия). В трубках отмечена их связь с кимберлитовыми жилами ранних фаз внедрения [14].

Методика исследования. Из коллекции алмазов россыпи р.Эбелях авторы отобрали три образца (6048, 6087, 6110) наиболее представительных для изучения условий роста кристаллов. Внутренняя морфология и цвет фотолюминесценции целых кристаллов наблюдались в Институте геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН) с помощью оптического поляризационного микроскопа и ультрафиолетового осветителя с ртутной лампой и светофильтром с максимальной пропускной способностью $\lambda=360$ нм.

Еще с 60-х годов прошлого столетия в ИГАБМ СО РАН применяется методика [25] изучения внутреннего строения кристаллов алмаза *in situ* в плоскопараллельных полированных пластинках, выпиленных параллельно кристаллографическим плоскостям (001) и (011). В данном случае изготовлены полированные срезы в плоскости (011).

Картины катодолюминесценции, позволяющей обнаружить детальное внутреннее строение кристаллов алмаза, получены на сканирующем электронном микроскопе Phillips XL30CP в Институте наук о Земле Эдинбургского университета (Великобритания).

Изотопный состав углерода алмазов по профилям от ядра к периферийным зонам роста кристаллов был измерен там же на ионном микрозонде (SIMS). Процедура и точность измерений детально описаны ранее [26]. Точность измерений авторов $\delta^{13}\text{C}$ (2 σ) составляла $\pm 0,4\text{—}0,6\%$.

Морфология и катодолюминесценция кристаллов алмаза. Все изученные авторами кристаллы имеют типоморфные признаки, отвечающие трем перечисленным основным типам алмазов I разновидности, известным в россыпях р.Эбелях (рис. 1).

Кристалл 6048 (тип 1) дымчато-серого цвета имеет форму переходную от тонкослоистого ламинарного окта-

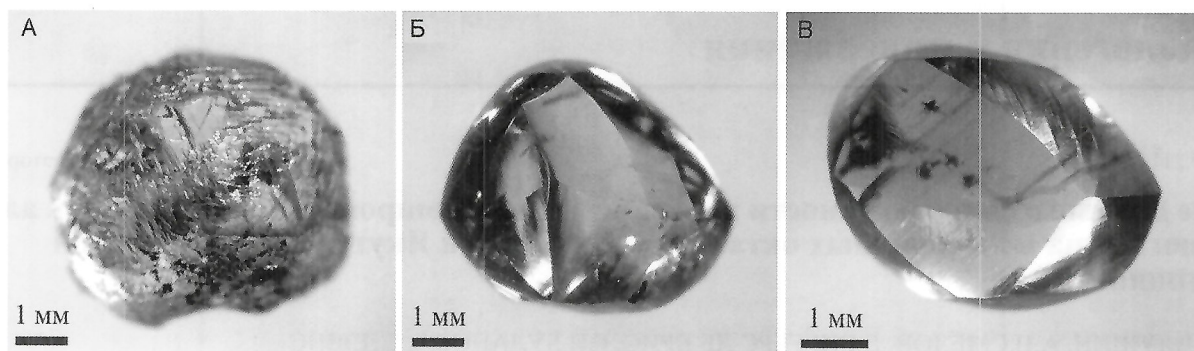


Рис. 1. Морфология кристаллов алмаза:

А — ламинарный октаэдр, обр. 6048; Б — додекаэдронид «уральского» типа, обр. 6087; В — пластически деформированный додекаэдронид алмаза «жилиного» типа, обр. 6110

эдра к додекаэдрониду со ступенчатым строением граней (см. рис. 1, А) и вытянут по оси второго порядка. Следы механического износа на поверхности отсутствуют. Поскольку на кристалле нет признаков растворения, а зональность совпадает со скульптурой поверхности, то его форма по морфологическим признакам — следствие процесса роста. Фотолюминесценция алмаза однородная голубого цвета.

Особый интерес представляет сложное внутреннее строение кристалла и его онтогенетическая история роста, проявившиеся на картинах катодолуминесценции. Установлена тонкая тангенциальная зональность по октаэдру, переходящая к периферии в концентрическую. В кристалле наблюдаются два центра роста в виде ядер, разобщенных зональностью, соответственно ядра 1 и 2 (рис. 2). Ядро 1 представлено субиндивидом удлиненной округлой формы с признаками пластической деформации в виде пересекающихся систем параллельных полос. Поскольку полосы в ядре 1 параллельны последующей октаэдрической зональности кристалла, мы предполагаем эпитаксиальное нарастание последующих зон и доминирование такого центра роста (см. рис. 2). Ядро 2 при визуальном наблюдении имеет форму октаэдра, и, судя по оптическим напряжениям вокруг него в кристалле-хозяине, является включением алмаза без кристаллографической ориентировки, захваченным им. Последовательность и конфигурация концентрической зональности на ядрах кристалла, также позволяют сделать вывод о том, что более крупное ядро 1 образовалось значительно раньше ядра 2. Кроме того, по рисунку зональности видно, что захват ядра 2 сопровождался тангенциальным ростом граней октаэдра с элементами ступенчатой регенерационной зональности в несингулярных направлениях и во входящих углах между субиндивидами. Примечательно, что последующие зоны роста кристалла имеют зубчатые и закругленные очертания границ и ясно выраженных октаэдрических зон роста не наблюдается. Возможно, кристалл рос в неравновесных условиях в форме полицентрического октаэдра.

Таким образом, в кристалле 6048, по-видимому, сосуществуют две генерации алмаза: ранняя представлена пластически деформированным центральным ядром 1 и более поздняя — зонами роста, соответствующими ламинарному октаэдру, и октаэдрическим ядром 2. Ядерные области по двум основным типоморфным признакам (округлая форма ядра 1 и наличие пластической деформации), близки алмазам «жилиного» типа. Поскольку ядро 1 имеет

округлую форму, можно предположить, что данный индивид подвергся растворению в перерыве роста. Однако фактов, однозначно подтверждающих стадию растворения кристалла, не наблюдается.

Образец 6087 (тип 2) — бесцветный округлый кристалл со сферическими поверхностями псевдограней додекаэдроида, типичный представитель россышных алмазов «уральского» типа (см. рис. 1, Б). Вершины кристалла на выходах осей третьего порядка соединены гранным швом вдоль короткой диагонали ромбододекаэдра. Микроморфология кристалла отражает процессы растворения, что подтверждается наличием обратноориентированных ямок тригональной формы на реликтовых гранях октаэдра {111}. Цвет фотолюминесценции однородный желтый. В алмазе обнаружено включение пирротина, что указывает на его эколлитовый парагенезис.

Кристалл имеет сложное внутреннее строение (рис. 3, А). На картине его катодолуминесценции зафиксированы

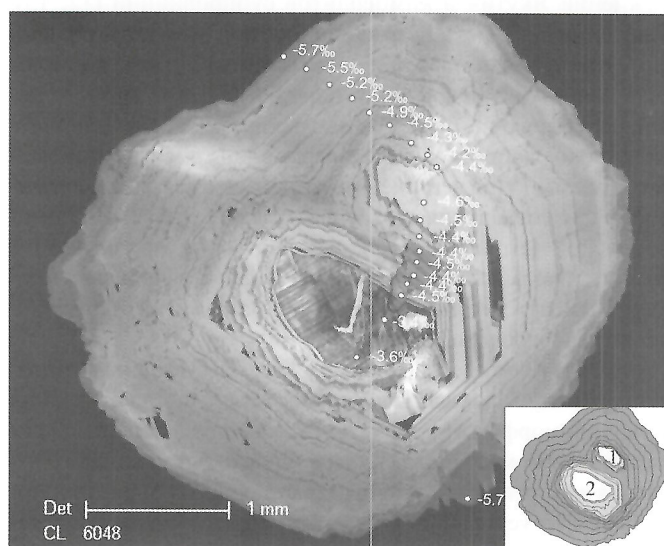


Рис. 2. Внутреннее строение кристалла 6048 на картине катодолуминесценции:

цифры — значения изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}$; на врезке — зарисовка схемы последовательности роста зональности в кристалле: ядра (1, 2) — белое; зоны роста: на ядрах — светло-серое, заключительного этапа — темно-серое

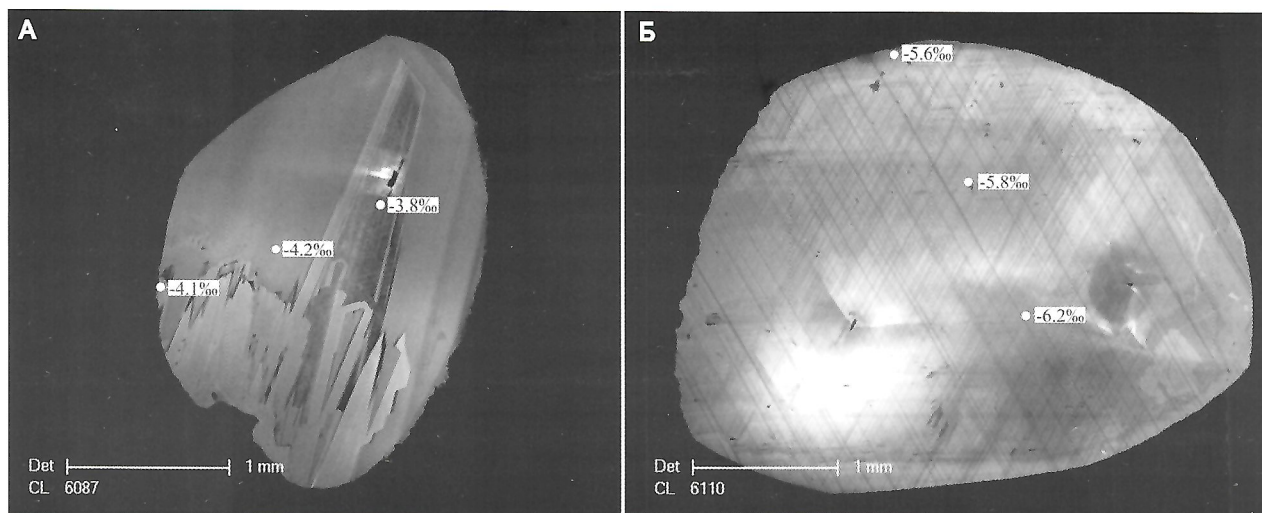


Рис. 3. Картины катодолуминесценции кристаллов:

А — обр. 6087, Б — обр. 6110; цифры — значения $\delta^{13}\text{C}$

взаимно проникающие зубчатые структуры, представленные отдельными мозаичными блоками субиндивидов. Визуально они похожи на пересечения зональности, наблюдающиеся при многоглавом росте индивида или при его расщеплении. На краю кристалла наблюдается фрагмент зональности в виде двух смежных плоскостей по октаэдру. При этом, как и в предыдущем случае, периферийные зоны пересекаются с поверхностью кристалла.

Кристалл 6110 (тип 3) светло-коричневого цвета по морфологическим признакам относится к группе кристаллов «жильного» типа (см. рис. 1, В). Он имеет форму искаженного округлого додекаэдра со следами незначительного механического износа на вершинах и ребрах. На его поверхности установлены полосы пластической деформации в виде пересекающихся систем параллельных штрихов, сопровождаемых трещинами вдоль плоскостей спайности по $\{111\}$. Фотолуминесценция кристалла равномерная голубого цвета. Идентифицированное в алмазе включение хромита указывает на его перидотитовый парагенетический тип.

На картине катодолуминесценции видно, что кристалл 6110 рассечен сетью параллельных трещин спайности на множество блоков. Это классическая картина пластически деформированного кристалла алмаза в сечении по плоскости (110) (см. рис. 3, Б). Зональность кристалла полностью скрыта нарушениями хрупкого сдвига, или отсутствовала в нем изначально. Лишь на периферии участками наблюдается сложное зональное строение с множеством прерывистых ступеней, параллельных плоскостям октаэдра. Зональность пересекается округлой поверхностью кристалла, что, очевидно, связано с более поздним его растворением.

Изотопный состав углерода кристаллов алмаза. Во всех исследованных образцах обнаружены колебания в изотопном составе $\delta^{13}\text{C}$ от $-3,4$ до $-6,2\text{‰}$, что позволяет их отнести к алмазам группы А, обогащенным изотопно тяжелым углеродом ($\delta^{13}\text{C} > -10,0\text{‰}$) [11]. В данном случае изотопный состав углерода полностью соответствует характерному для алмазов I минералогической разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы, для которых установлен $\delta^{13}\text{C}$ от $-2,0$ до $-7,1\text{‰}$ [11].

Анализ двух относительно однородных кристаллов показал незначительные последовательные изменения $\delta^{13}\text{C}$ в точках от центра к периферии и по микроблокам, наблюдаемым в них на картинах катодолуминесценции (см. рис. 3). В эклогитовом кристалле 6087 обнаружено обогащение зон роста облегченным составом изотопов углерода $\delta^{13}\text{C}$: $-3,8$; $-4,2$; $-4,1$; в алмазе 6110 перидотитового парагенезиса происходило постепенное утяжеление изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$: $-6,2$; $-5,8$; $-5,6$.

В неоднородном кристалле 6048 с округлой ядерной зоной и последующей тонкой октаэдрической зональностью изменение изотопного состава углерода более существенно и наблюдается последовательное обогащение легкими изотопами от центра к периферии (см. рисунки 2, В и 4). Это свидетельствует об особых геохимических условиях формирования кристаллов, связанных, вероятно, с фракционированием углерода в магматическом расплаве в течение их роста. Кроме того, анализ изотопного состава углерода данного кристалла полностью подтверждает изложенную онтогенетическую схему его образования (см. рис. 4). Первые зоны роста на ядрах 1 и 2 полностью идентичны. Изотопный состав углерода ядра 2 также весьма близок таковому первых зон роста на ядре 1. Следовательно, весьма вероятно, что ядро 2 образовалось с ними синхронно и является, по сравнению с ядром 1, индивидом более поздней генерации алмаза, захваченным кристаллом. Последовательность роста фаз алмаза со следами пластической деформации и октаэдрической зональностью ясно указывает в данном случае на их сингенетичное происхождение. Затравкой для роста октаэдрического кристалла служил пластически деформированный индивид.

Далее обсудим результаты исследований. Так, морфология округлых кристаллов 6087 и 6110 свидетельствует о постростовых процессах растворения и травления при нахождении алмазов в условиях их нестабильности, скрывающих поздние зоны роста кристаллов и собственно их первоначальную форму. Экспериментально установленная схема кристалломорфологической эволюции растворения природного алмаза, которая может быть реализована как в магматическом, так и метасоматическом про-

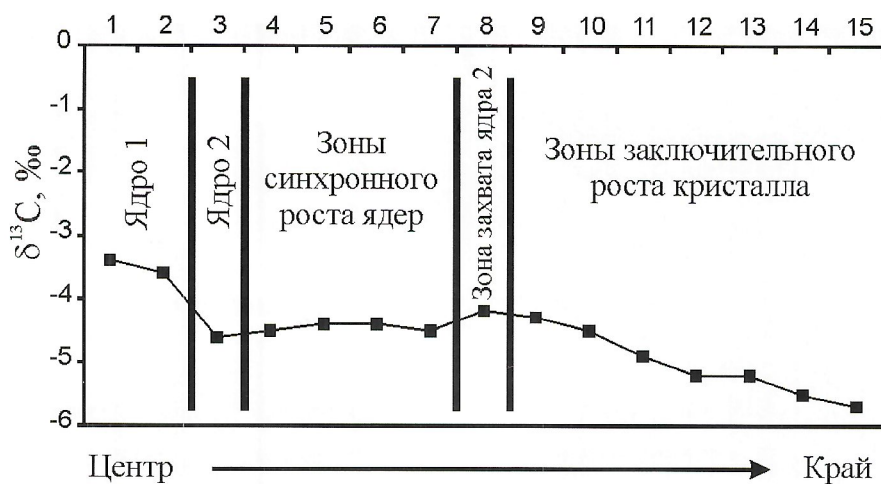


Рис. 4. Изменение изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}$ в процессе роста кристалла 6048

цессах, подразумевает получение его конечной формы в виде додекаэдра практически из любой формы роста [23]. Характер картин катодолюминесценции округлых кристаллов: отсутствие секторов роста, характерных для куба и его комбинаций с октаэдром, позволяет предположить, что их формой роста был октаэдр.

Как уже было отмечено, основной типоморфный признак кристаллов алмаза «жильного» типа — наличие эффектов пластической деформации, происходившей, по мнению большинства исследователей, в постростовой период [6, 22]. Однако подобное утверждение вызывает сомнение, поскольку распределение гидростатического давления в расплаве (флюиде) предполагает отсутствие анизотропии и осевых нагрузок в среде кристаллизации [17]. В частности, подчеркивается, что проявление пластической деформации алмаза с трансляционным скольжением в чистом виде в природе не встречается, так как для этого необходимо создать условия чистого сдвига [24]. Установлено, что в деформированных кристаллах алмаза происходят сложные искажения кристаллической решетки с образованием дефектов в виде ротационных поворотов вокруг нескольких осей, смещений по плоскостям, рациональных и иррациональных двойников [22].

Г.М.Рылов с соавторами [20] показали, что трещиноватость по спайности в пластически деформированных кристаллах алмаза из россыпей Гуаньямо (Венесуэлла) образовалась при понижении температуры уже после того, как они претерпели пластическую деформацию в условиях повышения температуры в постростовую стадию. Этот процесс имеет прямое сходство с явлением гетерометрии кристаллов, когда упругие напряжения компенсируются возникновением трещин при смене термодинамических условий их существования. Как мы видим, данные условия предполагают наличие нескольких этапов развития процесса: рост кристалла, постростовая пластическая деформация, связанная с повышением температуры, понижение температуры, и, как следствие, развитие трещин в индивидах.

Присутствие в кристалле 6048 двух деформированных ядер наряду с хорошо проявленной последующей октаэдрической зональностью без признаков деформации позволяет допустить возможность происхождения деформаций по иному сценарию: синхронно с процессом роста кристаллов. Кристалломорфологическая эволюция исследованного индивида предполагает условия протекания процесса деформации синхронно с процессом роста кристалла. Характер изменения изотопного состава углерода и кристалломорфология ядерных зон минерала также свиде-

тельствует о сингенетичном происхождении кристаллов алмаза с пластической деформацией и ламинарных октаэдрических кристаллов, и укладывается в предложенную авторами статьи онтогенетическую схему образования алмаза.

По мнению авторов, при интерпретации происхождения пластической деформации кристаллов алмаза под воздействием стресса и давления часто несправедливо исключается возможность ее возникновения за счет взаимодействия процессов саморазвития кристалла и воздействия внешних сил или без такового. Возникновение подобных деформаций подробно изучено Ю.О.Пуниным [19] на примере искусственного выращивания кристаллов и определено им как ростовая автодеформация. Различаются упругие, пластические и хрупкие автодеформации с развитием соответствующих типов дефектов (напряжения, трещины, аномальная анизотропия, микроблочность, расщепление кристаллов и др.). Они происходят по дислокационному механизму и сопровождаются поверхностной рекристаллизацией кристаллов, частично снимающей напряжения за счет разворота микроблоков относительно основной позиции кристалла. Установлено, что автодеформация становится возможной при достижении некоторого достаточно большого пересыщения, критический порог которого различен для разных химических веществ. Мы полагаем, что этот процесс наряду с проявлением деформаций мог быть пусковым механизмом развития микроблочных, расщепленных кристаллов, двойников, сложных сростков и агрегатов, образование которых применительно к алмазу, связывают именно с повышенным пересыщением в среде кристаллизации [28].

При наблюдении оптическими методами и методом катодолюминесценции полосы пластической деформации, как правило, полностью скрывают последовательность образования зон и блоков кристаллов (см. рис. 3). Однако на периферии кристалла 6110 с пластически деформированным центром наблюдаются фрагменты сложной ступенчатой зональности с элементами роста граней октаэдра. По ее строению можно наблюдать, что каждая последующая зона зарождалась массово в активных к росту входящих углах граней $\{111\}$ октаэдрического кристалла с внешним ламинарным строением. Из этого следует, что пластическая деформация кристалла, как и в случае образца 6048, происходила одновременно с ростом индивида и, вероятно, постепенно затухала с переходом к полицентрическому росту, что может быть связано с падением пересыщения.

На основании приведенных данных по кристалломорфологии, внутреннему строению и изотопному составу углерода различных типов алмазов I разновидности из

Эбеляхских россыпей можно сделать следующие предварительные выводы:

1. Округлые кристаллы «бразильского» типа и округлые кристаллы «жильного» типа с полосами пластической деформации при изучении их катодолюминесценции и изотопного состава углерода обнаруживают значительные черты сходства кинетических условий их роста и среды кристаллизации.

2. Появление полос пластической деформации в кристаллах алмаза, вероятно, связано с процессом автодеформации, и происходило в результате саморазвития дефектов в кристаллах в течение их роста. Возможными причинами могли являться высокие пересыщения, наличие поверхностно-активных веществ или активного поглощения примесей.

3. Процесс алмазообразования носил сложный многостадийный характер. На начальной стадии формировались кристаллы с полосами пластической деформации. Далее следовала стадия роста ламинарных октаэдров, а затем, как правило, стадия растворения кристаллов, что может свидетельствовать об условиях постепенного падения пересыщения.

4. Наличие общей истории роста кристаллов «жильного» типа и ламинарных октаэдров указывает на их сингенетичную природу.

Таким образом, для трех типов алмаза I минералогической разновидности устанавливается близость их генезиса вплоть до возможности синхронного роста октаэдрических кристаллов и деформированных индивидов в единой эволюционирующей среде кристаллизации. В связи с этим представляется, что причины появления значительного количества округлых кристаллов в россыпях р.Эбелях в большей степени следует искать в особенностях эволюции литосферной мантии под Лено-Анабарской алмазоносной субпровинцией, а не в различиях генетических типов коренных источников, каковы бы они ни были.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Иванин И.Н., Коптиль В.И. и др. Типоморфизм алмазов из кимберлитовых жил и возможные коренные источники алмазоносных россыпей севера Западной Якутии // Докл. АН СССР. 1974. № 214. С. 425—428.
2. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестник Воронеж. ун-та. Геология. 2000. Вып. 10. С. 79—97.
3. Барашиков Ю.П., Бескрованов В.В., Пироговская К.Л. Типоморфизм алмазов из россыпных месторождений Сибирской платформы // Эффективный прогноз и поиски месторождений алмазов. — С-Пб., 2004. С. 43—46.
4. Бескрованов В.В., Шамина Э.А. О происхождении россыпных месторождений алмазов с не установленными источниками // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 3—6.
5. Варламов А.И., Будников И.В., Деватов В.П. и др. Инновационный подход к прогнозированию и поискам месторождений алмазов на территории Сибирской провинции // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 1136—1159.
6. Владимиров В.И., Романов А.Е. Дисклинации в кристаллах. — Л.: Наука, 1986.
7. Владыкин Н.В., Лелюх М.И., Толстов А.В. Парагенез лампроитов, пикритов и карбонатитов в Восточном Прианбарье // Проблемы геологии и освоения минерально-сырьевых ресурсов Восточной Сибири. — Иркутск, 1998. С. 35—37.
8. Граханов С.А. К вопросу о распространении неоген-нижнечетвертичных россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы // Вестник Воронеж. ун-та. Геология. 2000. Вып. 5 (10). С. 212—215.
9. Граханов С.А. Алмазы импактного генезиса в россыпях северо-востока Сибирской платформы // Вестник Воронеж. ун-та. Геология. 2001. Вып. 1. № 12. С. 236—238.
10. Епифанов В.А., Родин Р.С. Некимберлитовые коренные источники алмазов Эбеляхского района (Республика Саха) и проблема связи проявлений алмазов и пород класса аллитов // Вопросы минерагении Сибири. — Новосибирск, 1994. С. 33—40.
11. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра, 2003.
12. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. Среднемасштабное районирование Лено-Анабарской субпровинции по типоморфным особенностям алмазов и вопросы прогнозирования их первоисточников // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий. — М., 2000. С. 145—147.
13. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И., Кузнецова Т.Я. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-востока Сибирской и кимберлитов Архангельской алмазоносных провинций // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий. — М., 2000. С. 189—192.
14. Иванин И.Н. Пространственно-временные особенности распределения алмазов в кимберлитах по габитусам и морфологии // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 1051—1054.
15. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1994.
16. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. — М.: Недра, 1976.
17. Мокиевский В.А., Титова В.М., Бартошинский З.В. Проявление пластической деформации в алмазе и некоторые вопросы, связанные с пластичностью кристаллов // Зап. ВМО. 1962. Сер. 2. Ч. 91. Вып. 4. С. 381—393.
18. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1984.
19. Пунин Ю.О. Происхождение автодеформационных дефектов кристаллов // Минералогическая кристаллография и ее применение в практике геологоразведочных работ. — Киев, 1986. С. 106—114.
20. Рылов Г.М., Федорова Е.Н., Соболев Н.В. Исследование внутреннего строения несовершенных кристаллов алмаза на основе синхротронного метода Лауэ-СИ // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 2. С. 242—249.
21. Соболев В.К. Проблема коренных источников округлых алмазов // Геология и полезные ископаемые Севера Европейской части СССР. — Архангельск, 1991. С. 68—100.
22. Урусовская А.А., Орлов Ю.А. О характере пластической деформации кристаллов алмаза // Докл. АН СССР. 1964. Т. 154. № 5. С. 1099—1102.
23. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Кристалломорфологическая эволюция природного алмаза в процессах растворения: Экспериментальные данные // Докл. РАН. 2001. № 5. С. 656—660.
24. Юшкун Н.П. Механические свойства минералов. — Л.: Наука, 1971.
25. Bulanov G.P., Varshavsky A.V., Kotegov V.A. A venture into the interior of natural diamond: genetic information and implications for the gem industry. Part I: The main types of internal growth structures // The Journal of Gemmology. Vol. 29. № 7/8. July/October 2005. P. 377—386.
26. Harte B., Fitzsimons C.W., Harris J.W., Otter M.L. Carbon isotope ratios and nitrogen abundances in relation to cathodoluminescence characteristics for some diamonds from Kaapvaal province, S. Africa // Mineral. Mag. 1999. 63. (6). P. 829—856.
27. Luk'yanova L.I., Lobkova L.P., Zhukov V.V. et al. Diamonds of the Urals Mobile Belt and Source Rocks for the Uralian (Brazilian) type Diamond Placers // 7th IGC. Extended Abstr. Cape Town, 1998. P. 515—517.
28. Sunagava I. Morphology of diamond // Morphology and Phase Equilibrium of Minerals. Sofia: IMA, 1982. P. 195—207.

Индикаторные минералы кимберлитов и ультрамафитов в платина-золотоалмазоносных россыпях Приленского района Якутской алмазоносной провинции

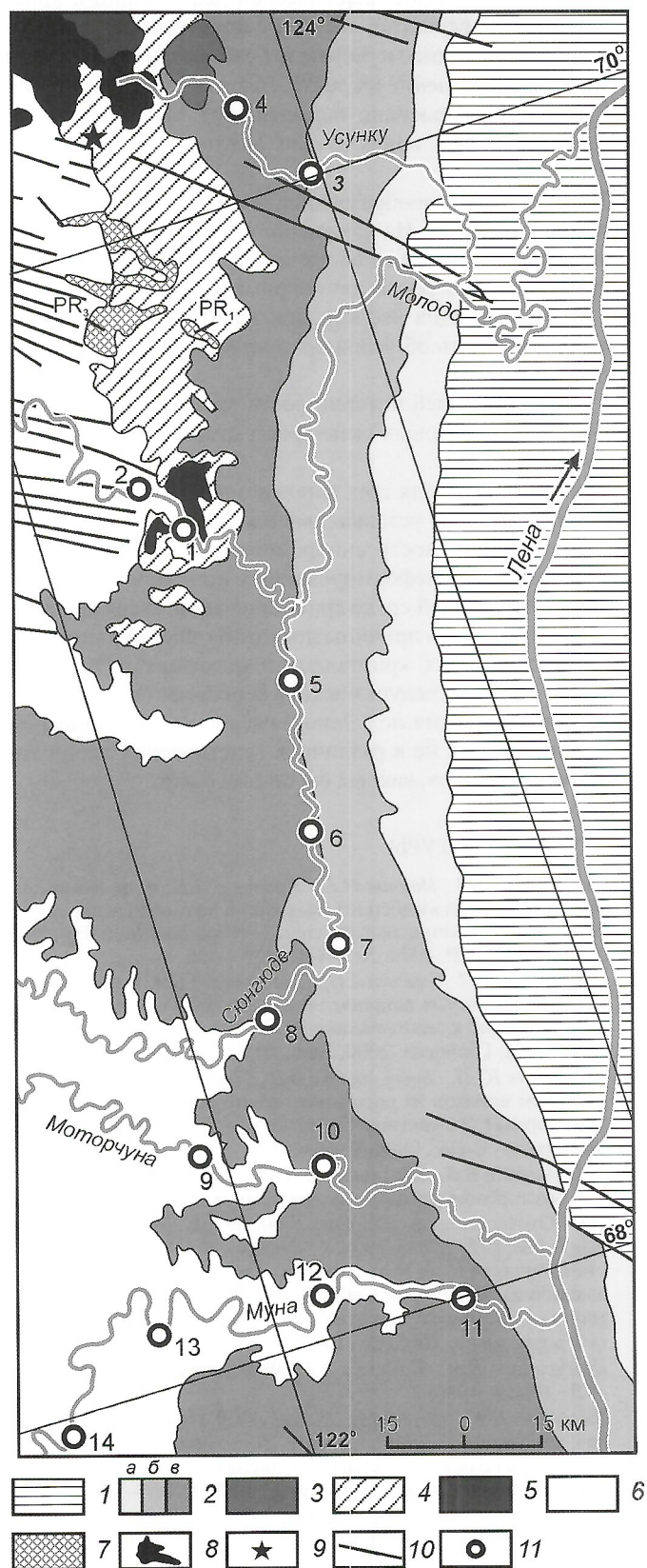
А.В.ОКРУГИН, С.А.ГРАХАНОВ, А.М.СУЛЕЙМАНОВ, Н.А.ПОПОВ, О.А.ПОСТНИКОВ

На северо-востоке Сибирской платформы известны платина-золотоалмазоносные комплексные россыпи, которые формировались в результате длительной геологической истории. В процессе циклических осадконакоплений и денудации промежуточных коллекторов на этапе становления всего фанерозойского платформенного чехла происходила миграция наряду с алмазом и «плавающей» мелкой фракцией тяжелых ценных металлов — золота и платины [8]. Их пространственное совмещение в зрелых комплексных россыпях платформенного типа обусловлено наибольшей устойчивостью данной триады минералов в экзогенных условиях. В этих россыпях также постоянно присутствуют такие устойчивые к экзогенным условиям минералы, как ильменит, хромшпинелид, пиральспитовые гранаты, дисстен, ставролит, циркон и др. В данной статье рассмотрены типоморфные характеристики индикаторных минералов кимберлитов и ультрамафитов из современных аллювиальных россыпей рек Молодо, Моторчуна и Муна (рис. 1), что может быть использовано при прогнозировании потенциальных источников алмаза и платины в россыпях Приленского алмазоносного района.

Водотоки рек Молодо, Моторчуна и Муна, левых притоков р.Лена в ее нижнем течении, дренируют палеозойские и мезозойские отложения на границе Анабарской антеклизы, Оленёкского поднятия и Приверхоянского краевого прогиба. В районе исследований юрские толщи трансгрессивно перекрывают породы триаса и верхнего палеозоя. Нижне- и среднеюрские отложения представлены преимущественно морскими мелководными песчано-глинистыми образованиями. Верхнеюрские и меловые толщи выполняют Приверхоянский краевой прогиб. Они

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района исследований:

1 — нижний мел К₁ (аргиллиты, глины, алевролиты, алевроиты, песчаники, пески, угли); 2 — юра J: а — верхняя J₃ (алевролиты, аргиллиты, песчаники, пески, угли, глины, известняки, конгломераты); б — средняя J₂ (песчаники, алевролиты, аргиллиты, пески, глины, конгломераты, угли); в — нижняя J₁ (алевролиты, аргиллиты, глины, песчаники, известняки, конгломераты); 3 — нижний триас Т₁ (песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, эффузивы основного состава и их туфы); 4 — нижняя пермь Р₁ (алевролиты, песчаники, угли, туффиты); 5 — нижний карбон С₁ (известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники, туффиты); 6 — нижний—средний кембрий С_{1–2} (известняки, доломиты, мергели, кремнистые породы, горючие сланцы, алевролиты, аргиллиты, гипсы); 7 — протерозой PR: верхний PR₃ (доломиты, известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты), нижний PR₁ (метаморфизованные песчаники и алевролиты, углистые, биотит-кордиеритовые и кварц-доломитовые сланцы); 8 — нижне-триасовые долериты и габбро-долериты; 9 — мезозойские кимберлиты; 10 — разрывные нарушения; 11 — место взятия шлоховых проб



образованы преимущественно прибрежно-морскими песчаниками, песками, алевролитами, глинами и углями [15].

Россыпь р. Молодо, включая ее притоки реки Сянгюде и Усунка, расположена в пределах Куойкско-Далдынского поднятия, где обнажаются ниже-, среднекембрийские, нижнепермские, нижнеюрские отложения. В основании стратиграфического разреза участка залегают гравелиты, песчаники, мергели и известняки нижнекембрийского возраста. Выше по разрезу наблюдаются ниже-, среднекембрийские карбонатные породы, на которых со стратиграфическим несогласием залегают верхнекаменноугольные—нижнепермские образования, сложенные базальными конгломератами и песками с многочисленными прослоями, линзами песчаников, углей, алевролитов, сланцев и галечников. На размытой поверхности кембрийских и пермских толщ залегают ниже- и среднеюрские терригенные отложения с базальными конгломератами. В долине одного из притоков р. Молодо отмечаются выходы нижнепротерозойского кристаллического фундамента и рифейских карбонатных и терригенных пород. Интрузивные породы представлены пластовыми и секущими телами габбро-долеритов триасового возраста. Западнее известны неалмазоносные кимберлитовые трубки северной части Далдыно-Оленёвской кимберлитомещающей зоны.

Россыпи рек Моторчуна и Муна находятся в зоне перехода на северную окраину Вилуйской синеклизы и на

этом участке карбонатные толщи среднего кембрия и терригенно-осадочные породы юры и мела западного крыла Приверхоянского краевого прогиба характеризуются моноклинальным залеганием.

Преобладающие минералы тяжелой фракции шлихов аллювиальных отложений — ильменит, титаномагнетит, гранат, пироксен, барит и пирит; второстепенные — хромшпинель, лейкоксен, гематит, циркон, ставролит, сфен, дистен, рутил, корунд, алюмошпинель, апатит и др.

Ильменит — самый распространенный минерал тяжелой фракции шлихов, представленный окатанными зернами с блестящей поверхностью и стекляннм блеском, часть зерен имеет мелкошероховатую матовую поверхность. По данным микрозондового анализа основная масса ильменитов характеризуется пониженным содержанием MgO (<1%) и MnO (<4%), а также практически отсутствием Al_2O_3 и Cr_2O_3 (0,05—0,3%). Такие ильмениты свойственны траппам и породам кристаллического фундамента.

Часть зерен представлена **пикроильменитом**, содержание MgO в которых колеблется от 3,5 до 12,6%, Cr_2O_3 — до 3,9%, Al_2O_3 — до 1,7%, а MnO не превышает 0,7%. Размер зерен пикроильменита изменяется от 0,5 до 2 мм, зерна хорошо окатаны, что свидетельствует об их средней степени износа. Реже встречаются мелкие (<1 мм) гексагональные таблички с шероховатой поверхностью и сглаженными

вершинами и ребрами. В процессе механического износа кимберлитовые минералы стремятся приобрести форму трехосного эллипсоида и, если монокристалльное зерно пикроильменита продолжает истираться, его форма эволюционирует дальше и зерно может приобрести подобную форму гексагональной таблички [1]. Такое явление представляет собой редкий случай псевдоогранения минерала в результате истирания вследствие анизотропии механических свойств пикроильменита в разных кристаллографических направлениях.

Хромшпинелиды отмечают в виде хорошо окатанных округлых зерен размером 0,2—1 мм, часто имеющих реликты октаэдрической формы, соответствующие средней степени механического износа. Составы хромшпинелидов вынесены на модифицированную [7] классификационную диаграмму $Cr-Al-(Fe^{3+}+2Ti)$ с развернутыми двойными диаграммами, отражающими магнетиальность и титанистость минералов (рис. 2). По составу хромшпинелиды в основном соответствуют магнетиальным феррихромитам с повышенным содержанием TiO_2 до 7,6% (табл. 1). Минера-

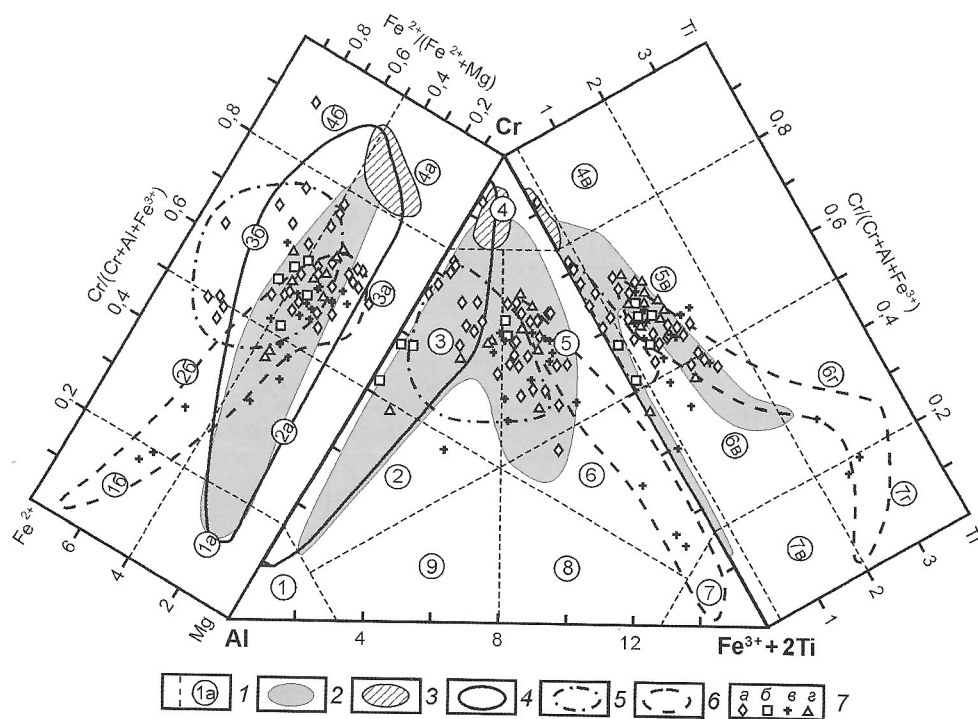


Рис. 2. Компонентный состав хромшпинелидов из россыпей Приленского района на классификационной диаграмме [6]:

1 — видовые и внутривидовые группы (цифры в кружочках): 1 — шпинель, 2 — хромшпинель, 3 — алюмохромит, 4 — хромит, 5 — феррихромит, 6 — хроммагнетит, 7 — магнетит, 8 — алюмомагнетит, 9 — ферришпинель, 1а—4а — магнетиальные, 1б—4б — железистые, 4в—7в — титанистые, 6г—7г — высокотитанистые; поля составов шпинелидов: 2 — кимберлитов [1, 13], 3 — алмазной ассоциации [13], 4 — альпинотипных перидотитов [5, 10, 18], 5 — расслоенных перидотит-норитовых плутонов [10, 17], 6 — перидотитов и меймечитов Гулинского массива [2]; 7 — состав хромшпинелидов из россыпей рек: а — Молодо, б — Сянгюде, в — Моторчуна, з — Муна

1. Представительные анализы хромшпинелидов из россыпей Приленского района Якутской алмазоносной провинции (в %)

Россыпи рек	Анализы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
Молодо	1	0,31	12,55	32,61	23,44	0,30	29,17	98,38
	3	5,18	10,62	35,92	42,80	0,31	3,98	98,81
	51	2,93	12,89	41,95	30,36	0,28	11,64	100,05
	58	3,73	9,74	42,06	33,92	0,51	9,00	98,96
	54	3,42	8,47	44,92	28,61	0,31	13,51	99,24
	52	2,11	15,24	47,03	18,48	0,54	15,05	98,45
	36	4,00	4,15	50,56	28,68	0,32	12,19	99,90
	56	3,87	6,34	51,25	23,09	0,23	14,07	98,85
	7	0,80	9,95	51,30	28,56	0,42	7,30	98,33
	9	3,29	14,03	51,99	22,92	0,23	5,43	97,89
	42	3,09	6,76	53,40	21,33	0,27	14,80	99,65
	35	0,02	13,10	56,20	18,59	0,34	10,86	99,11
	48	0,04	11,37	58,31	18,92	0,40	10,85	99,89
	12	0,01	8,02	65,21	22,63	0,47	3,51	99,86
Сюнгюде	91	0,25	25,56	42,72	17,78	0,22	12,19	98,72
	95	3,42	8,93	47,56	30,52	0,20	9,54	100,17
	97	0,11	20,99	47,91	21,78	0,36	9,61	100,77
	100	0,42	20,31	48,26	18,50	0,27	12,14	99,90
	95	3,34	8,64	49,76	27,58	0,19	10,56	100,07
Моторчуна	81	11,78	3,59	13,10	64,03	0,41	6,44	99,35
	77	13,29	3,71	14,33	60,87	0,31	6,87	99,38
	76	12,09	4,38	22,07	53,33	0,47	7,59	99,93
	67	1,04	23,17	30,32	30,42	0,29	13,46	98,70
	57	3,73	14,46	34,58	31,76	0,23	14,16	98,92
	71	6,93	6,30	36,87	36,33	0,32	12,60	99,35
	73	3,40	13,29	38,12	31,67	0,31	12,38	99,17
	60	3,56	9,23	40,40	36,08	0,36	10,22	99,85
	58	5,43	6,05	42,95	31,30	0,40	13,30	99,43
	74	2,84	11,63	45,25	26,03	0,33	12,66	98,74
	69	7,59	6,43	45,35	24,52	0,55	13,98	98,42
	68	4,24	5,92	46,79	28,75	0,33	12,12	98,15
	62	3,96	6,75	47,27	27,43	0,26	14,05	99,72
	55	4,08	5,97	48,61	25,19	0,35	14,59	98,79
Муна	111	5,18	9,85	36,90	36,52	0,20	11,71	100,36
	114	0,05	26,55	37,56	22,02	0,20	12,15	98,54
	102	5,52	6,80	45,28	31,42	0,22	11,08	100,32
	103	3,21	11,47	46,89	27,01	0,20	10,85	99,63

Россыпи рек	Анализы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
Муна	104	5,54	6,72	47,28	26,85	0,21	13,29	99,89
	113	4,10	7,48	48,61	27,56	0,20	11,70	99,65
	106	3,01	7,83	49,09	31,62	0,27	8,30	100,12
	118	4,69	6,03	50,52	26,04	0,23	12,25	99,76
	117	4,86	5,48	52,53	25,50	0,17	12,28	100,82
	110	3,98	5,65	54,04	24,10	0,19	12,27	100,23

Примечание. 1. Определение состава минералов (таблицы 1 и 2), проводилось на микронзондовом анализаторе «Camebax-Micro» в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГАБМ СО РАН. 2. Анализы расположены в порядке возрастания содержаний Cr₂O₃.

лы подобного состава наиболее характерны для кимберлитовых трубок Далдынского поля (например, Академическая и Ленинградская), в то время как в трубках Мир и Айхал они встречаются реже [13]. Меньшее количество зерен относится к магнезиальным алюмохромитам — типичным минералам кимберлитов. Только одно зерно из аллювиальных россыпей р. Молодо попадает в поле хромитов, но в отличие от хромитов алмазной ассоциации Якутской кимберлитовой провинции это зерно имеет весьма низкое содержание MgO. Подобные железистые хромиты установлены в виде включений в алмазах из кимберлитов Африки [12], а также они характерны для хондритовых метеоритов, в которых шпинелиды образуют прямолинейный тренд от чисто железистых хромитов до магнезиальных алюмошпинелей [18].

Некоторая часть хромшпинелидов, особенно из россыпей р. Молодо, имеет более высокое содержание двухвалентного железа и на диаграмме составов их точки ложатся за пределами поля кимберлитовых минералов, в области шпинелидов альпинотипных ультрамафитов и расслоенных перидотит-норитовых интрузивов. Хромшпинелиды такого состава характерны для платиноносных россыпей востока Сибирской платформы, что подтверждает наше предположение о связи платиновых металлов из данных россыпей с древними погребенными расслоенными массивами [7]. В магнитной фракции шлихов из аллювиальных отложений р. Моторчуна обнаружены зерна высокотитанистых (TiO₂ 11,8—13,3%) хроммагнетитов, которые попадают в поле титанистых шпинелидов перидотитов и меймечитов Гулинского массива [2]. Подобные титанистые хромшпинелиды установлены также в платиноносных россыпях рек Вилюй, Уджа и Эйзэки [7].

Отмечаются единичные окатанные зерна октаэдрических кристаллов алюмошпинелей. В них помимо основных компонентов Al₂O₃ и MgO фиксируются примеси FeO 3—4%, что придает минералу серую и голубую окраску, повышение содержания FeO до 7—9% обуславливает зеленую окраску, а примесь Cr₂O₃ 1—2% — розовый оттенок минерала.

Гранаты наряду с ильменитами самые распространенные минералы тяжелой фракции шлихов. В мелкой (<0,5 мм) фракции гранаты главным образом представлены средне- и хорошо окатанными зернами, иногда встречаются слабоокатанные индивиды ромбододекаэдрической

формы. По составу среди гранатов, согласно классификации Н.В. Соболева [11], преобладают малокальциевые и существенно кальциевые пироп-альмандины и альмандины (рис. 3), реже встречаются спессартин-альмандины. Для малокальциевых пироп-альмандинов характерен розовый цвет, с повышением кальциевости гранат приобретает более красные оттенки, а спессартин-альмандинам присуща оранжевая и оранжево-красная окраска. Подобные гранаты пироп-альмандинового ряда встречаются в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций, в кислых эффузивах и гранитах, а спессар-

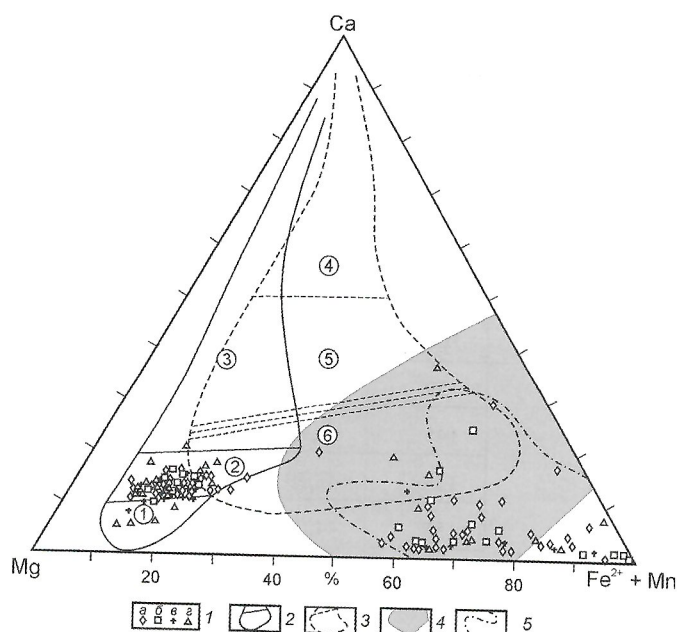


Рис. 3. Состав гранатов на диаграмме Mg—Ca—(Fe²⁺+Mn):

1 — гранаты из россыпей рек: а — Молодо, б — Сюнгюде, в — Моторчуна, г — Муна; поля составов гранатов: 2 — ультраосновных, 3 — эклогитовых парагенезисов в кимберлитах [1], пород фаций метаморфизма [11]; 4 — гранулитовой, 5 — амфиболитовой; поля составов гранатов (цифры в кружках): 1 — гарцбургит-дунитового, 2 — лерцолитового, 3 — верлитового парагенезисов; 4 — гроспидитов; 5 — дистеновых эклогитов; 6 — би-минеральных эклогитов

2. Представительные анализы хромистых пиропов из россыпей Приленского района Якутской алмазоносной провинции (в %)

Россыпи рек	Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
Молодо	1	41,12	0,71	20,56	0,04	13,66	0,47	17,47	5,33	99,36
	3	41,08	1,02	21,28	0,10	12,41	0,38	18,27	5,02	99,55
	5	41,55	0,84	21,46	0,59	11,24	0,31	19,91	4,36	100,20
	10	42,48	0,19	22,28	0,94	9,04	0,35	19,68	4,65	99,60
	22	42,26	0,21	21,78	1,52	9,68	0,51	18,86	4,94	99,76
	9	42,01	0,06	21,90	1,87	9,31	0,38	19,94	4,62	100,09
	8	41,39	0,33	19,62	2,47	12,23	0,46	18,98	4,22	99,71
	6	43,64	0,00	21,56	2,75	9,51	0,42	15,72	5,74	99,34
	5	42,23	0,34	20,55	3,80	7,34	0,29	20,13	5,11	99,80
	7	42,01	0,46	20,42	3,95	7,05	0,27	19,20	4,82	98,17
	13	41,96	0,01	21,19	4,27	8,08	0,55	17,66	5,85	99,57
	11	41,45	1,05	16,62	6,71	7,49	0,23	19,19	6,04	98,78
	14	41,39	0,11	18,46	7,20	6,52	0,27	19,00	5,85	98,80
	12	41,67	0,10	18,25	7,74	6,98	0,44	19,24	4,43	98,86
Сюнгюде	36	40,90	1,24	21,70	1,46	9,34	0,27	18,61	5,67	99,19
	48	42,23	0,01	21,19	2,69	7,55	0,32	21,03	3,91	98,91
	53	41,82	0,03	22,50	2,72	8,81	0,36	18,42	5,23	99,89
	44	41,80	0,03	21,41	3,17	8,40	0,41	19,94	4,68	99,84
	46	41,31	0,15	21,14	3,40	7,82	0,35	18,96	5,43	98,55
	113	43,10	0,01	20,07	4,08	8,01	0,37	18,70	5,64	99,98
	39	41,17	0,01	19,07	4,20	8,66	0,44	19,05	6,24	98,84
	52	42,08	0,10	20,36	5,14	7,09	0,33	20,36	5,15	100,62
	41	41,59	0,04	20,34	5,47	6,66	0,29	19,50	5,68	99,58
	50	41,06	0,26	18,94	6,38	6,43	0,34	18,86	5,88	98,16
Моторуна	139	41,39	0,05	21,97	2,18	8,88	0,32	18,83	4,86	98,48
	145	42,72	0,17	21,88	2,87	5,55	0,17	22,79	3,24	99,39
	138	42,29	0,46	21,32	3,01	6,07	0,25	21,61	3,87	98,87
	155	44,06	0,01	19,73	3,73	6,69	0,27	19,55	5,50	99,54
	154	42,78	0,83	18,47	4,40	6,37	0,20	21,50	4,44	98,98
	151	41,31	0,03	19,64	4,87	8,07	0,39	18,38	5,82	98,51
	153	42,63	0,54	17,56	6,20	5,78	0,17	20,96	4,99	98,84
	143	40,85	0,31	18,55	7,68	6,22	0,30	19,62	5,37	98,90
	147	40,79	0,08	15,57	10,55	6,49	0,28	19,47	5,41	98,64
Муна	73	42,01	0,75	22,30	1,39	7,88	0,28	21,37	4,32	100,30
	82	42,15	0,76	22,58	2,40	7,01	0,27	20,19	4,92	100,28
	26	41,69	0,04	22,10	2,80	9,44	0,40	17,71	5,33	99,51
	32	42,16	0,00	21,49	3,60	7,55	0,37	20,06	3,48	98,70

Россыпи рек	Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
Муна	20	41,84	0,00	21,09	3,72	8,18	0,48	17,83	6,15	99,30
	27	41,42	0,04	20,55	4,63	8,29	0,42	17,91	6,21	99,48
	34	42,55	0,01	19,60	5,40	6,11	0,26	22,74	2,21	98,87
	29	40,83	0,04	19,52	6,24	8,75	0,55	16,56	6,76	99,25
	30	41,29	0,06	18,08	8,15	7,09	0,34	21,05	2,42	98,46
	15	40,96	0,23	15,51	8,69	7,04	0,34	19,67	6,69	99,12
	17	41,68	0,12	16,00	9,62	5,42	0,27	22,97	2,12	98,19
	28	40,26	0,33	14,96	10,38	7,46	0,39	17,39	7,76	98,96

тин-альмандиновые разности установлены в гранитных пегматитах, глаукофановых сланцах и богатых марганцем породах [11]. Следовательно, можно предположить, что основная масса гранатов поступала из метаморфических пород фундамента, возможно через промежуточные осадочные коллекторы.

В более крупной (>0,5мм) фракции шлихов встречаются разноокатанные обломки *хромистых пиропов*. Цвет минералов изменяется от розового до фиолетово-красного. Микронзондовым анализом в них установлена примесь Cr₂O₃ до 10,6% (табл. 2), при этом основная масса пиропов относится к низкохромистым (<5% Cr₂O₃) разностям. По соотношению CaO и Cr₂O₃ хромистые пиропы (рис. 4) попадают преимущественно в поле гранатов лерцолитового парагенезиса, но некоторые зерна ложатся в поле хромистых пиропов алмазной ассоциации. В россыпях рек Моторчуна и Муна по сравнению с россыпью р. Молодо отмечается повышенное содержание Cr₂O₃ в пиропе и доля высокохромистых пиропов алмазной ассоциации (табл. 3). По данным И.П. Попова (2002), на более представительном материале было показано, что в разных точках россыпей рек Сунгюде, Моторчуна и Муна количество высокохромистых пиропов колеблется от 30 до 60%, а хромистые пиропы алмазной ассоциации составляют 0—5,6% от общего количества пиропов. Пиропы аналогичного состава ранее были установлены в нижнекаменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба [14]. В связи с высоким содержанием в изученной выборке богатых хромом (>5% Cr₂O₃) разностей пиропов авторы этой находки предположили наличие в данном районе палеозойских алмазоносных кимберлитов, сходных с кимберлитами Малоботуобинского, Далдынского и Алакит-Мархинского районов и перекрытых отложениями нижнего карбона. Однако, как показали более поздние исследования, высокохромистые пиропы присутствуют и в убого-алмазоносных кимберлитах Анабаро-Оленёкской алмазоносной области, в частности, среди высокохромистых пиропов трубки Малокуонапская установлены разности и алмазной ассоциации [16].

Гранаты и хромшпинелиды, подобные охарактеризованным, также были описаны в аллювиальных отложениях р. Маят (Эбеляхская алмазоносная площадь) [9]. По мнению ряда исследователей [3 и др.], россыпная алмазонос-

ность севера Якутской алмазоносной провинции была сформирована в основном в процессе размыва нетрадиционных коренных источников и лишь частично алмазы поступали из продуктивных неуставленных кимберлитовых тел. В кимберлитах Анабаро-Оленёкской алмазоносной области в отличие от Вилуйской наблюдается меньшее разнообразие состава граната. По данным Н.В. Соболева, Н.П. Похиленко и др., гранаты из кимберлитов северной части Якутской алмазоносной провинции практически полностью относятся к лерцолитовому и вебстеритовому парагенезисам, среди которых повышено количество низкохромистых разновидностей [16].

Пироксен в россыпепроявлениях представлен обломками зерен неправильной формы грязно-зеленоватого цвета. Часто встречаются сростки пироксена с желтовато-белым плагиоклазом — обломки мелкозернистых пород аналогичных породам трапповой формации. Редко попадают единичные зерна ярко-зеленой окраски, похожие на хромсодержащие диопсиды из кимберлитов. По данным микронзондового определения в них содержится (в %): SiO₂ 53,5—55,5; TiO₂ 0,5—0,8; Al₂O₃ 0,5—2; Cr₂O₃ 0,7—1; FeO 3,5—4,5; MgO 16,5—17,5; CaO 20—22 и Na₂O 0,4—0,6.

Проведенные исследования показали, что в россыпях Приленского россыпного алмазоносного района как и в других россыпях севера Якутской кимберлитовой провинции с алмазами, золотом и платиной постоянно ассоциируют пикроильмениты, хромшпинелиды, хромистые пиропы и хромсодержащие диопсиды. Широкое развитие индикаторных минералов кимберлитов, в т.ч. хромистых пиропов алмазной ассоциации, позволяет предположить, что источниками ламинарных и округлых алмазов «уральского и жильного» типов в россыпях Приленского района, возможно, являются неуставленные алмазоносные кимберлитовые тела. Алмазы эбеляхского типа, широко развитые в россыпях севера Якутской алмазоносной провинции, и неуставленные ни в одном из кимберлитовых тел Якутии, отличаются высокой степенью механического износа, что свидетельствует об их значительном переносе [3]. Отсутствие коренных источников данного типа алмазов, несмотря на многолетние целенаправленные их поиски, по-видимому, свидетельствует о том, что нетрадиционные алмазоносные породы связаны с погребенными структурами и могут быть перекрыты мезозойскими отло-

CaO, %

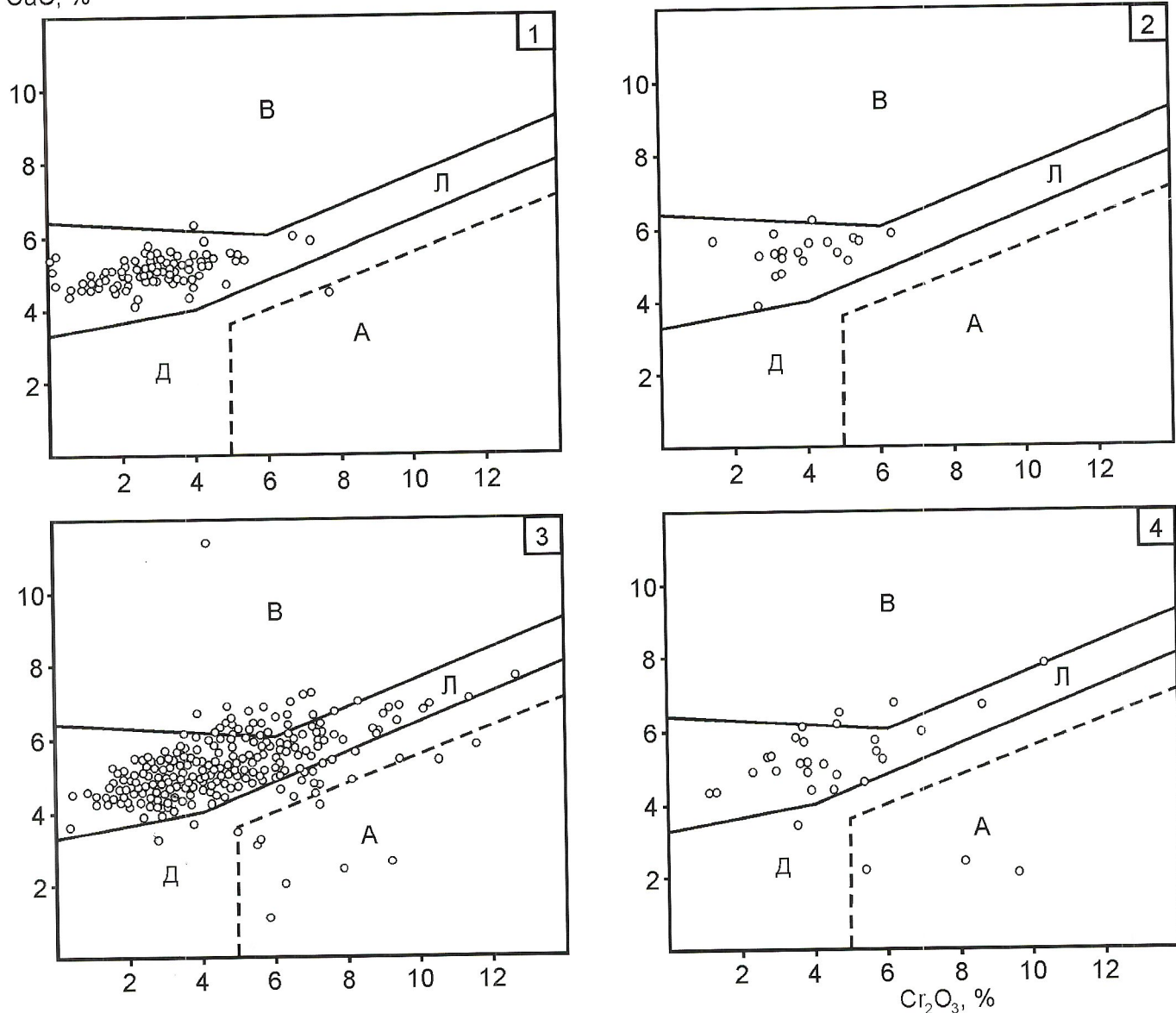


Рис. 4. Диаграмма CaO—Cr₂O₃ состава пиропов:

гранаты из россыпей рек: 1 — Молодо, 2 — Сюнгюе, 3 — Моторчуна, 4 — Муна; поля составов гранатов парагенезисов [12]: Д — гарцбургит-дунитового, Л — лерцолитового, В — верлитового, А — алмазной ассоциации в кимберлитах; по россыпям рек Молодо и Моторчуна дополнительно использованы данные Амакинской ГРЭ АК АЛРОСА

жениями. Для более полного понимания эволюции россыпеобразования необходимо рассмотрение широкого круга типоморфных минералов, ассоциирующих в россыпях. К таким минералам могут относиться самородные металлы платиновой группы и ассоциирующие с ними хромшпинелиды.

Кроме индикаторных минералов кимберлитов в россыпях Приленского района фиксируются железистые алюмохромиты и высокотитанистые хроммагнетиты, типичные для расслоенных и дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузивов. Приуроченность платиноносных россыпей восточной части Сибирской платформы к погребенным выступам кристаллического фундамента, позволила нам предположить [7, 8], что материнскими породами «вилюйской» платины являются платиноносные объекты, которые связаны с по-

гребенным под чехлом протерозойским мегакомплексом. Россыпепроявления рек Моторчуна, Муна, Тюнг и Линде тяготеют к Мунскому сводовому поднятию, расположенному в бассейне нижнего течения р.Муна и верхнего течения р.Линде. В рельефе фундамента Мунскому поднятию отвечает крупный выступ, амплитуда которого по отношению к Приверхоянскому прогибу достигает 3—4 км, а к Суханской впадине — 2—2,5 км [6].

В районе верховьев рек Тюнг и Молодо по геофизическим данным под платформенным чехлом фиксируется крупная кольцевая аномалия, интерпретируемая И.Н.Истоминным и В.М.Мишнинным как гигантский Тюнгский интрузив, аналог Бушвельдского плутона [4]. Присутствие в изученных платиноносных россыпях хромшпинелидов, подобных минералам древних расслоенных перидотит-норитовых интрузивов, подтверждает это предпо-

3. Пределы колебаний и средние содержания компонентов хромистых пиропов из россыпей Приленского района Якутской алмазоносной провинции (в %)

Россыпи рек	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Пиропы, %	
										высокохромистые	алмазной ассоциации
Молодо	114	$\frac{40,9-43,6}{42,0}$	$\frac{0-1,1}{0,3}$	$\frac{16,6-22,9}{20,7}$	$\frac{0,1-7,7}{2,9}$	$\frac{6,2-13,7}{8,5}$	$\frac{0,2-0,6}{0,4}$	$\frac{15,7-21,9}{19,7}$	$\frac{4,1-6,3}{5,0}$	6,1	0,9
Сюнгюде	19	$\frac{40,9-43,1}{41,6}$	$\frac{0-1,2}{0,2}$	$\frac{18,9-22,5}{20,5}$	$\frac{1,5-6,4}{3,9}$	$\frac{6,4-9,3}{7,8}$	$\frac{0,2-0,6}{0,4}$	$\frac{18,0-21,0}{19,3}$	$\frac{3,9-6,2}{5,4}$	21,1	0
	524*	41,8	0,2	19,2	5,0	7,4	0,3	20,7	5,3	42,8	2,1
Моторчуна	21	$\frac{40,8-44,1}{42,4}$	$\frac{0-0,8}{0,2}$	$\frac{15,6-22,0}{20}$	$\frac{2,0-10,6}{4,1}$	$\frac{5,6-9,7}{7,5}$	$\frac{0,2-0,4}{0,3}$	$\frac{18,3-22,8}{19,7}$	$\frac{3,2-5,8}{4,8}$	14,3	4,8
	497*	41,5	0,2	19,4	4,9	7,8	0,3	20,6	5,3	42,5	2,2
Муна	31	$\frac{40,3-42,6}{41,6}$	$\frac{0-1,0}{0,3}$	$\frac{15,0-22,6}{19,6}$	$\frac{1,2-10,4}{4,8}$	$\frac{5,4-9,4}{7,5}$	$\frac{0,2-0,6}{0,3}$	$\frac{16,6-23,0}{19,9}$	$\frac{2,1-7,8}{5,1}$	32,3	9,7
	357*	41,9	0,2	19,5	4,7	7,6	0,4	20,6	5,2	37,5	5,3

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние содержания по данным авторов. *Средние содержания по данным И.П.Попова (2002)

ложение. По мнению авторов, из материнских платиноносных пород, локализованных в пределах таких выступов, через промежуточные коллекторы в современные аллювиальные отложения наряду с мелкой «плавающей» платиной поступали и минералы-спутники — хромшпинелиды. Такой же путь проделали наиболее устойчивые в экзогенных условиях минералы метаморфических пород фундамента — пироп-спессартин-альмандиновые гранаты, дистены, ставролиты и др.

Таким образом, платина-золотоалмазоносные комплексные россыпи северо-востока Сибирской платформы сформировались в результате длительной истории россыпеобразования в платформенных условиях. В процессе циклических осадконакопления и денудации происходила миграция наиболее устойчивых в экзогенных условиях полезных компонентов и ассоциирующих с ними акцессорных минералов, которые неоднократно перебивались через промежуточные коллекторы и потеряли видимую связь с погребенными материнскими породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похилenko Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск, 2001.
- Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королюк В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. — Новосибирск: Наука, 1976. С. 7—16.
- Граханов С.А. Россыпи алмазов севера Якутской алмазоносной провинции // Вестник Госкомгеологии Республики Саха (Якутия). 2001. № 1. С. 37—64.
- Истомин И.Н., Мишин В.М. К проблеме поисков месторождений металлов платиновой группы в Якутии // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2003. № 2. С. 13—27.
- Магматические горные породы. Т. 5. / Под ред. Е.Е.Лазько и Е.В.Шарапова. — М.: Наука, 1988.
- Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. — М.: Наука, 1964.
- Округин А.В. Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3—10.
- Округин А.В., Граханов С.А., Селиванова В.В., Сулейманов А.М. Платиноносность россыпей Якутской алмазоносной провинции // Платина России. Т. VI. — М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. С. 134—142.
- Олейников О.Б., Барашков Ю.П. Особенности химического состава силикатных пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях и их генезис // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 42—47.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. С. 5—78.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. — М.: Наука, 1964.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
- Соболев Н.В., Похилenko Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7—24.
- Соболев Н.В., Белик Ю.П., Похилenko Н.П. и др. Хромсодержащие пиропы в нижнекаменноугольных отложениях Кютюндинского прогиба // Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 153—156.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова и М.И.Кузьмина. — М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998.
- Engelbrecht J.P. The Chromites of the Bushveld Complex in the Nietverdiend Area // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. № 4. P. 896—910.
- Roeder P.L. Chromite: from the Fiery Rain of chondrules to the Kilaua Iki lava lake // Canadian Mineralogist. 1994. Vol. 32. № 4. P. 729—746.

О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции)

А.И.ЗАЙЦЕВ

Проблема коренных источников алмазов в россыпях на севере Якутской кимберлитовой провинции, несмотря на активное обсуждение, в настоящее время не имеет решения. Существует ряд предположений о возможном происхождении этих алмазов и их источниках [2, 3]. Однако геологическая история формирования района до сих пор детально не прослеживается; магматические образования, в т.ч. содержащие алмазы, изучены фрагментарно [6, 7] и диагностированы неоднозначно; не выявлены последовательность их проявлений и этапы тектономагматической активизации. Исследователи попытались частично восполнить этот пробел, проведя изотопное датирование проявлений щелочно-ультраосновных пород Эбеляхского и Орто-Ыаргинского кимберлитовых полей (см. рисунок).

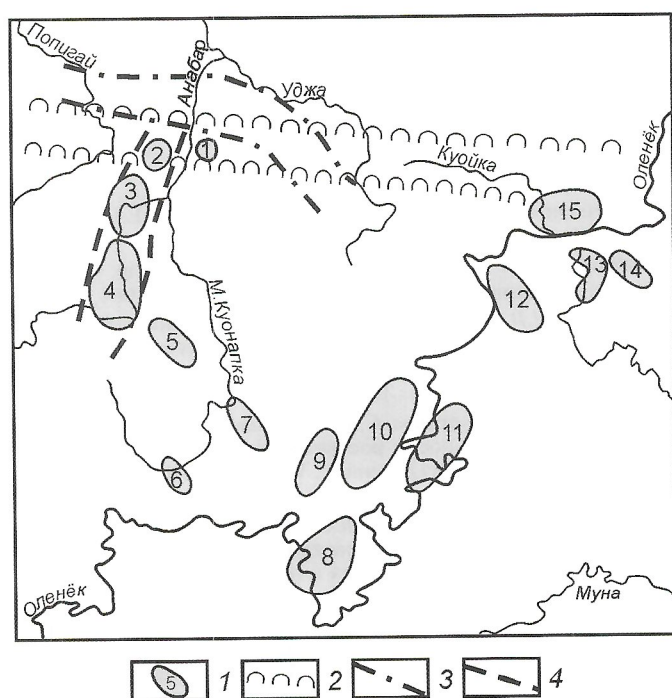


Схема расположения кимберлитовых полей на северо-востоке Якутской кимберлитовой провинции:

1 — кимберлитовые поля: 1 — Эбеляхское, 2 — Орто-Ыаргинское, 3 — Старореченское, 4 — Ары-Мастахское, 5 — Дюкенское, 6 — Куранахское, 7 — Лучаканское, 8 — Чомурдахское, 9 — Западно-Укукитское, 10 — Восточно-Укукитское, 11 — Огонер-Юряхское, 12 — Мерчимденское, 13 — Молодинское, 14 — Толуопское, 15 — Куойкское; 2 — Анабаро-Нижнеленская рифовая система; 3 — Эбехайнский дайковый пояс; 4 — Куонамская кимберлитоконтролирующая зона

Поля расположены в бассейне среднего течения р. Анабар в пределах Хапчанского палеопротерозойского террейна Хапчано-Учурского орогенного пояса [8] и контролируются Куонамской кимберлитоконтролирующей зоной. Эбеляхское кимберлитовое поле (правобережье р. Анабар), приурочено к северной субширотной ветви кембрийской рифовой системы [2] в месте пересечения ее с Эбехайнским дайковым поясом. Орто-Ыаргинское поле расположено к западу от Эбеляхского поля в пределах этой же рифовой системы на пересечении ее с северным окончанием Куонамской кимберлитоконтролирующей зоны.

В пределах Эбеляхского поля известны щелочно-ультраосновные магматиты своеобразного состава лампроитовой ветви, слагающие трубки Гренада и Надежда [6], и в ряде пластовых тел, из которых наиболее изучена аномалия 98А, — кимберлитоподобные породы, залегающие в карбонатных отложениях кембрия. По геологическим данным магматизм здесь проявился в триасе [1], что подтверждено при датировании U-Pb методом цирконов из аллювия р. Эбелях — 233—216 млн. лет [4].

Орто-Ыаргинское поле представлено в основном карбонатитовыми (24) и в меньшей степени кимберлитовыми (4) трубками, прорывающими карбонатные породы среднего кембрия. Возраст карбонатитовых трубок определен по находкам в них древесины араукарий как послераннеюрский [1]. Учитывая находки алмазов и минералов кимберлитовых пород в конгломератах раннего карбона в бассейне р. Анабар [7], можно предполагать значительный возрастной интервал формирования ультраосновного щелочного магматизма на севере Якутской кимберлитовой провинции.

Для проверки этого предположения проведено Rb-Sr датирование шести тел щелочных ультраосновных пород Эбеляхского и одного Орто-Ыаргинского полей. Определение возраста проводилось по основной связующей массе пород (ОСМ) с использованием методики кислотного выщелачивания для выделения из нее карбонатной (КФ) и силикатной (СФ) фракций, описанной ранее [5]. Рассчитывался Rb-Sr возраст образцов по внутренней изохроне (ОСМ, СФ и КФ). Доверительный интервал возраста и первичного изотопного отношения стронция равен 1σ.

Полученные Rb-Sr даты изменяются от 389 до 159 млн. лет (табл. 1) и фиксируют три этапа магматической активности: 389—342, 235 и 159 млн. лет. Для изученных пород отмечаются значительные вариации величин первичных изотопных отношений стронция ($I_0=0,7035-0,7080$). Это характерно и для трубки Гренада ($I_0=0,7035-0,7066$). Для пород трубок Надежда, Гренада и Аномалии 98А по химическим анализам, приведенным в работе [5], был рассчитан индекс контаминации:

$$CI=(SiO_2+Al_2O_3+Na_2O)/(2K_2O+MgO).$$

Полученные значения CI 1,57—1,94 превышают таковые для неконтаминированных пород (меньше 1,5 [9]), что предполагает влияние на состав пород процессов контаминации и возможное формирование стронция из различных источников. Выщелоченная карбонатная фракция составляет в образцах от 15 до 64% и содержание Sr в ней значительно превышает его содержание в валовом составе основной связующей массы пород и их силикатной фракции.

1. Данные Rb-Sr анализа щелочно-ультраосновных пород Эбеляхского поля

Образец, порода	Материал	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	КФ, %	Возраст, млн.лет	I ₀
<i>Эбеляхское поле</i>								
<i>Аномалия 21/74</i>								
Эб-21/74, кимберлит	Вал ОСМ	14,8285	153,4926	0,0955	0,7085	41,17	348±1	0,70803±2
	СФ	18,6488	17,6678	1,0434	0,7132			
	КФ	9,3695	345,5799	0,0266	0,70816			
<i>Аномалия 63</i>								
Эб-63/1, кимберлит	Вал ОСМ	10,3602	139,5918	0,0734	0,7066	26,74	342±4	0,70622±17
	СФ	16,1619	11,15	1,4328	0,7132			
	КФ	0	491,4858	0	0,70619			
<i>Трубка Гренада. Rb-Sr изохронный возраст тела (n=6) — 159±7, I₀=0,70658±0,00006</i>								
Эб-Гр/1, лампроит ?	Вал ОСМ	11,0661	67,6726	0,1614	0,707	29,28	159±20	0,70661±16
	СФ	17,3623	18,5723	0,9241	0,7087			
	КФ	0	186,2646	0	0,70659			
Эб-Гр/2, лампроит ?	Вал ОСМ	14,4608	70,0264	0,2041	0,707	27,71	159±1	0,70654±2
	СФ	16,7518	17,3529	0,9543	0,7087			
	КФ	8,484	207,4413	0,0404	0,70663			
Эб-Гр/3, лампроит ?	Вал ОСМ	5,708	18,3373	0,3077	0,7042	31,0		0,7035
	СФ	6,9903	26,3021	0,2627	0,7042			0,7036
	КФ	2,8538	0,6092		0,7042			
Эб-Гр/4, лампроит ?	Вал ОСМ	6,9858	14,2004	0,4863	0,7038	30,74		0,7027
	СФ	8,7638	21,2328	0,408	0,7049			0,704
	КФ	2,9798	0	0				
<i>Аномалия 47/66</i>								
Эб-47/1, кимберлит	Вал ОСМ	12,8274	59,8986	0,2124	0,7062	15,09	374±4	0,70506±6
	СФ	12,243	7,6257	1,5814	0,7135			
	КФ	16,414	347,4063	0,0467	0,7053			
<i>Аномалия 98А</i>								
Эб-98А, кимберлит	Вал ОСМ	19,3329	59,7555	0,3198	0,7056	34,74	235±1	0,70451±2
	СФ	20,2384	8,8231	2,2674	0,7121			
	КФ	17,6319	155,4333	0,1121	0,70491			
<i>Трубка Надежда</i>								
Эб-Н-11, кимберлит	Флогопит	79,1686	104,403	0,7496	0,7208			0,7191
	Флогопит после выщелачивания	62,3837	84,2342	0,7321	0,7209			0,7192
<i>Орто-Ыаргинское поле</i>								
<i>Аномалия 20</i>								
Оы-2015/1 кимберлит	Вал ОСМ	9,6068	204,3100	0,0465	0,7046	64,28	389±1	0,70434±2
	СФ	19,471	124,1230	0,1551	0,7052			
	КФ	4,1254	248,8700	0,0164	0,7044			

Образец, порода	Материал	^{87}Rb , мкг/т	^{86}Sr , мкг/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	КФ, %	Возраст, млн.лет	I_0
<i>Карбонатитовая брекчия (тело не известно)</i>								
685-4	Желтый карбонат				0,7090			
685-4	Доломит				0,7057			
129-6461	Карбонат				0,7061			
128535-5	Апатит		677,78		0,7033			
134107-2	Апатит		486,93		0,7033			
1386-4	Апатит		579,07		0,7036			
10124-4	Пироксен	1,0396	9,1183	0,1127	0,7060			0,7056

ции (см. табл. 1). В двух образцах из трубки Гренада выщелат практически не содержит стронция и, вероятно, не является карбонатной фракцией. Эти образцы отличаются низкими содержаниями Rb и Sr в валовом составе основ-

ной связующей массы пород и повышенным Sr в силикатной фракции, I_0 0,7036—0,7040.

В Орто-Ыаргинском поле палеозойские кимберлиты имеют низкие значения $I_0=0,7043$. Карбонатитовая брекчия ха-

2. Результаты датирования цирконов из карбонатитов Орто-Ыаргинского поля

Аномалия	Зерно	Точка	U, ppm	Th, ppm	Th/U	Возраст, млн.лет	
						$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
Ан-53	1a	1,1	17	8	0,47	88±43	158±4
	1a	2,1	10	5	0,50	93±55	147±5
Ан-69	2c	3,1	25	7	0,28	128±41	168±4
	2d	4,1	11	4	0,36	163±54	202±5
	2d	4,2	29	12	0,41	174±34	170±4
	2d	4,3	16	7	0,44	107±1	162±4
	2a	5,1	771	919	1,19	174±5	161±4
	2b	11,1	19	12	0,63	155±3	159±4
	2b	11,1	19	12	0,63	155±3	159±4
Ан-74	3a	6,1	93	42	0,45	147±13	169±4
	3d	7,1	39	12	0,31	128±28	154±4
	3c	8,1	297	422	1,42	166±5	161±4
Ан-133	4a	9,1	8	2	0,25	113±128	154±5
	4b	17,1	24	7	0,29	132±48	164±4
Ан-11н	5b	10,1	204	54	0,26	171±13	162±4
	5c	14,1	122	79	0,65	152±11	155±4
	5b	15,1	34	13	0,38	148±24	151±4
	5c	16,1	26	16	0,62	139±23	175±4
Ан-52	6b	12,1	165	73	0,42	153±9	153±4
	6a	13,1	380	410	1,08	181±6	163±4

характеризуется значительными вариациями величин изотопных отношений стронция. Повышенные значения I_0 0,7057—0,7090 характерны для карбонатов, а низкие — I_0 0,7033—0,7036 для апатитов. Это различие в изотопном составе стронция обусловлено тем, что апатиты с высокими содержаниями элемента менее чувствительны к добавлению стронция из других источников и его изотопный состав в большей степени характеризует первичную природу протолита.

Возраст карбонатитовых трубок Орто-Ыаргинского поля был также определен по цирконам размером 1—4 мм из коллекции Ф.Ф.Брахфогеля U-Pb методом Э.С.Бартоном (SHRIMP, Институт геофизики Университета Витватерсранд, г.Иоханнесбург). Расчет возраста проводился по Th-Pb и U-Pb соотношениям (табл. 2). Для отдельных зерен наблюдается дискордантность датировок, полученных по разным свинцово-изотопным системам. Наилучшая сходимость отмечается для U-Pb датировок, но и в этом случае в отдельных зернах циркона (например, аномалия 69, зерно 4) отмечается значительная возрастная дискордантность (202—162 млн.лет). Для всех изученных трубок средневзвешенное значение возраста 160 ± 4 млн.лет (2 σ). По содержанию Th, U и Th/U цирконы формируют две группы с высокими и низкими содержаниями элементов, что предполагает их захват магмой из разных источников. Аналогичный возраст 152—158 млн.лет получен У.Л.Грифффином [10] для цирконов ряда тел этого поля (табл. 3). Таким образом, в пределах поля главный этап проявления магматизма с формированием карбонатитовых тел приходится на среднеюрское время. Наличие здесь палеозойского кимберлитового магматизма необходимо уточнить на более представительном материале при комплексном использовании разнообразных геохронометрических методов.

3. Возраст цирконов (SHRIMP) из щелочных ультраосновных пород Орто-Ыаргинского поля [10]

Параметры	Аномалия		
	12/853	74/853	50/6432
Число зерен	2	1	1
Число точек	4	6	5
U, ppm	23	26	159
Th, ppm	12	13	76
Th/U	0,52	0,5	0,44
Возраст, млн.лет	158 ± 7	156 ± 6	152 ± 3

Под рассматриваемыми полями (табл. 4) Rb-Sr изотопные параметры мантии свидетельствуют об обогащенной природе мантийного протолита для этих пород. Исключение составляют два образца из трубки Гренада (Эб-Гр/3 и Эб-Гр/4), величины ϵ_{Sr} которых имеют отрицательные значения. Широкий разброс значений этого параметра свидетельствуют или об изотопной гетерогенности протолита, или о существовании различных протолитов. Модельный возраст протолитов по одностадийной модели изменяется от 287 млн.лет до нереальных величин, превышающих возраст Земли. Для силикатных фаз пород эти датировки представлены более узким интервалом 2034—319 млн.лет. Все это может указывать на различный характер и степень модификации протолитов до формирования из них магм.

4. Rb-Sr параметры мантии под Эбеляхским и Орто-Ыаргинским полями

Тело	Образец	ε_{Sr}	Валовый состав ОСМ		СФ ОСМ		$T_{Sr}(\text{DM})\text{-}2st$
			$f_{Rb/Sr}$	$T_{Sr}(\text{DM})\text{-}1st$	$f_{Rb/Sr}$	$T_{Sr}(\text{DM})\text{-}1st$	
Эбеляхское поле							
Ан-21	Эб-21/74	55,92	0,155	8672	11,617	786	1542
Ан-63	Эб-63/1	30,12	−0,112	10892	16,325	568	1196
Гренада	Эб-Гр/1	32,61	0,952	2984	10,174	535	1066
	Эб-Гр/2	31,61	1,468	2191	10,539	518	1050
	Эб-Гр/3	−11,55	2,721	589	2,178	711	478
	Эб-Гр/4	−4,86	4,880	287	3,934	562	437
Ан-47	Эб-47/1	14,18	1,568	1754	18,22	525	1008
Ан-98А	Эб-98А	4,06	2,867	920	26,417	319	751
Орто-Ыаргинское поле							
Ан-20	Оы-2015/1	4,20	−0,438	117886	0,875	2034	885
?	10124-4	18,22	0,363	4095			896

Примечание. 1. ϵ_{Sr} и $f_{Rb/Sr}$ — отклонение первичного изотопного состава Sr и Rb/Sr в породах относительно таковых в примитивной мантии на период их формирования. 2. Расчет модельных датировок по одностадийной $T_{Sr}(DM)-1st$ и двустадийной $T_{Sr}(DM)-2st$ моделям по [11].

Расчет модельных возрастов протолитов по двустадийной модели с коррекцией на время формирования пород [11] дает еще более узкий интервал, который условно можно разделить на четыре периода: 1542, 896—751, 1196—1008 и 478—437 млн.лет. Преобладающая часть полученных датировок приходится на интервал 751—1196 млн.лет, что указывает на возможное формирование протолитов для этих пород в неопротерозое.

Таким образом, по полученным авторами данным щелочно-ультраосновной магматизм в пределах Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей проявился в три этапа: 390—340, 235—216 и 160—150 млн.лет. Вероятно, протолиты для магматических пород сформировались в неопротерозое и были модифицированы более поздними геологическими процессами в результате многократной тектономагматической активизации на севере Якутской кимберлитовой провинции. Для максимально корректной оценки этапов магматизма необходимы дополнительные геохронологические работы на более представительном материале с применением комплекса изотопных методов.

Работа выполнена в рамках проекта ОНЗ-2.1. Программы Отделения наук о Земле РАН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск, 1984.
2. Варламов А.И., Будников И.В., Девятков В.П. и др. Инновационный подход к прогнозированию и поискам месторождений

алмазов на территории Сибирской провинции // Геология алмаза — настоящее и будущее. — Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 1136—1158.

3. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
4. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
5. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск, 1992.
6. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. — М., 2004.
7. Лелюх М.И., Стаднюк В.Д., Минченко Г.В. К вопросу о поисках коренных источников в северной части Якутской алмазодной провинции / Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, 1998. С. 264—266.
8. Смеров А.П., Тимофеев В.Ф., Зайцев А.И. Строение, этапы становления фундамента Северо-Азиатского кратона и фанерозойский кимберлитовый магматизм / Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние перспективы решения. — Мирный, 2003. С. 186—191.
9. Clement C.R., Scott-smith B.H. Kimberlite redefined // J. Geology. 1984. Vol. 82. P. 223—228.
10. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F. V. et al. The Siberian traverse, mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. Vol. 310. № 1—4. P. 1—35.
11. Müller A., Mezger K., Schenk V. Crustal age domains and the Continental Crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // J. Petrology. 1998. Vol. 39. № 4. P. 749—783.

УДК 553.81:068.5(571.56)

© С.А.Граханов, 2006

Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и ее коренные источники

С.А.ГРАХАНОВ

На северо-востоке Сибирской платформы в пределах Лено-Анабарской алмазодной субпровинции (рис. 1) в результате интенсивных геологоразведочных работ открыто около 100 россыпей алмазов. Несмотря на масштабное проявление россыпной алмазодности (почти 400 тыс.км²), ее коренные источники до сих пор не установлены. Существует несколько основных точек зрения на их природу: кимберлиты палеозойского или мезозойского возрастов известных полей [4]; неизвестные продуктивные кимберлиты, расположенные в акватории моря Лаптевых [24]; нетрадиционные коренные источники на флангах алмазодных районов, перекрытые более молодыми отложениями [12]; докембрийские кимберлиты [2]; лампроиты [9, 19] или щелочно-ультраосновные породы (Г.И.Поршнева и др., 1986).

При детальном изучении типоморфных особенностей алмазов из основных россыпных месторождений северо-востока Сибирской платформы [22, 25] было замечено, что по своим кристалломорфологическим особенностям и физическим свойствам они разделяются на три основные группы, связанные с различными коренными источниками [22]: 1) алмазы кимберлитового генезиса, содержащиеся во всех кимберлитовых и лампроитовых трубках России, Африки, Китая, Австралии, Канады и др.;

имеют утяжеленный изотопный состав углерода, свойственный кристаллам ультраосновного парагенезиса [25]; к ним относятся ламинарные алмазы, скрытоламинарные ромбододекаэдрониды уральского (бразильского) и додекаэдрониды жильного типов (I разновидность по классификации Ю.Л.Орлова, [25]). Для алмазодных кимберлитовых тел характерно преобладание ламинарных алмазов I разновидности, а для слабоалмазодных — округлых кристаллов уральского и жильного типов [22]; 2) алмазы эбеляхского (северного) типа, представленные графитизированными ромбододекаэдронидом V разновидности (по [25]) и сростками додекаэдронидов VII разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C}=23\%$) изотопным составом углерода и равномерноокрашенными кубоидами II разновидности с промежуточным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}=13,6\%$). Эти алмазы в кимберлитовых телах Сибирской алмазодной провинции не встречаются; 3) алмазы импактного генезиса, коренным источником которых являются породы Попигайской астроблемы.

Соотношение алмазов кимберлитового, «эбеляхского» и импактного типов в среднем составляет 6:4:0,0001 [12].

Анализ известных коренных источников. Из-за отсутствия алмазов эбеляхского типа в открытых слабоалмазодных кимберлитовых трубках Лено-Анабарской суб-

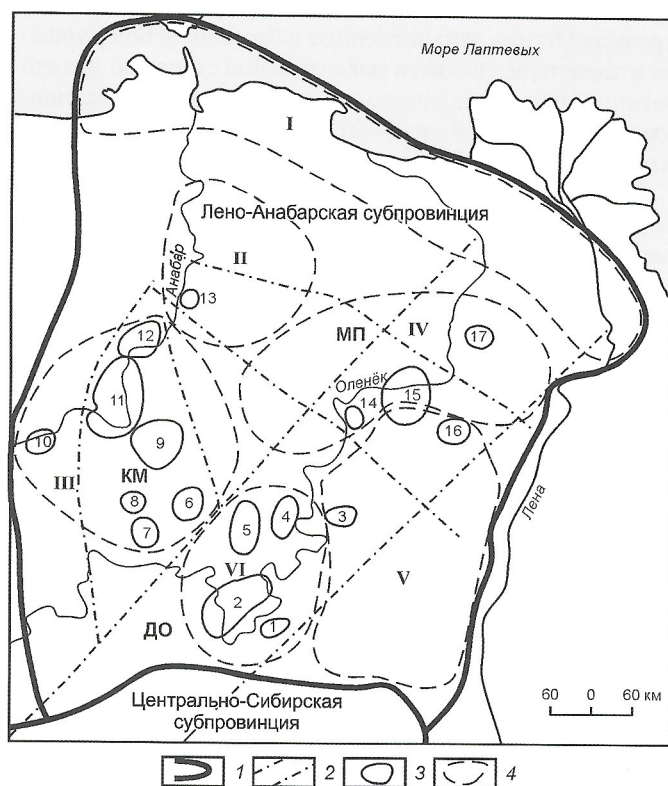


Рис. 1. Схема районирования Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции:

1 — границы субпровинций; 2 — кимберлитоконтролирующие зоны (ДО — Далдыно-Оленёкская, КМ — Куонамская, МП — Молодо-Попгайская); 3 — кимберлитовые поля (1 — Севернейское, 2 — Чомурдахское, 3 — Огонер-Юряхское, 4 — Восточно-Укукитское, 5 — Западно-Укукитское, 6 — Лучаканское, 7 — Куранахское, 8 — Биригиндинское, 9 — Дюкенское, 10 — Среднекуонапское, 11 — Ары-Мастахское, 12 — Старореченское, 13 — Эбеляхское, 14 — Мерчимденское, 15 — Куойкско-Молодинское, 16 — Толуопское, 17 — Хорбусуонское); 4 — россыпные алмазоносные районы (I — Приморский, II — Анабарский, III — Куонапский, IV — Нижнеолёнский, V — Приленский, VI — Среднеолёнский)

провинции, расположенных по обрамлению россыпных районов, их связь с россыпями маловероятна. Однако нельзя исключать и то, что какая-то часть алмазов кимберлитового происхождения могла попадать в россыпи из таких тел. Это хорошо видно на примере убогалмазоносных тел Западно-Укукитского поля (см. рис. 1), обнажающихся в долинах современных рек. Минералогические шлейфы от них прослеживаются в аллювии только на несколько километров, затем теряются в региональном ореоле.

Сторонники «лампроитовой» теории алмазоносности считают, что коренные источники — лампроитоподобные породы, развитые в бассейнах рек Эбелях и Масапы [19]. Основанием для отнесения данных пород к продуктивным лампроитам послужил специфичный химический состав кор выветривания и находки в них алмазов. Скорее всего это связано с технологическим заражением из перекрывающих четвертичных отложений, с учетом, что на отдельных кристаллах фиксируются следы механического износа. Нельзя отрицать и алмазоносность собственно кор выветривания, переотложенные аналоги которых в Эбелях-

ском поле повсеместно содержат единичные кристаллы. На наш взгляд, мы имеем дело с аллитовыми корами выветривания, развитыми по основным породам, слагающим дайки или мелкие штоки в данном районе, что подтверждается высокими концентрациями в четвертичных отложениях пироксенов, амфиболов и магнетита. Содержание хромшпинелидов (минералы-индикаторы лампроитов) минимально и соответствует средним значениям по алмазоносному району. В аллювиальных отложениях рек Эбелях и Масапы, как и во всех россыпях Анабарского района, изобилуют сильно изношенные (с прибрежно-морским износом [1]) минералы-индикаторы кимберлитов. Их концентрации достигают более 50% от массы тяжелой фракции (С.А.Граханов и др., 1985), что не соответствует выводам Н.В.Владыкина [9] о преобладании алмазов над минералами-спутниками в этом районе. Максимально изношены алмазы всех разновидностей, включая первую, типичную для лампроитов. На руч.Холомолоох, в долине которого выделяются лампроиты [9], износ ламинарных кристаллов составляет 25%, камней уральского типа — 17,5%, жильного — 21,7% и эбеляхского — 49,2%. Алмазы россыпи руч.Холомолоох характеризуются повышенной крупностью с полным отсутствием мелких классов, преобладающих во всех коренных объектах [13].

На северо-востоке Сибирской платформы щелочно-ультраосновные породы широко распространены в пределах Уджинского поднятия. В Уджинском комплексе выделяются интрузивные формации: ийолит-карбонатитовая массивов центрального типа, альнеит-тингваитовая и альнеит-пикритовая (щелочно-ультраосновные лампрофиры) диатремово-дайковые [30]. В тяжелой фракции последних отмечаются хромит, магнетит, магнезиоферрит, хромшпинелиды, изредка пикроильменит, и еще реже пироп и алмаз. Среди пиропов и хромшпинелидов зерна алмазной ассоциации отсутствуют (Г.И.Поршнева и др., 1986). Впервые алмазы в щелочно-ультраосновных породах были найдены при опробовании пикритовых порфиритов массива Томтор: два кристалла в протолочке (Г.И.Поршнева и др., 1983). Первый представлен плоским обломком (0,2×0,2 мм) бесцветного прозрачного кристалла с включениями графита и тонкой матировкой на грани; второй — обломком (0,2×0,3 мм) кристалла желтого цвета. В последующем из пород этой же аномалии были отобраны две мелкообъемные пробы и извлечен алмаз размером 0,3×0,4 мм. При термохимическом растворении проб (масса проб от 10 до 300 кг) из десяти тел щелочно-ультраосновных пород массива Томтор, в одной из них (анализ 12/12) был найден обломок октаэдрического кристалла размером 0,2×0,3 мм (Г.И.Поршнева и др., 1986). Находки алмазов и наличие в породах минералов-спутников алмаза подтверждают потенциальную возможность алмазоносности комагматичных кимберлитов пород, однако находки практически не повторяются, что говорит о крайне низком уровне алмазоносности. Среди найденных алмазов кристаллов, относящихся к V—VII разновидностям (эбеляхский—северный тип) не обнаружено. Таким образом, алмазы в щелочно-ультраосновных породах встречаются как акцессорные минералы, и вряд ли логично предполагать, что они ответственны за россыпную алмазоносность региона.

Характеристика промежуточных алмазоносных коллекторов. Верхнепротерозойские потенциально-алмазоносные отложения, содержащие минералы-индикаторы кимберлитов, обнаружены на Анабарском массиве и

Уджинском поднятии в базальных слоях мукунской серии, юсмастакской свиты билляхской серии, староречинской и томторской свит венда (А.К.Клейзер и др., 1962; [23; 28]; Л.Л.Степанов и др., 1977; А.И.Дак и др., 1994). В Западном Верхоянье при опробовании среднего—верхнего рифея и венда в устьевой части р.Лена обнаружены пиропы (Ю.М.Сибирцев и др., 1982, 1985). На Оленёкском поднятии выделена венд-нижнекембрийская кессюсинская свита, в отложениях которой встречены пиропы (В.Д.Стаднюк и др., 1984). В Западном Верхоянье из 148 найденных пиропов 3 зерна отнесено к алмазной ассоциации [32]. В породах протерозоя алмазы установлены в томторской свите на Уджинском поднятии (Л.Л.Степанов и др., 1977г.), но они не были воспроизведены более поздним объемным опробованием, что свидетельствует о крайне низком уровне алмазоносности.

Алмазы V—VII разновидностей, не установленные в фанерозойских кимберлитах Сибирской платформы, В.П.Афанасьев датирует докембрийским возрастом [2], но с этим трудно согласиться. Их отсутствие в протерозойских и палеозойских коллекторах и первое появление без следов механического износа в карнийских осадках верхнего триаса В.П.Афанасьев объясняет тем, что на уровень эрозионного среза протерозойские коллекторы были выведены в мезозое, что справедливо для Прианабарья. Именно там на уровне современного эрозионного среза, выходят протерозойские коллекторы и фиксируются наиболее изношенные алмазы всех типов. В то же время по обрамлению Оленёкского поднятия, где также развиты протерозойские отложения, следы износа на кристаллах отсутствуют (?). Различия в степени износа алмазов V—VII разновидностей в Прианабарье и приустьевой части р.Лена объясняются [2] разными абразионными свойствами коренного субстрата при формировании протерозойских промежуточных коллекторов. В первом случае, это жесткое гранитогнейсовое ложе Анабарского щита, во втором — осадочные породы протерозоя. Однако большинство продуктивных протерозойских кимберлитов и лампроитов мира внедрялось в среднем—позднем рифее, в интервале 1100—1400 млн.лет [31]. Следовательно, при внедрении гипотетических кимберлитов, так и формировании промежуточных коллекторов, на Анабарском массиве и Оленёкском поднятии кимберлитомещающими породами были терригенно-карбонатные породы среднего и верхнего рифея, абразивные свойства которых идентичны. Спорным является и вывод [2] о том, что алмазы эбеляхского типа тяготеют к докембрийским выступам фундамента. Наоборот, на участках выходов базальных и межформационных протерозойских конгломератов, а это в первую очередь бассейн р.Бол.Куонапка, содержание алмазов V—VII разновидностей минимально. На отрезке между устьями рек Хохой и Старая, где в максимальном объеме размываются породы протерозоя, сумма алмазов V—VII разновидностей изменяется от 3,8 до 10%, тогда как в левых притоках р.Эбелях, значительно удаленных от выходов протерозойских пород, содержание эбеляхских алмазов достигает 60% [12]. Такую же картину можно наблюдать и на других россыпях региона, находящихся за сотни километров от площадей развития пород протерозоя. На реках Моторчуна, Сопка, Чомурдах и других содержание алмазов V—VII разновидностей достигает 25—30% [12]. По мнению исследователей, с докембрийским возрастом можно связать лишь ромбододекаэдровиды

уральского типа, установленные в бассейне р.Бол.Куонапка и характеризующиеся максимальной степенью механического износа, наличием пятен пигментации зеленого цвета, повышенной крупностью и сходством с таковыми из пород системы Витватерсранд [23].

К настоящему времени самый древний промежуточный коллектор северо-востока Сибирской платформы — нуччаюрегинская свита нижнего карбона Кютюнгинского грабена, где установлены значительные концентрации алмазов (Ю.П.Белик и др., 1986) и их сильно окатанных (до шариков) парагенетических спутников [27], что свидетельствует о формировании грубообломочных горизонтов свиты в прибрежно-морских условиях при активной миграции береговой линии. Среди гранатов значительно присутствие пиропов алмазной ассоциации — 7,1% [27]. Распределение алмазов крайне неравномерное, как по латерали, так и вертикали. Уровень алмазоносности при росте средней массы камней снижается от гравелитов к конгломератам и далее к песчанникам (Ю.П.Белик и др., 1986). Среди алмазов нуччаюрегинской свиты I разновидность составляет 88,2% при очень высоком содержании ламинарных камней ряда октаэдр—додекаэдр (75,9%) и низком округлых индивидов (11,2%), что характерно для богатых коренных месторождений центральной части Сибирской алмазоносной провинции. Полностью отсутствуют индивиды с облегченным изотопным составом углерода [22].

В Приленском районе карбоновые и пермские образования представлены далдынской и булбарангинской свитами, в которых обнаружены алмазы I разновидности, типичные для коренных месторождений Якутии.

На северо-востоке Сибирской платформы наиболее масштабный древний коллектор — базальный горизонт карнийского яруса верхнего триаса, протягивающийся от западных отрогов Верхоянского хребта до Анабарской губы [14]. Впервые алмазы здесь были найдены в 1979 г. [11]. К западу от кряжа Прончищева и югу от Хараулахского выступа триасовые отложения не опробовались и их алмазоносность не выяснена. Находки алмазов в современных русловых и пляжевых образованиях, тяготеющих к выходам карнийских отложений в бассейне р.Гуримиской и на п-ве Урунг-Тумус, указывают на алмазоносность триасовых толщ в районе Анабарского и Хатангского заливов. Автором установлены пиропы в небольших образцах из карнийских отложений мыса Цветкова на п-ве Таймыр, которые были любезно предоставлены А.В.Ядренкиным (ИГНГ СО РАН). В карнийских отложениях максимальные концентрации алмазов, достигающие промышленных значений, зафиксированы в пределах участка Булкур (Ю.М.Сибирцев и др., 1982). По кристалломорфологическим особенностям алмазы из карнийского коллектора резко отличаются от алмазов из кимберлитов и палеозойских коллекторов и имеют полное сходство с кристаллами из многочисленных четвертичных россыпей северо-востока Сибирской платформы (табл. 1).

Механический износ на алмазах всех разновидностей и минералах-индикаторах кимберлитов не фиксируется [14, 26]. По средней массе и распределению алмазов по классам крупности карнийский промежуточный коллектор можно отнести к россыпям ближнего сноса, по аналогии с россыпями, связанными с коренными промышленными месторождениями [15].

В базальных горизонтах нижней и верхней юры найдены единичные алмазы и минералы-индикаторы кимберли-

1. Типоморфные особенности алмазов северо-востока Сибирской платформы [12, 22]

Объекты	Разновидности алмазов [25], %									
	I					II	III	IV	V+VII	VIII
	Ламинарные	Округлые			Сумма				Эбеляхский тип	
		Уральского типа	Жильного типа	Сумма						
Кимберлитовые трубки										
Дьянга	20,6	0,3	53,8	54,1	93,9	3,3	0,0	2,5	0,0	0,0
Заполярная	32,8	10,3	34,8	45,1	92,8	0,1	0,5	0,8	0,0	5,7
Ленинград	57,6	6,3	18,7	25,0	95,5	0,0	0,0	0,0	0,0	4,5
Малокуонапская	64,0	4,8	9,6	14,4	97,6	2,0	0,0	0,0	0,0	0,4
Промежуточные коллекторы										
Нуччаюрегинская свита, карбон, р.Оленёк	75,9	6,9	4,3	11,2	88,2	0,5	0,0	9,7	0,0	1,6
Карнийский ярус, триас, Западное Верхоянье	7,1	25,0	8,8	33,8	51,7	2,4	0,0	0,0	45,6	0,0
р.Эбелях										
Нижний мел	19,1	15,6	12,0	27,6	58,2	2,8	0,7	0,7	35,5	2,1
Неоген	21,2	10,0	15,7	25,7	55,5	2,2	0,2	0,0	41,6	0,5
Четвертичные	14,1	16,2	20,3	36,5	62,9	3,6	0,2	0,5	30,9	0,2

тов в Анабарском, Приленском и Муно-Тюнгском алмазодобывающих районах. По типоморфным особенностям алмазы из юрских отложений не отличаются от кристаллов из триасовых россыпей.

В грубых разностях континентальных нижнемеловых отложений Анабарской антеклизы и Суханской впадины, выполняющих эрозионно-карстовые депрессии глубиной до 200 м, фиксируются минералы-индикаторы кимберлитов и практически везде найдены алмазы, по кристалломорфологическим особенностям приближающиеся к кристаллам из триасовых и юрских россыпей.

Отложения неогена, сохранившиеся в эрозионно-карстовых депрессиях в долинах рек и на плоских водораздельных поверхностях, включают высокие концентрации алмазов и минералов-индикаторов кимберлитов. Образования, аналогичные по возрасту и продуктивности, установлены на западном склоне Северного и Среднего Урала, где они выполняют крупные эрозионно-карстовые депрессии, разрыв которых обусловил промышленную алмазодобычу четвертичных россыпей [7]. В пределах Лено-Анабарской алмазодобывающей субпровинции все промышленные четвертичные россыпи тяготеют к площадям развития продуктивных неогеновых отложений, уровень алмазодобычи которых различен. Наиболее высокие промышленные концентрации алмазов наблюдаются в Анабарском алмазодобывающем районе [12]. По типоморфным особенностям кристаллы из неогеновых россыпей анало-

гичны алмазам из мезозойских коллекторов. Здесь же впервые появляются алмазы импактного генезиса, связанные с палеогеновой Попигайской астроблемой [16].

Характеристика современной россыпной алмазодобычи. Четвертичные и мезозойские россыпи алмазов оторваны друг от друга на сотни километров. Однако типоморфные особенности кристаллов из них довольно близки, что указывает на общность коренных источников (табл. 2.). Приведенные данные подчеркивают общность россыпей из противоположных частей Лено-Анабарской субпровинции. Россыпь р.Бол.Куонапка расположена на западе субпровинции, р.Келимер — на крайнем северо-востоке, а р.Сопка — на юге. Несмотря на явную удаленность россыпей друг от друга (400—500 км между реками Эбелях, Келимер, Таас-Эйэкиит, Сопка), процентное соотношение алмазов I, V и VII разновидностей в них практически одинаково, но при этом общее содержание алмазов отличается на несколько порядков. Максимальное количество кристаллов V—VII разновидностей фиксируется в россыпях левых притоков р.Эбелях: ручьи Ыраас-Юрях, Гусиный, Холомолоох, на левобережье р.Анабар, в бассейне р.Хара-Мас и противоположной части субпровинции на реках Таас-Эйэкиит, Никабыт, Элиэтибийэ, Сопка, а также на крайнем севере — в реках кряжа Прончищева. Максимальная средняя масса алмазов, обусловленная их сортировкой, отмечается в россыпи р.Бол.Куонапка и на притоке р.Эбелях руч.Ыраас-Юрях [12].

2. Типоморфные особенности алмазов четвертичных россыпей северо-востока Сибирской платформы

Россыпь, алмазоносный район	Содержание алмазов, условные единицы [12]	Содержание алмазов разных типов [12, 22], %						
		Ламинарные	Округлые	Разновидности				
				I	II	III	IV	V+VII
Большая Куонапка, Куонапский	2	17,0	58,4	88,6	5,7	0,0	1,9	3,8
Эбелях, Анабарский	10	14,1	36,5	62,9	3,6	0,2	0,5	30,9
Ыраас-Юрях, Анабарский	20	10,4	21,6	39,3	2,8	0,0	0,6	57,2
Токур-Уджа, Анабарский	1	20,8	37,7	66,0	5,7	0,0	0,0	27,4
Келимер, Нижнеолёнский	0,1	26,0	27,0	60,4	7,8	0,0	1,7	22,1
Таас-Эйэкит, Нижнеолёнский	0,01	18,6	29,7	52,8	5,5	2,2	0,0	37,3
Сопка, Среднеолёнский	0,01	16,2	36,9	55,7	12,8	0,0	0,7	30,8
Молодо, Приленский	5	30,8	39,3	85,5	2,5	0,3	1,2	10,0

Наиболее интересные результаты получены при анализе степени механического износа алмазов из различных типов первоисточников, где отмечается четкая закономерность — уменьшение степени износа всех типов алмазов с юго-запада на северо-восток (рис. 2). На фоне этой общей для субпровинции закономерности установлено, что по отдельным водотокам (реки Юлегир, Куойка и др.) алмазы типично кимберлитового генезиса (I разновидность) неизношены, что свидетельствует о возможной подпитке регионального ореола «свежими» камнями из неоткрытых коренных источников. Практически отсутствует износ алмазов V и VII разновидностей в россыпи р.Келимер [12]. Максимальный износ алмазов всех типов установлен на левых притоках р.Эбелях — ручьи Холомолоох, Ыраас-Юрях и в бассейне р.Большая Куонапка.

Прогноз коренной алмазоносности северных россыпей. Анализ алмазов из древних и современных россыпей показал, что на территории Лено-Анабарской субпровинции, возможно, существуют три типа их коренных источников. К первому следует отнести кимберлитовый, алмазы которого фиксируются в турнейских отложениях Кютюнгдинского грабена и каменноугольно-пермских образованиях Молодо-Толуопского междуречья. Этот же тип, но мезозойского возраста, обусловил подпитку ряда современных россыпей Прианабарья, сформированных в основном за счет второго, нетрадиционного типа, давшего обширный ореол алмазов в мезозойских и кайнозойских россыпях северо-востока Сибирской платформы. Из данного спектра алмазов кристаллы V—VII разновидностей не зафиксированы в известных коренных месторождениях мира. Третий (импактный) тип связан с Попигайской астроблемой. Эти алмазы с примесью лонсдейлита при низких содержаниях встречены по всему северо-востоку Сибирской платформы и их можно использовать в качестве минералов-индикаторов при палеогеографических реконструкциях неоген-четвертичного времени [16].

По представлению автора, коренные источники основной доли алмазов в северных россыпях были сформированы в среднем—позднем триасе в зоне сочленения Сибирской платформы с Приверхоянским прогибом, так как первичные ореолы алмазов и минералов-индикаторов (искомого коренного источника) установлены в базальных горизонтах карнийского яруса верхнего триаса Западного Верхоянья. Учитывая отсутствие алмазов II, V и VII разновидностей в палеозойских коллекторах, возраст коренного источника, скорее всего, триасовый. Такой же возраст имеет большая часть кимберлитов Лено-Анабарской субпровинции [5]. По данным В.В.Селивановой [26], возраст трубчатых (кимберлитовых) цирконов из карнийского яруса — триасовый. Для проанализированных U-Pb методом в ИГГД РАН (А.Н.Комаров) 19 зерен цирконов с участка Таас-Ары получен возраст 239 ± 17 млн.лет, Булкур — 228 ± 6 млн.лет. Возраст трубчатого циркона, ассоциирующего с алмазами «эбеляхского» типа в современных россыпях (разобренных на сотни километров), также свидетельствует о средне-, верхнетриасовом возрасте (216 ± 233 млн.лет) их источника [17]. В ладинское время, благоприятное для корообразовательных процессов, происходило интенсивное разрушение коренных источников и развитие мощных кор выветривания. В карнийское время огромная масса продуктивного материала с поднятия, расположенного в низовьях р.Лена, была перемещена в прибрежную зону, где сформировала протяженный коллектор. По представлению исследователей, алмазоносные триасовые отложения прибрежно-морского и континентального генезиса были широко развиты по всему северо-востоку Сибирской платформы и уничтожены последующей юрской трансгрессией. Алмазы от коренного источника были перенесены на сотни километров. Нельзя согласиться с В.В.Бескровановым и Э.А.Шамшиной [3], утверждающими, что алмаз обладает слабой миграционной способностью и расстояние между коренными источниками и

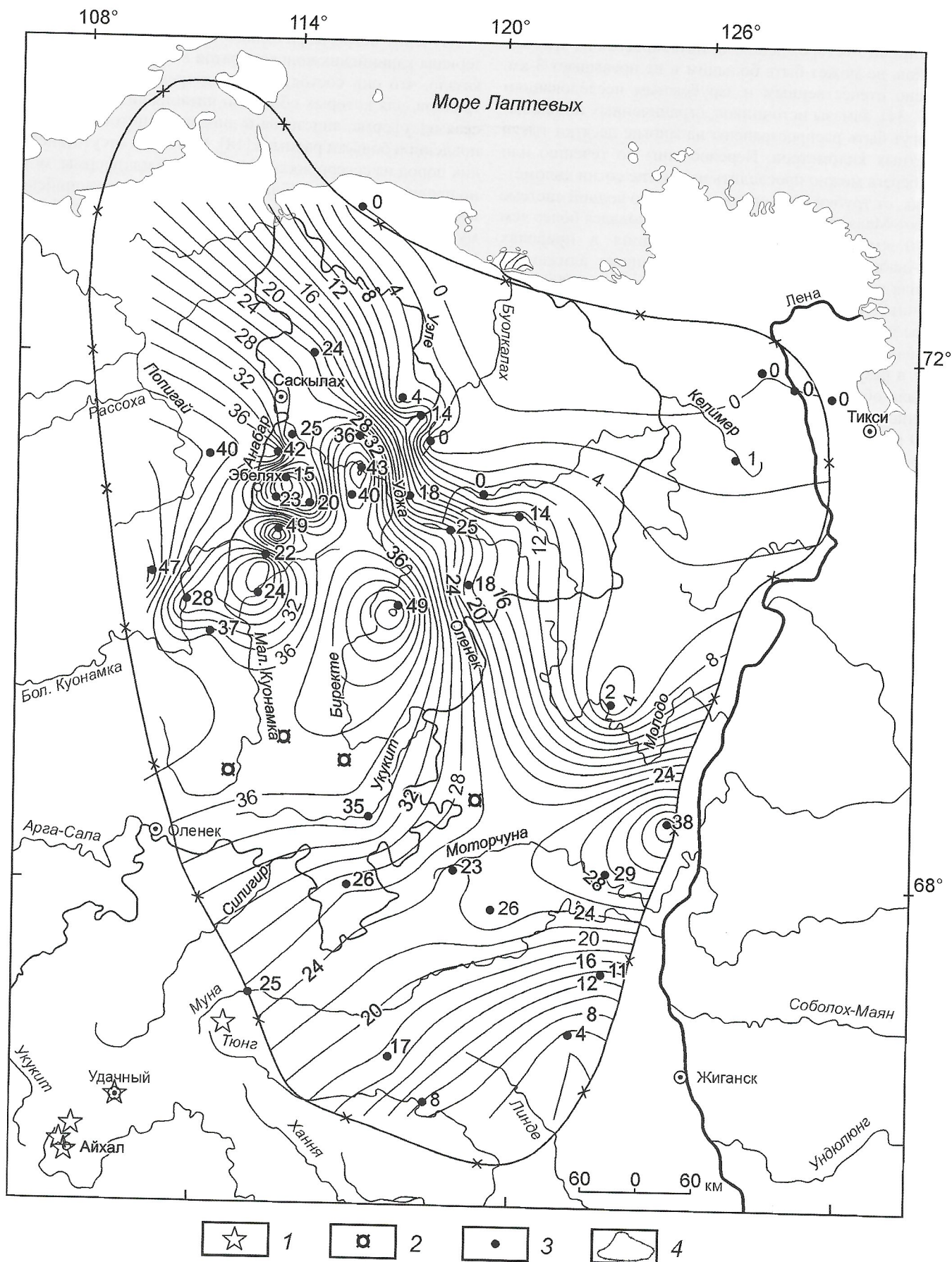


Рис. 2. Содержание изношенных алмазов «эбеляхского» типа в пределах Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции (в %):

1 — промышленные месторождения алмазов; 2 — слабоалмазоносные кимберлитовые тела; 3 — точки отбора проб (цифры — содержания); 4 — граница Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции

россыпными месторождениями, питавшимися из этих источников, не может быть большим и не превышает 3 км. Согласно отечественным и зарубежным исследованиям [15, 33, 34], алмазы источников, ограниченных по площади, могут быть распространены на многие десятки тысяч квадратных километров. Перенос вниз по течению или вдоль берега можно проследить на многие сотни километров. Так, от трубки Мир ореол алмазов по водной системе Ирелях—Малая Ботуобия—Вилюй наблюдался более чем на 500 км [15]. Во многом ситуация в пределах Лено-Анабарской субпровинции напоминает алмазоносные поля на границе Заира и Анголы (более 60 000 км²): первичный разнос алмазов из кимберлитов северной Анголы зафиксирован на обширной территории в меловые аллювиально-дельтовые отложения Заирского бассейна. Позже в результате перемыва промежуточных коллекторов была образована промышленная алмазоносность современной гидросети как Заира, так и Анголы на удалении до 600 км от коренных источников [33]. Основное количество алмазов, найденных в прибрежно-морских отложениях вблизи устья р.Оранжевая, вынесено из района Кимберли на расстояние порядка 1600 км [34].

В дальнейшем юрские отложения формировались за счет размыва триасовых, но уже в этих коллекторах ни алмазы, ни сопутствующие им минералы не характеризуют первичный ореол. Находки алмазов в юрских коллекторах фиксируются по всему северо-востоку Сибирской платформы и совпадают с площадью распространения нетрадиционных алмазов в четвертичных россыпях.

Характер алмазов в первичном триасовом коллекторе показывает, что нетрадиционный для Сибирской платформы коренной источник, кроме алмазов V и VII разновидностей, отсутствующих в якутских кимберлитах, содержал типично кимберлитовые алмазы (ламинарные камни ряда октаэдр—додекаэдр, алмазы уральского и жильного типов), среди которых доля ламинарных невелика. С алмазами V и VII разновидностей в коренном источнике ассоциируют и желтые кубы II разновидности. Коренными источниками этой ассоциации алмазов, вероятно, являются породы, родственные кимберлитам, или кимберлиты, аналогичные архангельским, где установлены алмазы с облегченным изотопным составом углерода и преобладают округлые алмазы в крупных классах [20]. Исходя из распространения триасовой алмазоносности, минерального и петрографического составов продуктивных отложений, типоморфизма минералов-спутников алмазов в коллекторе, прогнозируется, что в триасовое море продуктивный материал мог поступать с восточного склона Оленёкского поднятия или шельфовой части акватории моря Лаптевых. На этом участке алмазы в триасовом коллекторе неизношены, многие имеют протоматематические сколы, их средняя масса и гранулометрический состав характерны для коренных источников или россыпей ближнего переноса, содержится комплекс глубинных минералов с низкой физико-химической устойчивостью [26], обычно не характерных для древних ореолов с длинной экзогенной историей (хромдиопсид, оливин, слюда, гранаты с келифитовыми каймами). В.В.Селиванова по типоморфным особенностям минералов-индикаторов кимберлитов установила, что левобережные (Туорасисская антиклиналь) и правобережные (Хараулахской антиклинорий) группы триасовых россыпей были сформированы за счет собственных коренных источников [26].

Изучение петрографического состава обломочного материала карнийских конгломератов в низовьях р.Лена показало, что они состоят из пород трех основных групп: траппов, для которых областью питания являлась Сибирская платформа, андезитов и липарит-дацитов из неуставленной области размыва [18]. Учитывая отсутствие таких пород на северо-востоке Сибирской платформы, можно предположить, что область их сноса в послекарнийское время была перекрыта более молодыми осадками. Поэтому очень привлекательно выглядит восточный склон Оленёкского поднятия, где развиты кислые интрузии, а в разрезе эежитской свиты наблюдаются прослои риодацитов и их туфов.

А.А.Константиновский выделил в низовьях р.Лена Нижнеленский погребенный массив как область развития кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы [21]. Эту идею поддерживает и А.Ю.Егоров, выделяя конседиментационное поднятие на левобережье р.Лена [18]. По их мнению, данная территория в позднем палеозое и раннем мезозое была приподнята и являлась областью сноса. До начала мезозоя, когда был сформирован современный структурный план Сибирской платформы, ее граница пролегла восточнее, а в низовьях р.Лена располагался крупный массив, длительное время служивший областью сноса терригенного материала для северо-восточной части платформы и Верхоянского моря (рис. 3). В современном рельефе погребенная сводовая часть массива выделяется по долине р.Лена (от поселка Жиганск до Кюсюр) сокращением мощностей рифейских, вендских и кембрийских отложений, что подтверждается данными структурного бурения, согласно которым на породах фундамента залегают верхнепермские или мезозойские толщи [10].

В 80-е годы прошлого столетия в северной части прогнозируемого Нижнеленского массива Амакинской экспедицией была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:25 000 (Н.А.Сорокина и др., 1983). В бассейнах рек Атыркан и Келимер выделены ориентированные в северо-западном направлении крупные региональные высокоинтенсивные аномалии, интерпретированные как Атырканский блок (выступ) фундамента. Этот выступ совпадает с Атырканским порогом, разделяющим Приверхо-янский и Лено-Анабарский прогибы.

По геофизическим материалам [8]; (А.В.Манаков и др., 2001) севернее Лено-Анабарского прогиба в дельтовой части р.Лена выделено поднятие, в пределах которого мощность осадочного чехла существенно сокращена, а в центре практически на современную поверхность выведены породы кристаллического фундамента. Известны находки глыб гранитогнейсов среди четвертичных отложений о.Сардах, которые послужили основанием для картирования на мелкомасштабных геологических и тектонических картах древних отложений и выделения Усть-Ленского выступа Сибирского кратона с архейским (3,2 млрд. лет) метабазит-плагииогнейсовым комплексом [6, 29].

Таким образом, можно предположить, что в карнийское море алмазоносный материал прогнозируемых коренных источников северных россыпей мог поступать с двух участков (см. рис. 3): 1) Усть-Ленское поднятие, на которое трассируется Далдыно-Оленёкская кимберлитоконтролирующая зона, где расположены основные кимберлитовые поля центральной и северной частей Якутии с общей тенденцией «омолаживания» вулканизма на северо-восток; 2) Нижнеленский массив, где практический интерес вызы-

вает его северная часть в пределах Атырканского выступа. Обе площади перспективны на обнаружение коренных источников триасовых россыпей алмазов.

Кроме коренных источников (возможно нетрадиционных), за счет которых были сформированы основные мезозойские и кайнозойские россыпи северо-востока Сибирской платформы, здесь выделяется ряд площадей, где типичные кимберлиты подпитывали алмазами промежуточные коллекторы и через них современные россыпи. Автор статьи разделяет мнение Н.В.Соболева с коллегами [27] о наличии среднепалеозойских продуктивных кимберлитов в междуречье рек Лена, Молодо, Оленька и Кютюнгде. В результате размыва среднепалеозойских кимберлитов

были сформированы алмазоносные карбоновые и пермские отложения Куойкско-Далдынского поднятия и Кютюндинского грабена. Предполагается, что за счет размыва этих коллекторов качественные алмазы поступают в современные россыпи рек Молодо и Далдын. Однако, несмотря на достаточно плотную поисковую сеть, на Молодо-Далдын-Толуопском междуречье коренных источников не установлено. Вероятно, причина кроется в том, что с первого этапа работ, без детального палеотектонического анализа всей северной части Приленского алмазоносного района, достаточно узко была локализована перспективная площадь, которая расположена в зоне средне-, верхнепалеозойской аккумуляции. Учитывая блоковое строение Нижнеленского массива, можно предположить приподнятые участки (типа Салабынского выступа) на флангах района, с которых и происходил снос в период от позднего девона до перми. В последующие эпохи эти коренные источники были перекрыты верхнепалеозойскими и мезозойскими породами и на россыпную алмазоносность практически не влияли.

Перспективна на выявление алмазоносных кимберлитов площадь в междуречье рек Анабар и Оленёк. Исходя из распределения алмазов в современных россыпях рек и структурно-тектонического положения района, продуктивные кимберлиты предполагаются в пределах Молодо-Попигайской зоны глубинных разломов. По ряду признаков Молодо-Попигайская зона глубинных разломов подобна Вилуйско-Мархинской зоне, с которой пространственно связаны все промышленные месторождения алмазов Мало-Ботуобинского и Среднемархинского алмазоносных районов. Расположена зона на границе положительных и отрицательных структур (Анабарская антеклиза и Лено-Анабарский прогиб) и подчеркивается серией протяженных даек основного состава. В ее пределах расположены Мерчимденское, Куойкско-Молодинское, Толуопское, Хорбусуонское и Эбеляхское кимберлитовые поля. О наличии продуктивных кимберлитов свидетельствует то, что в россыпи р.Юлегир-Уджинский на всех алмазах кимберлитового генезиса механический износ отсутствует. В россыпном проявлении рек Куойка и Сектеях для алмазов уральского и жильного типов механический износ также не характерен. В междуречье рек Юлегир-Уджинский, Майат и Чичах-Чимара, в базальных горизонтах юрских отложений, на фоне сильно изношенных минералов-индикаторов кимберлитов, что характерно для Эбеляхской площади, фиксируются зерна пироба и пикроильменита хорошей сохранности. Учитывая низкую долю ламинарных алмазов в россыпях, предполагается невысокая продуктивность коренных источников, которые не создали древних россыпей, но за счет их размыва происходило поступление качественных камней в неогеновые, а затем четвертичные россыпи рек Юлегир-Уджинский, Кюрюктюр, Майат и Биллях, в основном сформированных за счет перемива региональных промежуточных коллекторов с алмазами эбеляхского типа.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Основная часть алмазов в россыпях Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции сформировалась за счет размыва нетрадиционных коренных источников средне-, верхнетриасового возраста, прогнозируемых на восточном склоне Оленёкского поднятия и в устьевой части р.Лена.

2. Формирование всех четвертичных россыпей северо-востока Сибирской платформы происходило не за счет

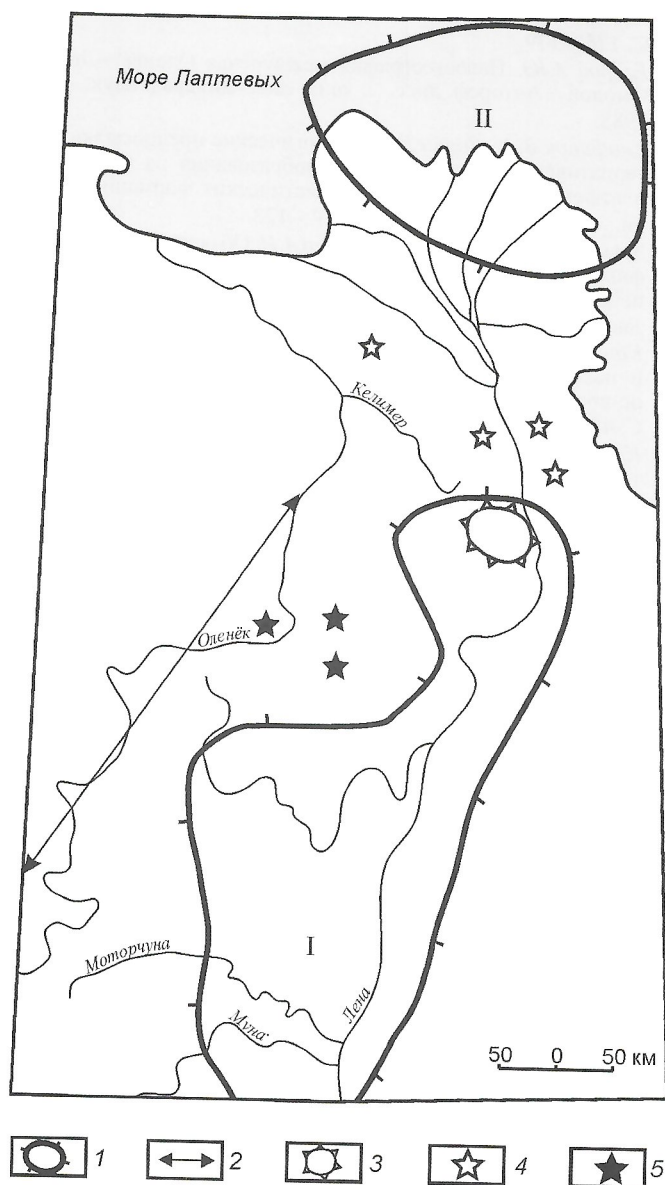


Рис. 3. Схема расположения палеоподнятий в низовьях р.Лена:

I — поднятия: I — Нижнеленское [21], II — Усть-Ленское [8]; (А.В.Манаков и др., 2001); 2 — центральная часть Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоны; 3 — Атырканский выступ; 4 — высокоалмазоносные триасовые россыпи; 5 — находки алмазов, характерных для промышленных коренных месторождений Якутии, в каменноугольных отложениях

прямого размыва коренных источников, а за счет перемиыва мезозойских и неогеновых промежуточных коллекторов, поэтому россыпные месторождения алмазов с близкими типоморфными особенностями были сформированы на площади свыше 400 тыс. км².

3. Россыпи в бассейнах рек Молодо, Далдын, Куойка, Юлегор-Уджинский, Кюрюктюр, Майат и Биллях, сформированные главным образом за счет перемиыва мезозойских промежуточных коллекторов с алмазами эбеляхского типа, частично подпитывались прогнозируемыми там продуктивными кимберлитами.

4. В бассейнах рек Бол.Куонапка и Анабар на региональную россыпную алмазоносность накладываются древние алмазы уральского типа из протерозойских промежуточных коллекторов.

5. Необходима комплексная оценка всей территории Лено-Анабарской субпровинции: анализ алмазоносности, вещественного состава, типоморфных особенностей минералов-индикаторов кимберлитов из промежуточных коллекторов протерозойского, палеозойского, мезозойского, неогенового возрастов и современных россыпей с привлечением палеогеографических и структурно-тектонических построений, базирующихся на современном фактическом материале.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П. О механическом износе кимберлитовых минералов в шлихах // Советская геология. 1986. № 10. С. 81—87.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронежского университета. Геология. Вып. 1. 2002. С. 19—36.
3. Бескровнов В.В., Шамилина Э.А. О происхождении россыпных месторождений алмазов с неустановленными коренными источниками // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 3—6.
4. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. О денудационном срезе на территории Анабарской антеклизы и сопредельных структур // Геология и полезные ископаемые Якутии. —Якутск, 1970. С. 65—66.
5. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. —Якутск, 1984.
6. Ванин А.Л., Галабала Р.О., Крутий Г.В. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50-52 — Быковский. Объяснительная записка. —С-Пб., 2001.
7. Ветчанинов В.А. Промышленные типы россыпей алмазов Вишерского района Урала, условия их формирования и перспективная оценка // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. —Пермь, 1974.
8. Виноградов В.А. Тектоника Верхоянского мегаантиклинория и Ленского прогиба // Учен. зап. НИИГА. Вып. 5. —Л., 1965. С. 87—123.
9. Владыкин Н.В., Торбеева Т.С. Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианбарье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1038—1050.
10. Геологическая карта Якутии. Западно-Верхоянский блок. Масштаб 1:500 000 / Прокопьев В.С., Урзов А.С. —С-Пб., 1999.
11. Гозина Н.И. Находка алмаза в низовьях р.Лены // Докл. АН СССР. Т. 239. № 5. 1979. С. 1168—1169.
12. Граханов С.А. Геологическое строение и алмазоносность россыпей севера Якутской алмазоносной провинции. —Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 2000.
13. Граханов С.А., Митюхин С.И. Гранулометрический состав алмазов в россыпях как поисковый признак коренных источников // Известия вузов. Геология и разведка. 2003. № 1. С. 48—51.
14. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
15. Граханов С.А., Митюхин С.И., Коптиль В.И. и др. Новые подходы при поисках месторождений алмазов // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. —Мирный, 2003. С. 250—261.
16. Граханов С.А. Новые данные о распространении алмазов с примесью лонсдейлита на северо-востоке Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 779—782.
17. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
18. Егоров А.Ю. Палеогеография междуречья Оленёк—Лена—Омолуй // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. —М., 1988.
19. Епифанов В.А., Родин Р.С. Геологические предпосылки альтернативного механизма алмазообразования на Сибирской платформе // Рудоносность магматических формаций Сибири. —Новосибирск, 1991. С. 119—128.
20. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И. Об основных типоморфных особенностях алмазов в краевых частях Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2001. № 4. С. 22—35.
21. Константиновский А.А. Нижнеленский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы // Геотектоника. 1979. № 1. С. 48—57.
22. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. —Новосибирск, 1994.
23. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В. Докембрийские алмазоносные провинции мира. —М.: Недра, 1976.
24. Милашев В.А., Томановская Ю.И. Проявление щелочно-ультраосновного магматизма в прибрежной части моря Лаптевых // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-восточной части Сибирской платформы. —Л., 1971.
25. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. —М.: Наука, 1984.
26. Селиванова В.В. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей северного Верхоянья // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. —М., 1991.
27. Соболев Н.В., Белик Ю.П., Похиленко Н.П. Хромсодержащие пиропы в нижнекаменноугольных отложениях Кытунгинского прогиба // Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 14—23.
28. Сочнева Э.Г., Метелкина М.П. Типоморфные минералы терригенных алмазоносных формаций докембрия // Геология и методы прогнозирования алмазных месторождений. —М., 1981. С. 15—21.
29. Тектоническая карта масштаба 1:2 500 000 морей Карского и Лаптевых и севера Сибири / Под ред. Г.В.Поздняк. —М., 1998.
30. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. —М.: НИИ-ПРИРОДА, 2003.
31. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов. —М.: Недра, 1998.
32. Шамилина Э.А. Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. —Якутск, 1986.
33. Sutherland Donald G. The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes // Economic geology and the bulletin of the society of economic geologists. November, 1982, № 7. P. 1613—1620.
34. Williams A.F. The genesis of the diamond. —London: Ernest Benn. 1932.

Геологическая модель рудного узла как основа для создания прогнозно-металлогенических ГИС (на примере Нюектаминского рудного узла, Восточная Якутия)

А.В.КОСТИН, М.С.ЛЫСЕНКО

Использование ГИС для прогнозно-металлогенических построений все больше применяется в геологической практике. На этапе разработки концепции использования ГИС в прогнозно-металлогенических построениях важно учитывать разнообразные типы рудных узлов с характерным для них набором геологических признаков. В этом смысле Нюектаминский рудный узел представляет несомненный интерес как эталонный объект, на площади которого в последние годы были установлены различные типы золотого и серебряного оруденения [2, 3, 4]. Рудный узел расположен в верховьях рек Нюектаме и Серджах (бассейн р.Яна), занимая территорию от устья р.Кысылтас до среднего течения р.Чочимбал. Этот узел включает месторождения Чочимбал и Кысылтас, а также ряд рудопроявлений и отдельных жил неясной перспективы, локализованных в алевролитах и разнотернистых песчаниках нижнего карбона—нижней перми в сводовой части Имтанджинской антиклинали.

Модель рудного узла основывается на характеристике региональных и локальных геофизических аномалий, степени эрозии магматических образований, литологических особенностях вмещающих пород, рудных формаций и зональности их размещения в рудном узле.

В региональном плане данный узел приурочен к крупной гравитационной аномалии весьма низкой интенсивности, которая протягивается от среднего течения р.Бытантай до верхнего течения р.Дулгалах [5]. Аномалии соответствует понижение рельефа фундамента. Однозначной трактовки ее геологической природы нет. По предположению М.М.Константинова (1947), характер расположения полей роговиков и связанной с ними минерализации свидетельствует о наличии крупного слабозернированного (Кыгылтасского) плутона. В контурах гравитационной аномалии расположены все наиболее крупные рудные узлы Западного Верхоянья. Региональные магнитные аномалии подчеркивают детали строения сложной поверхности нескрытого плутона. Слабые положительные и нулевые значения магнитного поля характеризуют выходы сульфидизированных и ороговикованных пород (рис. 1). По представлениям В.С.Гриненко и Г.А.Стогний [1], гравитационная аномалия вызвана докембрийским гранитоидным куполом, над которым был проявлен мезозойский кислый магматизм.

В пределах Нюектаминского рудного узла в результате аэромагнитных работ (Д.А.Гуторович, В.Т.Изаров, 1966) была установлена крупная аномальная зона, которая интерпретируется как контур нескрытого Кыгылтасского плутона. В ее пределах наблюдаются три выступа — предположительно апикальные части единого магматического тела сложных очертаний. Северный — наиболее крупный, выступ апикальной части имеет два локальных поднятия. Одно из поднятий характеризуется куполовидной поверхностью, вершинная часть которой обнажается в устье руч.Пирротиновый и представлена штоком гранодиоритов. Здесь распространены медно-молибденовые жилы.

Расположенное южнее второе локальное поднятие не выходит на дневную поверхность, но его апикальная часть залегает сравнительно неглубоко (около 800 м). С апикальной частью северного выступа связано обширное поле контактово-метаморфизованных пород. Средний выступ апикальной части Кыгылтасского плутона, ориентированный в северо-восточном направлении, включает два локальных поднятия. К поверхности восточного выступа приурочено поле роговиков меньших размеров, обнажающееся на водоразделе и в бортах руч.Кыгыл-1 и -2. Вершина поднятия расположена на глубине 500 м от дневной поверхности. Южный выступ также характеризуется двумя локальными поднятиями. Вершина северо-западного под-

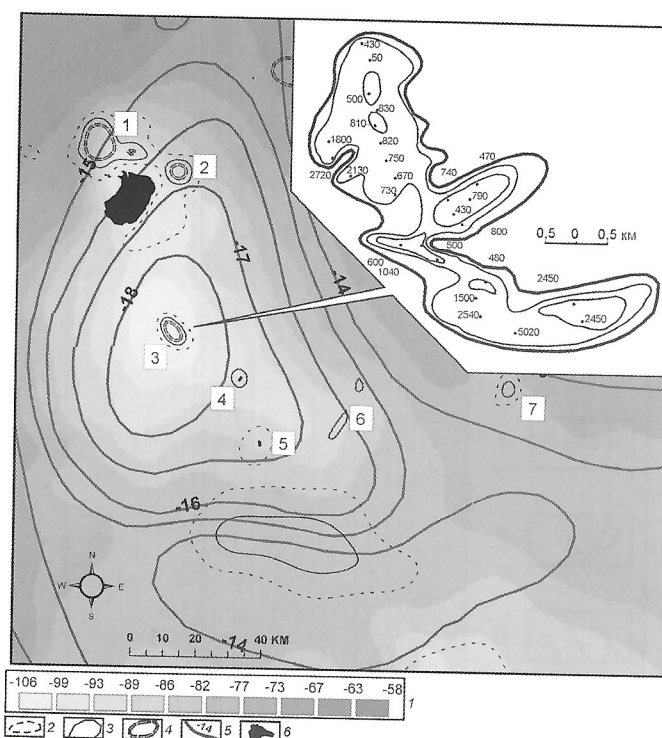


Рис. 1. Рудные узлы, изолинии рельефа фундамента и совмещенная схема гравитационных и магнитных аномалий Западного Верхоянья [5]:

1 — аномалии поля силы тяжести (условные единицы); изолинии магнитного поля: 2 — отрицательные (–4); 3 — нулевые, 4 — положительные; 5 — изолинии рельефа фундамента (В.М.Мишин, И.Н.Истомин, 2003); 6 — плутоны; рудные узлы (цифры в прямоугольниках): 1 — Верхнебейтахский и Хобояту-Согенский, 2 — Верхнемолодокский, 3 — Нюектаминский, 4 — Эндыбальский, 5 — Кис-Кюельский, 6 — Сомолконский, 7 — Аномальный; на врезке — схема Нюектаминской магнитной аномалии с глубинами залегания кровли Кыгылтасского плутона относительно дневной поверхности (Д.А.Гуторович, В.Т.Изаров, 1966)

нятия расположена в краевой части выступа и находится на глубине около 500 м от дневной поверхности. Второе локальное поднятие фиксируется на глубине 2500 м от дневной поверхности, а его южный склон круто погружается на юг (см. рис. 1, врезка). Общие результаты анализа этой аномалии позволяют предполагать на глубине присутствие единого интрузивного тела с крутыми бортами.

В пределах рудного узла выделяются различные рудные формации, среди которых наиболее важные — медно-молибденовая, золотомедно-порфировая, золото (мышьяково)-сульфидная, золотосульфидная и золотосеребряная. Их размещение контролируется невыходящим на поверхность Кыгылтасским плутоном, протяженность которого, судя по размерам магнитной аномалии, не менее 5 км (рис. 2).

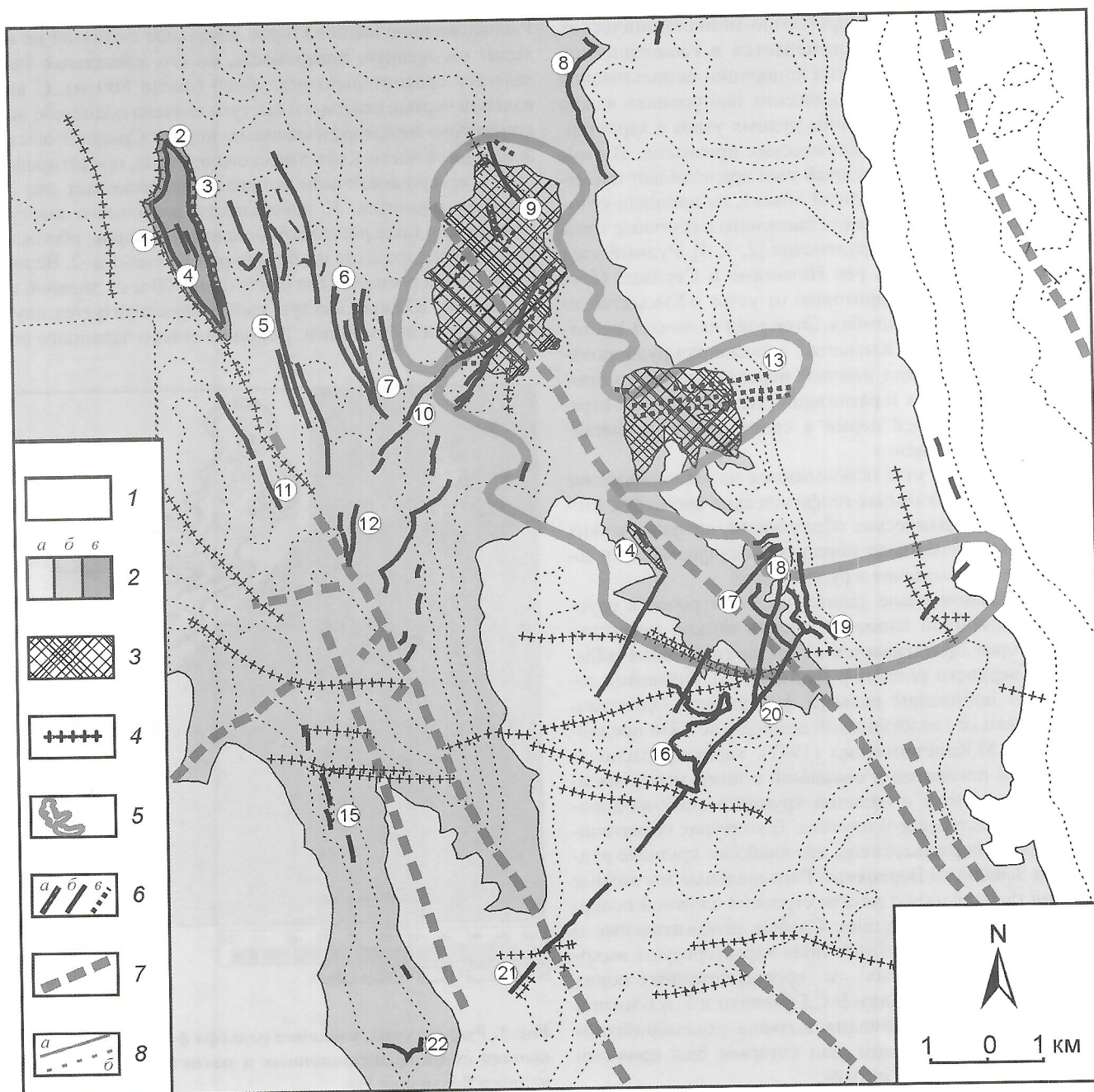


Рис. 2. Геологическая схема и рудные формации Ньюектаминского рудного узла:

1 — нижняя пермь P_1 , эчийская свита, тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов; 2 — карбон С: а — средний—верхний C_{2-3} , кыгылтасская и солончакская свиты, песчаники и алевролиты; б — средний C_2 , имтанджинская и чочимбальская свиты, алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников; в — нижний C_1 , серджахская свита, алевролиты, прослои пиритизированных алевролитов и песчаников; 3 — сульфидизированные песчаники; 4 — дайки; 5 — контур магнитной аномалии; б — жилы формаций: а — медно-молибденовой, б — золотосеребряной, в — золотосульфидной; 7 — разломы; 8 — геологические границы: а — разделов, б — свит; месторождения и рудопроявления (цифры в кружках): 1—7 — Чочимбальское (жилы: 1 — 1, 2 — 2, 3 — 3, 4 — 14, 5 — Ржавая, 6 — Шар, 7 — Анка), 8 — Верхнекысгаласское, 9 — Молибденитовое, 10 — Позолота, 11 — Бодрое; 12 — Злое, 13 — Гис-1, 14 — Неожиданное, 15 — Близкое, 16 — Блин, 17 — Пентиум-2, 18 — Коротышка; 19 — Согласное, 20 — Пентиум-1, 21 — Кельтерское, 22 — Верхнекысгаласское

Медно-молибденовая формация установлена в крутопадающих (70—80°) маломощных (10—20 см) кварцевых жилах и представлена редкой вкрапленностью чешуйчатого молибденита, пирита и халькопирита. Жилы локализованы в гранодиоритах и ороговикованных песчаниках на периферии выхода Кыгылтасского plutона.

Золотомедно-порфировая формация представлена рассеянной вкрапленностью пирита, черного сфалерита, пирротина и халькопирита в сульфидизированных песчаниках в надиакальной зоне Кыгылтасского plutона. Большая часть рудного материала находится в основном в рассеянном виде, что обусловлено различной ориентировкой рудных прожилков, сложенных пирротин, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, кварцем и сидеритом. В сульфидизированных песчаниках содержится Au до 1,12 г/т и Ag до 21,86 г/т [4]. Большие объемы сульфидизированных пород сочетаются с незначительными по масштабам концентрированными зонами рудных жил. Сульфиды характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра. На участках штокерковой минерализации и в протяженных пластах интенсивно пиритизированных песчаников наблюдаются разноориентированные трещины с рудным выполнением.

Золото(мышьяково)сульфидная формация пространственно связана с ореолами контактово-измененных пород в надиакальной части Кыгылтасского plutона. Минерализованные зоны приурочены к субширотным системам трещин, ориентированным субортогонально к складчатым структурам. Протяженность рудных зон 1,5 км при наибольшей ширине 25 м. Все прожилки имеют субвертикальное падение и широтное простирание. В жилах в порядке убывания значимости отмечаются арсенопирит, пирротин, халькопирит и марматит. Руда содержит Au 1,1 г/т и Ag 138 г/т, при этом золотосодержание пирита составляет 29,7 г/т Au, что вполне сопоставимо с золотосодержанием пиритов золоторедкометаллических месторождений.

Золотосульфидная формация локализуется в пластовых и секущих сульфидных жилах в сводовых частях мелких антиклиналей. Она подразделяется на несколько подтипов, среди которых пирит-арсенопирит-галенитовый, англезит-церусситовый (галенитовый) и кварц-сидерит-галенит-сфалеритовый. Протяженность жил от сотен метров до первых километров, мощность 0,1—1 м. Пластовые жилы приурочены к зонам межпластовых срывов вдоль контакта пиритизированных алевролитов и песчаников (висячий бок) и массивных плотных серых среднезернистых песчаников (лежащий бок). Содержания Au и Ag в песчанике с равномерной вкрапленностью пирита 0,15 и 5,2 г/т, а в динамометаморфизованном пиритизированном песчанике — 2,8 и 121,0 г/т соответственно [4]. Средневзвешенные содержания по одной из жил составляет: Au 7,61 г/т, Ag 53,2 г/т, Pb 16,0%, Zn 4,0%, Cu 0,12%. Отмечаются линзы с галенит-фрейбергитовыми рудами, характеризующиеся высокими содержаниями серебра. В результате окисления золотосульфидных руд образовались россыпи золота.

Золотосеребряная формация локализована в секущих кварцевых жилах в песчаниках, залегающих выше кровли plutона в среднем на 1,5—2,5 км. Жилы содержат галенит, сфалерит, бурнонит, пирит, арсенопирит, тетраэдрит, серебро-тетраэдрит, фрейбергит, пираргирит, ковеллин и самородное золото [1]. Средние содержания в руде составляют: Au 3,06 г/т, Ag 575,5 г/т, Pb 11,5%, Zn 8,32%, макси-

мальное Au 80,5 г/т. По содержанию главных полезных компонентов руды являются золотосеребряными свинцовыми и цинксодержащими. Особенность строения кварцевых жил — вертикальная зональность, согласно которой золотосодержание с глубиной увеличивается. В жилах присутствует несколько разновидностей золотосодержащих руд: рассеянное мелкое золото не более 0,2 мм в мелкозернистом кварце; интерстиционное золото 0,5—2 мм в массивном крупнозернистом кварце (золото по морфологии в основном плоское); объемные самородки золота от 2 до 8 мм в друзах кварца; вкрапленное и пленочное золото в сфалерите и на границе с кварцем; трещинное золото 1—5 мм в местах скопления блёклых руд.

По данным Ю.В.Сафонова (1979), для пород Ньюектаминского рудного узла (сердяхская и чочимбальская свиты) характерна интенсивная сульфидизация. В алевролитах (среднее по 11 пробам) определены Zn 0,119%, Pb 0,068%, Cu 0,007%, Ag 2 г/т, Au 0,005 г/т, As 0,013%; в песчаниках (среднее по 9 пробам) Zn 0,05%, Pb 0,017%, Cu 0,005%, Ag 1,4 г/т, Au 0,007 г/т, As 0,007%. В песчаниках отмечаются стилолиты, представляющие собой рельефные поверхности, вдоль которых накапливается слаборастворимый материал обычно черного цвета (рис. 3). В некоторых случаях стилолиты играют роль экранов для рудных гидротерм и вдоль них происходит отложение сульфидов. Исследования Ю.В.Давыдова [6] показали, что при образовании стилолитов происходит обогащение их металлами из вмещающих пород. В результате растворения песчаников из карбонатного материала цемента могли формироваться многочисленные карбонатные прожилки. Сами стилолиты различаются по характеру среды их образования. Это относится к наличию или отсутствию во вмещающих породах рассеянной рудной вкрапленности и количеству карбонатного материала в цементе песчаника. Вблизи сти-

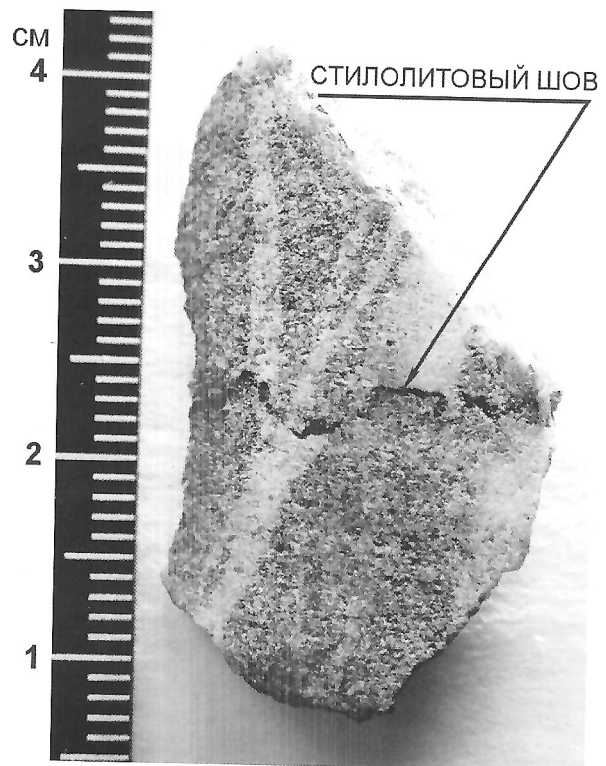


Рис. 3. Стилолитовый шов в среднезернистом песчанике среднего карбона

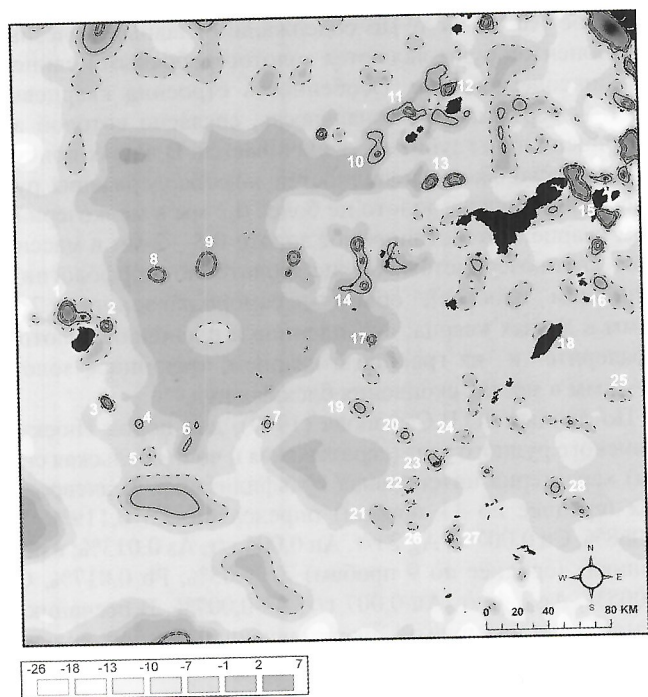


Рис. 4. Аномалии магнитного поля [5] и связанные с ними рудные узлы:

1 — Верхнебейтахский и Хобяту-Согенский, 2 — Верхнемолодокский, 3 — Нюектаминский, 4 — Эндыбальский, 5 — Кис-Кюельский, 6 — Сомолконский, 7 — Аномальный, 8 — Ат-Юряхский, 9 — Екючанский, 10 — Хотон-Хайский, 11 — Билляхский, 12 — Эге-Хайский, 13 — Эндегечийский, 14 — Таастахский, 15 — Лазовский, 16 — Ченкеленьинский, 17 — Согуру-Салинский, 18 — Учасынский, 19 — Улахан-Чайдахский, 20 — Киненг-Юряхский, 21 — Секетский, 22 — Бугдагарский, 23 — Сан-Тойонский, 24 — Сордонгский, 25 — Эльганджинский, 26 — Дьялчанский, 27 — Хунхадинский, 28 — Нолучинский; см. услов. обозн. к рис. 1

лолитов отмечается скопление рудных минералов, что может указывать на процессы их переотложения из осадочных пород.

В основе построения прогнозно-металлогенических карт для территории Восточной Якутии лежит идея о закономерной смене рудных формаций от медно-молибденовой и золотомедно-порфировой в центральной части рудного узла до золотосульфидной и золотосеребряной на периферии [4]. Предполагается, что в надириальной части интрузий формируются зоны рассеянной пирит-пирротиновой минерализации, образующие положительные магнитные аномалии. К локальным изометричным магнитным аномалиям приурочены рудные узлы и небольшие по размерам, обычно слабо эродированные плутоны (рис. 4). Внутри аномалий значение магнитного поля изменяется от

слабоотрицательного на периферии до слабоположительного в центре. По комплексу выделенных признаков наиболее близки к Нюектаминскому узлу с золотосеребряной минерализацией Верхнебейтахский, Хобяту-Согенский, Согуру-Салинский, Верхнемолодокский, Ат-Юряхский, Екючанский, Таастахский, Эндегечийский, Билляхский, Эге-Хайский и Лазовский рудные узлы. К северу от Таастахского рудного узла устанавливается новая зона, перспективная на благороднометалльную минерализацию общей протяженностью до 35 км. В 70 км к север-северо-западу от нее выявлена еще одна перспективная рудоносная площадь протяженностью более 10 км, что соответствует рудному узлу средних размеров.

Менее эродированные узлы характеризуются отсутствием значительных выходов сульфидизированных пород на дневную поверхность. Для них отмечаются нулевые значения магнитного поля и развитие преимущественно серебряной минерализации. К наиболее известным рудным узлам такого типа относятся Эндыбальский (месторождение Мангазейское) и Улахан-Чайдахский (месторождение Прогноз) и менее изученные на предмет серебряного оруденения Сомолконский, Аномальный, Киненг-Юряхский, Сан-Тойонский, Нолучинский, Хунхадинский, Ченкеленьинский и Хотон-Хайский рудные узлы.

Для рудных узлов, в которых вскрыты интрузивные массивы, характерны слабые отрицательные магнитные аномалии. К ним относятся как известные рудные узлы (Кис-Кюельский, Эльганджинский, Дьялчанский, Бугдагарский, Секетский, Сордонгский, Учасынский), так и множество неизученных на предмет рудной минерализации аномалий. Их дальнейшая геологическая интерпретация позволит уточнить схемы размещения плутонических поясов и модели геодинамической эволюции региона, что увеличит возможность открытия новых месторождений благородных металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гриненко В.С., Стогний Г.А. Роль ремобилизации докембрийского субстрата в формировании рудоносных объектов Западного Верхоянья // Вестник Госкомгеологии. 2004. № 1. С. 50—57.
2. Костин А.В. Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62—67.
3. Костин А.В. О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 8—11.
4. Костин А.В. Формации благородных металлов Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 29—33.
5. Прокопьев В.С., Урзов А.С. Геофизическая схема. М-б 1:1 500 000. Геологическая карта Якутии. Западно-Верхоянский блок. М-б 1:500 000. —С-Пб., 1999.
6. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. —Новосибирск: Наука, 1979.

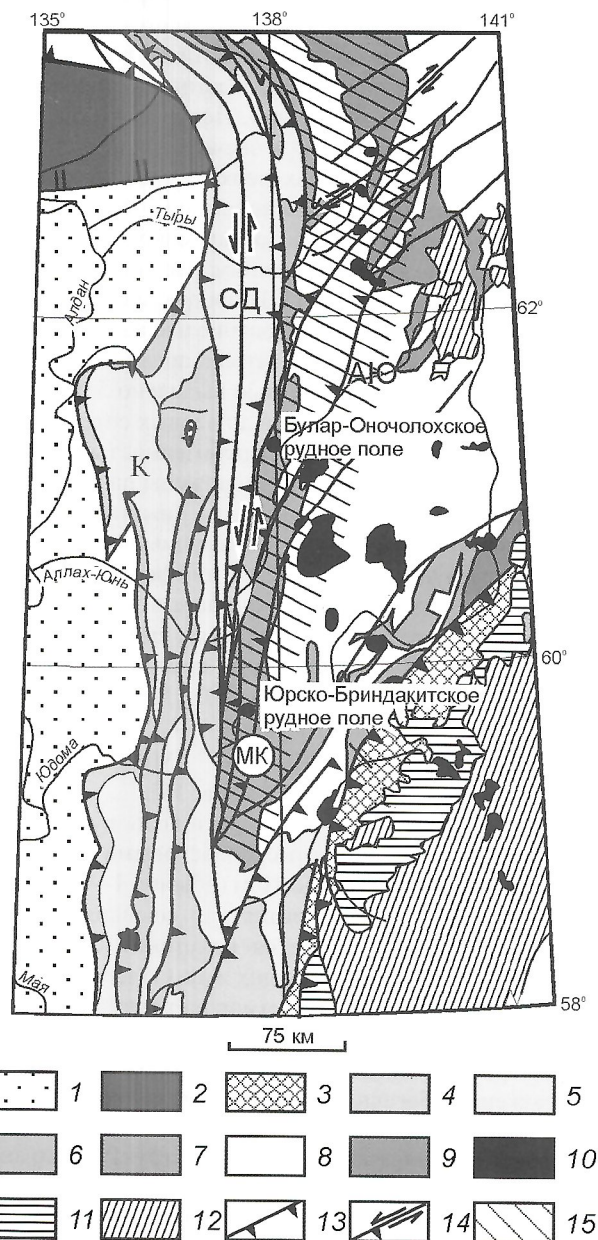
Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья

В.Ю.ФРИДОВСКИЙ, Г.Н.ГАМЯНИН, Н.А.ГОРЯЧЕВ

Стратифицированные золотокварцевые месторождения широко распространены в орогенных областях, сложенных преимущественно терригенными комплексами мощностью до 10—15 км. В рудных районах отмечаются интенсивные линейные складчатые и разрывные деформации, а также метаморфизм пород до уровня зеленосланцевой фации. Широко развит коллизионный гранитоидный магматизм, связь с которым золотого оруденения не установлена. Рудные тела месторождений залегают согласно с напластованием пород, образуя многоярусные жилы с сопровождающими их секущими апофизами. Согласно жилы, как и вмещающие породы, смяты в складки. Концентрация золота в рудах достигает сотен граммов на тонну. Золото обычно крупное, свободное, легко извлекаемое. Запасы месторождений, как правило, до первых десятков тонн. Однако среди них известны такие объекты мирового уровня как рудный район Бендига в Австралии, Виндонгио (Китай), Кокран-Хилл (Шотландия), Каролин (Британская Колумбия), Джунго (США), Керкленд-Лейк, Холлингер, Мак-Интайр (Канада), Гадар, Рамагири (Индия) и другие [3,11]. В России к этому типу относятся Советское и Олимпиадинское месторождения на Енисейском кряже. Рассматриваемые месторождения широко проявлены на северо-востоке Якутии в Юрско-Бриндакитском, Булар-Оночолохском, Дьяндинско-Охонсойском, Кыллахском рудных полях и других регионах [18].

За более чем 50-летнее изучение золотого оруденения региона накоплен обширный материал по геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям, закономерностям размещения и формирования месторождений. С учетом новых данных, полученных в последние годы, можно разработать комплексные геолого-генетические модели месторождений золота, выделить ведущие факторы их формирования. Анализ комплексных геолого-генетических моделей выполнен на примере месторождений Аллах-Юньской тектонической зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса (см. рисунок). Эта территория уникальна тем, что здесь проявлены геологические образования широкого возрастного диапазона, сформированные в различных геодинамических обстановках, характерных для Северо-Востока Азии. В качестве эталонного объекта выбрано Юрско-Бриндакитское рудное поле, которое характеризует главные типы месторождений, хорошо изучено и наиболее представительно для построения модели.

Основные элементы модели — позиция в региональных структурах, особенности рудо локализирующих структур и рудных тел, возможные механизмы их формирования; характеристика вертикальной и горизонтальной зональности руд и метасоматитов, физико-химические параметры рудоотложения, возможные источники рудного вещества и пути его транзита; развитие минеральных ассоциаций, их распределение и изменение типоморфных свойств в пространстве, флюидные включения. Месторождения рассматриваются как закономерные звенья развития сложных геологических процессов, и их формирование анализиру-



Структурно-геологическая схема Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [18]:

1 — осадочный чехол Сибирской платформы; 2 — Приверхоянский краевой прогиб; 3 — раннедокембрийские образования Биликчанской тектонической зоны; отложения: 4 — рифейские, 5 — венд-нижнепалеозойские, 6 — среднедевонские—нижнекаменноугольные, 7 — верхнекаменноугольные, 8 — пермские, 9 — триасовые; 10 — мезозойские гранитоиды; вулканоплутонические пояса: 11 — Удской пояс, 12 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 — надвиги; 14 — сдвиги и взбросо-сдвиги; 15 — метаморфический пояс; тектонические зоны: К — Кыллахская; СД — Сетте-Дабанская; АЮ — Аллах-Юньская; МК — Минорско-Кидерикинский разлом

ется с учетом общих геодинамических и металлогенических особенностей региона.

Особенности геологического строения и минерального состава. Стратифицированное золотокварцевое оруденение Южного Верхоянья развито в узкой полосе шириной около 50 км и длиной более 300 км в западной части Аллах-Юньской тектонической зоны. Юрско-Бриндакитское рудное поле прослеживается на расстояние 36 км к северу от р.Юдома в западном крыле Минорско-Кидерикинского разлома. В рудном поле известны месторождения и рудопроявления Юр, Дуэт, Фин, Некур и другие, являющиеся источником россыпей в значительной степени уже отработанных. В пределах верхнекаменноугольного—нижнепермского горизонта мощностью 1180—1690 м известно несколько ярусов золотокварцевых стратифицированных жил, отвечающих нижним песчаниковым слоям крупных ритмопачек [20, 21]. В продуктивном горизонте флишоидного строения (чередование песчаников, диамиктитов, алевролитов, конгломератов и аргиллитов) с отчетливой градационной слоистостью выделено 5 ритмопачек мощностью от первых десятков до первых сотен метров: в основании залегает горизонт грубозернистых псаммит-псефитовых пород, над ним расположены пачки слоистых алевролитов и аргиллитов [21]. Для нижних ритмопачек характерны текстуры оползания, взмучивания и взламывания. Породы рудного поля резко дифференцированы по упруго-прочностным и фильтрационным свойствам [15], чем объясняется развитие межслоевых смещений. Эффективная пористость алевролитов и полосчатого кварца в среднем составляет соответственно 0,21 и 1,25%, песчаников — 4,25%, массивного кварца — 4,1%. Коэффициент Пуассона алевролитов $10,13 \cdot 10^{-4}$ МПа, песчаников $4,46 \cdot 10^{-4}$ МПа, кварца $7,61 \cdot 10^{-4}$ МПа [15].

Рудные жилы Юрско-Бриндакитского рудного поля представлены пластовыми и субпластовыми телами длиной до 2 км и мощностью до 10 м (обычно 1—2 м) в пластах песчаников или вдоль контакта их со сланцами и алевролитами. Иногда отмечается сочетание согласных и радиально сопряженных секущих жил. Содержание золота в рудных телах от первых граммов на тонну до килограммов на тонну, в среднем 10—30 г/т. Распределение металла в стратифицированных жилах струйчатое. Характерно расположение обогащенных участков согласно простиранию складок.

В работе [20] показаны результаты структурного анализа Юрско-Бриндакитского рудного поля. В структурном плане размещение протяженных стратифицированных жил контролируется зонами скалывания (shear zone), в которых деформации происходят путем дифференцированных трансляций пород по плоскостям сланцевого кливажа. Ведущий механизм деформации — пластическое течение горных пород, тесно связанное со стресс-метаморфизмом (S_m). Течение существенно облегчается наличием жидкостей и газов в горных породах, их гидролитическим ослаблением. Как правило, породы в результате тектонического течения оказываются обезвоженными. Так, установлена сильная обезвоженность пород Юрско-Бриндакитского рудного поля, в то время как в центральной части Аллах-Юньской тектонической зоны содержание воды в песчаниках и алевролитах в среднем составляет соответственно 0,14 и 0,17% [9]. С зонами скалывания сопряжены сланцевый кливаж, складки скалывания, муллион- и будинаж-структуры, транспозиционные элементы. Поро-

ды, вмещающие стратифицированное оруденение, наряду с дорудным метаморфизмом серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, испытали гидротермальные околожилные изменения (окварцевание, серицитизацию, сульфидизацию и карбонатизацию) небольшой интенсивности [7, 12].

В стратифицированных жилах преобладает кварц (95%) с примесью альбита и карбонатов. Количество сульфидов не превышает 1%. Среди них наибольшее значение имеет арсенопирит, заметно меньшее — пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда и золото [7, 16]. В рудных телах выделяются метасоматическая пирит-арсенопиритовая, жильная пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая (серый и темно-серый кварц), золото-сфалерит-галенит-кварцевая (молочно-белый кварц) и бурнонит-буланжерит-карбонатная минеральные ассоциации.

Пирит-арсенопиритовая метасоматическая ассоциация развита исключительно в околожилных породах, образуя ореолы сульфидной вкрапленности шириной 10—20 см, редко больше, кварц-серицитового и кварц-альбит-серицитового парагенезисов. Метакристаллы пирита и арсенопирита представлены усложненно-кубическими морфологическими формами ($<0,25$ мм), а арсенопирита — уплощенно-ромбовидными (3—4 мм, иногда до 1 см). Для арсенопирита характерна грубая штриховка граней и наличие двойников и тройников срастания. Метакристаллы нередко окружены шестоватыми «рубашками» кварц-серицитового состава. Состав пирита по данным микрозондового анализа практически стехиометричен. Изредка внутри зерен встречаются блоки, обогащенные As до 1%. Наиболее существенные примеси Sb, Pb, Co, Ni, содержания которых составляют 200—500 г/т. Арсенопирит по составу относится к разновидностям обогащенным серой: S/As изменяется в пределах 1,213—1,328. Содержание золота в метасоматических пиритах и арсенопиритах не превышает 15 г/т.

Пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая жильная ассоциация составляет основу рудных тел. Обычно это серый и темно-серый маслянистого облика крупно- и мелкозернистый кварц. Его структурно-текстурные особенности подробно изложены в работе [10]. Для него, прежде всего, характерна интенсивная деформированность зерен с интенсивным облачным угасанием или с направленными полосами деформаций. Местами возникают динамические структуры перекристаллизации с образованием мелкозернистого агрегата. Из других специфических признаков следует отметить крайне низкое содержание LiO_2 2—4 г/т (против обычных 10—16 г/т); пониженную флюидонасыщенность 0,05—0,09% H_2O ; очень низкие значения величин естественной термолюминесценции 20—30 у.е. при одном неясно выраженном температурном пике (180°C). Пирит в данной ассоциации распространен ограниченно и представлен мелкими гнездообразными обособлениями, локализующимися в призальбандовых частях жил. Нередко он встречается совместно с антракосолитом в околожилном ореоле. Состав пирита стехиометричен. Рудогенные примеси (в г/т): Pb 40; Sb 1,8; Ag 0,25; Au 2,5. Арсенопирит в отличие от пирита встречается в жилах значительно чаще, образуя скопления размером до 5 см в поперечнике в различной степени ограненных слабоуплощенной ромбовидной формы кристаллов. Практически повсеместно с арсенопиритом пространственно ассоциирует золото, образующее в нем просечки от единичных до

густой иногда направленной сети. Количество золота в таких сростаниях достигает 50%. Нередко вместе с золотом присутствует галенит. Состав жильного арсенопирита сходен с метасоматическим, как и содержание (г/т) ряда рудогенных примесей — Cu, Zn, Sb, Co, Ni на уровне 200—350 г/т, при существенно большем содержании Pb 530 г/т. Нередко к арсенопириту приурочены выделения золота, поэтому его золотоносность изменяется в широких пределах 15—540 г/т. Анкерит в данной ассоциации отмечается спорадически, обычно в ассоциации с пиритом, и представлен магнезиальной разновидностью (в %): CaO 29,7; MgO 16,6; FeO 11,8; MnO 0,8; SrO 0,2.

Золото-сфалерит-галенит-кварцевая ассоциация — основная продуктивная. Галенит и золото наряду с разнообразными сростаниями образуют взаимные вросстки кристаллов: многогранных золота в галените и кубооктаэдрических галенита в золоте. Кроме того, в золоте отмечаются очень мелкие кристаллы арсенопирита, очень редко пирита и в единичных случаях — пирротина. Морфологически золото представлено каркасно-ветвистыми формами (70%), псевдокристаллическими образованиями (около 20%) и кристаллами (первые проценты). Пробность золота в месторождениях 780—870%. Из примесей наибольшие концентрации (в г/т) в золоте дают: Pb 160—740, Hg 240—720, Fe 100—250. Содержания As, Cu, Sb находятся в пределах 30—60 г/т. По содержанию элементов-примесей золото месторождений Юрско-Бриндакитского рудного поля практически не отличается от золота Неждановского месторождения, за исключением на порядок более низких концентраций мышьяка. М.М.Константинов и Т.Н.Косовец [10] отмечают редкое присутствие в зернах низкопробных фаз, появление которых не расшифровывается и количество не влияет на основной состав золота месторождений. Сфалерит характеризуется содержанием Fe 4—8% и Cd до 0,7%. В галените изредка фиксируется примесь висмута.

Бурнонит-буланжерит-карбонатная ассоциация встречается спорадически, наиболее распространена на месторождении Юрское, где тесно ассоциирует с галенитом, для которого отмечается повышенное содержание Sb до 1000 г/т. В пустотках среди молочно-белого кварца и его прозрачных кристалликов встречаются пластинчатые выделения светло-желтого карбоната.

Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золотокварцевых месторождений. Генезис стратифицированных золотокварцевых месторождений до настоящего времени остается дискуссионным. Для таких месторождений предлагались различные генетические модели: 1) метаморфогенная, наиболее последовательно развиваемая Н.Г.Андряновым [1], В.А.Буряк и др.[2], Г.С.Мирзехановым, З.Г.Мирзехановой [12], М.К.Силичевым, Н.В.Белозерцевой [16]; 2) осадочно-гидротермально-метаморфогенная [10]; 3) плутоногенная [10] и 4) комбинированная — ранние жилы метаморфогенные, поздние — плутоногенные [5, 7]. Совокупность имеющихся тектонических, геолого-структурных и минералого-геохимических данных позволяет придать важное значение формированию рудных тел осадочного, дислокационно-метаморфогенно-гидротермального процессов и предложить следующий сценарий формирования оруденения Юрско-Бриндакитского рудного поля:

Осадочный этап. В результате среднепалеозойского рифтогенеза в пределах Верхоянской пассивной континен-

тальной окраины формировались продольные уступы в рельефе кристаллического фундамента [18]. Эти структуры во многом определяли условия осадконакопления, а в поздней юре—раннем мелу на аккреционном этапе развития влияли на формирование тектонического плана территории. Уступы трассировались глубокопроникающими разрывными нарушениями, по которым происходили дифференцированные движения, что привело к развитию палеофациальных обстановок мутьевых потоков и донных течений с накоплением алевропесчанистых пород повышенной мощности и разнообразными седиментационными текстурами. Разломы играли роль каналов для поступления растворов, которые разгружались в осадки. Для алевролитов установлены повышенная известковистость, углеродистость, содержание сульфидов, золота и элементов-спутников золотого оруденения [10].

В карбоне—средней юре происходило накопление терригенных толщ. М.М.Константиновым и др. [10, 11] раскрыта роль осадочного процесса и палеофациальных условий. Важно подчеркнуть формирование повышенного фона золота осадочных пород [9], что создало благоприятные условия для его возможной последующей мобилизации. Согласно работе [9], региональный фон золота в Южно-Верхоянском синклинии составляет для алевролитов 7,2 мг/т, а для песчаников 6,0 мг/т. Продуктивные отложения имеют еще более высокие концентрации золота: песчаники 10,0 мг/т, алевролиты 12,2 мг/т. При заложении в позднем триасе—ранней юре Удской окраинно-континентальной дуги [18] в ее тылу происходит утонение коры, развитие термальной аномалии и создание предпосылок к возникновению палингенных гранитных очагов.

Дислокационно-метаморфогенно-гидротермальный этап. Первые мезозойские деформационные события в Южном Верхоянье по данным ^{40}Ar — ^{39}Ar изотопного датирования определены концом поздней юры [14] и связаны с событиями в Удской активной континентальной окраине [6, 14]. Развиваются интенсивная складчатость, разрывообразование и метаморфизм с генеральным направлением сжатия запад-северо-запад [18]. ^{40}Ar — ^{39}Ar возраст дислокационных метаморфических событий и складчатости в Аллах-Юньской зоне составляет $119 \pm 0,5$ млн.лет, и отвечает завершению становления заключительных фаз гранитных плутонов Южного Верхоянья [14].

Аккреционные события привели к зарождению линейной полосы зонального метаморфизма, возникновению флюидного потока, выносящего золото и мышьяк из градиентно метаморфизируемых осадочных пород, обогащенных именно этими элементами. Флюид мигрировал вдоль зон разломов и отлагал свой груз в линейных приразломных складках в виде стратифицированных золотокварцевых жил в пределах зеленосланцевой фации метаморфизма. Этому этапу свойственно проявление интенсивного регионально-дислокационного метаморфизма в зонах крупных разломов, фиксирующих участки максимальных динамических усилий. Метаморфизм наиболее интенсивно проявлен в южной части зоны, где ширина биотитовой и ставролитовой зон достигает 20—25 км [1]. Поэтому именно здесь максимально развито стратифицированное золотокварцевое оруденение промышленного значения с признаками метаморфогенного происхождения [12]. Метаморфические породы образуют пояс преимущественно совмещенный с западной частью Аллах-Юньской текто-

нической зоны. Здесь происходит смена метабазитических преобразованных пород (альбит+хлорит+серицит+пирит) метаморфическими минеральными ассоциациями мусковит-биотитовой (биотит+альбит+эпидот+мусковит) и ставролитовой (ставролит+гранат+эпидот+мусковит+кварц+биотит+альбит) субфаций. Максимальные параметры метаморфизма $T > 500^\circ\text{C}$, $P = 300\text{—}650$ МПа [17]. По данным [13], P-T условия метаморфизма на юге пояса составляют $P = 200\text{—}400$ МПа, $T = 150\text{—}250^\circ\text{C}$.

Зоны метаморфизма являются секущими относительно стратиграфических границ и складок [17]. Метаморфические изменения сопряжены с зонами скалывания [20]. Определение значений петроструктурного коэффициента деформированности K_d позволило выделить три группы динамометаморфических пород [19]. По мере приближения к осевой части зон скалывания наблюдается последовательный ряд динамометаморфических структур (от седиментных без видимых следов стресс-метаморфизма, до структур развитого тектонического течения), соответствующих I—III классам сланцеватости пород (плитчатая делимость пород, грубосланцевое и совершенно сланцевое их сложение) [19]. Первая группа отвечает начальному этапу деформации породы K_d 1—2 (пластинчато-сдвиговый морфологический тип структур течения). На микроуровне видны угловатые обломки неправильной формы. Закономерная ориентировка отсутствует. Вторая группа соответствует катакластическому морфологическому типу K_d 2,0—4,5. В шлифах отмечается бластез обломочных зерен кварца с удлинением их по сланцеватости и образованием «бород» регенерированного кварца, а также процессы хлоритизации и серицитизации. Характерна директивная ориентировка минеральных зерен со структурами обтекания. Данная группа разделена на две подгруппы K_d 2,0—3,5 и 3,0—4,5, которые отличаются интенсивностью развития зерен породообразующих минералов линзовидно-эллиптической формы в тонкокристаллическом матриксе. Вторая подгруппа имеет более выраженную направленность распределения порфиорокlastов кварца с волнистым погасанием. В породах третьей группы ($K_d > 5,0$) наблюдаются линзовидные сегрегации кварца и полевого шпата интенсивно линейаризованной милонитовой основной ткани. Заметно появление магистральных зон и выравнивание поверхностей сланцеватости (сегрегационно-струйчатый морфологический тип структур течения). Обязательное условие преобразований — наличие ориентированного давления, а следствие — постадийная упорядоченность минералов, слагающих породы, увеличение степени перекристаллизации, метаморфизма, ориентировки зерен и кристаллов при уменьшении зернистости.

Глубина образования оруденения в зонах скалывания по геологическим реконструкциям более 3 км [7]. Давление во флюидных системах около 200 МПа [2], что сопоставимо с условиями метаморфизма вмещающих пород. Косвенное свидетельство формирования оруденения на относительно больших глубинах — практически полное отсутствие естественной термолюминесценции у рудного кварца [10].

Остается дискуссионным вопрос об источнике рудного вещества: являются ли им только вмещающие или магматические породы, или же рудоносные растворы — продукт смешения флюидов разных процессов [2, 4, 8, 10, 12].

Устанавливается двухэтапное формирование золотого оруденения. При этом большинством исследователей принимается гидротермально-метаморфогенная природа растворов первого этапа. Признается основная роль второго этапа в формировании промышленной золотоносности. Однако на природу растворов существует две точки зрения: повторная активизация гидротермальных растворов при энергетическом воздействии нескрытых интрузий [3] и смешанный характер флюидов, отражающих их магматогенную и метаморфогенную составляющие, на пути их миграции к рудолокализирующим структурам [4, 5].

Минералогическая зональность в Юрско-Бриндакитском рудном поле не проявлена, но достаточно отчетливо наблюдается по изменению состава минералов и примесей в них. В частности, с севера на юг от месторождения Бриндакит через месторождение Юрское к месторождению Дуэт отмечается некоторое возрастание сернистости арсенопирита (S/As 1,213—1,301—1,328) и возрастание пробности (в %) золота 800—830—850. В этом же направлении в кварце возрастают концентрации (в г/т) As (40—120—200), Pb (7—9—20) и уменьшаются Cu (34—31—21). В метасоматических арсенопирите и кварце с севера на юг закономерно уменьшается содержание V и возрастает содержание Ni. Возможно, это является отражением геохимических особенностей терригенных пород, вмещающих рудные тела, так как в них содержания V и Ni изменяется аналогичным образом.

Параметры физико-химического режима рудообразующих процессов приводит ряд исследователей. Так, в работе [2] отмечается, что безрудный серый кварц формируется из водно-углекислотных растворов с низкой концентрацией солей при $T > 280^\circ\text{C}$ и $P = 100\text{—}150$ МПа. Для белого рудоносного кварца условия схожие — водно-углекислотный раствор с концентрацией солей 3—5 — 5—10 экв.-% NaCl, $T = 300\text{—}330^\circ\text{C}$ и $P \approx 200$ МПа. Температуры гомогенизации конкретных месторождений оцениваются следующими значениями: Дуэт 230—260°C, Юр 170—230°C, более 310°C; Финн 225—150°C; Некур 280—300°C [2]. По данным хроматографии во флюиде присутствуют H_2O , CO_2 , CH_4 , C_2H_2 , CO , N_2 , NH_3 , H_2S , H_2 . Коэффициент окисленности 0,25—0,5. Состав флюидов преимущественно водно-углекислотный не только в кварце, но и в золоте. В кварце на контакте с выделениями золота резко возрастает солёность (до 19 экв.-% $\text{Ca}(\text{Mg})\text{Cl}_2$).

Температуры гомогенизации молочно-белого продуктивного кварца Юрско-Бриндакитского рудного поля находятся в диапазоне 180—300°C, а по данным вакуумной декрепитации — 120—410°C с максимумами температур декрепитации 210, 260, 310, 380°C. Состав растворов определяется как калиево-магнийевый ($43\text{K } 30\text{Mg } 6\text{Na } 2\text{Ca}$) хлоридно-бикарбонатный ($73\text{Cl } 27\text{HCO}_3^-$).

Наличие в Юрско-Бриндакитском рудном поле двух генераций кварца, отмечаемых многими исследователями [7, 10, 16], объясняется двухстадийностью формирования оруденения. Первая стадия формирования ранних генераций кварца связана с доагматическими метаморфогенными флюидами, вторая — с поднятием магм на более высокий коровый уровень [10].

Факторы формирования стратифицированных золоторудных месторождений. Рассмотренные геолого-структурные и минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений позволяют определить

основные факторы формирования стратифицированных золоторудных месторождений региона, которые могут быть использованы для прогнозирования:

1. Развитие интенсивных линейных разрывных и складчатых деформаций в связи с позднеюрской—раннемеловой аккрецией.

2. Резкое погружение рельефа фундамента, существенно изменившее динамику латерального движения на границе кристаллического фундамента и терригенно-карбонатного комплекса.

3. Развитие на границе терригенно-карбонатного и терригенного структурно-формационных комплексов интенсивных линейных зон пластических деформаций.

4. Наличие конседиментационно активизированных разрывов, резких фациальных изменений, обогащение терригенных толщ рядом рудных элементов. Повторяемость в разрезе пелит-псаммитовых пачек и локальных экранирующих систем, создающих условия для развития многоуровневого оруденения.

5. Латеральное дискретное строение линейных зон скалывания, проявляющееся в чередовании субдолготных полос, сложенных породами разной степени структурной зрелости (деформированности).

6. Формирование основного структурного плана территории при коаксиальных напряжениях, горизонтальном близширотном положении оси сжатия во взбросовом поле напряжений. Максимальная дислоцированность пород в зонах скалывания, для которых характерно проявление процессов тектонического течения.

7. Преобразование терригенных толщ с перегруппировкой рудных и петрогенных элементов, сопровождающее синметаморфическое течение толщ.

8. Наличие протяженного и узкого метаморфического пояса вдоль основных разломов взбросо-сдвиговой кинематики.

9. Высокая золотоносность и мышьяковистость терригенных пород верхоянского комплекса.

10. Простой минеральный состав рудных тел. Сочетание раннего серого и позднего молочно-белого кварца.

11. Метасоматические преобразования околожильных пород с обязательной зоной сульфидизации.

12. Выдержанность минерального состава рудных тел по латерали.

Исследования поддержаны грантами РФФИ «Дальний Восток» (06-05-96004, 06-05-96070), проектом АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы» (РНП. 2.1.2.8582, Интеграционным проектом СО РАН 119.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андриянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 434—436.
2. Бурак В.А., Неменман И.С., Бердников Н.В. и др. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов

золото-кварцевых жил Аллах-Юньской зоны // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 62—70.

3. Бурак В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. —Владивосток: Дальнаука, 1998.
4. Гамянин Г.Н. Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области. —М.: Геос, 2001.
5. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов севера Пацифика. —Магадан, 2003.
6. Горячев Н.А. Удско-Мургалянская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. —Магадан, 2005. С. 17—38.
7. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. —М.: Наука, 1970.
8. Зайцев А.И., Ненашев Н.И. Изотопный состав стронция из жильного материала золото-кварцевых проявлений Аллах-Юньского района // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 62—65.
9. Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золото-кварцевое оруденение в юго-восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 15—29.
10. Константинов М.М., Косовец Т.Н. Золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5—20.
11. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.В. Золоторудные гиганты России и Мира. —М.: Научный мир, 2000.
12. Мирзеханов Г.С., Мирзеханова З.Г. Стратифицированное золото-кварцевое оруденение углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья. —Владивосток, 1991.
13. Неменман И.С. К методике полевого картирования слабых метаморфических преобразований на юге Аллах-Юньской зоны // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. —Магадан, 1991. С. 97—106.
14. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х. и др. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна // Отечественная геология. 2003. № 5. С. 57—63.
15. Семинский Ж.В., Филонов В.А., Черных А.Л. Структуры рудных месторождений Сибири. —М.: Недра, 1987. С. 183.
16. Силичев М.К., Белоозёрцева Н.В. Роль коллоидов в формировании согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Зап. ВМО. 1986. Т. 115. № 5. С. 563—568.
17. Симанович И.М., Андриянов Н.Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 103—115.
18. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
19. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Структурно-метаморфические преобразования пород в зонах скалывания // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 2. С. 16—20.
20. Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия — территория Верхояно-Колымской коллизионной области) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. 1. —М.: ГЕОС, 2002. С. 6—241.
21. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. —М.: Недра, 1990.

Самородное золото месторождения Бадран

Г.С.АНИСИМОВА, Е.С.СЕРКЕБАЕВА, Л.А.КОНДРАТЬЕВА

Бадранское золоторудное месторождение — представитель золоторудных месторождений типа минерализованных зон дробления в пологих надвигах. Объект расположен в Верхнеиндигирском горно-промышленном районе (рис. 1), в пределах Эльгинского складчато-глыбового поднятия тыловой части Верхоянского складчато-надвигового пояса [1, 5]. Месторождение сложено терригенными породами верхнего триаса и приурочено к минерализованной зоне дробления Надвиговая, локализованной в тектонитах Бадран-Эгеляхского надвига, имеющего северо-западное простирание и пологое ($15\text{--}35^\circ$) северо-восточное падение.

Особенности геологического строения месторождения Бадран позволяют выделить в пределах минерализованной зоны 4 рудных столба (см. рис. 1) [1, 7, 8, 9]. С ними связано основное промышленное оруденение месторождения. Границами рудных столбов служат геологические границы (контуры жилы) и условные границы (изолинии средних содержаний полезного компонента), установленные по результатам опробования. При этом в некоторых случаях, условные границы совпадают с геологическими.

Рудный столб I располагается между разведочными профилями 380—420 и является телом-лидером месторождения Бадран, вмещающим 79% всех разведанных запасов; II выделен в районе профилей 280—340; III оконтурен между профилями 180—210; IV прогнозируется между профилями 170—180. Рудные столбы I и III представляют собой кварцевые жилы, сопровождающиеся оруденелыми окварцованными милонитами и милонитизированными породами; II сложен окварцованными тектонитами, вмещающими разобщенные кварцевые тела.

Руды месторождения Бадран характеризуются разнообразными текстурными и структурными типами [1, 3, 5]. Наиболее широко распространены руды с брекчиевой, полосчатой, линзовидной, массивной и сетчатой текстурами, а также текстурами смешанного типа.

На месторождении выделено два этапа рудообразования: гипогенный и гипергенный [1, 5]. Для гипогенного установлено 6 минеральных ассоциаций, сформированных в 3 стадии: 1) умеренно продуктивная — образования метасоматических высокозолотоносных пирита и арсенопирита и арсенопирит-пирит-карбонат-кварцевой минераль-

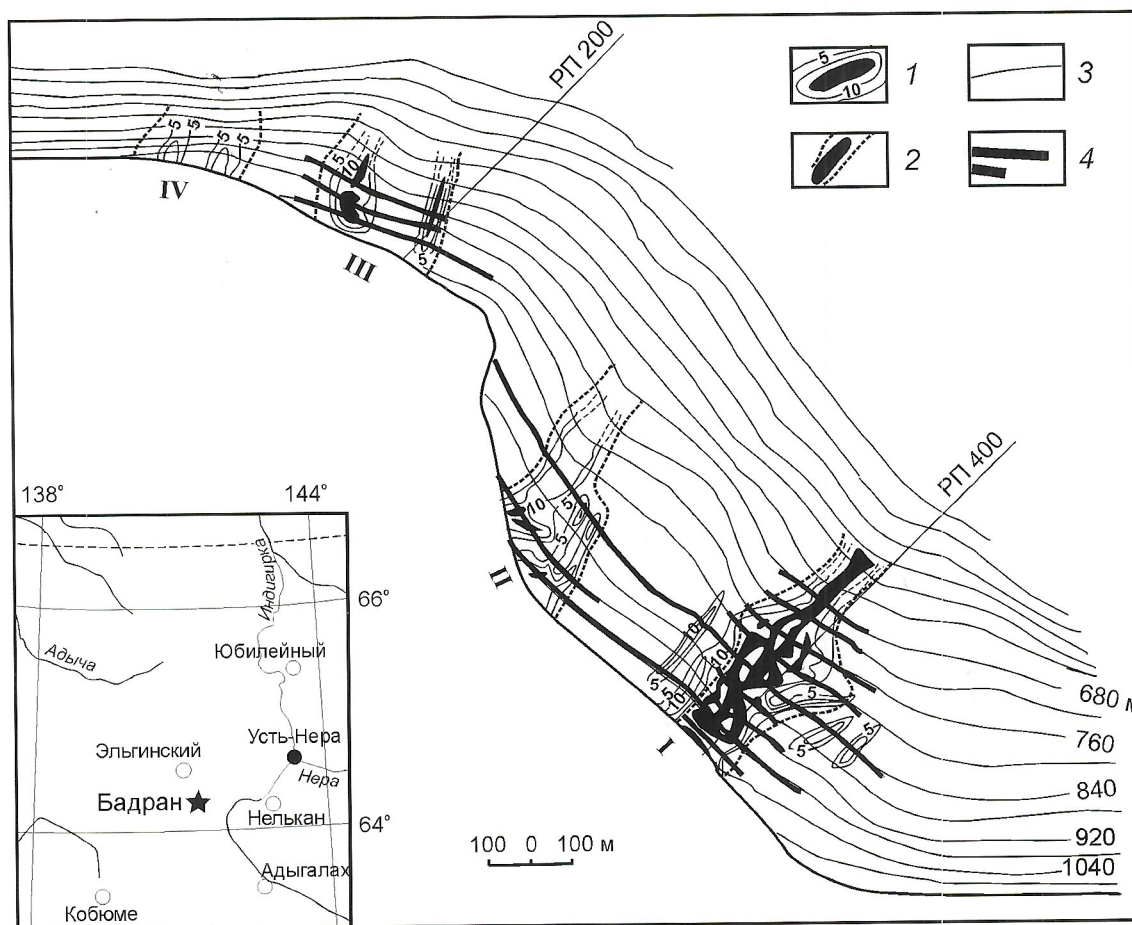


Рис. 1. Рудные столбы в плоскости минерализованной зоны Надвиговая месторождения Бадран [9]:

I — изолинии распределения содержаний золота 5, 10 и свыше 50 г/т; 2 — рудные столбы (I, II, III, IV); 3 — изогипсы подошвы зоны Надвиговая; 4 — подземные горные выработки; РП — разведочный профиль

ной ассоциации; 2) наиболее продуктивная, объединяет умеренносульфидные халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевую и бурнонит-серицит-сфалерит-тетраэдрит-кварцевую минеральные ассоциации; 3) представлена слабопродуктивной киноварь-антимонит-доломит-кварцевой и акантит-фрейбергит-кварцевой минеральными ассоциациями; 4) поздняя серебряная минерализация с низкопробным ртутистым золотом (электрум) установлена впервые авторами данной публикации и ранее никем не выделялась. В гипергенный этап образуются две минеральные ассоциации: 5) серно-сульфатного (гипс, ярозит, ковеллин, халькозин) и 6) оксидного состава (гётит, гидрогётит, каолинит, малахит, азурит и сервантит).

Золоторудное месторождение Бадран сопровождается рядом россыпей по близлежащим ручьям. В данной статье мы акцентируем внимание на типоморфных особенностях рудного золота месторождения.

Самородное золото — основной промышленный минерал Бадранского месторождения и изучение его типоморфных особенностей, широко используемых в качестве поисковых и разведочных признаков для выделения рудных столбов и разбраковки рудных тел, имеет актуальное значение. Это определяется значительным изменением

главнейших его свойств (состав, строение, морфология, крупность) в зависимости от условий образования, парагенезисов и времени выделения из гидротермального раствора. В предыдущие годы самородное золото изучалось в основном из поверхностных горизонтов месторождения и кварцевых галек отвалов отработки россыпей [4]. В связи с разведкой III очереди и частичной эксплуатацией месторождения появилась возможность изучения изменений типоморфных свойств золота на глубину и по латерали.

Морфология золота. Формы золотин — комковидная, комковидно-ячеистая (петельчатая), комковидно-ветвистая, комковидно-удлиненная, комковидно-каркасная, паукообразная, проволочковидная, чешуйчатая, идиоморфно-кристаллическая, плохо ограниченная и др. В значительной степени развиты также смешанные формы (срастания, спутанно-волоконистые скопления и т.д.). Количественное соотношение между золотинами различной морфологии существенно изменяется как в пределах рудных тел, так и на площади рудного поля. По распространенности преобладают золотины цементационного типа, а также вида заполнения друзовидных полостей, которые составляют более половины весового количества золота (табл. 1). Примерно в равных долях развиты золотины интерстициаль-

1. Морфологическая систематизация самородного золота месторождения Бадран

Типы	Виды	Разновидности	Частота встречаемости, %
Идиоморфные	Кристаллы	Изометричные	0,34
	Дендриты и дендритоиды	Трехмерные	Единичные знаки
	Сростки кристаллов	Друзовые	Единичные знаки
	Плохоограниченные и округлые индивиды, их сростки	Изометричные	Единичные знаки
		Проволочные	0,81
Неправильные	Трещинные	Чешуйки	4,46
		Прожилки	5,68
		Комковидные	37,52
	Цементационные	Комковидно-удлиненные	2,1
		Комковидно-каркасные	6,49
		Комковидно-ячеистые	1,64
		Комковидно-ветвистые	13,63
	Интерстициальные	Комковидные частицы	2,44
	Выделения в друзовых полостях	Паукообразные	2,36
		Скелетные сростки	1,14
		Неправильные выделения с отпечатками кристаллов других минералов	3,82
Смешанные	Гемиидиоморфные	Кристаллы с ксеноморфными ответвлениями	Единичные знаки
		Комковидные выделения с ограниченными выступами и ответвлениями	1,97
	Трещинные образования с выступами кристаллов	Чешуйки с выступами на одной стороне	4,23

Примечание. Проанализировано 6149 золотин.

ного и трещинного видов, плохоограненные индивиды, а также смешанного типа.

Таким образом, самородное золото Бадранского рудного поля характеризуется сложной морфологией, что соответствует как полигенности, так и нестабильности обстановки его образования. Главная особенность форм — подчиненность их сложным полостям, существовавшим к началу или возникшим в период его отложения. При этом основное значение имеют интраминерализованные полости, выполнение которых золотом привело к формированию цементационных, интерстициальных и трещинных видов золотин.

Взаимоотношение золота с другими минералами. Самородное золото встречается как в кварце, реже доломите, так и в тесном сростании с сульфидами, количество которых в рудах повышается с глубиной. Встречаясь совместно практически со всеми минералами, по времени образования золото наиболее близко к выделениям халькопирита, галенита, сфалерита, блёклых руд и сульфоантимонитов, являющихся индикаторами обогащенности им отдельных участков рудных тел. По отношению к кварцу, карбонату, пирротину, пириту и арсенопириту самородное золото более позднее.

В зависимости от ассоциации, локализации и состава выделяется несколько генераций самородного золота. *Первая генерация* связана в основном с метасоматической вкрапленностью пирита и арсенопирита в околорудных алевритовых. Такое золото, по-видимому, находится в ультратонкодисперсной форме [10], т.к. визуально оно не обнаруживается ни в протоочках пирита и арсенопирита (даже при значительном, до сотни граммов на тонну, содержании золота в мономинеральных пробах этих минералов), ни в большей части аншлифов. Лишь в редких случаях можно увидеть в арсенопирите мелкие вкрапления золота.

Самородное золото *второй генерации* распространено среди минералов ранней арсенопирит-пирит-карбонат-кварцевой ассоциации жильного выполнения. Значительная его часть также находится в тонкодисперсной форме, о чем свидетельствуют высокие концентрации (до 200 г/т в арсенопирите, до сотни граммов на тонну в пирите) золота. При наложении поздних ассоциаций видимое золото обнаруживается в арсенопирите (рис. 2, А). Очевидно самородное золото [2] в ранних сульфидах при наложении поздних минералов испытывает собирательную перекристаллизацию, диффундирует к периферии и границам кристалла-хозяина и затем частично переотлагается вблизи или между зернами катаклазированных кристаллов арсенопирита (см. рис. 2, Б). В пирите видимое самородное золото не установлено.

В рудах халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевой ассоциации золото *третьей генерации* ассоциирует с главными минералами, халькопиритом и галенитом. В данном случае минералом-хозяином всегда выступает халькопирит, а галенит с золотом образует тесные сростания (см. рис. 2, В, Г). Данное обстоятельство свидетельствует о том, что золото и галенит выделялись одновременно чуть позднее халькопирита.

В рудах бурнонит-серицит-сфалерит-тетраэдрит-кварцевой ассоциации основная масса золота *четвертой генерации* связана с тетраэдритом и бурнонитом (см. рис. 2, Д), реже со сфалеритом. Судя по взаимоотношению, минералы в основной массе выделялись одновременно, но образование блёклой руды и сфалерита завершилось несколько раньше и поэтому иногда золото «сечет» выделения

блёклой руды и сфалерита (см. рис. 2, Е.). С поздней киноварь-антимонит-карбонат-кварцевой ассоциацией «видимое» самородное золото не связано, что показывают и минералогические исследования.

Спорадически встречается самородное золото *пятой генерации* весьма низкой пробы. Данная разновидность самородного золота встречается в ассоциации с акантитом и фрейбергитом, иногда проникает по трещинам в катаклазированный арсенопирит, а также в виде прожилков, участков и кайм встречается с высокопробными разностями (см. рис. 2, Ж).

Самородное золото *шестой генерации* встречается с минералами гипергенного этапа, в основном, с гидроксидами железа, скородитом и ярозитом и иногда имеет губчатый облик. Данное золото часто образует нитевидные прожилки в гидроксидах железа с реликтами арсенопирита (см. рис. 2, З).

Крупность самородного золота. Наиболее достоверные данные по крупности золота в рудных месторождениях получаются при технологических исследованиях руд, т.к. на их основе разрабатываются схемы переработки руд, что в итоге определяет тип горнодобывающего предприятия. Исследования технологических проб месторождения Бадран (Г.М.Панченко и др., 1991) показывают, что тонкодисперсное, пылевидное и очень мелкое золото в основном остается в «хвостах» гравитации (52,8%). В кварцевых жилах доля золота крупного и золота средней размерности высокая (37,3%), хотя пылевидное и тонкодисперсное присутствует в достаточном количестве (17,3%). Окварцованные милониты характеризуются мелким, очень мелким, пылевидным и тонкодисперсным золотом; доля золота крупной и средней фракции составляет всего 3%. Распределение пылевидного и тонкодисперсного золота свидетельствует о подавляющем развитии последнего (91%).

Авторами статьи самородное золото месторождения выделено гравитационными методами, причем определена крупность металла только «видимого» класса. Доля невыделенного связанного золота составляет 13—73% от общего количества металла в пробе (табл. 2). Основная часть золота (очень мелкое, пылевидное и тонкодисперсное), отлагающееся в сульфидах и во вмещающих глинистых породах, выпадает из анализа. Таким образом, изучены и охарактеризованы золотины мелкой и крупной фракции. По данным авторов, выделенное самородное золото представлено главным образом мелкими выделениями размером 0,5—0,75 мм (рис. 3, А), реже средней крупности 1—2 мм и крупнее 2—4 мм. С глубиной по всем рудным столбам возрастает частота встречаемости мелких золотин размером 0,25 мм и менее (см. рис. 3, Б, В).

Состав самородного золота. По результатам ранних работ [3, 4] считалось, что состав самородного золота на месторождении Бадран изменяется в широких пределах (597—998‰) и основная масса золота имеет высокую пробы (900—950‰). Дополнительное изучение и проведенный анализ более представительного материала показал более широкий диапазон колебаний пробы 462—998‰ и преимущественное развитие умеренновысокопробного золота (800—899‰), что наглядно показывают гистограммы распределения состава самородного золота по всему рудному полю, составленные по данным микрозондового анализа (табл. 3, рис. 3, Б).

В пределах месторождения самородное золото отдельных минеральных ассоциаций различается по пробы

(более 300‰) наблюдаются в пределах одной золотины (рис. 4, А, Б). Неоднородность золота месторождения Бадран обусловлена относительно пониженным или повышенным содержанием серебра в краевых частях неправильных зерен, пятнообразным скоплением примесей в

отдельных частях зерен, образованием прожилков, обогащенных Ag и Hg. Можно только предположить, что минералообразование происходило при нестабильных условиях, и на поздних стадиях процесса наблюдался привнос серебра.

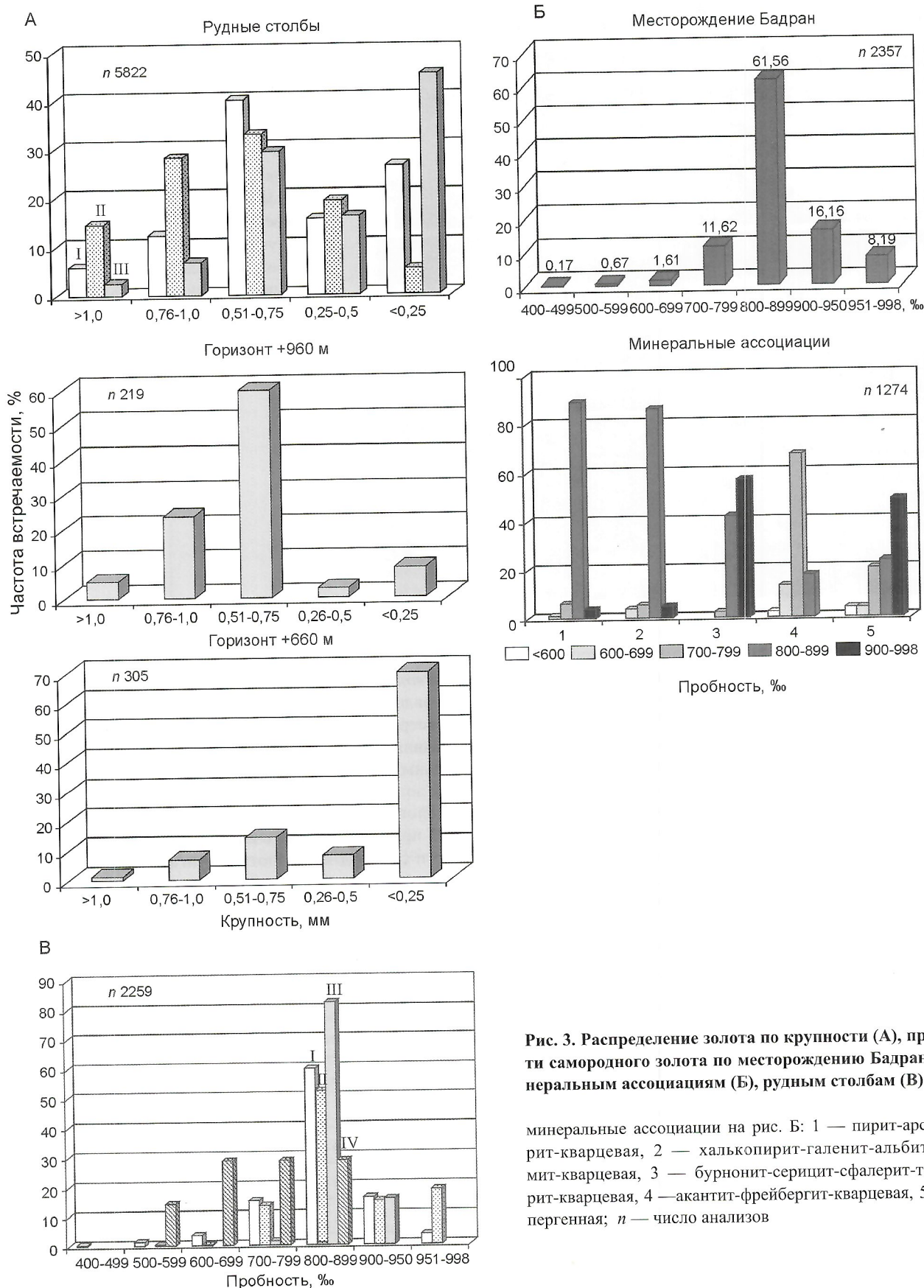


Рис. 3. Распределение золота по крупности (А), пробности самородного золота по месторождению Бадран и минеральным ассоциациям (Б), рудным столбам (В):

минеральные ассоциации на рис. Б: 1 — пирит-арсенопирит-кварцевая, 2 — халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевая, 3 — бурнонит-серицит-сфалерит-тетраэдрит-кварцевая, 4 — акантит-фрейбергит-кварцевая, 5 — гипергенная; n — число анализов

3. Вариации и средний состав самородного золота месторождения Бадран

Горизонт, м	Число анали- зов	Au	Ag	Hg	Сумма	Пробность, ‰
1	2	3	4	5	6	7
<i>Грудный столб</i>						
1020	3	$\frac{76,97}{71,40-87,00}$	$\frac{24,53}{16,32-28,68}$	Не опр.	$\frac{101,50}{99,98-103,32}$	$\frac{757}{714-842}$
1015	10	$\frac{91,08}{68,18-97,29}$	$\frac{8,96}{0,32-30,70}$	«	$\frac{100,15}{97,61-101,18}$	$\frac{910}{689-996}$
1013	4	$\frac{84,94}{80,94-88,31}$	$\frac{13,18}{9,18-18,26}$	«	$\frac{98,13}{97,20-99,20}$	$\frac{866}{815-906}$
1000	61	$\frac{80,48}{71,19-88,63}$	$\frac{19,28}{11,46-25,57}$	$\frac{0,20}{0,06-0,46}$	$\frac{99,97}{94,57-101,63}$	$\frac{805}{741-882}$
960	172	$\frac{83,97}{45,86-98,47}$	$\frac{16,00}{0,61-52,02}$	$\frac{0,34}{0,07-1,69}$	$\frac{100,30}{95,55-103,22}$	$\frac{839}{462-994}$
940	136	$\frac{83,89}{61,18-90,58}$	$\frac{15,65}{9,92-39,49}$	Не опр.	$\frac{99,54}{97,98-102,31}$	$\frac{843}{609-901}$
920	88	$\frac{89,98}{82,95-98,93}$	$\frac{9,80}{6,46-16,13}$	«	$\frac{99,79}{98,19-101,98}$	$\frac{901}{837-934}$
870	4	$\frac{81,34}{80,80-82,08}$	$\frac{17,19}{16,35-17,58}$	$\frac{0,17}{0,00-0,54}$	$\frac{98,70}{98,20-99,63}$	$\frac{824}{819-833}$
860	30	$\frac{88,48}{86,70-92,43}$	$\frac{10,38}{7,57-11,92}$	$\frac{0,14}{0,00-0,80}$	$\frac{99,01}{98,09-101,90}$	$\frac{894}{875-922}$
840	1	95,35	6,13	0,08	101,56	939
820	110	$\frac{89,49}{62,27-101,11}$	$\frac{11,19}{0,52-34,11}$	$\frac{0,18}{0,00-1,02}$	$\frac{100,86}{91,03-102,17}$	$\frac{896}{656-995}$
790	36	$\frac{82,51}{59,00-93,47}$	$\frac{16,42}{7,88-36,06}$	$\frac{0,47}{0,00-2,59}$	$\frac{99,41}{96,47-102,92}$	$\frac{830}{607-920}$
780	68	$\frac{82,99}{50,84-90,15}$	$\frac{17,27}{10,42-47,25}$	$\frac{0,15}{0,00-1,08}$	$\frac{100,40}{97,21-102,26}$	$\frac{831}{515-895}$
760	43	$\frac{84,52}{75,74-92,22}$	$\frac{15,52}{8,03-21,23}$	$\frac{0,14}{0,00-0,68}$	$\frac{100,20}{96,31-102,82}$	$\frac{847}{762-920}$
700	9	$\frac{82,49}{81,26-83,48}$	$\frac{16,48}{15,12-19,91}$	$\frac{0,11}{0,00-0,43}$	$\frac{99,08}{98,25-101,63}$	$\frac{832}{802-846}$
687	72	$\frac{85,58}{59,95-92,59}$	$\frac{13,71}{8,23-35,30}$	$\frac{0,22}{0,00-1,82}$	$\frac{99,53}{97,07-102,40}$	$\frac{859}{618-917}$
660	13	$\frac{87,07}{77,71-89,40}$	$\frac{12,97}{11,22-20,60}$	$\frac{0,24}{0,04-0,57}$	$\frac{100,30}{98,88-101,10}$	$\frac{868}{786-887}$
<i>Прудный столб</i>						
990	90	$\frac{87,69}{74,66-100,79}$	$\frac{11,99}{0,30-26,60}$	Не опр.	$\frac{99,68}{96,92-101,94}$	$\frac{881}{737-998}$
980	4	$\frac{87,80}{82,42-91,19}$	$\frac{13,02}{10,17-20,24}$	«	$\frac{100,81}{99,11-102,66}$	$\frac{871}{803-900}$
975	11	$\frac{92,82}{89,11-98,35}$	$\frac{7,08}{3,76-10,65}$	«	$\frac{99,90}{97,00-102,65}$	$\frac{929}{894-962}$
970	15	$\frac{95,66}{85,89-102,09}$	$\frac{4,98}{0,27-14,64}$	«	$\frac{100,63}{98,20-101,11}$	$\frac{950}{854-997}$

Горизонт, м	Число анали- зов	Au	Ag	Hg	Сумма	Пробность, ‰
1	2	3	4	5	6	7
960	288	$\frac{84,08}{72,51-98,87}$	$\frac{15,54}{0,36-30,50}$	«	$\frac{99,61}{92,38-101,65}$	$\frac{833}{706-998}$
930	3	$\frac{88,96}{87,50-91,40}$	$\frac{11,78}{10,42-12,68}$	«	$\frac{100,74}{100,18-101,82}$	$\frac{885}{878-898}$
920	60	$\frac{84,68}{70,05-99,78}$	$\frac{14,76}{0,68-31,09}$	«	$\frac{99,45}{87,80-101,95}$	$\frac{851}{692-994}$
915	9	$\frac{98,41}{97,09-99,69}$	$\frac{0,95}{0,75-1,10}$	«	$\frac{99,37}{98,16-100,44}$	$\frac{990}{988-992}$
900	88	$\frac{92,16}{75,53-102,39}$	$\frac{7,44}{0,00-24,70}$	$\frac{0,24}{0,03-0,83}$	$\frac{99,85}{91,13-103,64}$	$\frac{922}{750-998}$
850	112	$\frac{83,01}{77,13-93,44}$	$\frac{16,45}{6,10-21,41}$	$\frac{0,22}{0,00-0,73}$	$\frac{99,70}{97,54-101,51}$	$\frac{833}{784-936}$
840	117	$\frac{88,03}{79,00-98,69}$	$\frac{10,76}{0,43-19,28}$	$\frac{0,19}{0,00-0,76}$	$\frac{98,99}{94,39-102,82}$	$\frac{890}{807-994}$

III рудный столб

780	75	$\frac{88,75}{78,11-93,70}$	$\frac{10,65}{6,86-20,67}$	$\frac{0,17}{0,00-0,65}$	$\frac{99,56}{97,79-101,94}$	$\frac{891}{786-923}$
760	113	$\frac{86,79}{78,96-92,72}$	$\frac{12,68}{7,94-20,54}$	$\frac{0,16}{0,00-0,54}$	$\frac{99,64}{96,91-101,89}$	$\frac{872}{790-921}$
750	2	$\frac{87,38}{82,88-91,88}$	$\frac{10,77}{6,41-15,14}$	$\frac{0,30}{0,00-0,60}$	$\frac{98,45}{98,32-98,65}$	$\frac{887}{840-934}$
740	9	$\frac{81,43}{78,29-84,45}$	$\frac{18,52}{17,19-22,43}$	$\frac{0,03}{0,00-0,22}$	$\frac{99,98}{97,94-101,89}$	$\frac{814}{776-831}$
730	10	$\frac{87,08}{82,86-92,68}$	$\frac{12,28}{7,80-16,65}$	$\frac{0,10}{0,00-0,29}$	$\frac{99,46}{98,33-101,10}$	$\frac{875}{831-922}$
700	92	$\frac{82,70}{54,61-92,29}$	$\frac{16,84}{8,21-42,65}$	$\frac{0,17}{0,00-0,27}$	$\frac{99,70}{97,26-102,80}$	$\frac{829}{561-917}$
690	6	$\frac{81,12}{80,36-81,57}$	$\frac{18,37}{17,90-18,54}$	$\frac{0,05}{0,00-0,16}$	$\frac{99,54}{98,31-100,11}$	$\frac{815}{813-817}$
660	173	$\frac{86,90}{79,90-94,71}$	$\frac{12,35}{8,31-18,45}$	$\frac{0,22}{0,00-0,76}$	$\frac{99,56}{98,00-103,12}$	$\frac{863}{811-918}$

IV рудный столб

750	6	$\frac{70,51}{56,90-79,49}$	$\frac{29,57}{19,69-41,66}$	Не опр.	$\frac{100,07}{98,56-101,76}$	$\frac{704}{577-801}$
740	1	88,96	12,58	«	101,54	856

Примечание. 1. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГАБМ СО РАН; условия съемки: напряжение — 20 кВ, ток — 10 нА. 2. Эталоны: самородное золото 700‰, самородная медь, HgSe — кадмоселит. 3. Аналитики Л.М.Попова, Н.В.Христофорова. 4. В числителе — среднее значение, в знаменателе — вариации состава.

Пристального внимания заслуживает факт появления ртути в низкопробном золоте в пределах неоднородных золотин (см. рис. 4). Наиболее высокие концентрации Hg до 2,67% присущи Au пробности 400—699‰, высокопробные и умеренновысокопробные золотины ртути почти

не содержат ($\leq 0,7\%$). Такое же распределение характерно и в пределах отдельных золотин (см. табл. 3). Эти данные согласуются с выводами В.П.Самусикова [11] об увеличении активности ртути от ранних стадий к поздним независимо от формационной принадлежности месторождений.

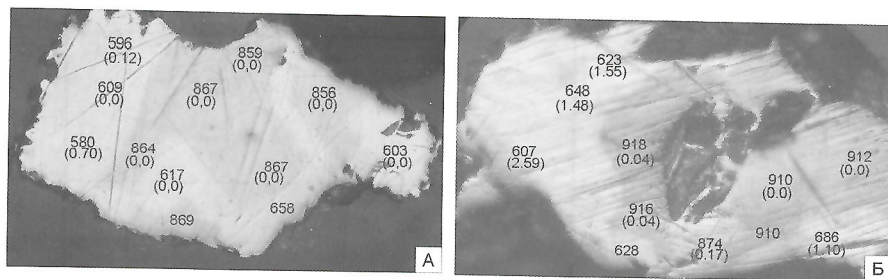


Рис. 4. Неоднородность состава самородного золота:

А — обр. 16, рудный столб I, горизонт +780 м, ув. 300; Б — обр. 18012-3А, рудный столб I, горизонт +789 м, ув. 250; цифры на золотишках — пробность самородного золота, в скобках — концентрация ртути

4. Элементы-примеси в самородном золоте по данным количественного спектрального анализа

Пробы	Рудные столбы, горизонт, м	Элементы-примеси, г/г						
		As	Fe	Cu	Pb	Sb	Bi	Ni
324-АН-79	IV; поверхность	40	30	320	200	7	0	0
252-АН-79	II; 977,7	0	140	380	0	160	0	0
252 ^А -АН-79	II; 977,7	50	140	300	0	10	0	0
252 ^Б -АН-79	II; 977,7	0	0	190	0	0	0	0
729-1-А-82	II; 977,7	30	40	10	200	120	24	0
729-2-А-82	II; 977,7	40	60	130	100	93	14	0
627-3-АН-82	II; 977,7	1000	>1000	>1000	>1000	>1000	90	50
627-4-АН-82	II; 977,7	260	>1000	>1100	>1000	>1000	60	0
627-7-АН-82	II; 977,7	30	>1000	550	>1000	>1000	сл.	6
659-3-АН-82	II; 977,7	110	1000	180	400	100	5	0
659-4-АН-82	II; 977,7	60	690	140	200	720	6	0
659-7-АН-82	II; 977,7	100	870	240	600	500	сл.	0
659-6-АН-82	II; 977,7	230	1000	160	200	>1000	сл.	0
727-А-82	I; канава 125	40	70	20	200	100	170	0
259-АН-79	I; 1013	90	140	180	800	90	сл.	8
259 ^А -АН-79	I; 1013	80	30	240	100	29	0	0
259 ^Б -АН-79	I; 1013	0	100	140	0	16	0	0
1016-5-АН-79	I; 1013	70	420	100	100	12	0	0
723/1-А-82	I; 1013	300	30	100	0	0	62	0
723/2-А-82	I; 1013	60	230	170	300	0	14	0
724-А-82	I; 1013	40	70	20	200	100	170	0
338-АН-82	I; 1015	0	0	100	200	46	0	0
338 ^А -АН-82	I; 1015	20	0	90	0	30	0	0
731-А-82	I; 1015	40	50	80	400	12	135	0
732/1-А-82	I; 1015	0	40	110	0	0	20	0
732/2-А-82	I; 1015	170	70	100	300	50	40	0
Д-79	Скв. 57	30	20	0.00	0	0	25	0
Д-80	Скв. 57	40	30	48	0	0	27	0
646-АН	Канава 92	Сл.	>1000	Сл.	>1000	>1000	Сл.	0

Примечание. 1. Pt, Te, Zn, Co, Sn, Pd не обнаружены. 2. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, аналитик Н.И.Петрова.

Элементы-примеси в самородном золоте определены количественным микроспектральным анализом: типоморфными являются As, Fe, Cu, Pb, Sb, Bi, Ni (табл. 4). Присутствие таких элементов в основном связано с микровключениями пирита, арсенопирита, тетраэдрита, галенита, халькопирита, т.е. типоморфных минералов наиболее продуктивных ассоциаций. Также в самородном золоте устанавливаются и примеси, которые входят в его кристаллическую структуру (Cu, Hg и др.). Сравнение элементного состава примесей в самородном золоте и рудах показывает их удовлетворительное соответствие (рис. 5).

Изменение типоморфных свойств самородного золота по латерали и на глубину месторождения. По мере перехода с близкоповерхностных горизонтов к глубоким упрощается морфология самородного золота: на нижних горизонтах месторождения преобладают более простые комковидные формы, в поверхностных — увеличивается количество сложных комковидно-каркасных и комковидно-ячеистых выделений. Здесь в целом преобладают золотины цементационного вида.

На глубоких горизонтах частота встречаемости золотинок мелкой фракции (0,25—0,75 мм) увеличивается в несколько раз, и они концентрируются не только в пределах кварцевой жилы, но и во вмещающих окварцованных милонитах. В рудоносных кварцевых жилах золото образует гнездовые скопления, а в милонитах встречается в форме изометричных зерен.

По рудным столбам наблюдается вариация пробы самородного золота (см. рис. 3, В). Наиболее существенная отмечается по рудному столбу I; доля высокопробного золота в рудах II рудного столба выше; в рудах III и IV рудных столбов намечается тенденция уменьшения высокопробного золота. Данные различия пробы самородного золота в первую очередь связаны с развитием различных минеральных ассоциаций, т.е. составом руд. Широкие вариации пробности золота также объясняются наложением нескольких минеральных ассоциаций [6], с которыми связано золото определенной пробы.

Изменение пробы самородного золота с глубиной можно наблюдать по рудным столбам I, II и III (рис. 6, А). Волновое изменение пробности золота наблюдается по столбу I: на верхних горизонтах — широкая вариация 462—994‰ пробности золота, средних 920—800 м — повышается доля высокопробного золота, нижних — преобладают золотины средней пробности, а высокопробные разности отмечаются редко. По рудному столбу II охарактеризовано золото верхних и средних горизонтов и установлено преобладание самородного золота высокой (>900‰) пробности; III — в изученном интервале глубины (780—660 м) пробность золота в целом выдерживается на одном уровне (700—800‰).

Впервые изучено изменение пробности самородного золота в плоскости зоны Надвиговая (см. рис. 6, Б). По латерали с запада на восток ореолы высокопробного золота чередуются с ореолами относительно низкопробного. На глубину перепады пробности менее ощутимы, чем по латерали. Как известно, прослеживается общая тенденция повышения пробности золота в пределах богатых рудных столбов по сравнению с «фоновыми» рудами [10]. Таким образом, по развитию относительно высокопробного золота перспективны на глубину западная и центральная ветви I рудного столба и III рудный столб.

Из всего изложенного можно сделать следующие выводы:

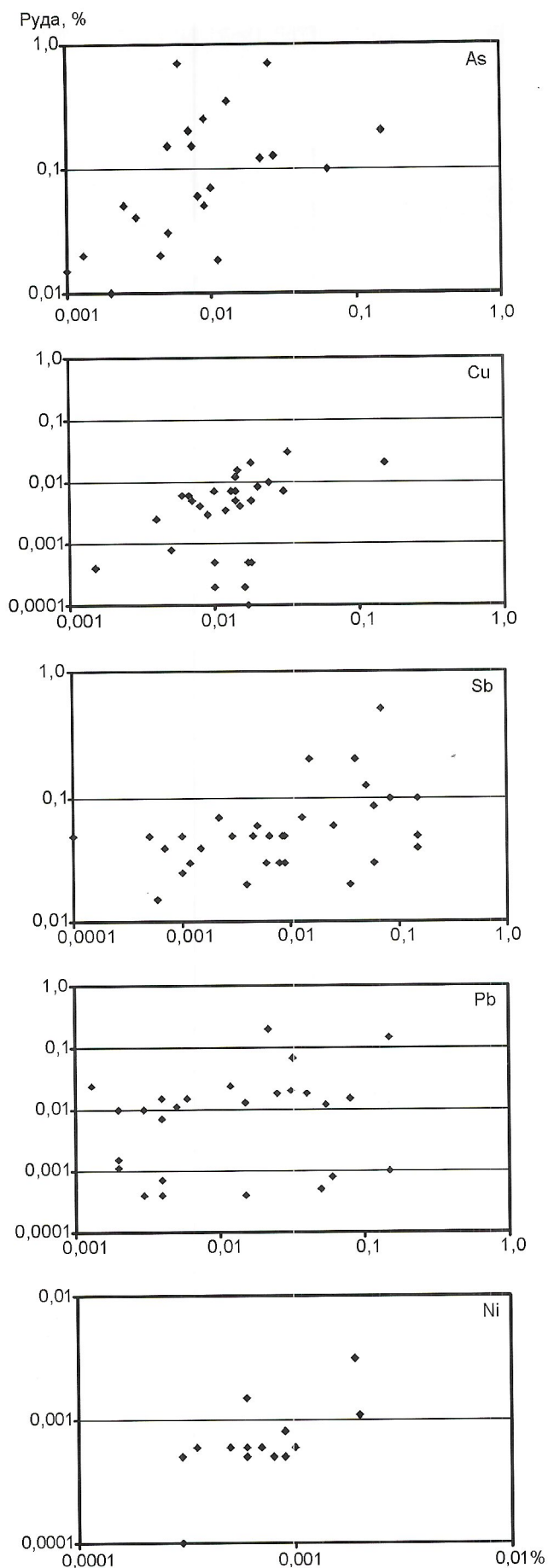


Рис. 5. Зависимость концентрации элементов-примесей в самородном золоте от состава руд

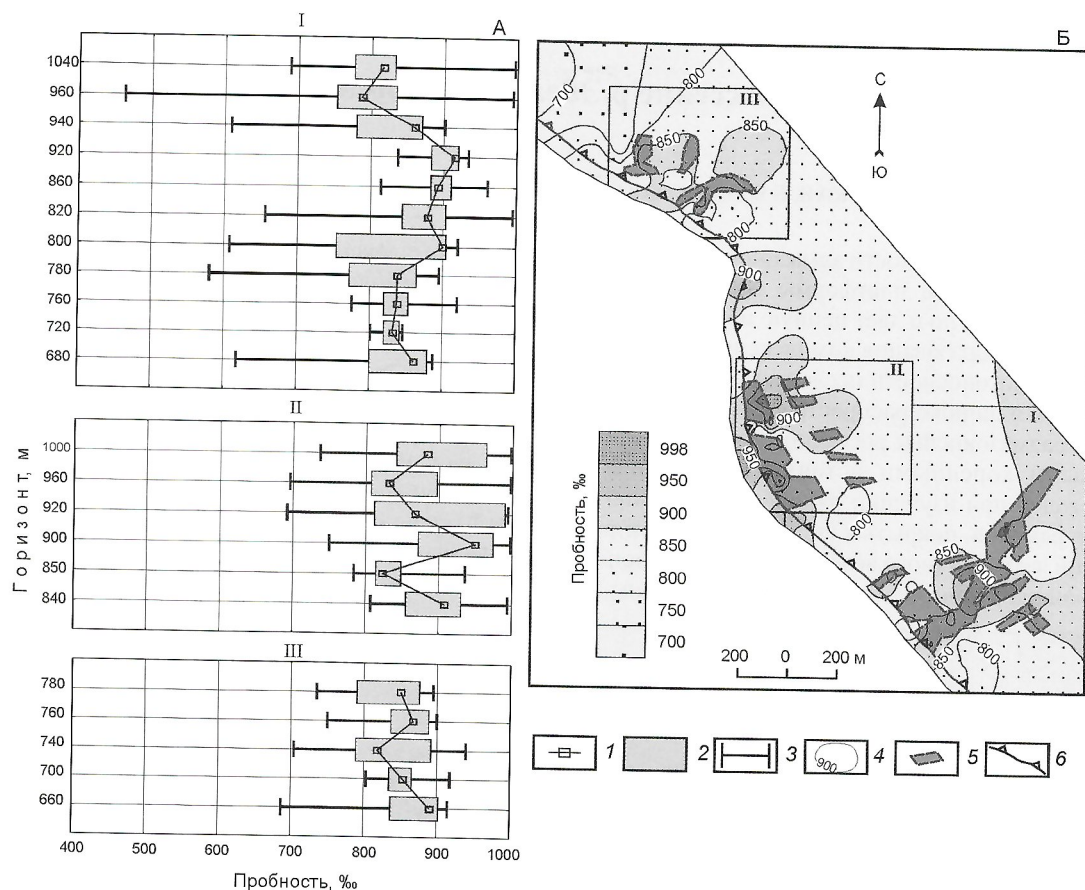


Рис. 6. Изменение пробности самородного золота с глубиной по рудным столбам (А), в плоскости минерализованной зоны Надвиговая месторождения Бадран (Б):

1 — среднее содержание; 2 — наиболее значимые значения; 3 — пределы колебаний пробы; 4 — изолинии пробности; 5 — контуры рудных тел; 6 — зона Надвиговая

1. Самородное золото месторождения характеризуется сложной морфологией, что соответствует как полигенности, так и нестабильности обстановки его образования.

2. Преобладает самородное золото мелкой и тонкодисперсной крупности, доля которого возрастает с глубиной.

3. Наблюдается широкий диапазон колебаний пробности самородного золота (462—998‰). Минеральные ассоциации содержат самородное золото определенной пробности.

4. Неоднородность состава золота проявляется в виде неравномерного распределения Ag и Hg. Проявление неоднородности свидетельствует о нестабильности физико-химических условий минералообразования.

5. Впервые в самородном золоте месторождения в виде примеси обнаружена ртуть. Наиболее ртутьносны поздние низкопробные разности (400—700‰), что свидетельствует об увеличении активности ртути от ранних стадий к поздним.

6. По развитию относительно высокопробного золота перспективными на глубину оцениваются I и III рудные столбы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Агеев В.А., Баландин В.А. Месторождения золота. Бадран / Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождения Якутии. — Якутск, 2002. С. 39—64.

2. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
3. Анисимова Г.С. Минералогические критерии локального прогнозирования золотого оруденения на основе топоминералогического картирования Бадранского рудного поля / Минералогическо-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. — Якутск, 1993. С. 49—53.
4. Анисимова Г.С. Типоморфные особенности самородного золота Бадранского поля / Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Т. II. — Якутск, 1999. С. 122—125.
5. Анисимова Г.С., Амузинский В.А., Баландин В.А. Сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах — новый тип месторождений золота // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 65—70.
6. Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С. Топоминералогия глубоких горизонтов месторождения Бадран / Рудогенез и металлогения Востока Азии. — Якутск, 2006. С. 9—12.
7. Неустров Р.Г. Структурно-морфологические особенности размещения золотого оруденения месторождения Бадран // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — С-Пб., 2004.
8. Неустров Р.Г. Условия локализации рудных столбов месторождения Бадран (Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 54—57.
9. Неустров Р.Г. Морфогенетические типы рудных тел месторождения Бадран (северо-восточная Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 33—38.
10. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
11. Самусиков В.П. Особенности концентрации ртути в самородном золоте / Рудогенез и металлогения Востока Азии. — Якутск, 2006. С. 162—164.

О находках рудного золота в бассейне р.Эбелях (северо-восток Сибирской платформы)

З.С.НИКИФОРОВА, Р.В.БАЗИЛЕВСКАЯ, Б.Б.ГЕРАСИМОВ

Оценка попутной золотоносности алмазонасных россыпей северо-востока Сибирской платформы имеет не только практическое значение, но и дает ценную научную информацию об условиях образования комплексных россыпей и потенциальной золотоносности исследуемого региона. На данной территории широко распространены комплексные платина-золотоалмазонасные россыпные проявления с неустановленными коренными источниками. Одним из основных методов при изучении рудной и россыпной золотоносности районов, покрытых сплошным чехлом рыхлых отложений четвертичного возраста, где традиционные методы поисков на рудные источники не эффективны, яв-

ляется комплексное изучение типоморфных особенностей россыпного золота. В данной статье приведены предварительные результаты изучения россыпной золотоносности руч.Моргогор — правый приток р.Эбелях.

Краткая характеристика геологии района дана по материалам работы [8]. Геология района рассматривается с точки зрения анализа потенциальной золотоносности востока Сибирской платформы, проведенного исследователями публикаций [1, 4—6, 8, 9, 11, 12].

В бассейне р.Эбелях наиболее широко распространены кембрийские карбонатные отложения (рис. 1). В кровле среднекембрийской толщи отмечается кора выветривания



Рис. 1. Схема геологического строения бассейна руч.Моргогор [8]:

отложения: 1 — кембрийские ϵ , 2 — пермские P (песчаники, линзы и прослои аргиллитов, алевролитов, конгломератов и гравели- тов), 3 — юрские J (алевролиты и песчаники), 4 — меловые K_{1-2} (рыхлые песчаники, алевролиты, линзы гравели- тов), 5 — неоплей- стоценовые Q_{II-III} (галечники, пески, илистые суглинки и супеси), 6 — голоценовые Q_{IV} (аллювиальные образования); 7 — раннетри- асовые ($v\beta T_1$) интрузии долеритов; 8 — разрывные нарушения: a — установленные, b — предполагаемые; 9 — разведочные линии

мощностью 1—3 м, представленная карбонатно-глинистой массой и связанная постепенными переходами с коренными породами. В долине руч.Моргогор не обнаружены терригенные континентальные отложения пермского возраста, эффузивные и пирокластические породы трапповой формации триасового возраста, алевролиты и конгломераты юрского возраста, несмотря на то, что эти отложения широко распространены в северо-восточной части рассматриваемого района. Континентальные отложения мелового возраста установлены в долинах рек, на водоразделах и их склонах под покровом кайнозойских образований. Залегают они на кембрийских породах и коре выветривания, реже на пермских отложениях.

При проведении геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 россыпное золото установлено в знаковых содержаниях в шлиховых пробах из разновозрастных пермских, нижнеюрских и меловых отложений, а рудное золото в палеозойских и мезозойских образованиях не обнаружено [8]. В.А.Амузинский [1], изучая золотоносность палеозойских и мезозойских толщ востока Сибирской платформы в районе средней Лены, пришел к выводу о кластогенной природе нахождения золота в этих отложениях. По его результатам минералого-геохимических исследований осадочных палеозойских отложений содержание золота в них не превышает уровня кларка и не зависит от химического состава пород [1].

Отложения четвертичного возраста в районе исследований представлены верхним неоплейстоценом III надпойменной террасы, нерасчлененным верхним неоплейстоценом—современным, прослеживающимися на водоразделах и пологих склонах долин, и современными образованиями, слагающими русло и низкую пойму руч.Моргогор. Четвертичные отложения сложены галечниками, песками, илстыми суглинками и супесями. В составе гальки и гравия преобладают исключительно местные карбонатные породы, характеризующиеся плохой сортировкой и слабой окатанностью. В долине руч.Моргогор отмечаются хорошо окатанные экзотические гальки кремнистых пород (до 5%), кварца и халцедона (до 2%), крайне редко среди них встречаются нефелиновые сиениты и кислые эффузивы. Содержание россыпного золота в четвертичных отложениях от 10 до 50 мг/м³, иногда достигает 200 мг/м³. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в современных аллювиальных образованиях. Золото мелкое (0,1—0,25 мм) окатанное, пластинчатой формы, иногда с загнутыми краями [8]. Поверхность зерен гладкая, реже мелкоячеистая. Цвет золота желтый, красновато-желтый. В шлихах четвертичных отложений, наряду с золотом встречаются галенит и сфалерит, что, вероятно, связано с размывом пермских пород, в которых обнаружены эти минералы.

Интрузивные породы распространены в основном в верховьях руч.Моргогор и представлены долеритами, слагающими sill, дайки и штоки. Контактные изменения пород около интрузий, весьма слабые и выражаются в уплотнении и частичном замещении цеолитом карбонатного и глинистого цемента [8]. Широко проявленный трапповый магматизм раннетриасового возраста и связанные с ним интрузивные тела, по-видимому, не образуют золоторудных проявлений, поскольку их контактовые зоны практически не изменены. Подтверждением этому служат результаты детальных исследований Б.В.Олейникова и др. [6], а также и В.А.Амузинского [1]. Ими выявлено, что содержание золота в эндогенных породах палеозойского воз-

раста и раннего мезозоя на территории средней Лены и Вилюйской синеклизы находится на уровне кларковых.

В течение поздне триасового и начале раннеюрского времени в северной части Анабарской антеклизы проявился кимберлитовый магматизм. В истоке руч.Моргогор под покровом рыхлых кайнозойских отложений аэромагнитной съемкой установлены трубчатые тела неясного происхождения, выполненные туфами и туфобрекчиями, являющиеся, по-видимому, корнями вулканических аппаратов центрального типа [8]. Обломки кремней, кварца и других экзотических пород в русловых отложениях бассейна руч.Моргогор и трубчатые тела неясного происхождения, могут свидетельствовать о формировании флюидно-эксплозивных структур или о проявлении эксплозивно-грязевого вулканизма. По данным В.К.Маслова [4, 5], щелочной магматизм позднеюрского—раннемелового возраста, связанный с эксплозивно-грязевым вулканизмом, — главная причина образования золоторудных проявлений на Вилюйской синеклизе.

Исследуемая территория находится в зоне сочленения северо-восточного склона Анабарского поднятия, западного окончания Лено-Попигаевского вала и северо-западной части Суханского прогиба. Заложение рек в данном районе происходило по тектоническим нарушениям в мезозойское время [8]. Последующая активизация тектонических движений, повлекла перестройку гидросети. Разрывные нарушения фиксируются и в долине руч.Моргогор по зонам брекчирования, ожелезнения и окварцевания, ширина которых колеблется от 3 до 50 м. Вероятно, эти зоны могут быть перспективны на обнаружение золоторудной минерализации, поскольку по данным Б.В.Олейникова, тектонические нарушения значительной протяженности служат путями миграции золотоносных гидротерм [6].

Анализ геологии исследуемого района показал, что россыпная золотоносность сформирована в основном за счет рудных источников, вероятно, докембрийского возраста при последовательном переотложении золота с более древних уровней на более молодые [7, 9, 11, 12]. Однако выявление трубчатых тел неясного происхождения и тектонических нарушений, фиксирующихся по зонам брекчирования, ожелезнения и окварцевания, дают основание предполагать наличие рудных источников, возможно, мезозойского возраста.

Типоморфные особенности золота руч.Моргогор. Россыпное золото крупностью более 0,5 мм изучалось из русловых отложений руч.Моргогор на протяжении 25 км. Пробы отобраны по шурфовочным линиям при проведении геологоразведочных работ на поиски алмазов ОАО «Алмазы-Анабара». Всего проанализировано 114 проб золота по 35 линиям в количестве 269 знаков. Поскольку при опробовании на алмазоносность фракция менее 0,5 мм отсекалась, то мелкое золото размером 0,1—0,25 мм не анализировалось.

Анализ гранулометрического состава россыпного золота размером более 0,5 мм выявил, что оно представлено фракциями +2 мм — 32%, 1—2 мм — 45%, 0,5—1 мм — 23% (рис. 2, А). При этом не наблюдается дифференциации золота по крупности: частицы размером 1—2 мм и более встречаются, как в истоке, так и устье ручья. При наличии золотоносного источника в верховьях ручья происходила бы естественная дифференциация металла по крупности, а при подпитке из дополнительного источника, на-

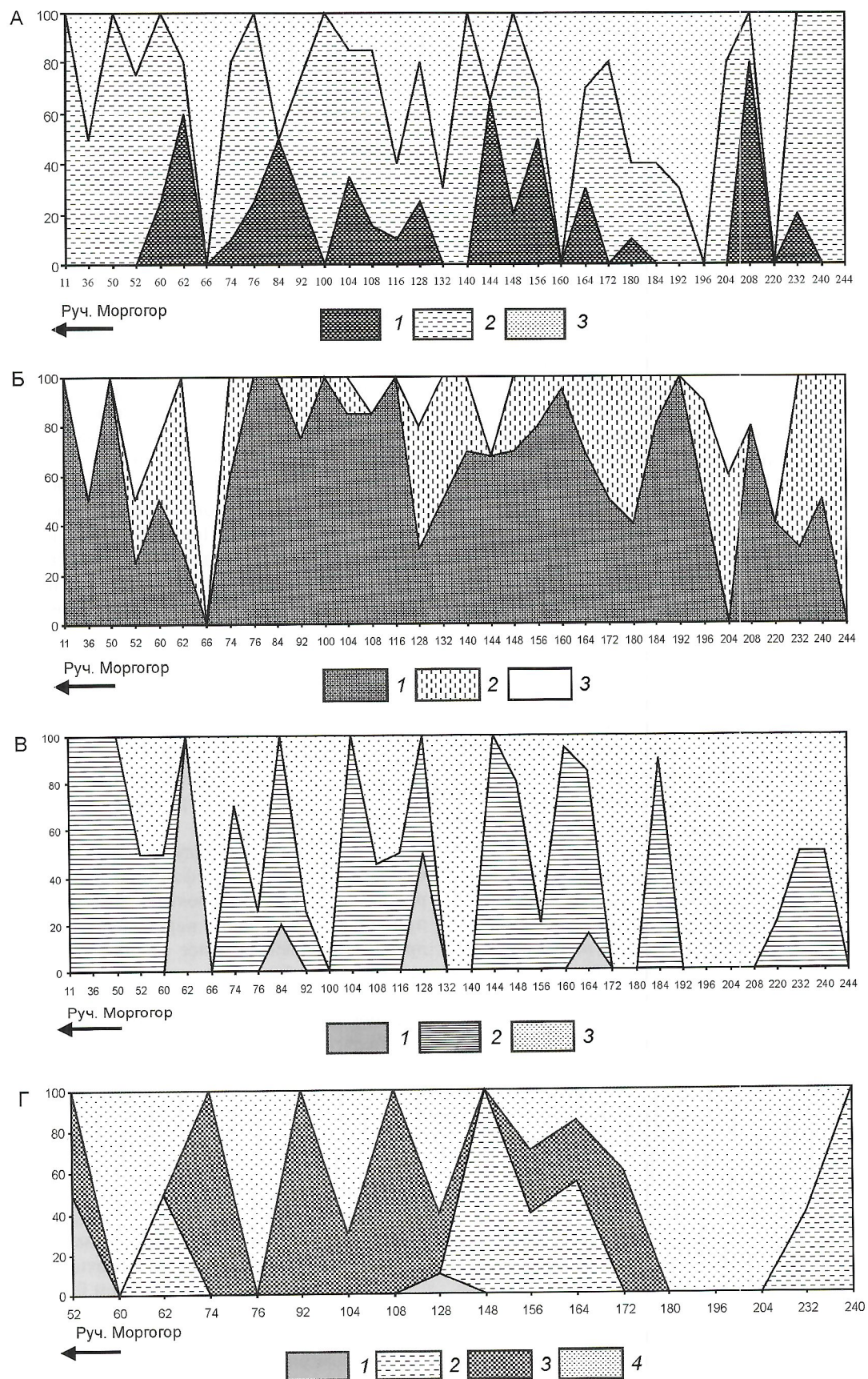


Рис. 2. Типоморфные особенности золота из аллювиальных отложений руч.Моргогор:

А — гранулометрический состав золота: 1 — 0,5—1 мм; 2 — 1—2 мм; 3 — >2 мм; Б — морфология золота: 1 — пластинчатая, 2 — комковидная, 3 — таблитчатая; В — степень обработанности золотин: 1 — необработанная, 2 — слабообработанная, 3 — хорошо обработанная; Г — пробность золота (в ‰): 1 — 600—699; 2 — 700—799; 3 — 800—899; 4 — 900—1000

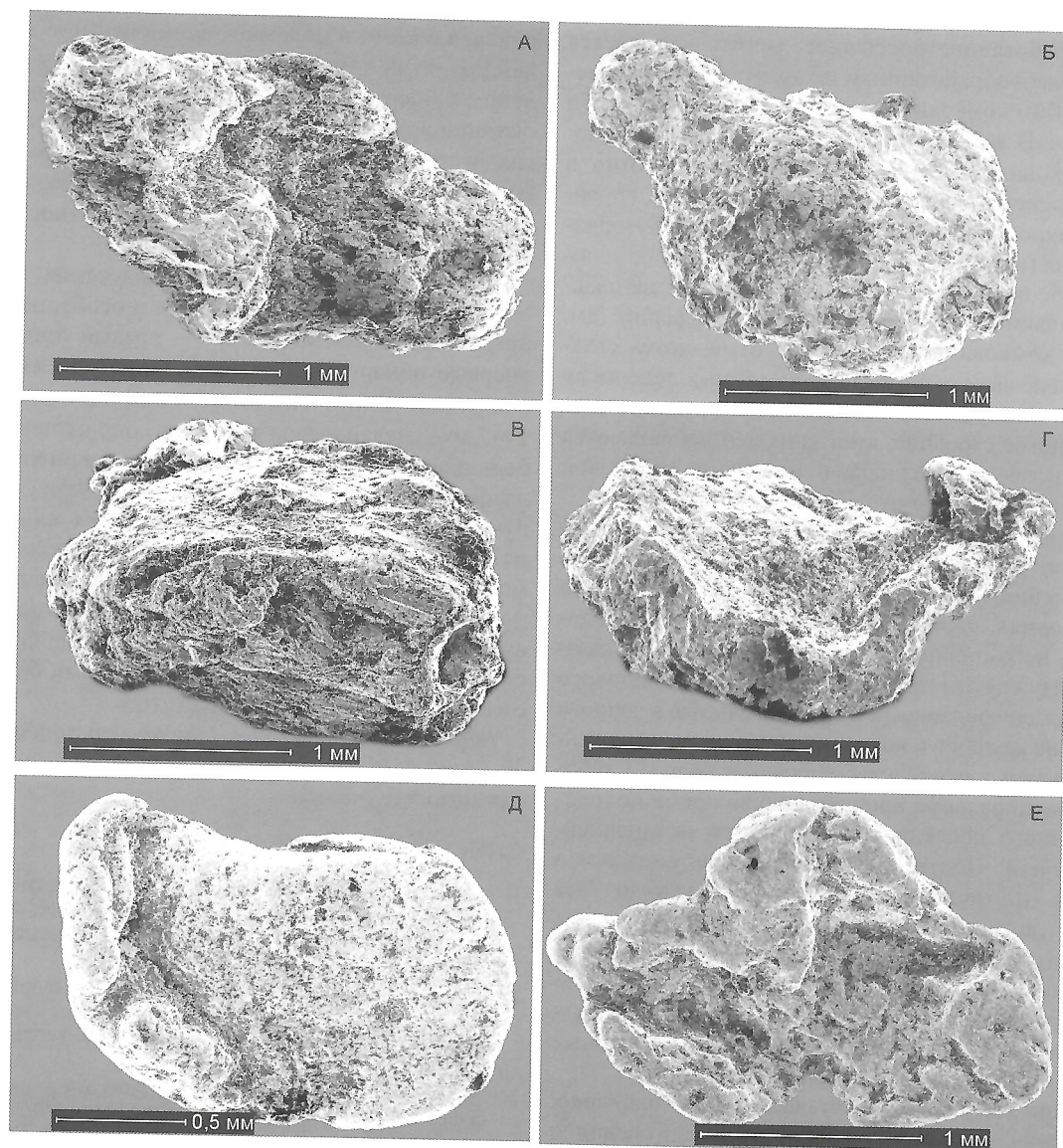


Рис. 3. Морфологические особенности золота руч.Моргогор:

слабообработанная золотина комковидной формы с микропористой поверхностью: А — р.л. 128, Б — р.л. 92; необработанная золотина рудного облика с микропористой поверхностью: В — р.л. 62, Г — р.л. 60; Д — хорошо обработанная пластинчатая золотина с валиком по периферии с микропористой поверхностью (р.л. 156); Е — среднеобработанная золотина с завальцованными выступами и микропористой поверхностью (р.л.164); р.л. — разведочные линии

блюдалось бы неравномерное распределение металла на отдельно взятом участке долины ручья.

По морфологии рассыпное золото на протяжении руч.Моргогор характеризуется в основном пластинчатыми и реже комковидными, иногда таблитчатыми формами (см. рис. 2, Б), и различается оно только степенью обработки (см. рис. 2, В). В россыпном золоте присутствует слабообработанное золото до 50% (рис. 3, А, Б), единицы процентов составляют золотины рудного облика. Слабообработанное золото субрудного облика обнаружено практически по всем линиям разведочных шурфов в количестве 1—2 знака, а на линии 128/6-1 — 25 знаков, 160/2-1 — 13 знаков. Слабообработанное рудное золото представлено в основном фракцией +2 мм и 1—2 мм, имеет пластинчатые и комковидные формы, микропористую поверхность, низкую и среднюю пробы (от 600 до 800‰), а также высокую 900‰. Рудное золото характери-

зуется преимущественно комковидными и пластинчатыми формами (см. рис. 3, В, Г). Поверхность у этих золотин микропористая, пористая, кавернозная и необработанная, отдельные комочки напоминают кусочек пемзы. На некоторых рудных золотинах отмечаются признаки начальной стадии золотой обработки. Единичные знаки рудного золота находятся в сростании с кальцитом (золото как бы обволакивает кальцит). Цвет золотин желтый, темно-желтый, а также отмечаются частицы золота с зеленоватым оттенком.

Обнаружение слабообработанного золота субрудного облика в долине руч.Моргогор, бассейн р.Эбелях позволяет предполагать близость коренного источника, а не золотоносных промежуточных коллекторов. Судя по распределению слабообработанного золота субрудного облика, присутствию его как в истоке, так и в устье, поступление металла происходило на всем протяжении руч.Моргогор.

Хорошо обработанное россыпное золото встречается совместно со слабообработанным и характеризуется пластинчатыми (60%), комковидными (25%) и таблитчатыми (15%) формами. В небольшом количестве отмечаются золотины палочковидной формы. Поверхность золотин в основном шагреневая микропористая (более 50%), грубошагреневая микропористая (более 30%) и ямчато-бугорчатая кавернозная (около 10%). Хорошо обработанное золото несет на себе признаки эолового воздействия: на пластинках наблюдаются тонкие валики по периферии (см. рис. 3, Д), на комковидных золотилах отмечаются сглаженные округлые выступы в виде «обсосанных леденцов» (см. рис. 3, Е). Поверхность на этих частицах имеет пленочно-волоконистое строение, иногда на ней наблюдаются примазки пелитового материала и мелкой доломитовой муки, в кавернах выявлены отпечатки кальцита.

Повсеместное присутствие хорошо обработанного золота со следами эолового воздействия свидетельствует о перераспределении данного металла и его преобразовании в эоловых условиях. Эоловые процессы, наряду с гидродинамическими, несомненно, играли важную роль. Доказательством этому служит не только обнаружение эолового золота, но и специфическое строение рельефа в данном районе, наличие желобов и котловин выдувания, выраженных в виде травяных речек и заболоченных озер [3]. Формирование такого рельефа происходило во время похолодания, вызванного последним оледенением позднеплейстоценовой эпохи. Подтверждается это присутствием в четвертичных отложениях нижних горизонтов до 72% пыльцы трав (полынь, злаковые и др.), характерных для холодных пустынь [8]. Последнее оледенение позднеплейстоценовой эпохи, безусловно, повлияло на развитие рельефа [3] и перераспределение рыхлых континентальных отложений четвертичного возраста, содержащих полезные компоненты — алмазы, золото, платину и др. [10].

При изучении химического состава золота установлено, что его основная часть имеет пробность (в %) среднюю (800—899‰) — 30, относительно низкую (700—799‰) — 25 и низкую (600—699‰) — 5. Золото высокой пробы (900—950‰) составляет более 14%, весьма высокой (950—1000‰) — 27% (см. рис. 2, Г). Здесь важно подчеркнуть, что средне- и низкопробное золото характеризуются как хорошо-, так и слабо- и необработанными золотилами субрудного и рудного облика, причем пробность центральных и периферических частей исследованных золотин практически не отличается, т.е. золотины пребывали в экзогенных условиях весьма непродолжительное время. Высокую и весьма высокую пробу имеют также, как хорошо-, так и слабообработанные золотины пластинчатой и комковидной формы, что свидетельствует об едином источнике поступления. Распределение золота по пробе вдоль россыпи в русловых отложениях руч.Моргогор незначительно.

В целом россыпные проявления золота в исследуемом районе сформировались преимущественно в результате многократного переотложения мелкого высокопробного золота размером 0,1—0,25 мм с древних уровней в более молодые, о чем свидетельствует выявление золота в разновозрастных отложениях [8]. Обширная знаковая россыпная золотоносность, по мнению авторов, связана с древними выступами фундамента, по-видимому, с докембрийским этапом рудообразования [2]. При этом происходило многократное переотложение терригенного мате-

риала, а с ними и полезного компонента, с древних уровней поднятий в более молодые внутри зоны осадконакопления. Обнаружение незначительного количества хорошо окатанной гальки кремнистого, кварцевого составов и других экзотических пород в рифейских, палеозойских и особенно наличие их в пермских конгломератах служит неоспоримым доказательством неоднократности их переотложения [7, 9, 11, 12].

Таким образом, в результате изучения типоморфных особенностей россыпного золота и особенностей его распределения в руч.Моргогор — правый приток р.Эбелях, впервые обнаружено необработанное и слабообработанное рудное золото. Поскольку размер его в основном +2 и 1—2 мм, сделан вывод о том, что оно не переносилось на большие расстояния и, что рудные источники золота находятся в самом русле руч.Моргогор, в связи с чем в долине руч.Моргогор впервые прогнозируется наличие рудных источников золота пока неясного происхождения. Возможно, рудные источники золота связаны с флюидно-эксплозивными структурами, или с explosивно-грязевым вулканизмом, или с разрывными нарушениями мезозойского возраста, фиксирующимися зонами брекчирования, ожелезнения и окварцевания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 06-05-96112-р востока и Гранта Президента РС (Я) для молодых ученых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Амузинский В.А., Коробицин А.В. Минералого-геохимическая оценка золотоносности палеозойских пород средней Лены // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск, 1995. С. 44—65.
2. Герасимов Б. Б., Никифорова З.С. Эпохи формирования россыпной золотоносности бассейна р.Экит (юго-восток Оленекского поднятия) // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 3—6.
3. Корчагин В.П., Нахабцев Ю.С. Новейшие движения и их роль в формировании рельефа Кемпедийских дислокаций // Тектоника Сибирской платформы и смежных областей: Тр. Вост. СибНИИ, 1971. Вып. 9. С. 176—184.
4. Маслов В.К. Золото в юрских отложениях Вилуйской синеклизы // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 81—87.
5. Маслов В.К. Роль флюидного (грязевого) вулканизма в формировании раннеюрских отложений и полезных ископаемых Южной Якутии // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 7. С. 42—52.
6. Олейников Б.В., Копылова А.Г., Томишин М.Д. Распределение золота в некоторых геологических образованиях среднего Приленья // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск, 1995. С. 66—73.
7. Прокопчук Б. И., Сочнева Э.Г., Кривонос В.Ф. Минеральный состав тяжелой фракции и источники сноса пермских отложений Лено-Анабарского междуречья (северо-восток Сибирской платформы) // Изв. АН СССР. 1973. № 5. С. 82—92.
8. Рубенчик И.Б., Борщева Н.А., Зарецкий Л.М. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000 (Лист R-50-VII, VIII). — М., 1980.
9. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
10. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Формирование россыпей золота под воздействием эоловых процессов. — Новосибирск: Наука, 1998.
11. Шпунт Б.Р., Шамина Э.А., Шаповалова И.Г. и др. Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья. — Новосибирск: Наука, 1976.
12. Цейдлер Н.А., Минаева Ю.И. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R-51-XVII, XVIII, серия Нижнеленская). — М., 1969.

Влияние химического состава кимберлитов и лампроитов на кристалломорфологию алмаза

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ, З.А.АЛТУХОВА

В настоящее время наиболее распространена гипотеза ксеногенного происхождения алмаза в кимберлитах и лампроитах. Предполагается, что исходные магмы этих пород лишь транспортировали алмазы, захваченные из мантийных перидотитов и эклогитов, поэтому состав магм не влиял на его кристалломорфологию. Однако с ксеногенной гипотезой не согласуются: присутствие расплавных включений в некоторых алмазах [22], иногда устанавливаемый синкимберлитовый изотопный возраст минеральных включений в них [20, 24], присутствие включений карбонатов и раскристаллизованных карбонатитовых расплавов [22], типичных для кимберлитов и не характерных для мантийных ксенолитов и др. [3, 19]. Особенно показательным сонахождение перидотитового и эклогитового парагенезисов в одних и тех же кристаллах [21, 8]. В связи с невозможностью перемещений алмазов в твердой мантии из эклогитов в перидотиты и обратно такое сонахождение свидетельствует о формировании перидотитового и эклогитового парагенезисов включений на разных стадиях роста алмазов в процессе эволюции среды алмазообразования. В высокотемпературных условиях мантии наиболее реальной средой минералообразования, эволюционирующей по составу и температуре, является расплав.

По современным данным [25, 2], морфология кристаллов алмаза определяется степенью пересыщения среды углеродом. При небольшом пересыщении атомы углерода присоединяются в основном к существующим ступеням роста, т.к. здесь присутствует наибольшее число свободных валентных связей. Таким путем формировались плоскогранные октаэдры в результате тангенциального послойного роста. В случае больших пересыщений атомы присоединяются ко всей поверхности граней, происходит радиальный рост с образованием других форм кристаллов. При магматическом происхождении алмаза увеличение кремнекислотности и связанной с ней вязкости расплавов должно приводить к уменьшению скорости диффузии и диффузионного стока углерода в формирующиеся алмазы, росту пересыщения расплава углеродом и смене октаэдрической огранки кристаллов ромбодекаэдрической и кубической. Анализ опубликованных данных по 21 трубке России подтвердил существование подобных зависимостей [19]. Приведем результаты изучения влияния не только содержания кремнекислоты, но и других химических компонентов на кристалломорфологию и некоторые физические свойства алмазов на примере 59 трубок России, Африки, Канады и Австралии [1, 4, 5, 7, 9—12, 15—18, 23], а также данные авторов по 7 петрографическим разновидностям кимберлитов трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная.

При построении рис. 1 и других использованы опубликованные данные по трубкам Якутской кимберлитовой провинции: Мир, Интернациональная, XXIII Съезда КПСС, Амакинская, Таежная, Ботубинская, Нюрбинская,

Удачная-Западная, Удачная-Восточная, Дальняя, Ире-ляхская, Зарница, Попугаевой, Электра, Айхал, Юбилейная, Сытыканская, Комсомольская, Краснопресненская, Молодость, Радиогеодезическая, Заполярная, Поисковая, Малокуонапская, Заря, Ленинградская, Университетская, Аэрогеологическая, Дьянга, Русловая; Архангельской кимберлитовой провинции: Гриба, Поморская, Ломоносовская, Архангельская, Карпинского-1, Карпинского-2, Снегурочка, Пионерская, Кольцовская, Первомайская; по туффизитам Вишерского Урала: Ефимовка и Волянка; по трубкам Австралии: Аргайл, Эллендейл-4; Африки: Катока, Антошка, Премьер, Финш, Де-Бирс, Весселтон, Коффифонтейн, Булфонтейн, Дютуйтспен, Камафука-Камазамбо, Мвадуи, Слоан; Канады: Лесли, Панда, Коала, Снэп-Лейк; а также данные авторов по 7 петрографическим разновидностям в трубках Удачная-Западная и Удачная-Восточная.

Установлено, что содержание октаэдров (см. рис. 1, А), суммы октаэдров и переходных разностей (см. рис. 1, Б) отчетливо уменьшаются, а содержание суммы ромбодекаэдров и додекаэдров (рис. 1, В) и округлых додекаэдров (см. рис. 1, Г) увеличивается с ростом кремнекислотности вмещающих кимберлитов и лампроитов, что согласуется с полученными ранее выводами. Относительно большой разброс точек около линий регрессии на рис. 1, А, Б, В (коэффициент корреляции r и ошибки коэффициента корреляции m_r соответственно $-0,42$; $-0,53$; $0,45$) частично связан с некоторой разнородностью исходных данных по алмазам, т.к. зарубежные исследователи, в отличие от российских, обычно не выделяют кристаллы, переходные от октаэдров к другим формам, и округлые додекаэдровиды в качестве самостоятельных разностей. При построении рис. 1, Г использовались данные только российских исследователей [10, 1, 16], поэтому величина коэффициента корреляции для него высокая ($r = 0,70$).

Разброс точек на диаграммах может быть обусловлен также содержанием в кимберлитах и лампроитах ксеногенного материала и неточностью некоторых подсчетов содержания морфологических разновидностей алмаза, т.к. результаты этих подсчетов различными исследователями для одних и тех же трубок иногда не совпадают. В этом случае учитывались данные, полученные на более представительном материале (обычно по нескольким тысячам кристаллов). При примерно одинаковой представительности использовались средние арифметические величины из данных различных исследователей, но главной причиной разброса может быть влияние содержания других химических компонентов, кроме кремнекислоты, на вязкость кимберлитовых и лампроитовых расплавов.

Из теории расплавов [13] следует, что их вязкость повышают катионы сеткообразователи (Si^{4+} , P^{5+} , Li^{4+}) и понижают катионы модификаторы (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+).

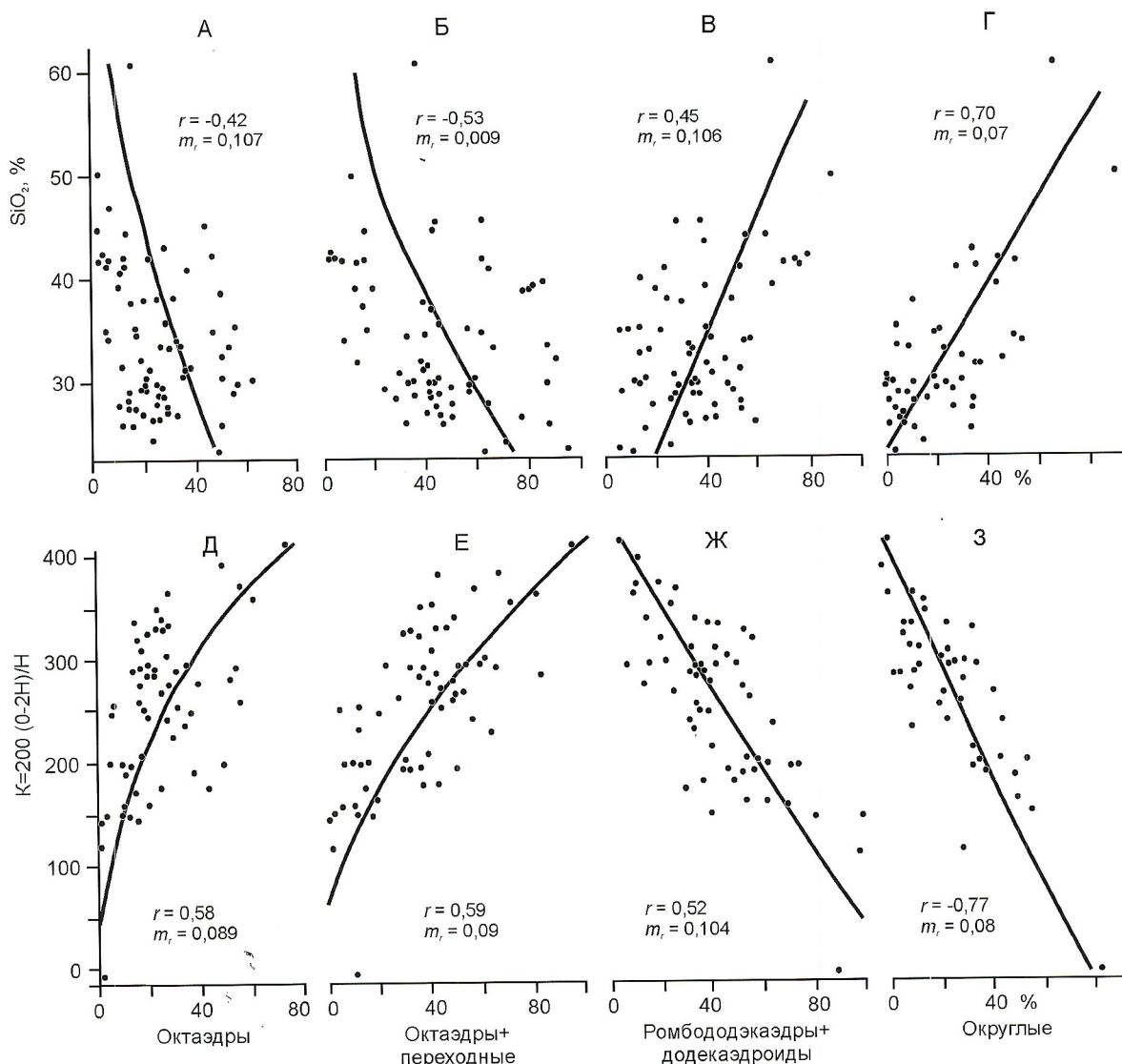


Рис. 1. Зависимость содержаний различных морфологических типов кристаллов алмаза от среднего содержания кремнекислоты в кимберлитовых и лампроитовых трубках (А—Г) и величины структурного параметра их исходных расплавов (Д—З)

Амфотерные катионы Al^{3+} , Fe^{3+} в зависимости от состава расплавов могут играть роль модификаторов или сеткообразователей. В природных магмах они обычно являются сеткообразователями. В кимберлитовых и лампроитовых магмах содержание кремнекислоты обычно 20—45%. Второй по распространенности компонент MgO (15—38%), увеличение его количества в соответствии с теорией расплавов должно уменьшать их вязкость и, следовательно, приводить к возрастанию в кимберлитах и лампроитах содержания октаэдров за счет других форм кристаллов алмаза. Как видно из рис. 2, А, в кимберлитах с близкими содержаниями кремнекислоты (28—32%) при увеличении количества MgO от 25 до 36 % содержание октаэдров в среднем повышается от 14 до 60%.

Увеличение содержаний воды и углекислоты также сильно уменьшает вязкость расплавов [13], что должно приводить к росту количества октаэдрических кристаллов алмаза. Действительно, в кимберлитах с близкими содержаниями SiO_2 (28—32%) и суммы MgO и CaO (35—37%) возрастание углекислоты или потерь при прокаливании на 10% увеличивает количество октаэдров примерно на 44% (см. рис. 2, Б и В). При незначительном содержании CaO скачкообразно

возрастает количество кубов (см. рис. 2, Г), что указывает на высокую вязкость малоизвестковистых расплавов и согласуется с принадлежностью Ca^{2+} к модификаторам. Существование таких зависимостей свидетельствует о влиянии всех химических компонентов на вязкость расплавов и необходимости учета этого влияния на кристалломорфологию алмаза в кимберлитах и лампроитах.

Согласно теории расплавов [13], зависимость их вязкости (η) от состава, температуры и давления имеет вид

$$\lg \eta = [27 \cdot 10^3 \exp(-0,085K) - 47K + 42,2 \cdot 10^3] (4,756T)^{-1} - 3,5 + \alpha(\Delta P),$$

где $K=200(O-2H)/H$ — структурный параметр, отражающий влияние состава расплава на вязкость; O — число грамм-ионов кислорода в 10^3 , H — число грамм-ионов сеткообразователей $\cdot 10^3$, α — пьезокоэффициент вязкости, равный для недосыщенных водой расплавов $1,2 \cdot 10^3 \text{ Па}$. Легче всего учесть влияние структурного параметра расплава, т.к. оценить температуру и давление в глубинных частях различных трубок очень сложно. К сожалению, в большинстве химических анализов кимберлитов и лам-

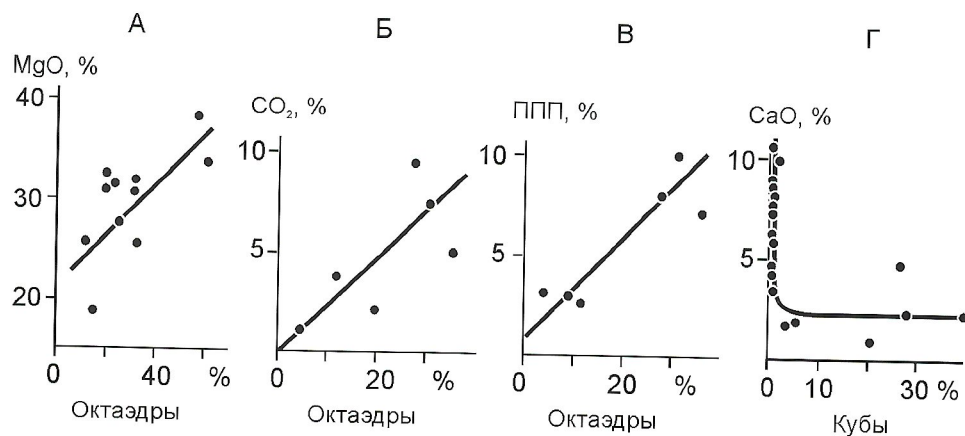


Рис. 2. Зависимость содержаний октаэдров от среднего содержания MgO (А), CO₂ (Б) и потерь при прокаливании (В) в породах трубок и содержания кубов от количества CaO (Г)

проитов не приведены содержания воды и углекислоты, поэтому эти химические компоненты не учитывались при вычислении значений структурного параметра. В случаях, когда приводится суммарное содержание двух и трехвалентного железа, при расчетах принимается, что количество трехвалентного железа в 2 раза выше, чем двухвалентного на основании оценок средней величины отношения этих компонентов в полных анализах. Пример расчета структурного параметра расплава приведен в работе [13].

Величина структурного параметра расплава, рассчитанная даже без учета влияния воды и углекислоты, гораздо лучше коррелируется с содержанием различных форм кристаллов алмаза, чем количество кремнекислоты. Значение коэффициента корреляции величины структурного параметра с содержанием октаэдров равно 0,58 (см. рис. 1, Д), а коэффициента корреляции количества кремнекисло-

ты с этим содержанием -0,42 (см. рис. 1, А). Для суммы октаэдров и переходных разностей алмазов эти значения соответственно равны 0,59 и -0,53 (см. рис. 1, Е и Б), для суммы ромбододекаэдров и додекаэдроидов -0,52 и 0,45 (см. рис. 1, Ж и В), для округлых кристаллов -0,77 и 0,70 (см. рис. 1, З и Г).

Степень пересыщения расплавов углеродом, обусловленная величиной вязкости, должна оказывать влияние на степень совершенства кристаллической структуры образующихся алмазов и, следовательно, на их физические свойства. Такое влияние, хотя и слабо выраженное, действительно намечается для содержания кристаллов с включениями (рис. 3, А), количества окрашенных (см. рис. 3, Б), целых (нераздробленных) кристаллов (см. рис. 3, В), двойников (см. рис. 3, Г), нелюминесцирующих (см. рис. 3, Д),

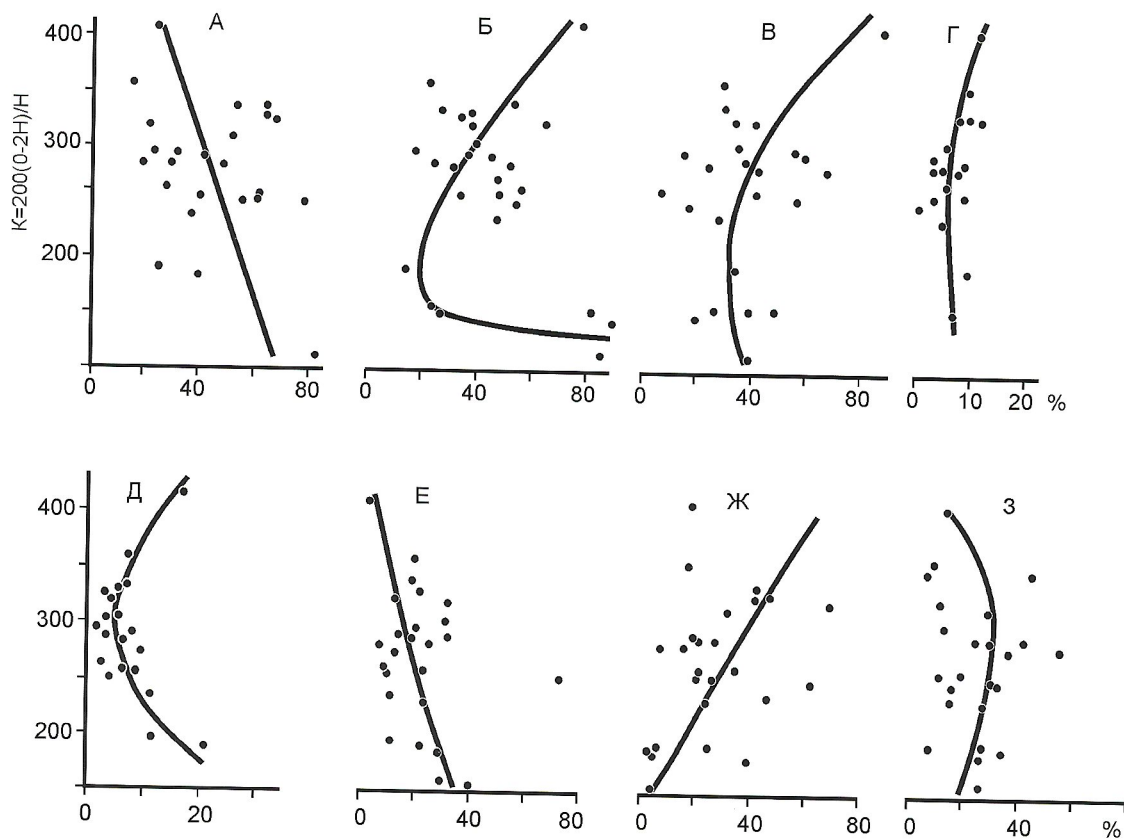


Рис. 3. Зависимость содержаний алмазов с включениями (А), окрашенных (Б) и целых (В) кристаллов, двойников (Г), нелюминесцирующих кристаллов (Д) и имеющих желто-зеленую (Е), сине-голубую (Ж) и розово-сиреневую (З) люминесценцию в трубках от величины структурного параметра исходных расплавов

люминесцирующих желто-зеленым (см. рис. 3, Е), розово-сиреневым (см. рис. 3, Ж) и сине-голубым светом (см. рис. 3, З). Содержание алмазов с включениями возрастает при уменьшении величины структурного параметра, что связано с уменьшением скорости диффузии и увеличением пересыщения расплавов углеродом и, вероятно, другими компонентами. Увеличение в данном направлении содержания кристаллов с желто-зеленой люминесценцией и уменьшение сине-голубой отражает увеличение содержания додекаэдров (см. рис. 1, В) и уменьшение октаэдров (см. рис. 1, А), для которых такие цвета характерны. Скорость кристаллизации алмазов сильно зависит также от скорости изменения давления и температуры в расплаве, которые трудно учесть. Неучет этих факторов, по-видимому, обуславливает значительно менее четкую корреляцию структурного параметра с физическими свойствами этого минерала, чем таковую с формой кристаллов.

Установленная связь кристалломорфологии и некоторых физических свойств алмаза с составом кимберлитов и лампроитов и соответствие особенностей такой корреляции характеру влияния вязкости расплава на свойства алмаза свидетельствуют о том, что данный минерал кристаллизовался в расплавах. Как известно, состав расплава сильно изменяется в процессе его образования и кристаллизации, что объясняет обычно большое разнообразие морфологии кристаллов в одной и той же трубке и состава включений в алмазе от перидотитовых и пироксенитовых до эклогитовых, расплавных карбонатитовых и кислых, флюидно-солевых и флюидных [22].

Включения перидотитового парагенезиса должны захватываться из кристаллизующихся ультраосновных расплавов, эклогитового — из более кремнекислых. В изначально более кремнекислотных расплавах алмаз должен захватывать повышенное количество включений эклогитового парагенезиса, что подтверждает существование прямой зависимости между содержаниями кремнекислоты в кимберлитах и лампроитах и алмаза с включениями эклогитового парагенезиса (рис. 4), преобладанием этого парагенезиса в алмазах из лампроитов (обычно содержащих больше кремнекислоты, чем кимберлиты), а также в додекаэдроиде, присутствующих в повышенных количествах в лампроитах и богатых кремнекислотой кимберлитах (см. рис. 1, Б). С возрастанием содержания октаэдров в кимберлитах количество включений эклогитового парагенезиса в алмазах уменьшается (рис. 5, А), поскольку октаэдры в больших количествах содержатся в бедных кремнекислотой кимберлитах (см. рис. 1, А). К эклогитовому парагенезису относятся включения граната с высоким содержанием СаО, поэтому в бедных кальцием расплавах даже богатых кремнекислотой содержание эклогитового парагенезиса в алмазе пониженное (см. рис. 5, Б). Изменение состава образующихся минералов при плавлении и кристаллизации объясняет случаи сонахождения в одном и том же кристалле алмаза включений перидотитового и эклогитового парагенезисов.

Формирование этих парагенезисов из минералов, кристаллизующихся в расплавах, а не в перидотитах и эклогитах, является причиной расхождения между количественными соотношениями ксенолитов таких пород в трубках и соответствующих парагенезисов включений в алмазе, а также некоторого несоответствия составов минералов в этих породах и во включениях. Например, 93% включений в алмазе лампроитовой трубки Аргайл относится к эклогитовому парагенезису, а мантийные ксенолиты в ней пред-

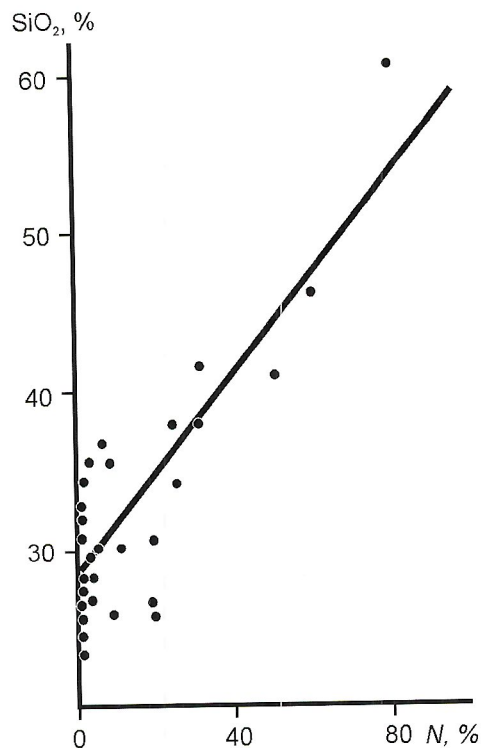


Рис. 4. Зависимость содержаний алмазов с включениями эклогитового парагенезиса N от количества кремнекислоты SiO_2 в кимберлитах и лампроитах со средним содержанием СаО более 5,5%

ставлены только ультраосновными породами [17, 16]. В кимберлитовых же трубках центральной части Сибирской платформы эклогитовый парагенезис составляет менее 1% включений [10], тогда как алмазоносные эклогитовые ксенолиты встречаются примерно в 5 раз чаще, чем алмазоносные перидотитовые [6]. Гранаты в кимберлитах обычно содержат больше кальция, чем в ксенолитах перидоти-

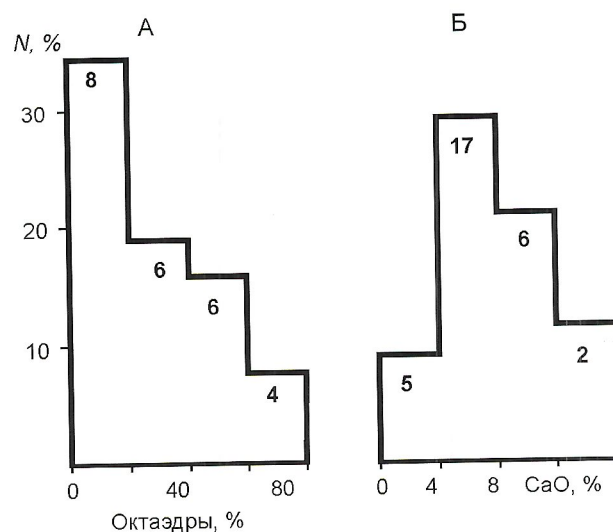


Рис. 5. Средние содержания эклогитового парагенезиса во включениях в алмазе N из кимберлитовых и лампроитовых трубок с различными количествами октаэдров (А) и СаО (Б):

цифры — число использованных определений

тов, и являются более магнезиальными, чем в ксенолитах эклогитов [14]. При магматическом происхождении алмазов эти расхождения — естественное следствие отличия состава кимберлитовых и лампроитовых расплавов от мантийных перидотитов и эклогитов.

Следовательно, результаты проведенных исследований свидетельствуют о существовании зависимости содержания различных морфологических типов кристаллов алмаза и некоторых его физических свойств от состава вмещающих кимберлитов и лампроитов. Характер данной зависимости указывает на ведущую роль влияния вязкости исходных расплавов этих пород на свойства алмаза и магматический генезис такого минерала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии. — Новосибирск: ГЕО, 2005.
2. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. — Киев: Наукова Думка, 1991.
3. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. — Новосибирск: Наука, 2000.
4. Бобреевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. Алмазные месторождения Якутии. — М.: Недра, 1959.
5. Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубев Ю.Ю. Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915—939.
6. Буланова Г.П., Барашиков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.П. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
7. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. — М.: Наука, 1997.
8. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С. и др. Включения в алмазе и алмазоносные породы. — М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 1991.
9. Занкович Н.С. Магматические фазы внедрения кимберлитов как отражение процессов формирования сложно построенных трубок Якутии // Геология алмаза — настоящее и будущее. — Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 467—481.
10. Зинчук Н.Е., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра, 2003.
11. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1978.
12. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. — Мирный, 2004.
13. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. — М.: Наука, 1984.
14. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1976.
15. Томишин М.Д., Фолин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1693—1703.
16. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). — М.: НИИ-Природа, 2005.
17. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения кимберлитов Мира. — М.: Недра, 1998.
18. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластов Вишерского Урала. — Пермь: Изд-во Пермского гос. ун-та, 2001.
19. Шкодзинский В.С., Зайцев А.И. Происхождение алмаза в кимберлитах // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 50—53.
20. Hamilton M.A., Sobolev N.V., Stern A.R., Pearson D.G. SHRIMP U-Pb dating of a perovskite inclusions in diamond: evidence for a syneruption age for diamond formation, Sytykanskaya pipe, Yakutia region, Siberia // 8th Kimberlite conference. Long Abstract. — Victoria, Canada, 2003.
21. Meyer H.O.A. Inclusions in diamonds / Nixon, P.H. (Ed). Mantle Xenoliths. — Wiley, England. 1987. P. 501—523.
22. Navon O., Izraeli E.S., Klein-BenDavid O. Fluid inclusions in diamonds — the carbonatitic connection // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. — Victoria, Canada, 2003.
23. Nowicki T., Crawford B., Dyck D., Carlson J., McElory R., Oshust P., Helmstaedt H. The geology of kimberlite pipes of the Ekaty property, Northwest Territories, Canada // 8th International Kimberlite Conference. Selected Papers. Vol. 1. 2004. P. 1—2.
24. Shimizu N., Sobolev N.V. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // Nature. 1995. Vol. 375. P. 394—397.
25. Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. — Tokyo, 1984.

Вещественный состав, минералогия и петрология кимберлитовых пород трубки Дьянга

С.А.БАБУШКИНА, З.А.АЛТУХОВА

Трубка Дьянга расположена в пределах Куйокского кимберлитового поля Якутской алмазонасной провинции (ЯАП) (рис. 1). Большинство тел данного поля неалмазонасны, незначительная часть относится к потенциально алмазонасным и лишь единичные тела, в т.ч. трубка Дьянга, характеризуются убогой алмазонасностью. Традиционные критерии алмазонасности такие как наличие в породах минералов алмазной ассоциации, низкие концентрации титана и железа и другие [4], для алмазонасных тел северной части Якутской алмазонасной провинции не характерны. Этим и определяется актуальность детального изучения данного объекта.

Возраст трубки 234 ± 21 млн.лет, определенный Rb-Sr методом (А.И.Зайцев, ИГАБМ СО РАН), соответствует ранне-мезозойской эпохе кимберлитового магматизма (T_2). Возраст пород, слагающих сопряженную с трубкой алмазонасную Жилу-79, установленный методом треков урана, 158 ± 12 млн.лет (J_3) и соответствует средне-мезозойской эпохе [8]. Аналогичный возраст трубки 156 ± 10 млн.лет дали и U-Pb определения методом SHRIMP, проведенные У.Гриффином с коллегами [15]. Вмещающие породы имеют вендский возраст, что характерно и для трубок Архангельской алмазонасной провинции, которые, как известно, также находятся на севере, но в европейской части России.

В основу изучения положены коллекции лаборатории геологии и петрологии кимберлитов ИГАБМ СО РАН. Керновое опробование проведено по скважине на глубину 59 м. Состав пород определялся в лабораториях химико-аналитической и спектральных, а минералов — в рентгеновских методах анализа ИГАБМ СО РАН.

Петрография. Трубка Дьянга сложена автолитовой кимберлитовой брекчией с неравномерным содержанием ксенолитов осадочных пород, включений серпентинитов и автолитов (рис. 2, А). Ксенолиты в основном представлены крупнозернистыми карбонатными породами. Значительно реже встречаются интенсивно измененные ксенолиты хлорит-серпентин-талык-слюдистого состава волокнисто-пластинчатого строения с редкими мелкими (0,02 мм) зернами сфена, или микрозернистые флогопит-цеолит-серпентиновые породы с пластинчатыми выделениями слюды и зернами кварца. Автолиты в породе мелкие, их размер не превышает 3—6 мм. Среди автолитов отмечаются ядерные и безъядерные образования. Ядра чаще всего — вкрапленники в различной степени серпентинизированного оливина (см. рис. 2, Б, В), ксенолиты осадочных пород, реже макрокристы флогопита (см. рис. 2, Г). В ядрах более крупных автолитов нередко присутствуют макрокристы серпентинизированного оливина (см. рис. 2, Д),

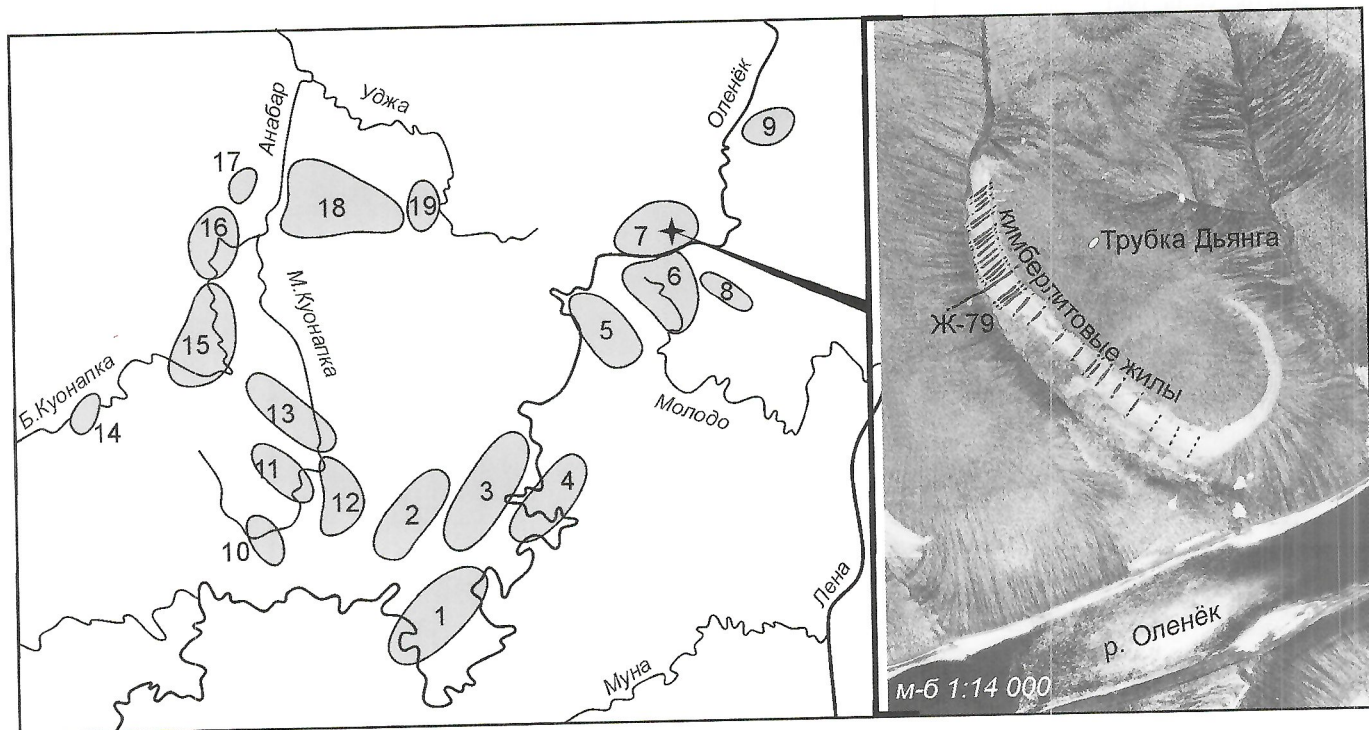


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых полей северной части Якутской кимберлитовой провинции:

кимберлитовые поля: 1 — Чомурдахское, 2 — Восточно-Укукитское, 3 — Западно-Укукитское, 4 — Огонер-Юряхское, 5 — Мерчимденское, 6 — Молодинское, 7 — Куйокское, 8 — Толуопское, 9 — Хорбусуонское, 10 — Куранахское, 11 — Биригиндинское, 12 — Лучаканское, 13 — Дюкенское, 14 — Среднекуонапское, 15 — Ары-Мастахское, 16 — Старореченское, 17 — Орто-Наргинское, 18 — Эбеляхское, 19 — Томторское

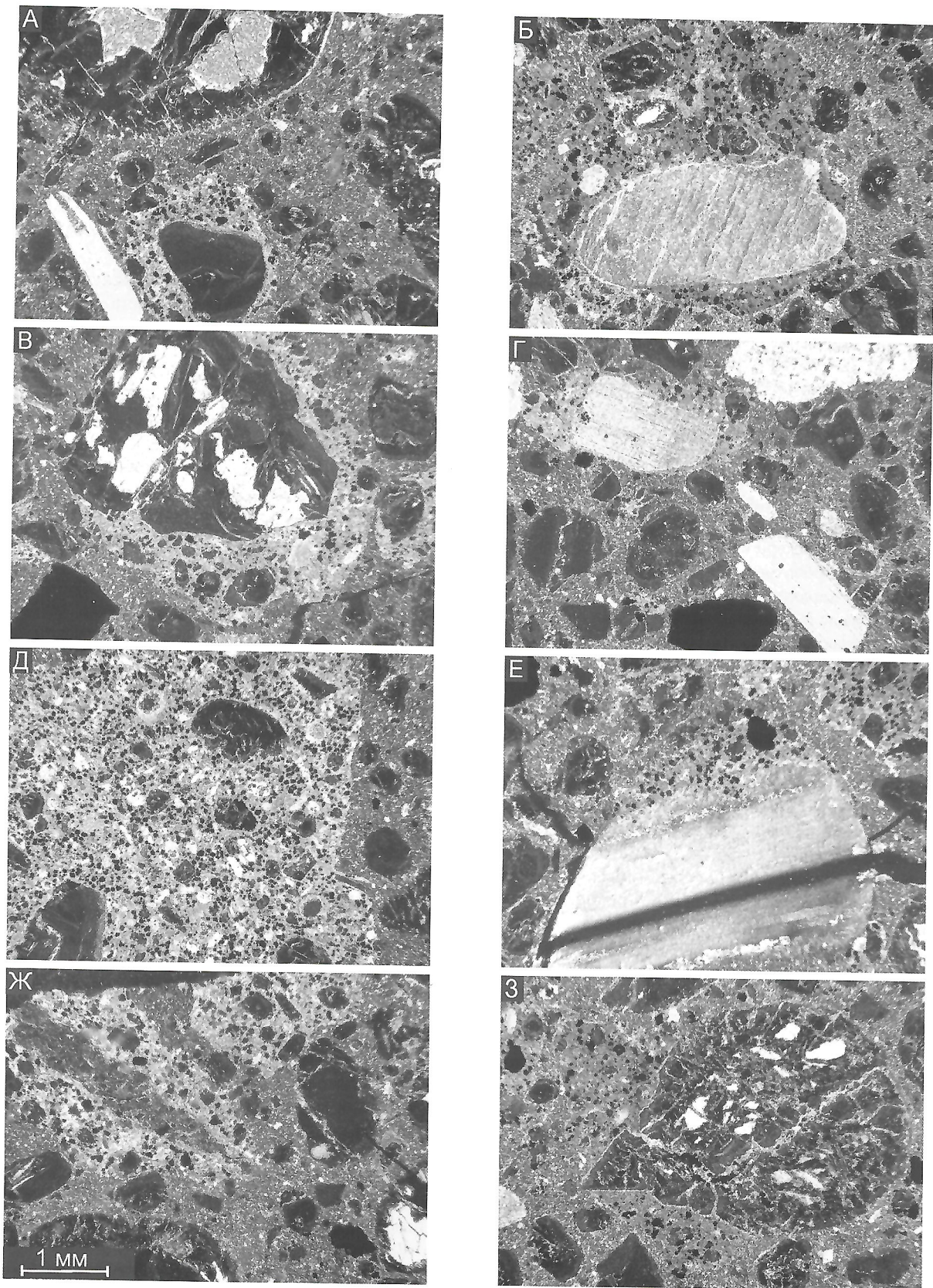


Рис. 2. Кимберлитовые породы, слагающие трубку Дьянга:

автолитовая кимберлитовая брекчия: А — с порфировыми выделениями серпентинизированного оливина и флогопита, в ядре зерно ильменита, Б — в автолите неизменный оливин, В — в ядре серпентинизированный оливин, Г — в ядре флогопит; Д — крупный автолит с порфировыми выделениями серпентинизированного оливина; автолитовая кимберлитовая брекчия: Е — в ядре ксенолит осадочной породы со следами перекристаллизации, Ж — со следами резорбции автолитов вмещающей кимберлитовой брекчией, З — вкрапленник серпентинизированного оливина расположен как в автолите, так и во вмещающей породе; николи $\perp$.

флогопита, редко ильменита и гранатов. В связующей массе кимберлитовой брекчии отмечаются макрокристы флогопита, ильменита и гранатов от 2 до 6 мм. С глубиной содержание обломков осадочных пород и автолитов уменьшается.

В верхних горизонтах трубки (до 54,7 м) залегает *мелко-обломочная автолитовая кимберлитовая брекчия* серого цвета с высоким (25%) содержанием ксенолитов осадочных пород размером 2—8 мм. Более крупные обломки (10—12 мм) отмечаются редко.

Текстурные особенности брекчии определяются распространением мелких автолитов, количество которых достигает 10%. Вокруг ксенолитов осадочных пород образуются асимметричные мелкопорфировые оболочки шириной 1—4 мм (см. рис. 2, Е). Наиболее распространены автолиты карбонат-флогопит-перовскит-ильменитового состава. Кроме того, зерна перовскита, ильменита и титаномагнетита образуют прерывистые каймы вокруг псевдоморфоз по оливину и равномерно распределяются среди криптозернистого карбонатного базиса основной массы, в котором расположены мелкие удлиненные пластинки светло-бурого флогопита. Зерна перовскита и ильменита часто образуют сростки. Часть автолитов имеет карбонат-серпентин-титаномагнетитовый состав и микролитовую структуру основной массы. Мелкие автолиты характеризуются витрофировой структурой основной массы и карбонат-лимонит-гётитовым составом. Редко встречаются ильменитсодержащие безъядерные мелкопорфировые автолиты с крупнозернистой основной массой, высоким содержанием титаномагнетита при отсутствии перовскита. Отличительная особенность данного типа автолита — присутствие относительно крупных зерен карбоната в основной массе, как в форме удлиненных пластинок размером 0,1×0,05 мм, возможно заместившего флогопит, так и сохранивших очертания мелких псевдоморфоз серпентина по оливину.

В интервале глубин 54,7—55,7 м залегает *атакситовая автолитовая кимберлитовая брекчия* с низким содержанием ксенолитов и автолитов (3—5%). Для породы характерны высокая степень сохранности оливина и широкое распространение частично резорбированных мелких серпентинитов с реликтами оливина. Атакситовая текстура определяется наличием на отдельных участках ядерных автолитов с асимметричными мелкопорфировыми оболочками (см. рис. 2, Б). Особенность состава таких автолитов — присутствие оливина как в ядрах (крупные зерна), так и в оболочках (мелкие вкрапленники). Среди последних преобладают зерна идиоморфной, гипидиоморфной, реже овальной формы, заключенные в сплошные каймы перовскита, ильменита и титаномагнетита. Кроме оливина в оболочках встречаются округлые и овальные вкрапленники флогопита. Базис основной массы оболочек представлен криптозернистым карбонатом, в котором расположены мелкие (0,05—0,1 мм) желтовато-бурые удлиненные пластинки флогопита и идиоморфные зерна перовскита, нередко в сростании с ильменитом. Контакты автолитов со связующей массой неровные, постепенные, со следами резорбции (см. рис. 2, Ж). Часто граница проходит посередине псевдоморфозы серпентина по оливину (см. рис. 2, 3), одна часть которой находится в автолите оливин-флогопит-карбонат-перовскитового состава, а вторая — во вмещающем реликтово-порфировом микрозернистом базисе серпентин (оливин)-хлорит (флогопит)-карбонатного состава, в котором зерна перовскита и титаномагнетита со-

храняются лишь вокруг порфировых выделений серпентинизированного оливина.

В среднем в кимберлитовой брекчии содержание порфировых выделений в различной степени серпентинизированного оливина составляет 40—50% объема породы. На долю более крупных (2—5 мм) корродированных овальной формы вкрапленников приходится 5—10%. В псевдоморфозах серпентина по оливину содержатся включения относительно крупных (0,06 мм) зерен титаномагнетита. В отдельных вкрапленниках зафиксированы включения циркона.

Жила-79 сложена *кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента* темно-серого цвета. Ксенолиты представлены известняками, их содержание составляет 20%, размер 2—7 см. Контакты ксенолитов с основной массой вмещающих пород четкие, без видимых изменений. Визуально в породе выделяются красный и темно-красный пироп, размером 1—3 мм; желваки пикроильменита округлой формы 1—5 мм и его осколки со сглаженными углами размером 1—2 мм; оливин и псевдоморфозы серпентина по оливину размером от 2 до 5 мм.

Минералогия. Химический состав основных минералов изучаемых пород приведен в таблицах 1—4.

Оливин широко распространен и встречается в виде порфировых выделений в качестве ядер автолитовых образований и как минерал связующей массы. Большинство кристаллов имеет округлую или эллипсоидную форму, а мелкие зерна (<1 мм) иногда обладают кристаллографической огранкой. Четыре зерна оливина (табл. 1, анализы 5, 11, 16, 18) с содержанием форстеритового компонента 91,1—91,7%, Cr_2O_3 0,03—0,06% и CaO 0,04—0,05% отвечают по составу аналогам из включений в алмазах [3].

Гранаты в кимберлитовой брекчии встречаются в виде обломков и единичных зерен искаженно-овальной формы. Среди обломков отмечены индивиды с реликтами зональной келифитовой каймы, строение внутренней части которой тонковолокнистое и состав хлоритовый, а внешняя, призматическзернистая часть сложена слюдой. При этом мелкие пластинки флогопита расположены параллельно контуру зерна. Иногда келифитизация приводит к полному исчезновению граната.

По составу (табл. 2) преобладают гранаты перидотитов, среди которых заметную роль (31%) играют потенциально алмазоносные равномернозернистые лерцолиты и верлиты. Подчиненная роль (19%) принадлежит гранатам из ильменит-рутиловых магнезиально-железистых и высокохромистых магнезиальных эклогитов. Кроме того, выделяется еще одна группа гранатов (7%), принадлежащая к алмазоносным магнезиально-железистым биминеральным эклогитам [6]. В Жиле-79 встречено зерно граната алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса [6]. Данные, полученные авторами, также указывают на то, что значительная часть гранатов как трубки, так и жилы, принадлежит гранатам из лерцолитов и пироксенитов (рис. 3, А).

Ильменит встречается в виде ксеноморфных зерен размером 0,1—0,5 мм, в периферийных зонах которых расположены округлые выделения перовскита. В породах трубки и жилы минерал представлен пикроразностями с низкой (Cr_2O_3 0,10%) и умеренной (Cr_2O_3 2,27%) хромистостью (см. табл. 2, см. рис. 3, Б, В). Среди ильменитов из жилы зафиксировано зерно низкомагнезиального некимберлитового происхождения. По данным А.И.Дака [6], все

1. Представительные анализы оливинов из кимберлитовых пород трубки Дьянга

Компо- нент	Микрокристаллы, мк						Неизмененные макрокристаллы										Частично и сильно измененные макрокристаллы												
	20×10	50×50	50×50	50×50	100×60	120×50	n=4	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=3	n=2	n=3	n=2	n=3	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=3	n=2	n=1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
SiO ₂	40,78	36,66	37,02	38,45	37,35	39,29	40,40	40,32	40,82	40,18	40,47	39,28	39,14	39,84	37,65	39,57	33,14	39,07	37,66	34,61	21	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
TiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,01	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,06	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,05	0,04	0,08	0,00	0,00	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
FeO _{общ}	10,47	12,92	12,70	9,17	8,28	7,80	8,21	13,23	16,84	7,53	8,15	11,44	14,09	7,45	8,67	8,06	7,95	8,20	8,28	7,80	7,36	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
MnO	0,10	0,16	0,13	0,14	0,12	0,10	0,12	0,15	0,16	0,12	0,11	0,15	0,15	0,10	0,13	0,13	0,08	0,11	0,17	0,08	0,09	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
MgO	48,24	43,80	45,59	43,88	47,43	51,76	51,54	47,21	43,38	49,58	49,14	45,80	43,04	47,94	48,44	46,20	52,93	47,24	45,92	48,54	44,21	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
CaO	0,13	0,07	0,08	0,10	0,05	0,04	0,04	0,08	0,06	0,01	0,04	0,09	0,06	0,03	0,07	0,05	0,10	0,04	0,06	0,10	0,03	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
Сумма	99,77	93,65	95,56	91,82	93,26	98,99	100,34	101,00	101,27	97,45	97,97	96,78	96,51	95,36	95,00	94,07	94,26	94,70	92,18	91,13	84,71	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1
F ₀	89,1	85,8	86,5	89,5	91,7	92,2	91,8	86,4	82,1	92,1	91,5	87,7	84,5	92,0	90,9	91,1	92,2	91,4	90,8	91,7	91,5	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1

Примечание. Анализы выполнены С.А.Бабушкиной на рентгеновском микроанализаторе «Самебах-тисго» в ИГАБМ СО РАН; n — число анализов

2. Пределы колебаний и средние значения главных компонентов состава макрокристаллов минералов в породах трубки Дьянга и Жилы-79

Минерал	Число анализов	Тело	Компонент		
			CaO	FeO _{общ}	Cr ₂ O ₃
Гранат	139	Трубка Дьянга	$\frac{3,75-6,12}{4,79}$	$\frac{0,28-13,39}{8,14}$	$\frac{0,20-6,90}{2,89}$
			$\frac{4,02-7,36}{5,03}$	$\frac{6,11-13,95}{7,93}$	$\frac{0,20-8,29}{3,27}$
Ильменит	53	Трубка Дьянга (проба 1)	$\frac{6,35-11,75}{8,65}$	$\frac{40,28-51,61}{47,79}$	$\frac{0,09-1,34}{0,54}$
			$\frac{6,45-13,35}{8,90}$	$\frac{42,71-53,77}{47,91}$	$\frac{0,10-1,92}{0,52}$
	68	Трубка Дьянга (проба 2)	$\frac{0,51-11,24}{8,29}$	$\frac{40,15-50,21}{45,76}$	$\frac{0,19-2,27}{0,78}$
Шпинель	60	Жила-79	$\frac{2,34-37,50}{10,94}$	$\frac{0,00-2,84}{0,54}$	$\frac{18,45-61,95}{49,89}$

Примечания. 1. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Jeol в ИГАБМ СО РАН; аналитик Н.В.Лескова. 2. В числителе — вариации состава, в знаменателе — средние значения по выборке.

зерна пикроильменита крупнее 150 мк имеют реакционную кайму титаномагнетит-перовскитового состава. Образования ильменита размером 100—5 мк интенсивно замещаются титаномагнетитом вплоть до полных псевдоморфоз. Встречено зерно низкомagneзиального ильменита размером 15 мк со структурами распада армалколита, по своим характеристикам — типичный представитель ильменитов из магнезиально-железистых эклогитов. Подобным составом (наличие структур распада не исследовалось) обладает изученный авторами макрокристалл ильменита из пород трубки. Весь пикроильменит независимо от размера зерен имеет ксеногенное происхождение.

Среди макрокристаллов *шпинели* из пород Жилы-79 выделяются представители из алмазонасных и потенциально алмазонасных дунитов и гарцбургитов, гранат-хромшпинелевых и шпинелевых ультрабазитов (см. табл. 2, рис. 3, Г, Д). По наблюдениям автора работы [6], алюмохромит, также как и пикроильменит, окружен титаномагнетитовой оболочкой. В единичных знаках отмечены алюмохромиты и среди более мелких зерен (100 мк). Среди частиц размером меньше 50 мк преобладает титаномагнетит. В породах трубки Дьянга (табл. 3, анализы 1, 2) авторы статьи проанализировали два микрзерна хромшпинели (50×50 мк) и одно зерно ферришпинели (250×150 мк).

Макрокристаллы *флогопита* размером 5×2 мм, реже 8×5 мм, четко плеохроирующие от светло-бурого по *Np* до интенсивно бурого цвета по *Ng*, нередко карбонатизированы по трещинкам и со стороны призматических граней. Слюды окружены относительно крупными (0,1 мм) зернами титаномагнетита и ильменита. На отдельных участках наблюдаются изогнутые узкие лейсты с четкой спайностью по первому пинакоиду. Иногда встречаются крупные (4 мм) пластинки вермикулита. В связующей массе на от-

дельных участках отмечаются микрокристаллы флогопита размером <500 мк и красновато-бурые пластинки биотита размером 1,5×0,05 мм.

Предварительное изучение состава (табл. 4) зерен флогопита показало, что среди них встречаются представители из различных мантийных ксенолитов (см. рис. 3, Е, Ж), природа которых может быть как первичной, так и вторичной [13, 14], а также аналоги фенокристовой ассоциации флогопитов в кимберлитах Якутии [1, 17]. Кроме того, на диаграмме Р.Митчелла [17], часть изученных флогопитов попадает в поле микрофенокристовой ассоциации оранжеитов и лапроитов. Однако, как будет показано дальше, по химическому составу породы трубки Дьянга не принадлежат ни к оранжеитам, ни к лапроитам. Это позволяет утверждать, что флогопиты являются ксенокристаллами.

Петрохимические особенности пород. Коэффициент контаминации для всех проанализированных образцов

$$C.I. = (SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O) / (2K_2O + MgO) = 1,02—1,34$$

не превысил предельного 1,7 значения для неконтаминированных кимберлитов [7], что достигнуто благодаря методике отбора проб, применяемой в ИГАБМ СО РАН уже на протяжении многих лет, когда из навесок удаляется весь визуализирующийся ксеногенный материал. Данные по содержанию главных элементов пород трубки и жилы, приведенные в табл. 5, указывают на то, что они относятся к типичным кимберлитам [16]. Отличительная черта — пониженные содержания в их составе CO₂, K₂O и CaO. Низкие содержания двух последних компонентов хорошо увязываются с незначительным количеством флогопита, карбоната, перовскита, а также отсутствием апатита и монтчеллита.

Своеобразие состава пород трубки Дьянга прослеживается при анализе петрохимических диаграмм, предложен-

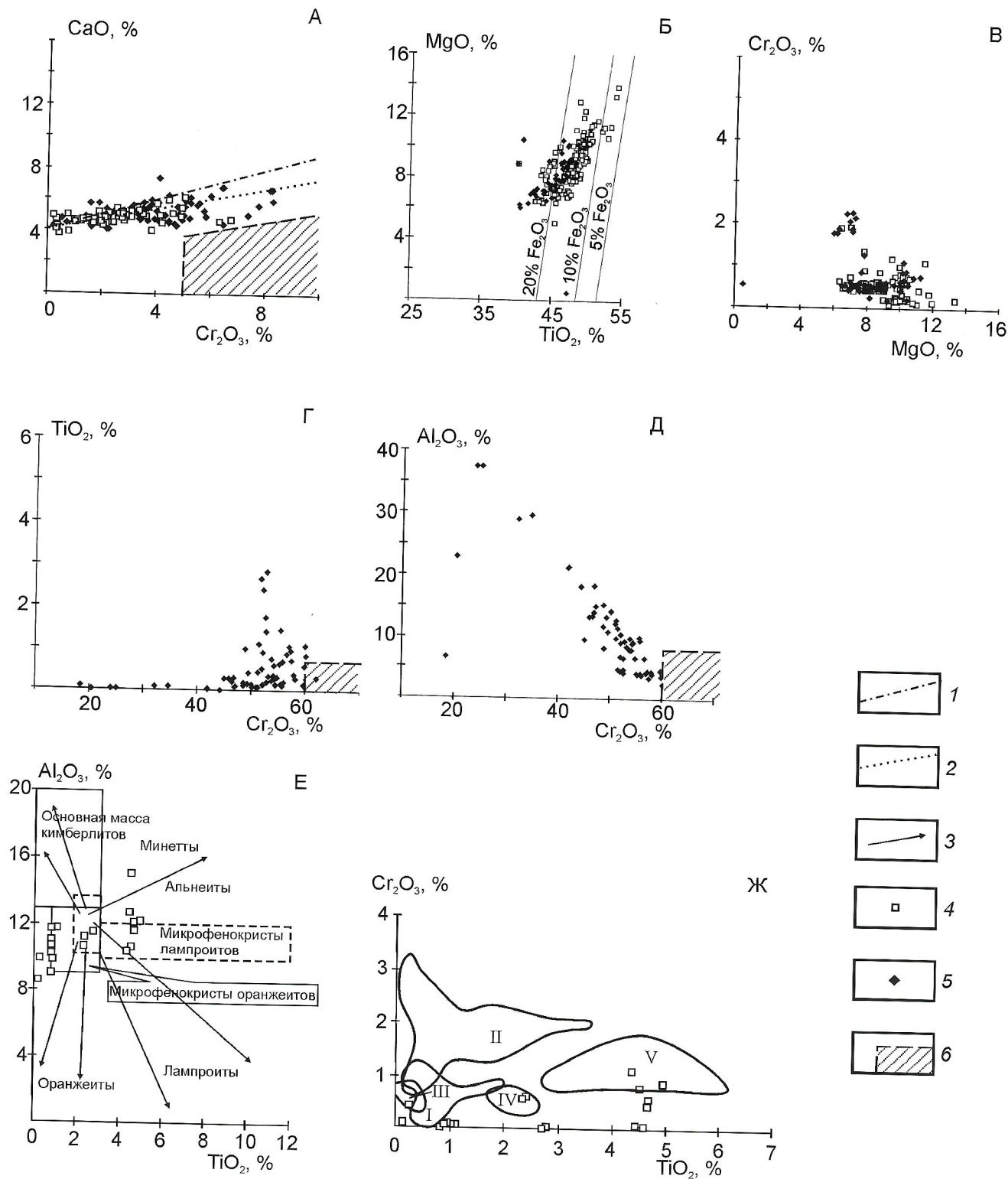


Рис. 3. Составы гранатов (А), ильменитов (Б, В), шпинелей (Г, Д) и флогопитов (Е, Ж) из кимберлитовых пород трубки Дьянга и Жилы-79:

линии трендов состава: 1 — гранатов из пироксенитов [17], 2 — гранатов из лерцолитов [12], 3 — флогопитов [17]; точки состава минералов из: 4 — трубки Дьянга, 5 — Жилы-79; поля составов: 6 — минералов алмазной ассоциации [12], флогопитов: I — первичной слюды из трубки Кимберли, II — вторичных слюд из трубки Кимберли [14], III — из флогопит-хромдиопсид-хромшпинелевых агрегатов в ультраосновных ксенолитах, IV — из пород серии гранатовых клинопироксенитов—гранатовых оливиновых вебстеритов—гранатовых лерцолитов, V — из метаморфических перидотитов и пироксенитов [13]

Примечание. Анализы выполнены С.А.Бабушкиной на рентгеновском микроанализаторе «Сатебах-мiсro» в ИГАБМ СО РАН.

4. Представительные анализы флогопита и граната из кимберлитовых пород трубки Дьянга

Компонент	Флогопит						Гранат
	Макрокристаллы		Микрокристаллы				
	<i>n</i> =7	<i>n</i> =1	<i>n</i> =2	<i>n</i> =1	<i>n</i> =1	<i>n</i> =5	
	1	2	3	4	5	6	
SiO ₂	41,65	41,35	41,76	39,31	37,49	39,39	41,58
TiO ₂	0,88	0,27	2,36	4,30	4,52	4,62	0,26
Al ₂ O ₃	10,70	9,96	11,08	10,65	12,87	12,45	18,64
Cr ₂ O ₃	0,02	0,40	0,58	1,11	0,01	0,54	4,14
FeO _{общ.}	6,61	2,92	4,02	5,57	7,23	5,72	7,01
MnO	0,04	0,02	0,05	0,03	0,06	0,03	0,33
MgO	24,19	29,05	23,97	23,27	22,21	21,62	22,47
CaO	0,02	0,03	0,02	0,03	0,06	0,05	5,09
Na ₂ O	0,01	0,11	0,14	0,26	0,21	0,13	0,00
K ₂ O	10,52	10,17	10,40	10,05	10,11	10,46	0,00
Сумма	94,66	94,28	94,37	94,58	94,77	95,00	99,52
Si	3,002	2,962	2,984	2,858	2,741	2,824	2,967
Al ^{IV}	0,898	0,841	0,933	0,913	1,109	1,037	0,033
Al ^{VI}	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	1,535
Ti	0,048	0,014	0,127	0,235	0,249	0,249	0,014
Cr	0,001	0,023	0,033	0,064	0,000	0,031	0,234
Fe ³⁺	0,099	0,000	0,095	0,000	0,000	0,167	0,237
Fe ²⁺	0,300	0,175	0,145	0,339	0,442	0,176	0,181
Mn	0,003	0,001	0,003	0,002	0,004	0,002	0,020
Mg	2,598	3,102	2,554	2,522	2,421	2,312	2,390
Ca	0,002	0,002	0,002	0,002	0,005	0,004	0,389
Na	0,002	0,016	0,019	0,037	0,030	0,018	0,000
K	0,968	0,929	0,949	0,932	0,943	0,957	0,000
Сумма катионов	7,930	8,065	7,843	7,903	7,943	7,790	8,000

Примечание. Анализы выполнены С.А.Бабушкиной на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГАБМ СО РАН.

ных А.В.Лапиным с коллегами [10]. Так, по соотношению $Al_2O_3+Na_2O+K_2O—MgO/FeO_{общ.}$, $MgO/FeO_{общ.}—K_2O/Al_2O_3$, $MgO/FeO_{общ.}—SiO_2/MgO$ и $FeO_{общ.}—TiO_2$ точки состава пород попадают в область перекрытия полей алмазоносных и убогоалмазоносных и неалмазоносных пород Якутской кимберлитовой провинции (рис. 4, А, Б, В, Д). Тогда как на графике $TiO_2—K_2O$ они тяготеют к области алмазоносных кимберлитов (см. рис. 4, Г). На рис. 4, Е, отражающем антагонизм содержаний CaO и MgO в кимберлитах, видно, что точки состава пород трубки Дьянга, из-за недосыщенности CaO, занимают крайнее нижнее положение среди всего большого сообщества щелоч-

но-ультраосновных пород. Только на графиках $FeO_{общ.}—TiO_2$ (см. рис. 4, Д) и $CaO—MgO$ (см. рис. 4, Е) точки состава пород трубки Дьянга и Жилы-79 несколько отклоняются от поля неалмазоносных пород Куойкского поля, оконтуренного по данным, полученным авторами настоящей публикации.

Соотношение Ni/Co в породах трубки составляет 15—17, что выше, чем среднее значение для алмазоносных кимберлитов [7]. Однако повышенные значения этого соотношения характерны для многих тел Куойкского поля. По содержанию TiO_2 , K_2O и CaO/MgO изученные породы представляют собой популяцию 5, разновидность 12 ким-

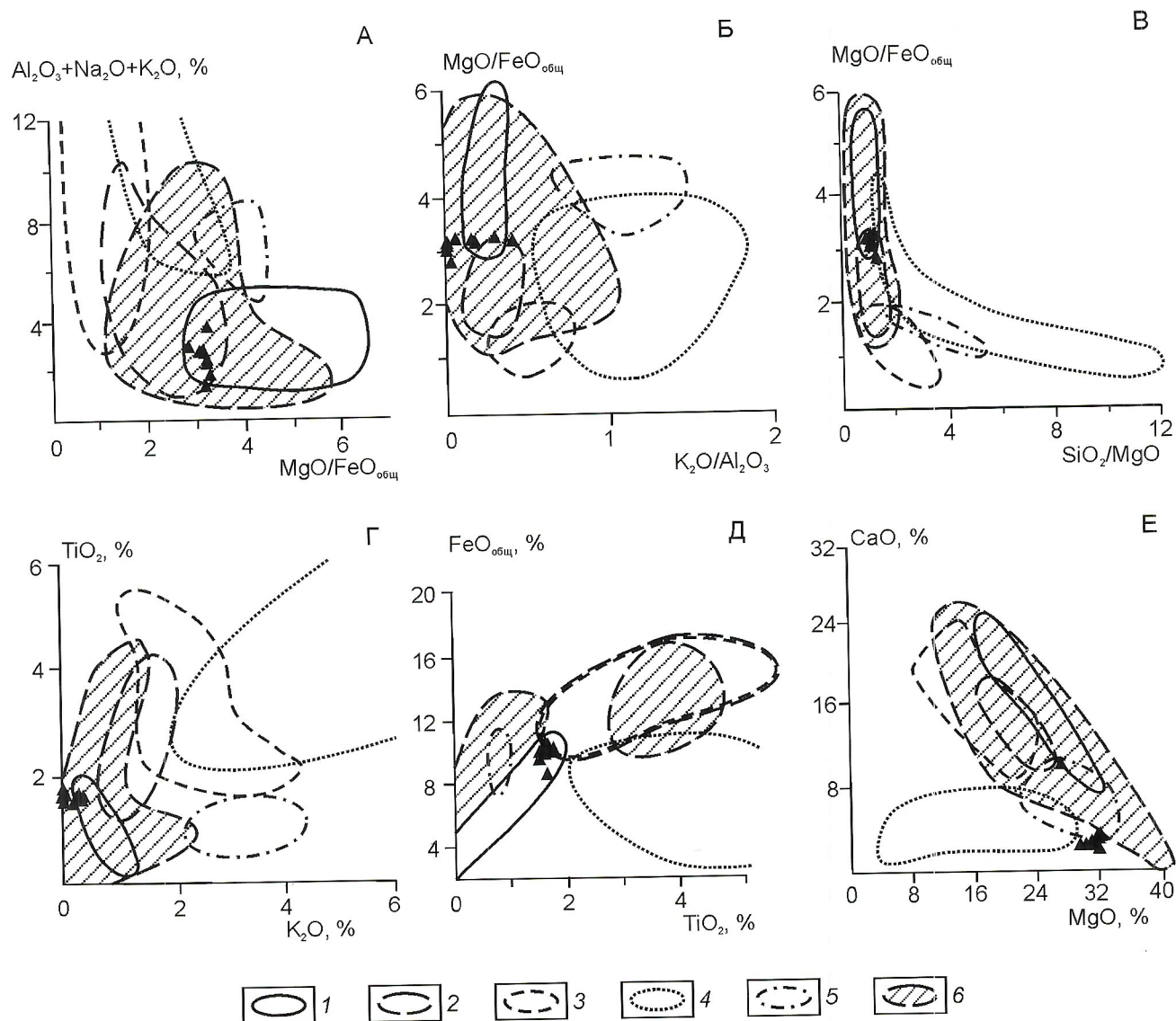


Рис. 4. Положение фигуративных точек состава пород трубки Дьянга на петрохимических диаграммах:

поля: 1 — алмазоносных кимберлитов внутренних районов ЯАП по [4, 7, 10]; 2 — неалмазоносных и убогоалмазоносных кимпикритов северных районов ЯАП по [10]; 3 — альпикритов Чадобецкого комплекса по [10]; 4 — лампроитов Австралии по [10]; 5 — оранжеитов трубки Финч по [10]; 6 — неалмазоносных тел Куойкского поля

берлитов, относимую к магнезиальным кимберлитам. Глубина формирования подобных пород оценивается почти в 170 км, а $T > 1500^\circ\text{C}$ [5]. Породы, слагающие Жилу-79, относятся к разновидности 8 кимберлитов и образовались при более низкой T 1400°C , что согласуется с повышением содержания CaO , CO_2 , P_2O_5 и уменьшением количеств MgO и SiO_2 .

В.А.Кононовой с соавторами установлено [9], что породы Куойкского поля, на территории которого находится трубка Дьянга, характеризуются значительно пониженными содержаниями редких элементов, что приближает их к кимберлитам Накынского поля, которые сформировались в результате плавления вещества, близкого по составу к примитивной мантии и являются наиболее глубинными среди всех известных проявлений кимберлитов на территории Якутской кимберлитовой провинции [11]. Однако накынские кимберлиты относятся к низкотитанистому петрогеохимическому типу, тогда как породы трубки

Дьянга — к умеренно титанистому [2], т.к. они менее глубинны.

В заключение следует отметить, что трубка Дьянга сложена автолитовой кимберлитовой брекчией, петрографические особенности которой отражают двухэтапный процесс ее формирования. Наблюдаемые интенсивное преобразование обломков осадочных пород, резорбция флогопитсодержащих серпентинитов, растворение макрокристов граната, флогопита и перовскитизация ильменита свидетельствуют о высокотемпературности кимберлитовой магмы интрузивного этапа внедрения. Постепенные контакты автолитов с вмещающей их кимберлитовой брекчией, присутствие макрокристов в различной степени серпентинизированного оливина, флогопита, ильменита, гранатов в автолитах и связующей массе, высокое содержание перовскита и ильменита в автолитах и редкие реликты их в связующей массе отражают неравномерное воздействие флюида и, как следствие, различную интенсивность

5. Химический состав кимберлитовых пород трубки Дьянга и Жилы-79

Компонент	Трубка Дьянга												Жила-79
	Интервал отбора проб, м												
	0—24,0	24,0—26,4	27,0—29,0	35,0	43,0	43,0—45,0	45,0	46,2	54,7—57,4	55,7	55,7	57,4—59,0	
SiO ₂	37,24	35,84	35,56	33,65	35,10	34,99	33,5	34,55	35,45	35,00	33,69	37,26	27,18
TiO ₂	1,5	1,52	1,63	1,62	1,74	1,76	1,58	1,84	1,59	1,70	1,68	1,68	1,64
Al ₂ O ₃	3,44	2,64	2,63	1,8	2,05	2,64	1,28	2,30	2,64	2,52	1,8	2,64	0,94
Fe ₂ O ₃	7,14	7,62	6,85	4,46	6,02	6,98	4,23	6,02	10,11	6,34	4,23	7,34	6,17
FeO	2,4	2,5	3,22	5,59	4,24	3,27	5,7	4,22	0,52	3,88	5,87	3,26	2,42
MnO	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,12	0,13	0,11	0,11	0,124
MgO	30,83	31,68	31,42	32,15	32,21	32,38	32,5	31,67	32,38	31,98	32,39	29,86	27,33
CaO	2,52	2,52	2,75	3,5	3,14	2,94	3,62	3,51	2,15	3,09	3,21	2,52	10,5
Na ₂ O	0,07	0,04	0,05	0,23	0,09	0,05	0,15	0,09	0,05	0,11	0,2	0,22	0,05
K ₂ O	0,19	0,00	0,00	0,32	0,53	0,00	0,38	0,45	0,00	0,37	0,28	0,06	0,38
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,09	0,14	0,11	0,06	0,14	0,10	0,06	0,91	0,16	0,07	0,37
SO ₃	0,13	0,11	0,17	0,07	Не опр.	0,18	0,13	Не опр.	0,16	Не опр.	0,15	0,17	0,07
CO ₂	2,71	2,73	3,07	3,67	3,36	2,73	3,67	3,73	2,92	3,35	3,67	3,28	14,56
H ₂ O ⁺	11,25	12,11	12,28	12,49	10,56	11,71	11,02	10,73	12,26	10,89	12,42	11,00	7,54
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,2157	0,1399	Не опр.	0,1541	0,1272	Не опр.	0,1145	0,1028	Не опр.	0,1700
CoO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,0082	Не опр.	Не опр.	0,0078	Не опр.	0,0076	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,65	99,53	99,84	100,02	99,42	99,82	98,19	99,50	100,41	100,39	99,96	99,47	99,44

Примечания. Анализы выполнены в лабораториях химико-аналитической и спектральных методов анализа ИГАБМ СО РАН. Аналитики В.В.Гамянина, Д.А.Кулагина, Г.И.Капышева.

метасоматического преобразования пород (более интенсивного в брекчиях с высоким содержанием ксенолитов осадочных пород). На основании минерального состава автолитов, являющихся реликтами менее измененной породы, можно заключить, что оливин-флогопит-карбонат-перовскитовые ассоциации первичны.

Связующая масса автолитовой кимберлитовой брекчии с высоким содержанием ксенолитов отличается от брекчии с атакситовой текстурой отсутствием реликтов оливины и более высоким содержанием карбоната. Те же признаки различий характерны и для автолитов автолитовой и атакситовой разновидностей кимберлитовых брекчий. В автолитах верхних горизонтов трубки с увеличением содержания карбоната не сохраняется перовскит и флогопит. Реликты перовскита и титаномагнетита в основной массе встречаются редко, преимущественно вокруг порфировых выделений серпентинизированного оливина. Хлорит-серпентин-карбонатные ассоциации связующей массы атакситовой брекчии свидетельствуют о низкой температуре постмагматического флюида.

Ксенолиты мантийных пород и минералы алмазного парагенезиса в породах трубки редки. С одной стороны, низкое содержание минералов-спутников алмаза, высокая железистость и титанистость позволяют отнести трубку к неалмазным типам кимберлитов. С другой, по редкоэлементной специфике, аналогичной таковой высокопродуктивных трубок, свидетельствует о ее алмазности. Полученные предварительные данные допускают, что трубка Дьянга с сопряженной Жилой-79 сформирована в несколько этапов. Становление ее было продолжительным, а последующие процессы постмагматической проработки таковы, что повлекли к снижению первоначальной алмазности.

Авторы выражают глубокую признательность Л.И.Полуфунтиковой, выполнившей графическую часть работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабушкина С.А. Особенности состава макрокристаллов флогопита из алмазных кимберлитовых трубок Якутии // Зап. Всерос. минер. об-ва. 2002. № 6. С. 75—79.
2. Богатилов О.А., Кононова В.А., Зинчук Н.Н. и др. Геохимические критерии продуктивности кимберлитов Якутской алмазной провинции // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 743—752.
3. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
4. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Главные факторы изменчивости химизма и алмазности продуктивных кимберлитов Якутии // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, 1998. С. 98—99.
5. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Редкие земли и другие малые летучие элементы в свете структурных особенностей кимберлитов и их алмазности (на примере трубки Айхал) // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 773—785.
6. Дак А.И. Минералы-индикаторы кимберлитов из коренных источников и россыпей Анабаро-Оленёкского междуречья и связь с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1997.
7. Зинчук Н.Н., Алябьев С.Г., Банзерук В.И. и др. Геология, вещественный состав и алмазность кимберлитов Накынского поля Якутии (на примере трубки Нюрбинская) // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 807—824.
8. Комаров А.Н., Илупин И.П. Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода треков // Геохимия. 1990. № 3. С. 365—372.
9. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатилов О.А. Неоднородность состава кимберлитов и условия их формирования по данным петрогеохимии (Якутская и Архангельская провинции) // Петрография XXI века. Материалы международного петрографического совещания. — Апатиты, 2005. С. 110—112.
10. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы: петрохимические критерии. — М., 2004.
11. Похиленко Н.П., Агашиев А.М., Вавилов М.А., Соболев Н.В. Аномальные кимберлиты Сибири и Канады: петролого-геохимические особенности и проблема происхождения // Петрография XXI века. Материалы международного петрографического совещания. — Апатиты, 2005. С. 199—201.
12. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
13. Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е. и др. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитометасоматизмом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 172—194.
14. Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J. et al. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa // Mantle metasomatism. Academic Press, 1987. P. 221—312.
15. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse, mantle terranes and assembly of the Siberian Cratons // Tectonophysics. 1999. Vol. 310. P. 1—35.
16. Mitchell R. H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. — New York: Plenum Press, 1986.
17. Mitchell R. H. Kimberlites, orangeites, and related rocks. — New York: Plenum Press, 1995.
18. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of the VII-th International Kimberlite Conference. — Cape Town, 1999. Vol. 2. P. 689—698.

Состав, строение и генетические особенности Кадарского палеовулкана (север Верхояно-Колымской орогенной области)

В.А.ТРУНИЛИНА, Ю.С.ОРЛОВ, А.И.ЗАЙЦЕВ, С.П.РОЕВ

Северная ветвь Северного батолитового пояса Верхояно-Колымской орогенной области, выделенная авторами как позднеюрский—раннемеловой Северо-Полуосненский вулcano-плутонический пояс, представлена массивами гранитоидов латитового ряда и предшествовавшими им вулканитами, локализованными в зоне регионального Кюнь-Тасского разлома, разграничивающего структуры Верхоянской окраины Сибирского континента и Северо-Полуосненской преддуговой зоны Святоносско-Ануйской складчатой системы [11, 12, 13]. Эффузивные породы представлены различной мощности и протяженности покровами, сложенными породами от андезитобазальтов до риолитов, и единичными палеовулканическими постройками. Предполагается, что вулканическая деятельность в пределах региона была интенсивной, но большая часть ее производных уничтожена в процессе позднемелового—палеогенового подъема территории. Их изучение проводится по разрозненным выходам, что не позволяет всегда достаточно корректно реконструировать последовательность событий и характер эволюции материнских расплавов. В данной статье впервые дается детальное описание вскрывающейся в верховьях рек Нучча и Тугуттах палеовулканической постройки, в которой присутствуют практически все разности вулканитов, установленные в пределах Северо-Полуосненского пояса (рис. 1). Детальное изучение геологического положения, взаимоотношений, минералогических, петрогеохимических особенностей и Rb-Sr изотопных систем пород палеовулкана позволило уточнить последовательность магматических событий, генезис вулканитов и геодинамическую обстановку их формирования.

Кадарский палеовулкан расположен в западной части Северо-Полуосненского вулcano-плутонического пояса на пересечении зоны Кюнь-Тасского регионального разлома и Гирибдичанского разлома, контролирующего размещение интрузий одноименного поперечного ряда (см. рис. 1). Палеовулкан прорывает смятую в изоклинальные складки позднеюрскую (включая волжские отложения) терригенную толщу, что определяет его геологический возраст не древнее конца юры или границы юра—мел. В плане форма выхода почти изометричная, несколько вытянутая в субмеридиональном направлении, площадь около 105 км². В разрезе форма тела воронкообразная, с падением контактовой поверхности к центру под углами 20° (западный) и 50—60° (восточный контакт). В рельефе палеовулкан возвышается в виде купола со срезанной плоской вершиной. В объяснительной записке к геологической карте СССР масштаба 1: 200 000 [7] рассматриваемая структура описана как Кадарский субвулкан кварцевых порфиров. Однако ранее Б.В.Пепеляев (1946) и О.Г.Эпов (1956) относили развитые здесь породы к эффузивным, а А.Н.Вишневецкий [3] отмечал в его составе туфолавы. Установленное авторами постоянное присутствие стекла, широкое распространение кластолав и гиалокластитов в породах Кадарской постройки дает возможность уверенно идентифицировать ее как палеовулкан. Недостаточная степень обнаженности

(преобладают делювиальные развалы) не позволила детализировать положение и мощность отдельных потоков, но последовательность поступления порций расплава, отраженная в «слоистом» строении палеовулкана, устанавливается достаточно надежно. Начало его формирования фиксируется излияниями андезитобазальтовых—андезитовых лав, которыми сложена юго-западная часть выхода. Они перекрываются дацитами—риодацитами и их кластолавами, поток которых сместился к востоку. Затем следовали лавы риолитов и щелочно-полевошпатовых риолитов. Завершилась вулканическая деятельность излияниями риолитов в центральной части структуры. На поздней стадии после проседания кальдеры в восточной части сформировалась мощная кольцевая дайка гранит-порфиров, переходящих в северной ее части в риолит-порфиры, дайки гранит- и гранодиорит-порфиров и некк того же состава в центре Кадарской постройки.

Андезитобазальтовые и андезитовые порфириты слагают эндоконтактовую зону шириной до 300 м в юго-западной части палеовулкана и часто встречаются в виде ксенолитов во всех петрографических разностях, но особенно часто — в риолитовых и риодацитовых кластолавах центральной части и восточного эндоконтакта. Контакты ксенолитов слабо оплавленные, они срезают порфировые выделения ксенолитов, что характерно при разрушении лавовых потоков в результате последующих излияний [6]. Во вмещающих породах микролиты и вкрапленники ориентированы параллельно границам ксенолитов. В андезитобазальтах встречены редкие ксенолиты амфиболитов размерами до 15 см в поперечнике, окруженные «каймай» вкрапленников плагиоклаза. Андезитобазальтовые и андезитовые порфириты — черные, с красноватым оттенком, флюидально-такситовые, мелкопорфировые породы с выделениями темноцветных минералов и плагиоклаза. Основная масса андезитовая, микролитовая, гиалиновая. Лейсты плагиоклаза отчетливо ориентированы относительно граней порфировых выделений. Количество вкрапленников, как правило, не превышает 15%, уменьшаясь до единичных в зоне контакта. Изредка отмечаются мелкозернистые скопления с невадитовой и диоритовой структурой, представленные (в %): кварцем — 5,2; плагиоклазом — 5,7; калиевым полевым шпатом — 0,6; биотитом — 0,6; амфиболом — 1; пироксеном — 2; хлоритом — 6,6; карбонатом — 5; рудным — 3; стеклом — 19.

Плагиоклаз вкрапленников состоит из незонального андезина $N 45, st$ (степень упорядоченности) 0,5. Реже отмечается неотчетливая прямая зональность ($N 49, st 0,1 \rightarrow N 45, st 0,2 \rightarrow N 46, st 0,5$). В ксенолитах андезитов наблюдаются обломки частично растворенного лабрадора с внешними зонами андезина ($N 53, st 0,3 \rightarrow N 56, st 0,5 \rightarrow N 54, st 0,4 \rightarrow N 49, st 0,62 \rightarrow N 38, st 0,5$) и хорошо ограненный андезин второй генерации ($N 47, st 0,5$). Третью генерацию составляют зерна пластинчатого габитуса промежуточные по размерам и форме между изометрично-таблитчатыми выделениями (1—4 мм) и микролитами (0,01—0,03 мм) основной массы. Пироксен в значительном количестве

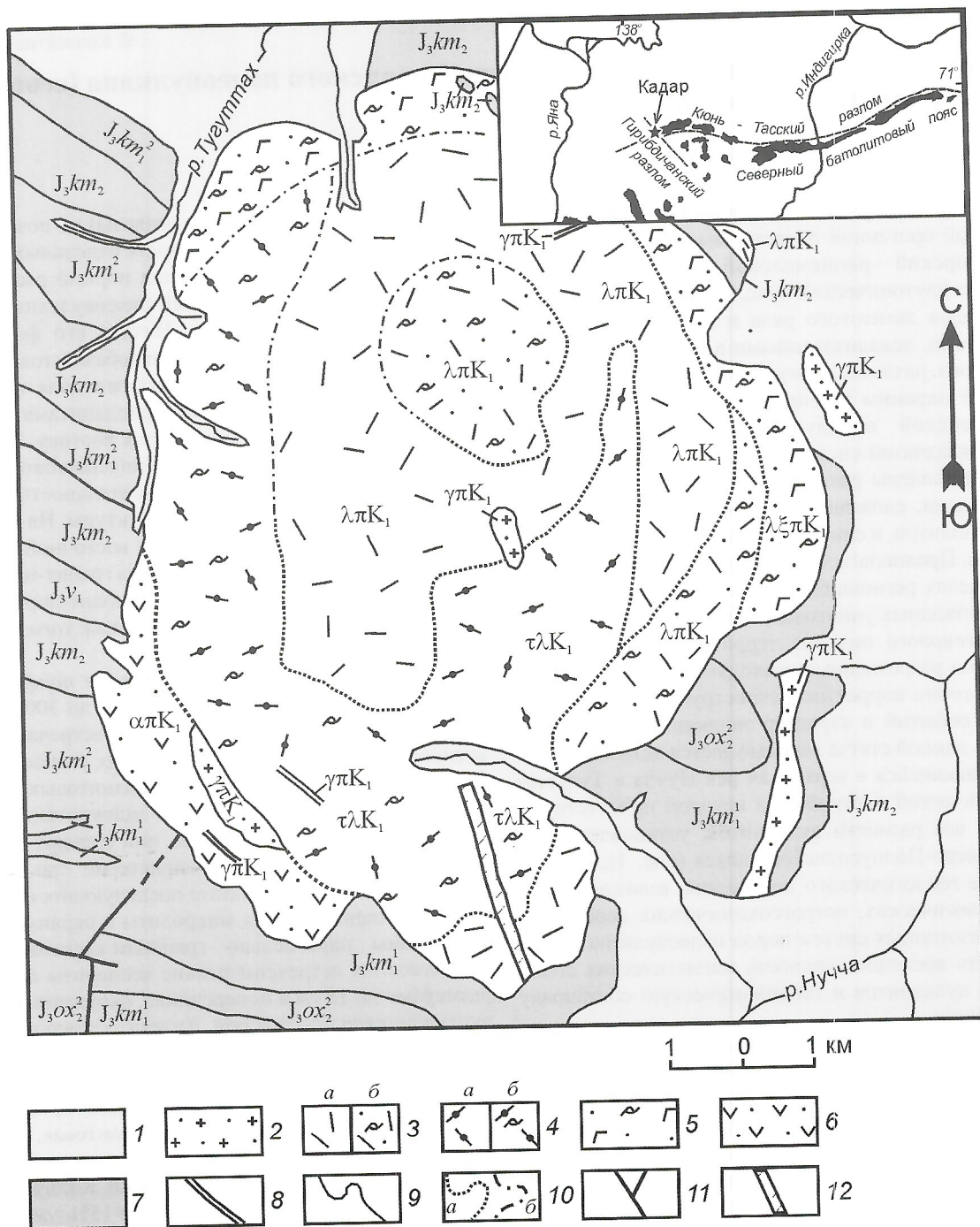


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кадарского палеовулкана. По материалам авторов и работы [3]:

1 — современные отложения Q: галечники, пески, супеси, суглинки; 2 — гранит- и гранодиорит-порфиры даек и нека $\gamma\pi K_1$; 3 — риолиты (а) и кластолавы риолитов (б) $\lambda\pi K_1$; 4 — риолиты: а — щелочнополевошпатовые $\tau\lambda K_1$; б — с горизонтами кластолав $\tau\lambda K_1$; 5 — дациты, риодациты и их кластолавы $\lambda\tilde{\pi}K_1$; 6 — андезиты и их кластолавы; 7 — отложения верхней юры J_3 : волжский ярус v_1 , нижняя кимериджская свита $\alpha\pi K_1$; кимериджский ярус km_2 , верхний отдел: песчаники с редкими пропластками глинистых сланцев; кимериджский ярус km_1^1 , нижний отдел: верхняя песчановая свита; нижняя песчано-сланцевая свита km_1^2 ; оксфордский ярус ox_2^1 , верхний отдел: пачки переслаивания аргиллитов и песчаников; 8 — дайки; 9 — геологические границы; 10 — фациальные границы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — тектонические нарушения; 12 — зоны метасоматоза (src-q)

(7%) встречен только в одном из ксенолитов андезитобазальта, где представлен двумя генерациями: изометричными зернами бронзита со следами частичного растворения и преобладающими идиоморфными короткопризматическими жадеита. Здесь же отмечено единственное катаклазированное и расчлененное на фрагменты зерно магнезиально-

го оливина (железистость $f27\%$). Роговая обманка образует короткопризматические выделения и микролиты и, как правило, интенсивно замещена актинолитом. Основная масса сложена частично раскристаллизованным стеклом, микролитами или (реже) лейстами плагиоклаза и цветных минералов, среди которых отмечены и чешуйки биотита.

Даци́ты и риода́циты слагают северную и восточную части палеовулкана, а выходы **риолитов** тяготеют к его центру и в самой верхней части постройки перекрыты риолитовыми кластолавами. Суммарная мощность потоков до 600 м (см. рис. 1). В нижней части разреза на контакте с интенсивно перемятыми, развальцованными вмещающими породами фиксируются кластолавы, мощность которых от 5 до 50 м. Переходы к породам покровной фации постепенные. В верхней части потоков развиты гиалокластиты с обильными обломками тефры. Даци́ты и риода́циты серые, зеленовато-серые, мелкопорфировые (0,1—2 мм), участками невадитовые, с фельзитовой или сферолитовой структурой основной массы. Количество вкрапленников 5—20%, на отдельных участках до 50%. Среди них установлены (в %): плагиоклаз 16—22, кварц 8—11, калиевый полевой шпат 6—15, редкие зерна биотита и амфибола. Основная масса кварц-полевошпатовая, фельзитовая. Отмечаются обособления (5×6 мм) толстотаблитчатого прямоzonального плагиоклаза, промежутки между зернами которого заполнены биотитом, роговой обманкой и разложившимся стеклом.

Полевые шпаты наблюдаются в виде идиоморфных и оплавленных зерен и их обломков. Плагиоклаз — низкоупорядоченный андезин ($N 35-36$, $st 0,25-0,35$) с олигоклазовой внешней каймой ($N 24$, $st 0,2$). Крупные выделения калиевого полевого шпата сложены в центре низким ($-2V=85^\circ$), а по периферии — высоким ($-2V=42-52^\circ$) ортоклазом. Амфибол короткопризматический, образует включения в плагиоклазе и выполняет интерстиции между его зернами. По составу изменяется от переходного от роговой обманки к паргаситу ($Na+K=0,7-0,8$; $Al^{IV}=1,4-1,5$) до обыкновенной роговой обманки умеренной железистости ($f 42-55\%$). Содержание галогенов относительно невысокое ($Cl 0,3-0,4\%$; $F 0,3-0,6\%$). Кристаллизация амфибола, согласно расчетам работы [17], проходила при $P 0,42-0,01$ ГПа и $T=815-911^\circ C$. Биотит выделений несколько более железистый, чем амфибол ($f 47-66\%$), и также с относительно невысокими содержаниями галогенов ($Cl 0,3-0,4\%$; $F 0,4-0,7\%$). Образовался он при более низких температурах ($730-660^\circ C$) в условиях повышенной щелочности, умеренного потенциала кислорода ($-\log fO_2=15-16,7$), высокой активности хлора ($\log fHCl=2,1-2,5$) и низких значениях активности воды ($\log fH_2O=1,7-1,9$) и фтора ($-\log fHF=1,8-2,4$), рассчитанных по работе [22]. По соотношениям $F/ОН$ — Mg/Fe [15] биотит вкрапленников сопоставим с таковым производных корово-мантийных, а микролитов — с биотитом коровых расплавов (рис. 2). Из аксессуарных минералов наиболее характерен ортит с ярко выраженной зональной окраской, а также интенсивно окисленные сульфиды (пирит, арсенопирит, халькопирит); обогащенный ртутью стистаит до 0,4%; самородный свинец, содержащий $Sn 1,9-4,1\%$ и до $Hg 0,3\%$; тонкопризматический циркон с широко изменяющимися $ZrO_2/HfO_2=1200-40$. Наблюдаются единичные зерна корового граната (пироп-альмандин с $py 12-13\%$); апатита маловодных [2] расплавов ($Cl 0,23\%$, $F 3,23\%$); высокотемпературного титаномagnetита (TiO_2 до 9,4%). Встречены сростки постмагматического кварца со скелетными зернами голубовато-зеленого турмалина.

Риолиты отличаются от дацитов—риодацитов резко возросшим количеством калиевого полевого шпата двух

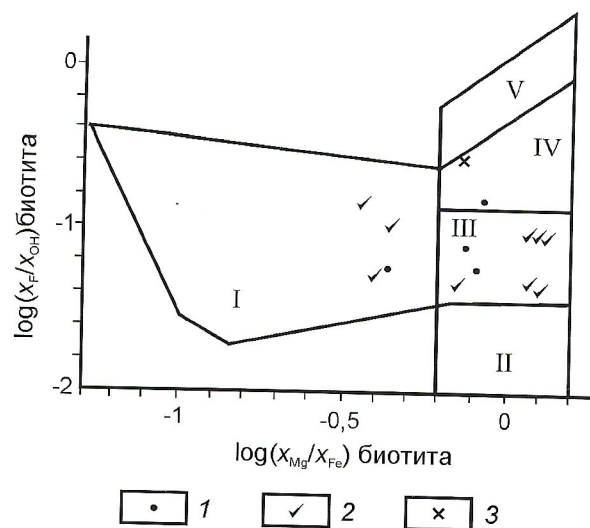


Рис. 2. Соотношения $F/ОН$ и Mg/Fe в биотитах Кадарского палеовулкана:

1 — вулканы потоков; гранит- и гранодиорит-порфиры; 2 — даек, 3 — некка; поля составов биотитов гранитоидов — производных расплавов [15]: I — образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метасадков, II — первичных океанических, III — корово-мантийных, IV — мантийно-коровых, V — коровых анатектических

генераций: высокого ортоклаза ($-2V=30-40^\circ$) и промежуточного триклинного ортоклаза ($-2V=50-60^\circ$). В основной массе часто встречаются зернистые агрегаты рудного минерала. Отмечены единичные зерна замещенных орто- и клинопироксенов. Клинопироксен по составу отвечает магнезиальному авгиту ($Wo_{43}En_{44}Fs_{13}$, $f 23\%$) и субкальциевому авгиту ($Wo_{22}En_{44}Fs_{34}$). По аномально высокой расчетной [8] температуре ($1200-1400^\circ C$) он отнесен авторами к ксеногенным или реститовым.

Щелочно-полевошпатовые риолиты развиты в основном в западной и южной частях палеовулкана. Содержание плагиоклаза в них падает до 8% при резком возрастании доли калиевого полевого шпата. Плагиоклаз представлен незональным тонкосдвойникованным олигоклазом ($N 18-20$, $st 0-0,5$), калиевый полевой шпат — промежуточным триклинным ортоклазом ($-2V=52-56^\circ$, $st 0,1-0,7$) с тонкими пертитам распада. Как и в других породах палеовулкана, плагиоклаз образует и правильные таблички, и слабо оплавленные и обломочные зерна. Спорадически в породах отмечаются аналогичные описанным клинопироксен, роговая обманка, ортит и рудный минерал.

Кластолавы риодацитового, риолитового и щелочно-полевошпат-риолитового составов приурочены преимущественно к нижним частям покровов. Они содержат в заметных количествах обломки (от долей миллиметра до 0,5—0,8 м в поперечнике) андезитовых, дацитовых, риолитовых порфиров, стекла, кристаллов андезина, а в зоне контакта с вмещающими терригенными породами также алевритов и песчанников. Количество обломков изменяется от 5 до 15%, а иногда достигает 30%. Местами обломки стекла и порфировых вулкаников приобретают темно-бурую и малиновую окраску вследствие интенсивного ожелезнения и развития гематита по трещинкам. Следует отметить, что подобные процессы — характерный признак

кластолав потоков [6]. В верхних частях потоков встречаются обильные обломки черного стекла кислого состава. Контакты их обычно четкие, форма как угловатая, так и сегментарная, эллипсовидная, каплевидная. Предполагается, что, по крайней мере, частично они представляли собой растрескавшиеся вулканические бомбы, падавшие на поверхность движущейся кластолавы [6] и приобретавшие ориентировку длинных осей в соответствии с направлением движения. Такие образования можно рассматривать как гиалокластитовые.

В центре палеовулкана вскрывается неск *гранит- и гра- нодиорит-порфиров* в виде мощного (150—200×600 м) субвертикального тела. Тот же состав имеют крутопадающие дайки, закартированные в центральной и южной частях палеовулкана. Кольцевая дайка, прослеженная на 6 км при мощности 120—200 м в восточном экзоконтакте палеовулкана, сложена в основном гранит- и гранодиорит-порфирами, переходящими в северной ее части в риолит- и риодацит-порфиры. Внедрение кольцевой дайки произошло в предварительно раздробленные и сульфидизированные породы с образованием брекчиевидных текстур в экзоконтактных зонах. В породах некка наблюдается вертикальная ориентировка таблиц полевых шпатов и флюидальная структура. Крупные (до 1—3 см) выделения, состоящие из 20 до 60% породы, представлены полевыми шпатами, преимущественно плагиоклазом и кварцем, реже отмечаются биотит, роговая обманка и обособления стекла в полевошпатовой «рубашке». Породы такситовые, флюидально-такситовые, с невадитовой мелкозернистой гранитовой, микропегматитовой, а в северной части кольцевой дайки фельзитовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Количественно-минеральный состав пород (в %): кварц 26, плагиоклаз 24, калиевый полевой шпат 38, биотит 0,7, амфибол 1,8, хлорит 6,5, карбонат 1,4, рудный минерал 0,9, ортит 0,3, сфен 0,4.

Плагиоклаз толстотаблитчатый с четкими ровными краями. Минерал первой генерации образует включения в санидине и имеет состав неупорядоченного андезина (N_{40} , $st_{0,1}$); второй (преобладающей) — андезина (N_{32} , $st_{0,5}$) с узкой олигоклазовой (N_{24} , st_{1}) каймой. Характер упорядоченности указывает на кристаллизацию в условиях закрытой системы под перекрывающим экраном вулкани- тов. Плагиоклаз кольцевой дайки имеет обратную зональность, но также высокую степень упорядоченности (N_{34} , $st_{0,85} \rightarrow N_{38}$, st_{1}). В основной массе ядра мелких зональных зерен сложены андезином (N_{40} , $st_{0,8}$). Выделения санидина ($-2V=4^\circ$) по периферии переходят в промежуточный ортоклаз ($-2V=53^\circ$). Калиевый полевой шпат крупных выделений в породах некка представлен высоким триклинным ортоклазом ($-2V=46—50^\circ$), а в основной массе — промежуточным ортоклазом ($-2V=66^\circ$), замещающимся чистым альбитом.

Темноцветные минералы, как правило, интенсивно изменены. Незамещенные зерна установлены лишь в риолит-порфирах кольцевой дайки. Пироксены представлены магнезиальным авгитом ($Wo_{26—38}$ $En_{40—51}$ $Fs_{13—26}$; $f=22,6—38,1$) с аномально высокой расчетной температурой кристаллизации (1225—1350°C), что позволяет рассматривать их как реститовые.

Амфибол (буровато-коричневая роговая обманка и паргасит) и биотит отличаются от таковых пород покровной фации только заметно повышенным содержанием хлора:

до 1,85% в амфиболе и до 0,8% в биотите. Кристаллизация амфибола проходила при расчетных значениях T 957—906°C и P до 0,88 ГПа; биотита — при T 860—680°C, изменяющейся активности кислорода ($-\log f_{O_2}=13—16,9$), высокой активности хлора ($\log f_{HCl}=1,9—2,4$) и низких значениях активности воды ($\log f_{H_2O}=1,2—1,7$) и фтора ($-\log f_{HF}=1,9—3,4$).

Из аксессуарных минералов встречены рудный (до 4,7%), сфен (2%), ортит, апатит, гранат, циркон. Гранат представлен ксеногенным альмандин-гроссуляром (alm 35—38 gross 60—64) и пироп-альмандином (до 30% py), который по составу отвечает гранатам производных нижнекоровых расплавов, зарождавшихся в пределах гнейсо-гранулитовых горизонтов [10, 5]. Значения ZrO_2/HfO_2 в аксессуарных цирконах достигают 97, что присуще цирконам основных пород. Апатит по высокому содержанию Cl (0,35—1,04%) при низких и умеренных F (2,4—3,2%) соответствует апатитам высокотемпературных маловодных расплавов. Как и в породах покровной фации, широко представлены сульфиды, стистаит и самородный свинец.

По химическому составу породы палеовулкана принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. С увеличением содержаний SiO_2 в них возрастает суммарная и калиевая щелочность (табл. 1, рис. 3, 4). Содержания основных петрогенных оксидов в вулканитах соответствуют таковым магматических образований окраинно-континентальных поясов (рис. 5). Соотношения Rb/Sr (0,3—3)— SiO_2 ; La/Yb (18—45)— Sc/Ni (менее 1) и резко асимметричный характер трендов распределения редкоземельных элементов (рис. 6) указывают на формирование их в зоне растяжения активной континентальной окраины [19, 20].

Изучение Rb—Sr изотопных систем пород Кадарского палеовулкана, проведенное по небольшой выборке (табл. 2), не позволяет достаточно корректно оценить изотопный возраст пород таких систем. Для андезитов он определен в 151 ± 39 млн.лет, для риодацитов — 134 ± 45 млн.лет, что не противоречит их возрасту, определенному по геологическому положению палеовулкана. Значительные вариации первичных изотопных отношений Sr (I_0) риодацитов (0,70629—0,71001) и их положительная связь с содержанием стронция предполагает несколько источников элемента. Один из них имеет относительно высокие содержания стронция и повышенные значения радиогенной компоненты, другой — пониженные. Для андезитов значения I_0 однородные (0,7091—0,7093) и более высокие, чем для риодацитов. Это предполагает различную природу источников (протолитов) для этих типов пород, или метасоматическую проработку однотипного источника глубинными флюидами (в случае андезитов).

Модельные Rb—Sr параметры вулкани- тов, рассчитанные относительно таковых в примитивном мантийном резервуаре, имеют положительные значения и подразумевают, что их протолиты обогащены литофильными элементами. Это может быть или обогащенная при глубинном метасоматозе верхняя мантия, или кора. Использование двухстадийной модели [18] с коррекцией данных на предполагаемый возраст формирования вулкани- тов дает две группы значений модельных датировок: 975—1175 (риодациты) и 1534—1694 млн.лет (андезиты). С определенной долей условности можно предполагать, что магнезиальные субстраты для таких пород были сформированы в различные этапы протерозойской активизации, что под-

1. Среднее содержание элементов в породах Кадарского палеовулкана

Элементы	Андезиты	Дациты—риолиты	Кластолавы риодацитов, риолитов	Гранит- и гранодиорит-порфиры некса и кольцевой дайки
K, %	2,34	3,57	3,79	3,88
Na	2,59	2,68	2,49	2,36
F	0,11	0,08	0,09	0,11
Li, г/т	65	205	39	83
Rb	100	291	239	233
Sr		225		236
Ba			590	840
Sn	2	2,3	2,3	5,4
Mo	1	1,9	1,7	1,7
W	3,5	4,6	4	5,4
Bi	0,5	1,2	0,5	0,5
Pb	22	20	22	37
Sb	5	6,1	5	13,3
As	29	18,6	22	13,7
Ag	0,15	0,18	0,11	0,15
Au, мг/т	1,5	3,9	1,6	1,2
Cr, г/т	143	89	132	113
Ni	17	17,5	12	18
V	35	17,7		13
Co	1	4,1	3,6	4
Число анализов	4	12	8	9

Примечания. Анализы выполнены в лабораториях методов анализа: химических (аналитик Д.А.Кулагина) и спектральных (аналитики Г.И.Капышева, Л.М.Наумова, Н.Н.Олейникова) ИГАБМ СО РАН; редких земель — в СНИИГГИМС СО РАН (аналитик А.С.Черевко)

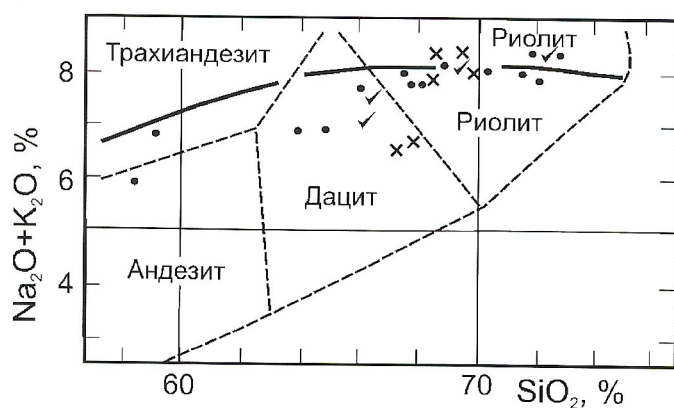


Рис. 3. Классификационная диаграмма [16] пород Кадарского палеовулкана:

см. услов. обозн. на рис. 2

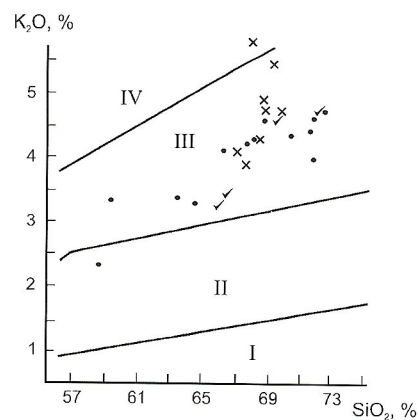


Рис. 4. Соотношение K_2O-SiO_2 в породах Кадарского палеовулкана:

поля диаграммы — серии магматических пород [21]: I — низкокалиевая толеитовая, II — среднекалиевая известково-щелочная, III — высококалиевая известково-щелочная, IV — шошонитовая, см. услов. обозн. на рис. 2

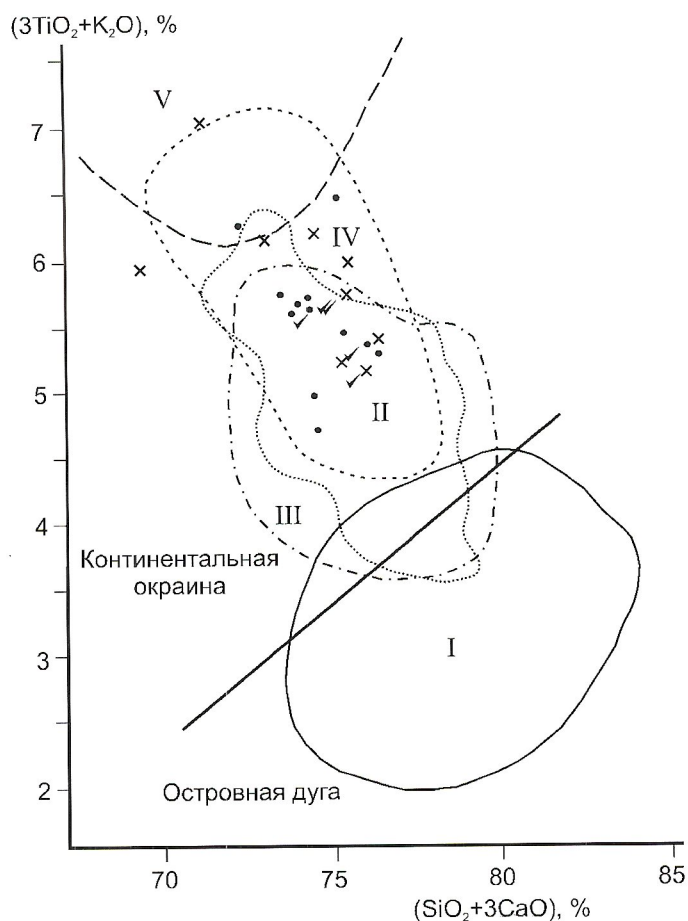


Рис. 5. Геодинамическая обстановка формирования Кадарского палеовулкана:

поля составов магматических пород вулканоплутонических поясов Верхояно-Колымских мезозойд: I — Уяндино-Ясачненского палеоостроводужного, II — Чаркынского, III — Охотско-Чукотского [9] и IV — Северо-Полуостровного окраинно-континентальных, V — Индигирского пояса растяжения; геодинамические обстановки по работе [9]; см. услов. обозн. на рис. 2

тверждается и расчетами на основе химического состава пород [1], свидетельствующими о разной глубине зарож-

2. Результаты Rb-Sr анализа пород Кадарского палеовулкана

Образцы	Породы	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
T574/7	Риодацит	57,3468	23,1313	2,4507	0,7120
T580/3	«	39,556	35,1088	1,1137	0,7122
T577/5	«	43,4391	18,5419	2,4757	0,7110
T579/2	«	46,3827	43,3204	1,0584	0,7088

Rb-Sr изохронный возраст $T=134\pm 45$, $I_0=0,70679\pm 0,00136$

T574/2	Андезит	21,4310	35,0751	0,6040	0,7106
T581/1	Дациандезит	36,2699	36,8494	0,9810	0,7114
T585/1	«	26,9099	34,2513	0,7766	0,7108

Rb-Sr изохронный возраст $T=151\pm 39$, $I_0=0,7092\pm 0,0004$

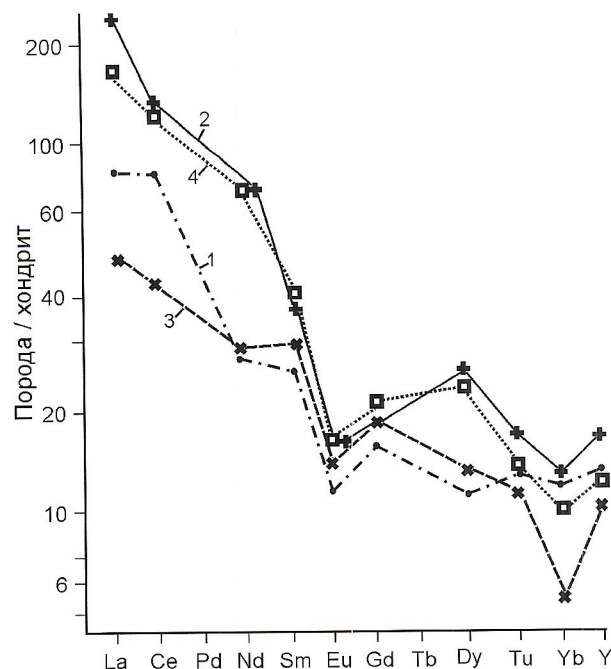


Рис. 6. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах Кадарского палеовулкана:

1 — андезит, 2 — риолит, 3 — дацит, 4 — гранодиорит-порфир некка

дения расплавов — около 1300 МПа (верхняя мантия или граница кора — мантия) для андезитов, 800—900 МПа — для риодацитов и гранодиорит-порфиров и 500—600 МПа (верхняя кора) — для риолитов. На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_N - \text{Yb}_N$ (рис. 7) точки составов вулканитов также локализуются в пределах тренда амфиболитов нижних горизонтов коры или верхней мантии и тренда плавления сиалических пород фундамента.

Породы палеовулкана имеют геохимическую специализацию на Bi (кларк концентрации Kk 50—120), Sb (Kk 20—25), As (Kk 9—12), W (Kk 3—3,6), Ag (Kk 2—3,6) (см. табл. 1). Металлогеническая специализация на Bi, Sb, Pb, Sn устанавливается по присутствию их минералов-концентраторов: самородных свинца и висмута, стистаита. Кларк концентрации Ag, по-видимому, занижен, поскольку

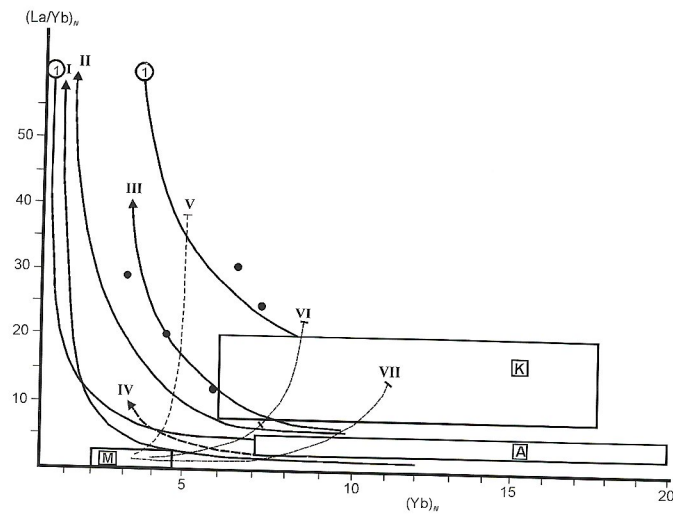


Рис. 7. Соотношение $(La/Yb)_N$ — $(Yb)_N$ в породах Кадарского палеовулкана:

буквенные обозначения и тренды плавления [4]: М — верхняя мантия, К — континентальная кора, А — амфиболиты континентальной коры; тренды плавления: I — архейских пород тоналит-гранодиоритового состава, I — кварцевого эклгита, II — гранатового амфиболита, III—IV — амфиболита, V—VII — гранатсодержащей мантии

ку в широко распространенном в вулканитах стистаите фиксируется до 3% Ag. Остаточного концентрирования рудных компонентов в процессе становления палеовулкана не происходит, но в породах экзоконтакта известны рудные точки и рудопроявления Pb, Au, Hg, полиметаллов [3, 7]. Мы предполагаем их связь с фумарольной деятельностью, предшествовавшей вулканическим излияниям, что косвенно подтверждается весьма высокой фугитивностью HCl в расплавах.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Особенности внутреннего строения и состав пород Кадарского выхода, широкое распространение в его пределах кластолав и гиалокластитов позволяют рассматривать его как палеовулканическую постройку.
2. Формирование палеовулкана происходило в процессе последовательных излияний со сменой лав среднего состава лавами кислого при перемещении фронта магмогенерации из амфиболитовых горизонтов нижней коры или верхней мантии, предварительно проработанных глубинными флюидами, в верхнекоровые горизонты.
3. Минеральный и химический составы вулканитов отвечают таковым вулканитов зон растяжения активных континентальных окраин.
4. Породы палеовулкана, независимо от их состава обладают ярко выраженной геохимической и металлогенической специализацией на Bi, Sb, Pb, As, Ag, что позволяет ожидать в связи с ними серебро-полиметаллическую минерализацию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. — Л.: Недра, 1978.
2. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
3. Вишневский А.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XIX, XX. — М., 1979.
4. Джан Б.М., Чжан З.К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. — М., 1987. С. 250—284.
5. Ермолов П.В., Изов А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 208—211.
6. Малеев Е.Ф. Вулканогенные класические горные породы. — М.: Недра, 1977.
7. Мусалитин Л.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Листы R-54-XXI, XXII. — Москва, 1979.
8. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1196—1199.
9. Пискунов Л.Л. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. — М.: Наука, 1987.
10. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.И. и др. Типоморфные особенности аксессуарных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. — М.: Наука, 1977. С. 197—235.
11. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. и др. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
12. Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С. Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр. Полоусного (Северный батолитовый пояс Верхояно-Колымских мезозоид) // Тихоокеанская геология. 2002. № 5. С. 15—27.
13. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Петрология магматических пород окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области // Вулканизм и геодинамика. — Екатеринбург, 2003. С. 438—442.
14. Шкодинский В.С., Трунилина В.А. Типы кристаллизации магм // Геохимия. 1983. № 6. С. 798—808.
15. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In: thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts // Reviews in mineralogy. Michigan. 1987. Vol. 17. P. 235—321.
16. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The interpretation of Igneous rocks. — George Allen and Unwin, London, 1979.
17. Mitchell R.H., Platt R.G. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // J.Petrol. 1978. Vol. 23. P. 186—214.
18. Moeller A., Mezger R., Volker S. Crustal Age Domains and the evolution of the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic evidence // J.Petrol. 1998. Vol. 39. № 4. P. 749—783.
19. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. — London, 1995.
20. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. — Berlin. 1985. Bd. 13. Hf. 5. S. 615—627.
21. Whiteford D.G., Nicholls I.A., and Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contribs. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 70. P. 341—356.
22. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. P. 1228—1272.

Типоморфизм цирконов Мунилканского массива как отражение специфики его геологического развития

Т.С.ХАБИБУЛИНА

Мунилканский гранитный массив расположен на восточной окраине Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория и интрузирует складчатую терригенно-карбонатную толщу палеозоя (рис. 1). Массив детально изучен В.А.Труниной с соавторами [5], по данным которых и приводится описание его внутреннего строения и особенностей слагающих пород. В непосредственной близости от выхода массива закартирован тектонический покров офиолитов, представляющий собой фрагменты коры раннепалеозойского параокеанического бассейна [3]. Массив имеет близкую к овальной форму выхода площадью 30 км² и вытянут на северо-запад согласно с направлением основных тектонических структур. Изотопные датировки гранитов ⁴⁰Ar—³⁹Ar методом по биотиту (141,5 и 143,3 млн.лет) соответствуют берриасскому веку начала раннего мела. Отсутствие гравитационного минимума и выходы терригенно-карбонатных пород в долине р.Мунилкан позволили предположить, что граниты слагают маломощную интрузивную пластину [5].

В пределах массива установлены многочисленные ксенодайки основного и среднего составов (габбро, долериты, диориты, андезиты), разбитые на фрагменты, сдвинутые друг относительно друга по вертикали и горизонтали на первые метры, и интрузированные гранитным материалом. В северо-восточной части тела закартировано несколько небольших (до 1,5 км²) выходов среднезернистых габбро, полосчатых габбро-диоритов и диоритов, послойно инъецированных гранитами (см. рис. 1). Габброиды содержат округлые обособления гранитного материала до 15—20 см в поперечнике и образуют подобные обособления в гранитах. На основании этого предполагается почти синхронное существование двух самостоятельных магматических очагов и ограниченный синтексис мантийной и коровой магм [5]. Массив пересекается дайками андезитов, трахибазальтов, трахидолеритов и трахириолитов конца раннего—начала позднего мела. В целом, данный участок в мезозое являлся ареной длительной эндогенной активности с проявлением разновозрастного и разноглубинного магматизма.

Во вскрытой части Мунилканского массива преобладают лейкократовые граниты и лишь по долине р.Мунилкан, непосредственно у контакта с карбонатно-терригенной толщей палеозоя, основность пород заметно повышается с переходом к амфибол-биотитовым и пироксенсодержащим разностям. Массив сопровождается многочисленными маломощными дайками аплитов и мелкозернистых лейкогранитов. Широко распространены, особенно в зоне эндоконтакта, жильные и миароловые пегматиты.

По структурно-текстурным особенностям, петрографическому составу, принадлежности к известково-щелочной серии и значениям основных петрохимических коэффициентов мунилканские граниты отнесены к гранитам S-типа. В то же время они резко отличаются от последних по типоморфным особенностям породообразующих и акцессорных минералов, низким (вплоть до 0) величинам нормативного корунда и повышенным содержаниям Rb и Sr,

приближаясь по этим параметрам к мантийно-коровым гранитам A-типа. Распределение элементов-примесей также носит промежуточный характер между типичным палингенным известково-щелочным и апатитовым гранитами щелочного ряда, для которых Л.В.Таусоном [4] предполагается связь с базальтоидными магмами. Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, сфеном, обогащенным РЗЭ (до 4,5 %) F- и Cl-апатитом, титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом и пиритом, причем пирит отличается характерным для производных основных магм повышенным содержанием хрома. Состав этой ассоциации акцессорных минералов также свидетельствует о связи материнских расплавов с мантийными источниками [5].

Для уточнения формационной принадлежности и генезиса пород массива был применен метод изучения цирконовых популяций [8], доказавший свою состоятельность при решении подобных задач. Методика работы детально рассмотрена автором ранее [6, 7]. Популяции цирконов были изучены в лейкократовых гранитах главной фации и в диоритах ксенодаек. Результаты исследования кристалломорфологии и состава цирконов отражены на рисунках 2, 3 и в таблице.

Популяция цирконов диоритов, усредненная по пяти пробам, состоит (см. рис. 2, А) из двух четко обособленных на диаграмме составляющих главных типов и подтипов: высокотемпературной и высокощелочной вертикальной (D~30%, D/1~5% и P₅₋₄~35%; I.A.=700, I.T.~725, T_{ср.}~900—850°C) и высоко- и среднетемпературной низко-среднещелочной, формировавшейся в условиях роста щелочности в процессе кристаллизации расплава (S₂₁₋₁₆~10%, S₂₂₋₁₇~10%, S₁₂₋₁₃~10%; I.A.=200—400, I.T.=600, T_{ср.}~800°C). Замыкающий популяцию низкотемпературный морфотип G₁ представляет собой единичные ядра высокотемпературных цирконов, близких по составу цирконам морфотипа D, окруженные тонкой завершающей низкотемпературной метамиктной оболочкой, обогащенной примесями (см. таблицу).

Цирконы первой составляющей — D и P₅₋₄ — очень мелкие (доли миллиметра), прозрачные, бесцветные, с удлинением 2,5—3,5, включениями в виде мельчайших темноцветных и рудных минералов, игольчатого циркона, апатита. Оптическая зональность проявлена только в головках кристаллов. По величине ZrO₂/HfO₂ (80—65) и низким содержаниям Yb (см. таблицу) они соответствуют цирконам производных глубинного щелочно-основного расплава [1, 2, 8]. Ядра аналогичного состава установлены во многих кристаллах цирконов более поздних морфотипов из популяций как диоритов, так и гранитов (см. таблицу).

Цирконы второй составляющей — S₂₁₋₁₆, S₂₂₋₁₇, S₁₂₋₁₃ — также очень мелкие, бесцветные, со слабой внутренней трещиноватостью и удлинением 2—3, оптически зональные, с небольшим количеством включений темноцветных и рудных минералов, игольчатого циркона, апатита. Они отличаются стабильно высокими (до 0,83%) содержаниями Yb,кратно превышающими таковые в цирконах рассмотренных

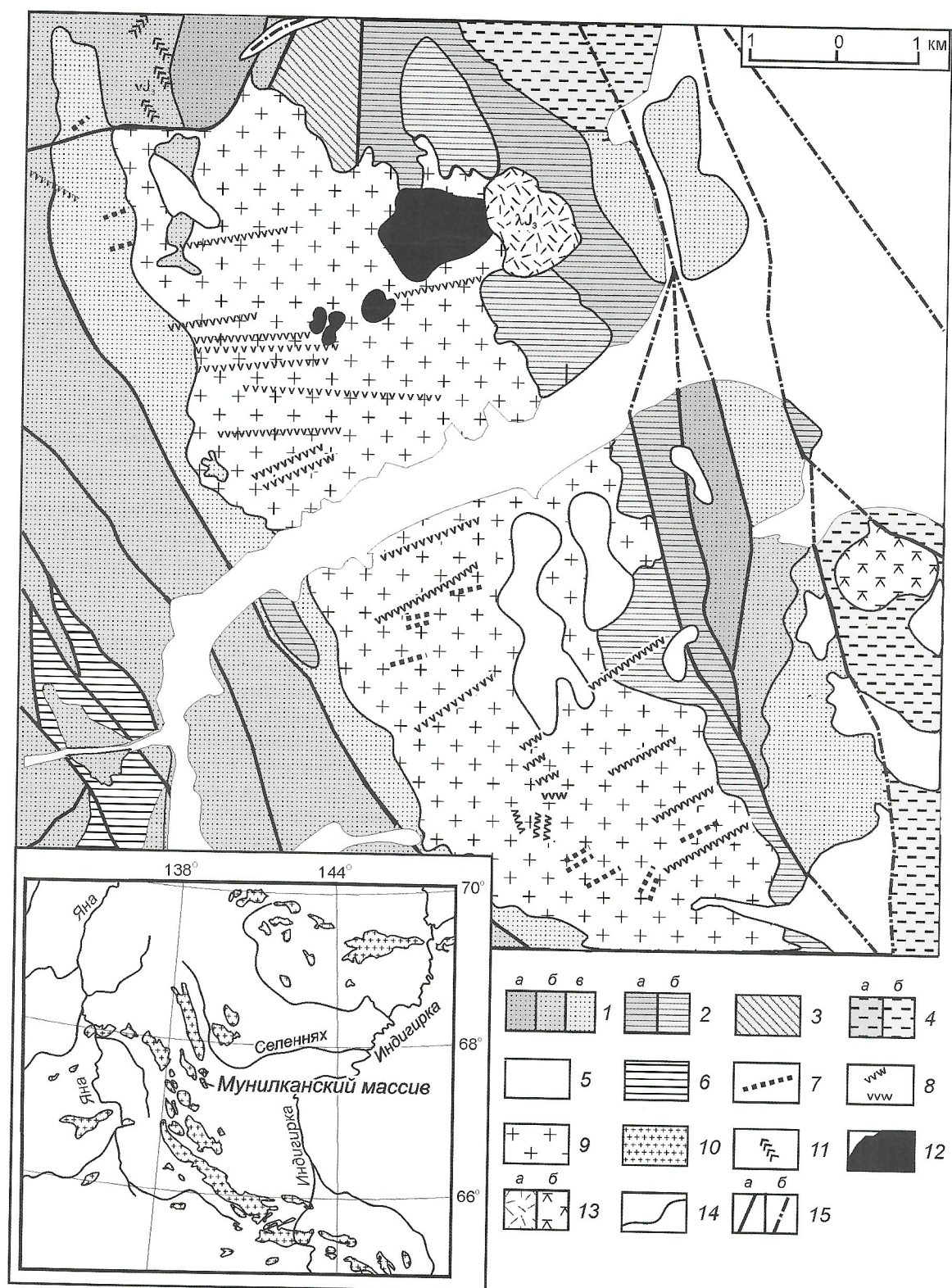


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мунилканского массива. По С.У.Ваганову (1993):

1 — ордовик О: а — нижний О₁, известняки, слюдяные и хлорит-серицитовые сланцы, б — средний О₂, известняки, известково-глинистые сланцы; в — верхний О₃; 2 — силур S: а — нижний S₁, глинисто-известковистые глинистые сланцы, мраморизованные известняки; б — верхний S₂, известняки, глинисто-известковистые сланцы, мергели; 3 — нижний девон D₁, известняки, доломиты, известково-глинистые сланцы; 4 — юра J: а — средняя J₂, алевролиты, песчаники, аргиллиты; б — верхняя J₃, алевролиты, песчаники, туфопесчаники; 5 — четвертичные отложения Q; б — офиолиты Мунилканского блока; 7 — зоны скарирования; магматические образования: 8 — дайки субщелочных долеритов, базальтов и андезитобазальтов, 9 — дайки аляскитов и аплитовидных гранитов, 10 — лейкограниты, 11 — дайки габброидов и диоритов, 12 — тела и ксеноблоки габбро и габбродиоритов, 13 — субвулканические: а — риолиты пJ₃, б — андезиты алJ₃; 14 — геологические границы; 15 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые

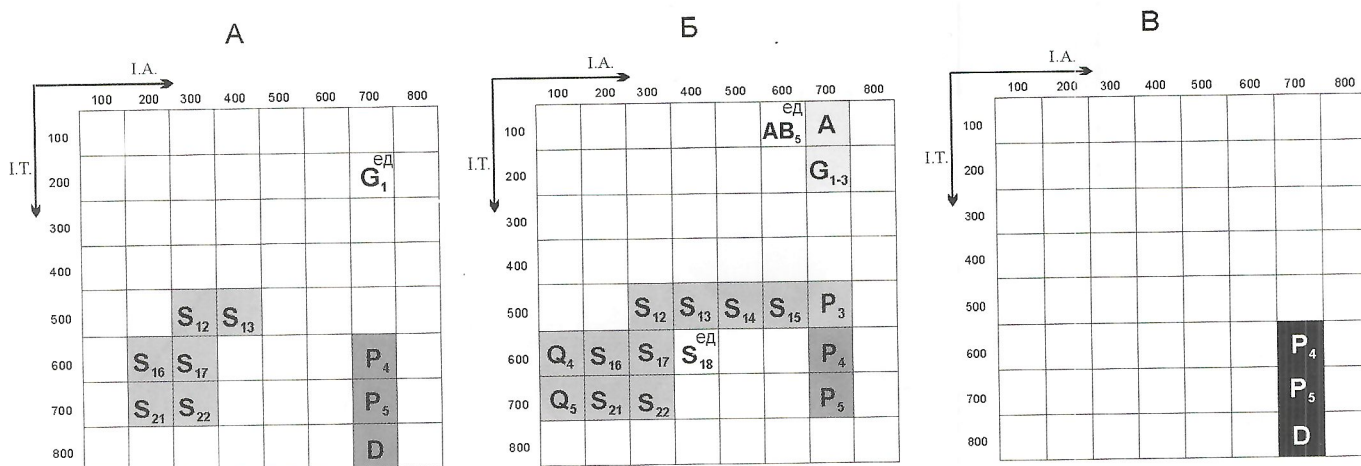


Рис. 2. Статистические диаграммы установленных популяций цирконов пород Мунилканского массива и предполагаемого исходного расплава:

А — диоритов: D~30%, D/1~5%, P₄₋₅~35%, S₁₂₋₁₃~10%, S₂₂₋₁₇~10%, S₂₁₋₁₆~10%, G₁—единичные знаки; I.A.=560, I.T.=690, T_{ср.}~840°C; Б — лейкократовых гранитов: Q₄₋₅~10%, S₂₁₋₁₆~10%, S₂₂₋₁₇~10%, S₁₈—единичные знаки, S₁₂₋₁₃~10%, S₁₄₋₁₅~15%, P₄₋₅~20%, P₃~15%, G₁~5%, A—G₃~5%, AB₅—единичные знаки; I.A.=490, I.T.=545, T_{ср.}~775°C; В — предполагаемого исходного расплава ультраосновного—основного состава: D~50%, P₃₋₄~50%; I.A.=700, I.T.=725, T_{ср.}~860°C

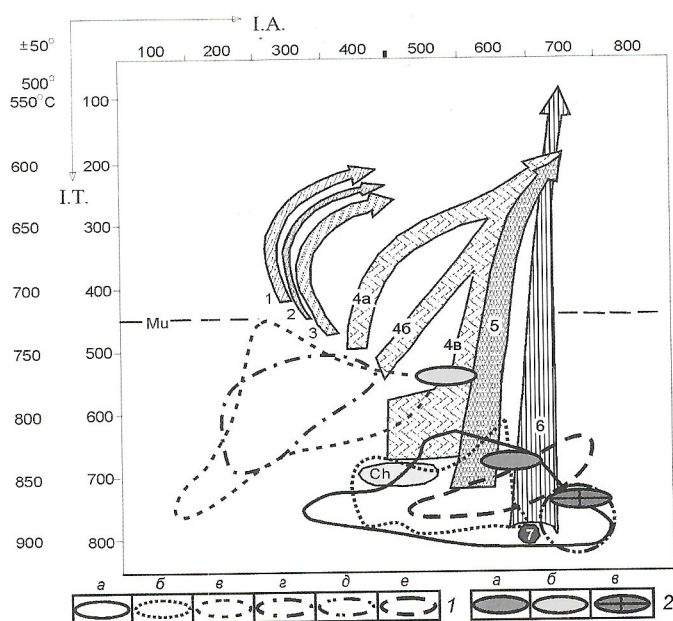


Рис. 3. Диаграмма главных трендов эволюции цирконовых популяций [8]:

усредненные поля развития популяций: 1 — цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозойд: а — М-типа, б — I-типа, в — IS-типа, г — S-типа, д — А-типа, е — L-типа; 2 — пород Мунилканского массива: а — диоритов, б — гранитов, в — предполагаемых исходных расплавов ультраосновного—основного состава; тренды популяций цирконов из гранитоидов: 1—3 — коровых и преимущественно коровых источников; 4 (а, б, в) — известково-щелочных; 5 — субщелочных серий гибридных корово-мантийных источников; 6 — щелочных и 7 — толейтовых серий мантийных или существенно мантийных источников; Mu — предел распространения цирконовых популяций из мусковитовых гранитов (I.T.<450); Ch — область распространения цирконовых популяций чарнокитоидов; I.A. — индекс апгаитности (отношение щелочности к глинозему среды кристаллизации), I.T. — индекс температуры среды

морфотипов, и соответствуют цирконам высокоглиноземистых (низкощелочных) метаморфических субстратов [1, 8], что позволяет рассматривать их как реститовые.

В целом, типоморфные особенности цирконов диоритов указывают на происхождение материнских расплавов в результате подплавления кислых субстратов под воздействием внедрившегося в нижние горизонты коры мантийного основного расплава с дальнейшим частичным синтексисом мантийной и коровой магм, что согласуется с уже упомянутым наличием обособлений гранитного состава в габброидах и габброидного состава в гранитах.

Усредненная по пяти пробам популяция цирконов гранитов состоит из двух унаследованных от предыдущих этапов развития магматического расплава высоко-среднетемпературных составляющих: низко- и высокощелочной (Q₄₋₅~10%, S₂₁₋₁₆~10%, S₂₂₋₁₇~10%, S₁₈—единичные знаки, S₁₂₋₁₃~10% и P₄₋₅~20%, соответственно), а также двух собственных: среднетемпературной средне-высокощелочной (S₁₄₋₁₅~15%, P₃~15%) и низкотемпературной поздне-постмагматической завершающей (G₁~5%, A—G₃~5%, AB₅—единичные знаки). Все кристаллы цирконов прозрачные до полупрозрачных, с обилием включений темноцветных и рудных минералов, а также игольчатого циркона и апатита, слаботрещинчатые, с удлинением в пределах 2,5—3,5. Исключение составляют цирконы поздне-постмагматических морфотипов (G₁, A—G₃, AB₅), представляющие собой типичные циртолиты бурого и темно-желтого цвета, непрозрачные, короткопризматические и изометричные, с ярко выраженной зональностью по цвету оболочек в кристалле.

Унаследованные цирконы морфотипов ряда P и реститовые ряда S популяции гранитов по своим характеристикам близки к цирконам соответствующих морфотипов цирконов диоритов (см. рис. 2, А, Б и таблицу). Несколько более низкие «гранитные» [2] величины ZrO₂/HfO₂ в завершающих оболочках этих кристаллов свидетельствуют о том, что только они и были сформированы в гранитном по составу расплаве. Бульшая же часть кристалла представляет собой унаследованное ядро-затравку. Интересно, что в одном из

Состав цирконов интрузивных пород Мунилканского массива

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
<i>Диорит (5 проб)</i>										
D n=3	C	68,43	0,09	0,00	0,00	29,15	0,24	0,84	0,08	81,78
	P	67,77	0,08	0,00	0,00	29,61	0,21	0,97	0,09	70,39
	G	68,27	0,08	0,00	0,00	29,33	0,09	1,02	0,09	66,85
D/1 n=3	C	69,06	0,09	0,00	0,00	29,33	0,06	0,85	0,04	81,34
	P	67,62	0,19	0,03	0,02	29,45	0,31	1,11	0,11	60,92
	G	65,63	0,42	0,36	4,10	28,03	1,41	1,42	0,39	46,22
P ₅₋₄ n=7	C	68,26	0,00	0,00	0,00	28,23	0,01	0,88	0,07	77,95
	P	68,34	0,00	0,00	0,00	28,14	0,00	0,99	0,05	69,26
	G	68,04	0,00	0,00	0,00	28,28	0,02	1,06	0,07	64,61
S ₂₁₋₁₆ n=3	C	66,80	0,13	0,00	0,00	29,16	0,16	0,89	0,56	75,56
	P	66,58	0,11	0,00	0,00	28,89	0,13	0,99	0,48	67,89
	G	66,57	0,09	0,00	0,00	29,04	0,11	1,15	0,29	58,60
S ₂₂₋₁₇ n=3	C	66,80	0,13	0,00	0,00	28,44	0,28	0,82	0,83	82,03
	P	66,28	0,07	0,00	0,00	28,84	0,07	0,97	0,49	68,85
	G	66,27	0,10	0,00	0,00	29,07	0,14	1,08	0,39	61,69
S ₁₂₋₁₃ n=5	C	68,96	0,07	0,00	0,00	31,12	0,28	0,84	0,76	82,37
	P	68,87	0,08	0,00	0,00	30,74	0,17	0,95	0,38	72,84
	G	69,06	0,07	0,00	0,00	30,95	0,03	1,03	0,49	67,08
G ₁ n=3	C	65,13	0,10	0,04	0,00	29,26	0,47	0,97	0,12	67,04
	P	65,84	0,07	0,02	0,00	29,25	0,15	1,13	0,09	57,38
	G	60,90	0,26	0,29	0,86	28,17	0,85	2,07	0,36	29,42
<i>Гранит (5 проб)</i>										
Q ₅₋₄ n=3	C	67,25	0,00	0,00	0,00	27,65	0,00	0,94	0,08	71,55
	P	66,53	0,00	0,01	0,00	27,78	0,00	1,00	0,07	66,42
	G	67,18	0,00	0,00	0,00	27,83	0,00	1,05	0,06	63,80
S ₂₁₋₁₆ n=8	C	68,82	0,08	0,00	0,00	28,92	0,11	0,87	0,06	79,14
	P	68,84	0,05	0,00	0,03	28,60	0,09	0,98	0,05	72,14
	G	69,26	0,06	0,01	0,04	28,73	0,06	1,03	0,04	67,51
	vk1	69,80	0,06	0,00	0,00	28,33	0,06	0,79	0,07	88,80
	vk1	69,06	0,06	0,00	0,00	28,23	0,04	0,77	0,03	89,92
S ₂₂₋₁₇ n=3	C	68,22	0,03	0,00	0,00	29,92	0,04	1,02	0,39	66,99
	P	68,62	0,04	0,00	0,00	29,48	0,14	1,13	0,58	60,75
	G	68,36	0,00	0,00	0,00	29,73	0,02	1,23	0,29	55,62
S ₁₈ n=2	C	65,08	0,02	0,04	0,00	28,76	0,00	1,04	0,06	62,58
	P	68,09	0,00	0,00	0,00	29,02	0,02	1,19	0,14	57,22
	G	66,48	0,00	0,00	0,00	28,92	0,00	1,26	0,08	52,76

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
S ₁₅₋₁₄ n=2	C	66,37	0,02	0,00	0,00	28,81	0,00	1,15	0,00	57,71
	P	66,05	0,04	0,00	0,00	29,06	0,08	1,17	0,04	56,45
	G	65,51	0,08	0,00	0,00	28,89	0,00	1,19	0,04	55,05
S ₁₂₋₁₃ n=9	C	67,74	0,04	0,00	0,01	29,34	0,07	0,97	0,54	69,94
	P	67,74	0,02	0,00	0,00	29,16	0,09	1,04	0,57	65,27
	G	67,77	0,02	0,00	0,01	29,35	0,03	1,14	0,53	59,55
P ₅₋₄ n=2	C	66,38	0,04	0,00	0,00	28,93	0,00	0,95	0,07	70,44
	P	68,56	0,00	0,00	0,11	28,88	0,00	1,12	0,06	66,31
	G	66,10	0,02	0,00	0,00	28,98	0,00	1,05	0,08	63,04
P ₃ n=2	C	66,53	0,29	0,00	0,00	30,83	0,52	0,86	0,14	78,23
	P	66,92	0,16	0,00	0,00	30,81	0,27	1,03	0,09	65,29
	G	66,76	0,21	0,00	0,04	30,99	0,33	1,04	0,09	64,20
G ₁ n=3	C	62,10	0,67	0,80	4,57	28,70	1,09	1,87	0,33	34,46
	P	65,03	0,43	0,00	2,30	30,88	0,59	2,88	0,32	22,58
	G	64,15	0,61	0,00	2,80	30,41	0,87	3,45	0,36	19,73
A-G ₃ n=3	C	65,00	0,11	0,02	0,53	32,34	0,16	1,35	0,12	49,45
	P	61,71	0,13	0,00	1,67	32,21	0,19	1,95	0,19	36,91
	G	60,20	0,14	0,04	2,56	31,82	0,23	2,38	0,26	31,22
AB ₅ n=2	C	55,94	0,96	3,54	2,82	25,42	2,47	1,13	0,59	49,50
	P	60,30	1,21	0,84	1,62	25,71	2,13	1,50	0,64	40,20
	G	59,09	1,79	0,43	1,72	24,92	2,87	1,58	0,67	37,40

Примечание. Анализы выполнены автором на рентгеновском микроанализаторе CAMEBAX-Micro в ИГАБМ СО РАН; зоны: С — центр, Р — край призмы, G — край пирамиды кристалла, vkl — включения цирконов в цирконе; условия съемки: U — 20kv, I — 15 nA, стандарты — силикаты, оксиды и металлы; n — число зерен.

реститовых кристаллов морфотипа S₂₁₋₁₆ (ZrO₂/HfO₂=79—72—67,5 в центре и по периферии призмы и пирамиды, соответственно) установлены два включения циркона с величиной ZrO₂/HfO₂=90—89, характерной для цирконов ультраосновных—основных по составу магм [2], что однозначно предполагает мантийный источник материнского для них расплава и подтверждает предложенную историю развития магматизма рассматриваемой структуры.

Следует обратить внимание (см. таблицу), что цирконы собственно гранитных морфотипов S₁₄₋₁₅ и P₃ характеризуются заметно большими значениями ZrO₂/HfO₂, чем типовые для гранитов [2], и крайне низкими содержаниями элементов-примесей, что присуще цирконам производных основных расплавов. По мнению автора, это также указывает на унаследованность гранитной магмой геохимических параметров исходного расплава.

Наличие преобразованных и обогащенных примесями внешних оболочек у части высокотемпературных цирконов (см. рис. 2, А и таблицу, морфотип D/1) и резкое обогащение примесями конечной низкотемпературной оболочки у кристаллов морфотипа G₁ в популяциях цирконов ди-

оритов, а также богатейшая по содержанию (~10% от объема популяций), набору морфотипов и насыщенности их элементами-примесями поздне-постмагматическая составляющая в популяциях цирконов гранитов (см. рисунок 2, Б и таблицу), также свидетельствуют о дополнительном поступлении глубинных флюидов в камеру становления гранитного массива.

Разрыв вертикальной составляющей по I.A.=700 в температурном интервале 750—600°C (см. рис. 2, Б) на статистической диаграмме популяции цирконов гранитов и отсутствие в популяциях соответствующих низкотемпературных магматических морфотипов можно объяснить, во-первых, падением температуры в камере становления в связи с ее открытием и последующим довольно резким переходом к массовой кристаллизации остаточного расплава и цирконов в виде морфотипов G₁, A—G₃, AB₅ со свойственным для этих поздне-постмагматических морфотипов обогащением примесями. Во-вторых, возможно, этот «пробел» в последовательности кристаллизации цирконов отражает частичное отделение за пределы камеры остаточного расплава и кристаллизацию недостающих морфотипов уже в нем.

Два этапа в развитии Мунилканского массива отражаются и на диаграмме главных трендов эволюции цирконо-вых популяций (см. рис. 3). Первая унаследованная высокотемпературная высокощелочная составляющая в популяции цирконов диоритов, представляющая, по мнению автора, предполагаемый типоморфный состав цирконов первичных расплавов (см. рисунки 2, В; 3), располагается в корнях ствола 6 диаграммы, соответствующего тренду развития популяций цирконов производных щелочных мантийных или преимущественно мантийных источников [8]. Усредненные параметры кристаллизации всей популяции цирконов диоритов (см. рисунки 2, А; 3) отклоняются в сторону повышения глиноземистости (уменьшения щелочности) среды кристаллизации за счет включения в состав релитовых цирконов из ассимилируемых первичным расплавом подплавленных коровых субстратов.

Среднестатистические параметры популяции цирконов гранитов соответствуют прикорневой части ствола 4с (см. рис. 3) цирконов производных известково-щелочных расплавов преимущественно коровых источников, и приграничной части ствола 5 цирконов производных субщелочных серий гибридных корово-мантийных источников, что объясняется коровым характером субстратов магмогенерации, с одной стороны, и продолжающимся поступлением мантийных флюидов, с другой.

Таким образом, специфика магматической ассоциации Мунилканского массива и типоморфных особенностей

цирконов изученных популяций обусловлены положением массива в зоне длительной эндогенной активности, началом плавления нижнекоровых субстратов под воздействием подъема мантийного диапира и продолжающимся поступлением мантийных флюидов в процессе кристаллизации гранитов главной фации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986.
2. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. — М.: Недра, 1973.
3. Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 44—57.
4. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9. Петрология. — М.: Наука, 1984. С. 221—228.
5. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
6. Хабибулина Т.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Акцессорные минералы анорогенных гранитоидов Северо-Востока Верхояно-Колымских мезозойд // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 57—60.
7. Хабибулина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозойд (петрогенетические аспекты). — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
8. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.243(571.5)

© А.В.Прокопьев, Г.В.Ивенсен, 2006

Реконструкция питающих провинций позднемеловых Аркагаалинских впадин (Северо-Восток Азии)

А.В.ПРОКОПЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН

Аркагаалинские впадины (Верхне- и Нижнеаркагаалинская), выполненные позднемеловыми угленосными отложениями аркагаалинской (350—450 м) и вышезалегающей с незначительным угловым несогласием долгинской (250 м) свит, локализованы вдоль границы между восточной окраиной Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонским микроконтинентом. Цепочка позднемезозойских впадин, включающая кроме Аркагаалинских и расположенную северо-западнее Верхненерскую (Делянкирскую) депрессию, вытянута вдоль зоны Чай-Юреинского разлома сдвиговой кинематики на сочленении Кулар-Нерского сланцевого пояса (Аян-Юряхский антиклинорий) и Иньяли-Дебинского синклинория (рис. 1). Считается, что эти впадины представляют собой структуры пулл-апарт, возникшие в зонах растяжения Чай-Юреинского сдвига [6, 9]. Верхнемеловые породы с конгломератами и бентонитовыми глинами в основании залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на интенсивно деформированных толщах триаса и юры. По существующим представлениям, отложения впадин состоят в основном из пластов конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, каменных углей с редкими прослоями туфов риолитов и дацитов [4,

13]. Возраст осадков, выполняющих впадины, дискуссионен. Он оценивается для аркагаалинской свиты как сеноманский [11], турон-коньякский [4] или сантон-кампанский [13], а для долгинской — как сеноманский [4]. Впадины вмещают Верхне- и Нижнеаркагаалинское месторождения каменного угля.

Исследования пород аркагаалинской свиты проводились в Нижнеаркагаалинской впадине (рис. 2). Основная задача — реконструкция питающих провинций и уточнение направления сноса обломочного материала при формировании отложений. Петрохимические особенности различных типов пород изучались по методике Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [15] на основе химических силикатных анализов. Геодинамические обстановки, влиявшие на осадконакопление, реконструировались с помощью диаграмм М.Бхатия [16] и Дж.Мейнарда [17]. Для определения процессов осадконакопления применялся седиментологический анализ палеопотоков [18] с использованием статистически обработанных элементов залегания косой слоистости. Корректировка замеров косой слоистости за наклон пласта проводилась на стереографической сетке по методике, описанной в публикации [10]. Рассчитанный средний

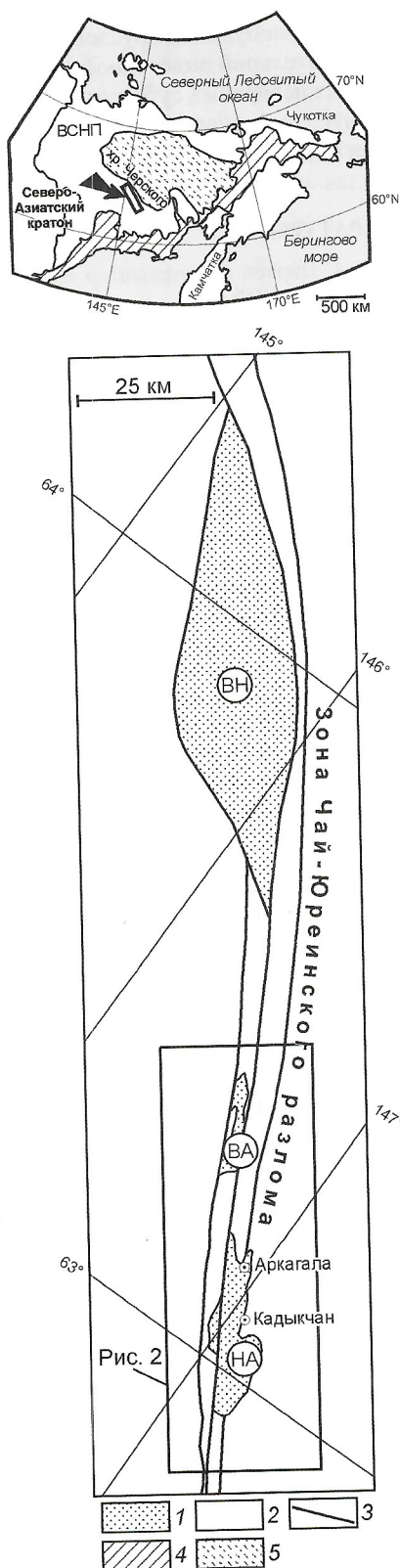


Рис. 1. Тектоническая схема мезозойско-кайнозойских впадин в зоне Чай-Юреинского разлома:

1 — верхнемеловые—кайнозойские отложения; 2 — домеловые складчатые образования; 3 — разломы; впадины: ВН — Верхне-нерская (Делянкинская), ВА — Верхнеаркагалинская, НА — Нижнеаркагалинская; 4 — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс; 5 — Колымо-Омолонский микроконтинент; ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс, на врезке — местоположение района исследований

вектор направления падения на розе-диаграмме показывает усредненное направление перемещения палеопотока. Одновременно проводились наблюдения и за изменением фациального состава пород.

Основные складчатые структуры Нижнеаркагалинской впадины: Аркагалинская и Долгинская синклинали, разделенные Кедровской антиклиналью, имеют северо-западное простирание. На северо-западе впадины выделяется несколько складок более мелкого порядка шириной от 0,6 до 3 км. Углы падения крыльев прямых и асимметричных складок изменяются от 30—60° до 10—15°. Для Нижнеаркагалинской впадины характерны многочисленные ступенчатые сбросы с амплитудой смещения до 150 м преимущественно северо-западного, значительно реже широтного или северо-восточного простираний. Надвиги наблюдаются редко [13]. Разломы сопровождаются зонами дробления мощностью до 50 м.

Изученный разрез аркагалинской свиты видимой мощностью около 250 м расположен в районе пос. Аркагала, в приустьевой части левого притока р. Аркагала (63°08'59" с.ш., 146°55'43" в.д.) и вскрыт на северо-восточном крыле Аркагалинской синклинали (см. рис. 2). Породы залегают моноклиinally с падением слоев на юго-запад под углами 20—45°. В зонах малоамплитудных разломов наблюдались зеркала скольжения с субгоризонтально ориентированной штриховкой, характерной для сдвиговых деформаций.

При изучении различных типов пород аркагалинской свиты были получены данные, которые показали, что они не являются здесь обычными терригенными осадочными отложениями, а имеют вулканогенное происхождение (рис. 3). Диагностика вулканогенного материала в осадочных толщах часто затруднена, особенно, если они претерпели значительные постседиментационные изменения, поэтому для его распознавания были использованы петрохимические критерии. Методика [15] включает определенную систему модулей (отношения петрогенных оксидов) и их генетическую интерпретацию. Применение модулей позволяет получить неискаженную характеристику силикатной части осадочных пород, что очень важно при сравнительном анализе и дает возможность довольно легко отличить вулканогенно-осадочные породы от нормально-осадочных. Кроме того, модули вычисляются непосредственно по данным силикатного анализа породы (массовое содержание в процентах), что значительно упрощает применение этого метода. Были использованы следующие модули:

гидролизатный

$$ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2;$$

алюмокремневый $АМ = Al_2O_3 / SiO_2;$

фемический $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO) / SiO_2;$

титановый $ТМ = TiO_2 / Al_2O_3;$

натриевый $НМ = Na_2O / Al_2O_3;$

калиевый $КМ = K_2O / Al_2O_3;$

щелочной $ЩМ = Na_2O / K_2O;$

нормированной щелочности $НКМ = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3;$

железный $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2);$

закисный $ЗМ = FeO / Fe_2O_3;$

показатель степени дифференциации осадков $S = SiO_2 / (Na_2O + K_2O).$

Петрохимическими критериями присутствия вулканогенного материала кислого состава в осадочных отложениях являются высокие содержания Na_2O , K_2O или сумма щелочей больше 5%; аномально высокие величины НМ,

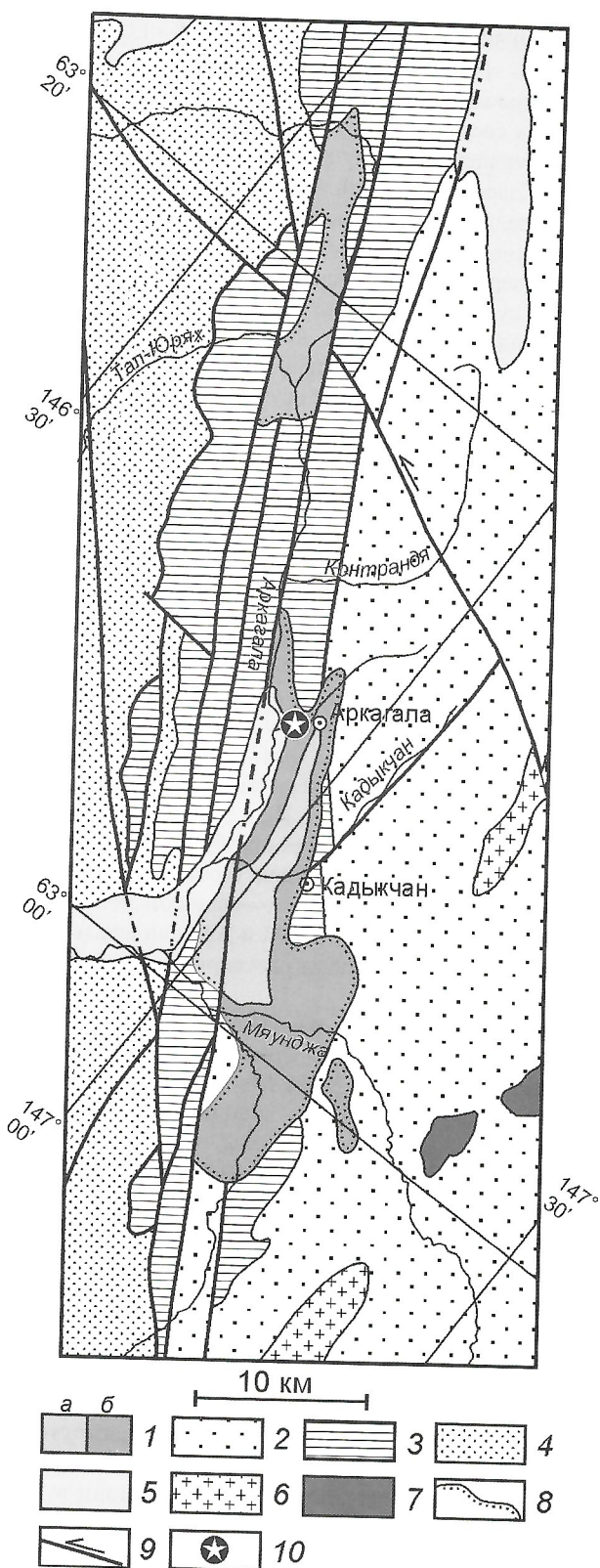


Рис. 2. Геологическая схема района Аркагалинских впадин [4]:

отложения: 1 — верхний мел (свиты: а — долгинская, б — аркагалинская); 2 — юрские; 3 — триасовые; 4 — пермские; 5 — четвертичные аллювиальные; позднемеловые плутоны: 6 — гранитов, 7 — сиенитов и монцодиоритов; 8 — стратиграфические и угловые несогласия; 9 — разломы, в т.ч. сдвиги (стрелка — направление смещения блоков); 10 — местоположение изученного разреза; местоположение района см. на рис. 1

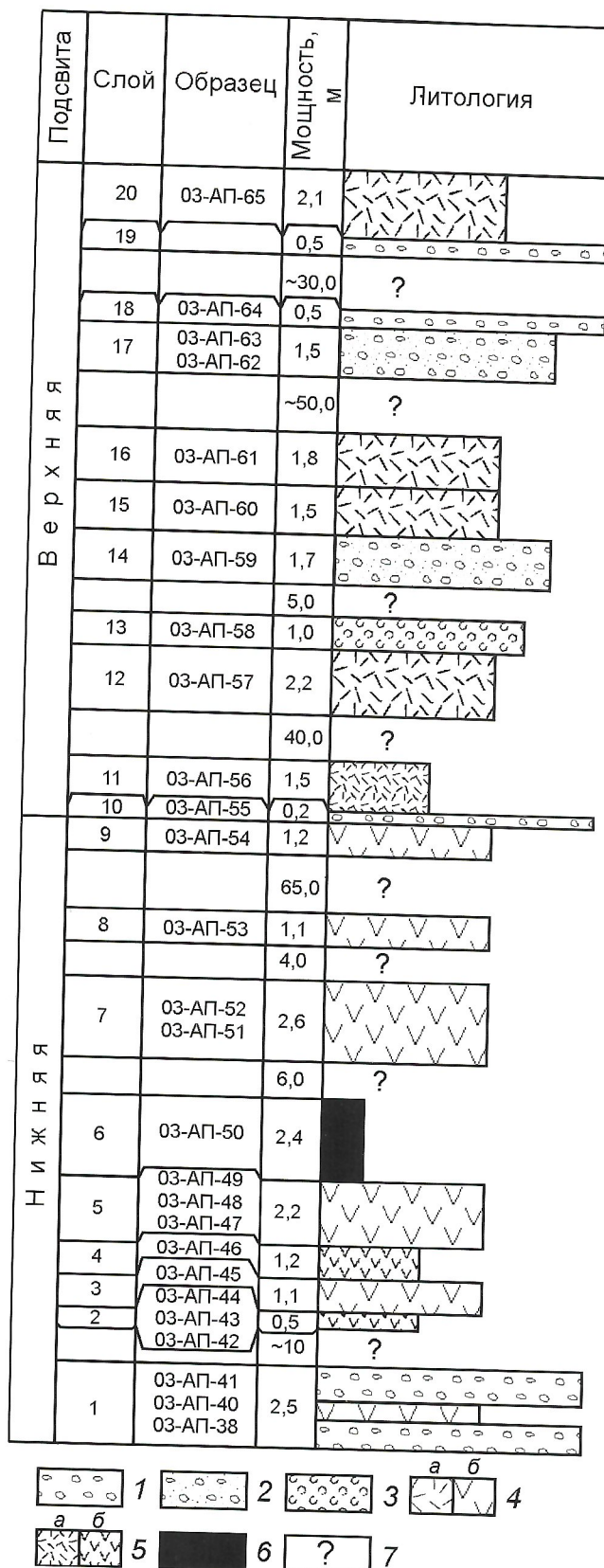


Рис. 3. Стратиграфическая колонка изученного разреза аркагалинской свиты:

1 — туфоконгломераты; 2 — туфогравелиты; 3 — псаммитовые туфы дацитового состава; 4 — псаммитовые туффиты составов: а — дацитового, б — андезитового; 5 — алевритовые туффиты составов: а — дацитового, б — андезитового; 6 — уголь; 7 — закрытые интервалы (в закрытых интервалах масштаб уменьшен)

КМ или НКМ > 0,40; низкие ФМ и ЖМ; нарушение корреляции между ГМ и АМ; низкие ТМ при ГМ < 0,30.

Были проанализированы образцы: 1 псаммитового туфа, 21 туффилов размером обломочного материала псаммитовой и алевроитовой размерности и 14 галек из пластов конгломератов. Химические составы пород и рассчитанные для них петрохимические модули приведены в таблицах 1—3; там же для сравнения помещены средние составы андезита [2], дацита [12] и песчаника по Ф.Кларку [8].

Прослой темно-серого среднеобломочного массивного псаммитового туфа видимой мощностью 1 м залегает в средней части изученного разреза. Химический состав туфа (обр. 03-АП-58) отличается низким содержанием TiO_2 , MgO , Fe и повышенным — щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,56\%$) и карбоната (табл. 1). По значению ГМ 0,28 туф относится к силитам. Силитами обычно являются кварцевые песчаники с повышенной титанистостью и низким содержанием щелочей, глинозема, железа, что свидетельствует о неоднократном переотложении обломочного материала. Для нормального среднего песчаника АМ 0,06, НМ 0,09 и ЦМ 0,34 (табл. 2), т.к. при транспортировке обломочного материала в первую очередь разрушаются плагиоклазы. В исследованном авторами образце туфа наблюдаются аномально высокие значения АМ 0,20, НКМ 0,45, НМ 0,21 и ЦМ 0,89, которые свидетельствуют о том, что в бассейн седиментации поступал совершенно свежий обломочный материал, не подвергавшийся процессам выветривания и дальнего переноса — вулканогенный. Величина ТМ 0,042 гораздо меньше, чем характерно для нормальных песчаников. По данным А.А.Мигдисова, в песчаных породах осадочного чехла Русской платформы ТМ 0,055—0,075 [15], а по расчетам Ф.Кларка, средний песчаник имеет модуль ТМ 0,052 (см. табл. 2), что связано с динамической сортировкой обломочного материала и накоплением титаносодержащих акцессориев. Содержание железа в туфе низкое с преобладанием двухвалентного (ЗМ 1,51), в то время как в нормальных осадочных породах железо присутствует преимущественно в трехвалентной форме. Совокупность всех признаков: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$, низкие модули ГМ, ФМ, ТМ и высокие НМ, НКМ, ЦМ, ЗМ позволяют считать образец 03-АП-58 туфом, в котором пирокластическая является производной кислой магмы. На модульной диаграмме ГМ-НКМ фигуративная точка химического состава этого образца находится в непосредственной близости от точки среднего состава дацитов (рис. 4, А), а модульная кривая практически совпадает с модульной кривой дацита (см. рис. 4, Б), что демонстрирует их генетическое единство.

Туффилов изученного разреза по размеру обломочного материала делятся на псаммитовые и алевроитовые. Образовались они, очевидно, в результате переотложения вулканогенного материала различными водотоками. Псаммитовые туффилов серые и темно-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, массивные, иногда наблюдается косяя слоистость и практически повсеместно углистый детрит. В нижней части разреза присутствует пласт угля мощностью более 2,5 м. Диагностические признаки вулканогенного материала в псаммитовых туффилах те же, что и для туфа: высокие значения АМ, НМ, КМ, НКМ, ЗМ и низкие ФМ и ТМ, однако для туффилов значения ТМ выше, а НМ, ЦМ, НКМ — ниже, что свидетельствует о некоторой переработке обломочного материала.

Среди псаммитовых туффилов по значениям гидролизатного модуля выделяются силиты (ГМ 0,24—0,30), сиаллиты

(ГМ 0,32—0,38) и гидролизаты (ГМ 0,64—1,09). На диаграмме ГМ—НКМ точки анализов силитов и сиаллитов расположены компактно в области между точками средних химических составов дацита и андезита и далеко от точки, соответствующей среднему химическому составу песчаников по Ф.Кларку (см. рис. 4, А). Внутри этой совокупности можно выделить две группы пород, различающиеся по содержанию щелочей и железа. В первой группе пород, относящихся к верхней части разреза (образцы 03-АП-65, 63, 62, 61, 59, 57), сумма щелочей значительно превышает 5%, поэтому наблюдаются более высокие модули НМ, КМ и НКМ. Во второй группе из нижней части разреза (образцы 03-АП-54, 53, 52, 51, 48, 47, 45) сумма щелочей меньше 5%, но содержание железа больше, в результате модули ФМ и ЖМ повышенные. Образец 53 представляет собой сиферлит, характеризующийся ЖМ 0,75.

Высокое содержание щелочей в породах верхней части разреза свидетельствует о том, что в осадок поступал вулканогенный материал кислого (дацитового) состава (низкие значения ФМ и ТМ). В нижней части разреза вулканогенный материал по составу ближе к андезиту (повышенные значения ТМ, ФМ и ЖМ). Это разделение пород разреза по составу отчетливо наблюдается и на графике в координатах ГМ—НКМ (см. рис. 4, А).

На модульной диаграмме ФМ—($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) точки составов сиаллитов верхней части разреза расположены довольно компактно (см. рис. 4, В), в то же время сиаллитов и силитов нижней части разреза разбросаны. Такая «рыхлость» кластеров обычно связана с развитием аллохимических процессов, с привнесением—выносом компонентов. Аномально высокие модули ФМ и ЖМ свидетельствуют о том, что в осадок поступали растворы, содержащие гидроксиды железа.

Гидролизаты (образцы 03-АП-60, 49, 40) имеют ГМ 0,64—1,09. Они отличаются низким содержанием SiO_2 и высоким FeO (13,96—26,32%), MnO (0,12—0,25%) и MgO (1,65—2,92%) (см. табл. 1), довольно много щелочей (2,23—4,19%). Обычно эти породы — продукты кор выветривания, но в данном случае высокие значения ГМ связаны с поступлением в осадок гидротермальных вод, содержащих железо. Железо входит в основном в состав сидерита, так как в породах отмечено высокое содержание CO_2 . Если рассматривать совокупность всех модулей, то гидролизаты выделяются только значениями ГМ, ФМ и ЖМ, а в остальных случаях не отличаются от туффилов, слагающих данный разрез (см. табл. 2).

Алевроитовые туффилов серые и темно-серые, скорлуповатые, с углистым детритом на плоскостях напластования занимают в разрезе подчиненное положение. По значению ГМ они относятся к сиаллитам. О присутствии вулканогенного материала можно судить по высокому содержанию щелочей (обр. 03-АП-56) и аномальному значению ЖМ 0,78 (обр. 03-АП-43), что нехарактерно для нормальных осадочных пород. Кроме того, значения ТМ у них повышены по сравнению с типичными для псаммитовых туффилов, что свойственно именно вулканогенно-осадочным образованиям. В нормальных осадочных породах модуль ТМ для песчаных пород всегда выше, чем для более мелкозернистых. На диаграмме ГМ—НКМ фигуративные точки составов алевроитовых туффилов ложатся рядом с таковыми туфов и псаммитовых туффилов.

Для вулканогенного материала характерна низкая степень сортировки обломков, что указывает на близкое рас-

1. Химический состав вулканогенных пород пород аркагаалинской свиты (в %)

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	ППП	Сумма
03-АП-65	52,51	0,66	14,21	0,50	2,23	0,09	0,68	11,52	2,22	3,24	0,20	8,13	3,26	99,45
03-АП-63	65,76	0,79	16,95	0,79	2,32	0,04	1,04	0,75	2,50	3,66	0,22	0,00	4,54	99,36
03-АП-62	53,08	0,74	13,66	1,00	3,68	0,16	0,69	9,88	2,12	2,98	0,22	7,85	3,30	99,36
03-АП-61	65,06	0,87	17,92	0,50	2,61	0,05	0,90	0,99	2,37	3,51	0,26	0,00	4,49	99,53
03-АП-60	46,71	0,65	13,15	0,87	16,2	0,18	1,79	1,45	1,59	2,60	0,41	9,83	4,07	99,50
03-АП-59	65,19	0,93	17,80	0,98	2,32	0,04	0,71	1,09	2,90	3,99	0,27	0,00	3,17	99,39
03-АП-58	61,58	0,53	12,48	1,54	2,32	0,13	1,16	6,34	2,62	2,94	0,13	4,24	3,31	99,32
03-АП-57	64,89	0,76	17,05	0,55	2,16	0,04	1,13	2,21	3,15	3,77	0,24	0,27	3,24	99,46
03-АП-56	64,95	1,08	18,40	0,12	2,30	0,00	1,02	0,45	2,22	2,86	0,19	0,00	5,91	99,50
03-АП-54	49,51	0,67	14,31	0,04	2,83	0,08	0,69	12,88	1,79	2,29	0,27	9,55	4,81	99,72
03-АП-53	62,02	0,76	12,63	2,90	6,89	0,20	0,99	0,69	2,09	2,67	0,22	2,90	4,65	99,61
03-АП-52	65,79	0,74	14,51	3,07	3,56	0,10	0,68	0,97	2,08	2,17	0,15	0,54	5,10	99,46
03-АП-51	62,01	0,71	13,68	3,30	5,85	0,09	0,97	0,84	1,97	2,33	0,15	2,47	5,06	99,43
03-АП-49	33,07	0,53	7,91	0,91	26,32	0,25	2,92	2,99	0,95	1,28	0,73	18,03	4,05	99,94
03-АП-48	53,68	0,60	12,37	0,28	5,10	0,04	0,97	9,67	1,44	1,93	0,12	9,55	3,59	99,34
03-АП-47	67,21	0,69	15,47	1,18	2,56	0,04	1,43	2,48	1,55	2,85	0,15	0,53	3,72	99,86
03-АП-46	66,45	1,07	17,60	0,27	1,96	0,00	0,93	0,33	1,80	2,82	0,10	0,00	6,07	99,40
03-АП-45	72,09	0,71	14,65	0,33	1,66	0,00	0,95	0,60	2,04	2,58	0,10	0,00	3,83	99,54
03-АП-44	43,16	0,64	12,13	0,42	7,02	0,09	0,79	13,94	1,22	1,61	0,94	13,13	4,69	99,78
03-АП-43	42,60	0,74	11,16	0,50	8,60	0,13	0,83	13,06	1,18	1,59	0,90	13,39	4,67	99,35
03-АП-42	64,44	0,88	16,99	0,34	3,77	0,04	0,93	0,39	1,92	2,67	0,15	0,53	6,19	99,24
03-АП-40	47,91	0,56	11,82	4,41	13,96	0,12	1,65	1,24	0,91	1,53	0,07	11,78	3,07	99,07
Андезит [2]	59,00	0,84	17,00	2,40	4,20	0,15	3,16	6,10	3,60	2,10	0,30			
Дациит [12]	66,76	0,52	16,05	1,94	2,11	0,11	0,84	1,85	4,16	3,49	—			
Песчаник [8]	78,33	0,25	4,77	1,07	0,30	0,00	1,16	5,50	0,45	1,31	0,04			

Примечание. 1. Здесь и далее: 03-АП-58 — псаммитовый туф; 03-АП-65—59, 03-АП-57, 03-АП-54—47, 03-АП-45, 03-АП-40 — псаммитовые туффиты; 03-АП-56, 46, 44—42 — алевроитовые туффиты. 2. Силикатные анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, аналитик О.А.Самсонова.

2. Петрохимические модули пород аркагаалинской свиты

Образцы	ГМ	АМ	ФМ	ТМ	НМ	КМ	ЩМ	НКМ	ЖМ	ЗМ	K ₂ O+Na ₂ O	S
03-АП-65	0,34	0,27	0,07	0,046	0,16	0,23	0,69	0,38	0,19	4,46	5,46	9,62
03-АП-63	0,32	0,26	0,06	0,047	0,15	0,22	0,68	0,36	0,18	2,94	6,16	10,68
03-АП-62	0,36	0,26	0,10	0,054	0,16	0,22	0,71	0,37	0,34	3,68	5,10	10,41
03-АП-61	0,34	0,28	0,06	0,049	0,13	0,20	0,68	0,33	0,17	5,22	5,88	11,06
03-АП-60	0,66	0,28	0,41	0,049	0,12	0,20	0,61	0,32	1,25	18,62	4,19	11,15
03-АП-59	0,34	0,27	0,06	0,052	0,16	0,22	0,73	0,39	0,18	2,37	6,89	9,46
03-АП-58	0,28	0,20	0,08	0,042	0,21	0,24	0,89	0,45	0,31	1,51	5,56	11,08
03-АП-57	0,32	0,26	0,06	0,045	0,18	0,22	0,84	0,41	0,15	3,93	6,92	9,38
03-АП-56	0,34	0,28	0,05	0,059	0,12	0,16	0,78	0,28	0,12	19,17	5,08	12,79
03-АП-54	0,36	0,29	0,07	0,047	0,13	0,16	0,78	0,29	0,20	70,75	4,08	12,13
03-АП-53	0,38	0,20	0,18	0,060	0,17	0,21	0,78	0,38	0,75	2,38	4,76	13,03
03-АП-52	0,33	0,22	0,11	0,051	0,14	0,15	0,96	0,29	0,44	1,16	4,25	15,48
03-АП-51	0,38	0,22	0,16	0,052	0,14	0,17	0,85	0,31	0,64	1,77	4,30	14,42
03-АП-49	1,09	0,24	0,92	0,067	0,12	0,16	0,74	0,28	3,26	28,92	2,23	14,83
03-АП-48	0,34	0,23	0,12	0,049	0,12	0,16	0,75	0,27	0,42	18,21	3,37	15,93
03-АП-47	0,30	0,23	0,08	0,045	0,10	0,18	0,54	0,28	0,23	2,17	4,40	15,28
03-АП-46	0,31	0,26	0,05	0,061	0,10	0,16	0,64	0,26	0,12	7,26	4,62	14,38
03-АП-45	0,24	0,20	0,04	0,048	0,14	0,18	0,79	0,32	0,13	5,03	4,62	15,60
03-АП-44	0,47	0,28	0,19	0,053	0,10	0,13	0,76	0,23	0,59	16,71	2,83	15,25
03-АП-43	0,50	0,26	0,24	0,066	0,11	0,14	0,74	0,25	0,78	17,20	2,77	15,38
03-АП-42	0,34	0,26	0,08	0,052	0,11	0,16	0,72	0,27	0,23	11,09	4,59	14,04
403-АП-0	0,64	0,25	0,42	0,047	0,08	0,13	0,59	0,21	1,49	3,17	2,44	19,64
Андезит [2]	0,42	0,29	0,17	0,049	0,21	0,12	1,71	0,34	0,38	1,75	5,70	10,35
Дациг [12]	0,31	0,24	0,07	0,032	0,26	0,22	1,19	0,48	0,25	1,09	7,65	8,73
Песчанник[8]	0,08	0,06	0,03	0,052	0,09	0,27	0,34	0,37	0,27	0,28	1,76	44,51

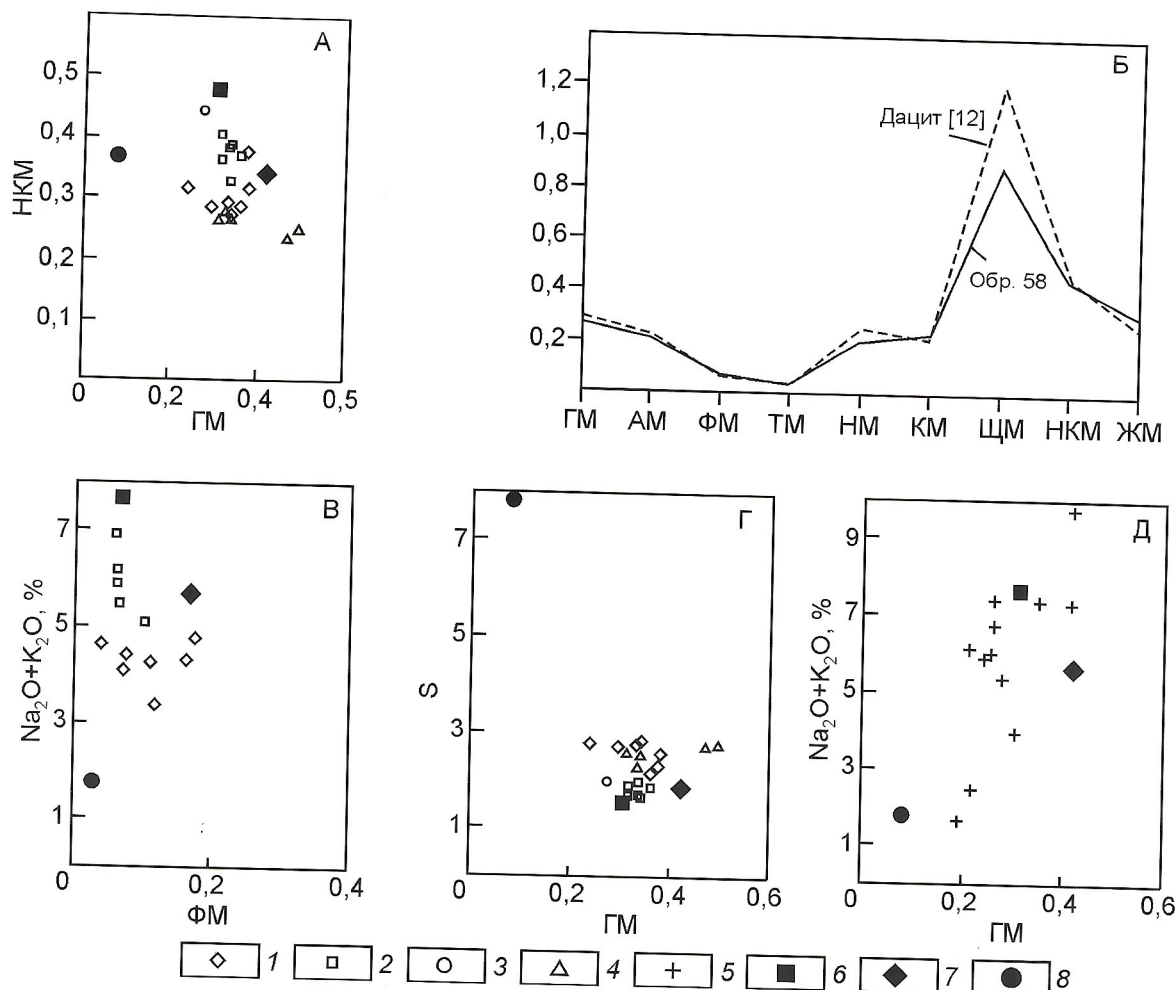


Рис. 4. Модульные диаграммы пород аркагаалинской свиты:

А — ГМ—НКМ; Б — модульная кривая; В — ФМ—($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$); Г — ГМ—S; Д — ГМ—($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$); псаммитовые туффиты подсвиты: 1 — нижней, 2 — верхней; 3 — псаммитовый туф (обр. 58); 4 — алевритовые туффиты нижней подсвиты; 5 — гальки из конгломератов; средние химические составы: 6 — дацитов [12], 7 — андезитов [2], 8 — песчаников [8]

положение питающей провинции. На графике в координатах ГМ—S (см. рис. 4, Г) точки всех типов изученных пород расположены компактно (за исключением лежащих в стороне гидролизатов) вблизи точек средних химических составов дацитов и андезитов, в то время как для среднего песчаника по Ф.Кларку значение S 44,51 (см. табл. 2).

В прослоях конгломератов, присутствующих в разрезе, большая часть галек характеризуется высоким содержанием щелочей до 9,75%, аномальными значениями АМ до 0,36, НМ до 0,31, ЩМ до 1,74 и НКМ до 0,49 (табл. 3). На графике в координатах ГМ—($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) они попадают в область, соответствующую кислым породам (см. рис. 4, Д). Два образца (03-АП-55 и -41/3) состоят преимущественно из сидерита, а 03-АП-41/2, -41/5, -38, скорее всего, являются нормальными метаосадочными породами. В них очень мало щелочей (аномально низкие модули НМ, ЩМ, НКМ) и высокое содержание кремнезема. На графике в координатах ГМ—($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) они тяготеют к точке, соответствующей химическому составу среднего песчаника.

Проведенное исследование показало, что изученный разрез аркагаалинской свиты сложен главным образом вулканогенно-осадочными породами. Основными диагностическими признаками присутствия в них вулканогенного материала андезитового и дацитового составов являются:

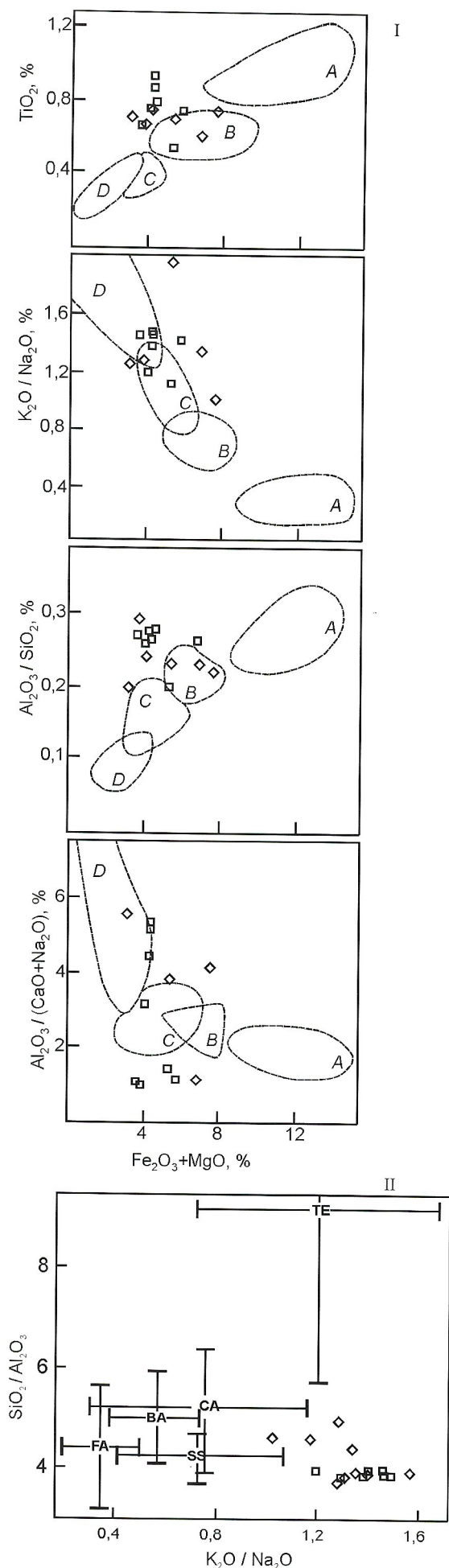
высокое содержание щелочей, низкие значения ТМ и высокие АМ, НМ, ЩМ и НКМ, плохая сортировка обломочного материала.

На диаграммах М.Бхатия [16] фигуративные точки составов тяготеют к полям континентальных островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 5, I), а на диаграмме Дж.Мейнарда и др. [17] близки к интервалам активных континентальных окраин (см. рис. 5, II).

Таким образом, изученный вулканогенно-осадочный разрез аркагаалинской свиты по петрохимическим показателям четко подразделяется на две части (подсвиты): нижнюю, сложенную породами преимущественно андезитового состава, и верхнюю — дацитового (см. рис. 3). В прилегающих районах Охотского-Чукотского вулканогенного пояса в аркагаалинском стратиграфическом горизонте выделяются две свиты (снизу вверх): ульинская и нитканская [4], содержащие флору аркагаалинского комплекса. Ульинская свита распространена южнее Аркагаалинских впадин и представлена в основном андезитами, андезитобазальтами, андезитодацитами и, реже, дацитами. Нитканская свита сложена игнимбридами и туфами риолитов, риодацитов и дацитов с прослоями песчаников, алевритов, аргиллитов и их туфогенных разновидностей и локализована к западу и юго-западу от впадин. Здесь ульинская свита отсутствует, и нитканская непо-

3. Химический состав галек из конгломератов аркагалинской свиты и их петрохимические модули

Компоненты	Образцы 03-АП-													
	-64/1	-64/2	-64/3	-64/4	-55	-41/1	-41/2	-41/3	-41/4	-41/5	-41/6	-41/7	-41/8	-38
Оксиды, %														
SiO ₂	59,37	70,60	44,44	63,65	35,99	71,61	78,79	41,64	70,75	76,41	71,76	73,48	70,64	68,64
TiO ₂	1,48	0,90	1,37	0,95	0,52	0,63	0,87	0,43	0,70	1,04	0,69	0,63	0,64	0,75
Al ₂ O ₃	20,45	15,21	15,94	16,75	9,91	13,83	13,40	8,64	14,61	14,61	16,02	14,01	15,04	16,75
Fe ₂ O ₃	2,04	0,29	0,17	0,51	3,43	2,40	0,63	13,91	2,46	0,90	1,03	0,36	3,52	1,61
FeO	0,70	1,94	0,80	4,00	22,41	0,40	0,28	14,25	0,56	0,14	0,57	0,57	0,42	1,71
MnO	0,13	0,00	0,10	0,04	0,37	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	0,21	0,80	0,20	1,77	1,84	0,80	0,00	1,69	0,65	0,35	0,69	0,74	0,63	0,65
CaO	1,64	0,33	15,78	1,96	1,97	0,81	0,12	1,67	0,33	0,18	0,30	0,69	0,15	0,21
Na ₂ O	4,39	4,66	3,08	3,52	1,08	3,87	0,25	1,21	3,86	0,41	2,80	3,68	2,41	1,12
K ₂ O	5,36	2,73	4,22	3,83	1,56	2,00	1,40	1,68	2,87	2,04	3,19	2,45	2,94	2,82
P ₂ O ₅	1,06	0,16	0,68	0,35	0,38	0,04	0,05	0,09	0,05	0,05	0,09	0,04	0,05	0,05
CO ₂	0,00	0,00	5,76	0,00	14,29	1,64	0,82	11,24	1,34	0,80	1,10	1,92	1,34	1,63
П.п.п.	2,85	1,81	7,21	2,12	5,79	1,46	3,36	3,04	1,27	2,68	1,48	0,67	1,92	3,63
S						0,07	0,04	0,06	0,01	0,03	0,06	0,03	0,02	0,05
Сумма	99,68	99,43	99,75	99,45	99,54	99,56	100,01	99,76	99,46	99,64	99,78	99,27	99,75	99,62
Модули														
ГМ	0,42	0,26	0,41	0,35	1,02	0,24	0,19	0,90	0,26	0,22	0,26	0,21	0,28	0,30
АМ	0,34	0,22	0,36	0,26	0,28	0,19	0,17	0,21	0,21	0,19	0,22	0,19	0,21	0,24
ФМ	0,05	0,04	0,03	0,10	0,78	0,05	0,01	0,72	0,05	0,02	0,03	0,02	0,07	0,06
ТМ	0,072	0,059	0,086	0,057	0,052	0,046	0,065	0,050	0,048	0,071	0,043	0,045	0,043	0,045
НМ	0,21	0,31	0,19	0,21	0,11	0,28	0,02	0,14	0,26	0,03	0,17	0,26	0,16	0,07
КМ	0,26	0,18	0,26	0,23	0,16	0,14	0,10	0,19	0,20	0,14	0,20	0,17	0,20	0,17
ЦМ	0,82	1,71	0,73	0,92	0,69	1,94	0,18	0,72	1,34	0,20	0,88	1,50	0,82	0,40
НKM	0,48	0,49	0,46	0,44	0,27	0,42	0,12	0,33	0,46	0,17	0,37	0,44	0,36	0,24
ЖМ	0,13	0,14	0,06	0,26	2,51	0,19	0,06	3,13	0,20	0,07	0,10	0,06	0,25	0,19
K ₂ O+Na ₂ O	9,75	7,39	7,30	7,35	2,64	5,87	1,65	2,89	6,73	2,45	5,99	6,13	5,35	3,94



средственно залегает на авлинской (андезиты, андезитобазальты, андезитодациты, дациты, туфы) и дюстачанской (игнимбриты, риолиты, риодациты, дациты, реже вулканогенно-осадочные породы) свитах. Возраст перечисленных стратиграфических подразделений Охотского-Чукотского вулканогенного пояса, основанный на палеофлористических и изотопно-геохронологических данных, весьма проблематичен. Анализ опубликованных данных позволяет сделать вывод лишь об их формировании в альбе—кампане, но предполагается, что авлинская и дюстачанская свиты, содержащие флору арманского комплекса, расположены ниже по разрезу, чем улынская и нитканская свиты, и, следовательно, древнее [1, 4, 5, 7, 11, 14 и др.].

Результаты исследований авторов позволяют провести корреляцию изученного разреза с этими толщами и констатировать, что нижняя подсвита аркагаалинской свиты по петрохимическим характеристикам может соответствовать или улынской, или авлинской свитам, а верхняя — или нитканской, или дюстачанской. Поскольку возраст аркагаалинской свиты оценивается не древнее сеномана (чаще моложе) [4, 11, 13 и др.], а существенно андезитовая авлинская свита датируется, по крайней мере, поздним альбом, то мы вправе предположить, что накопление пород нижней подсвиты аркагаалинской свиты происходило синхронно с излияниями андезитов улынской, а верхней подсвиты — с формированием кислых эффузивов нитканской.

Проведена реконструкция питающих провинций позднемерловых Аркагаалинских впадин и определение направления сноса обломочного материала при формировании их отложений. Разрез расположен на северо-восточном (здесь и далее в современных координатах) побережье палеозера Аркагала (рис. 6). Ранее было установлено [13], что основной перенос обломочного материала происходил с северо-запада на юго-восток палеорекой. В обрамлении палеозера Аркагала накапливались плохоскатанные, грубообломочные делювиальные отложения, сменяющиеся к центральной части депрессии косо- и волнисто-слоистыми аллювиальными и озерными толщами. В результате анализа пространственной ориентировки косой слоистости в исследованном разрезе, проведенного авторами, установлена унимодальная азимутальная характеристика палеопотока (роза-диаграмма на рис. 6), характерная для аллювиальных отложений. Основной перенос осадков происходил с северо-востока на юго-запад мелкими реками, непосредственно впадавшими в озеро. Однако существенно туфогенный состав пород и отсутствие синхронных вулканогенных толщ к востоку, северу и северо-западу от Аркагаалинских впадин позволяет предполо-

Рис. 5. Положение фигуративных точек пород аркагаалинской свиты на дискриминационных диаграммах песчаников из различных геодинамических обстановок:

I — [16]: поля диаграмм: A — океанические и B — континентальные островные дуги, C — активная и D — пассивная континентальные окраины; II — [17]: пересекающиеся линии — стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов: TE — пассивных, SS (осложненных сдвиговыми дислокациями), CA (сопряженных с окраинно-континентальными дугами), BA (с задуговыми бассейнами), FA (с переддуговыми бассейнами) — активных континентальных окраин; см. услов. обозн. на рис. 4

жить, что вулканогенный материал поступал с юга и юго-запада в виде пепла (возможно и мелких вулканических бомб), переносившихся воздушным путем во время эксплозивной деятельности в пределах Охотского-Чукотского вулканогенного пояса, который в это время был основной питающей провинцией. Такая пирокластика, попадая в северо-восточные притоки палеозера, смешивалась с терригенным обломочным материалом и перемещалась аллювиальными потоками обратно в юго-западном направлении в сторону палеозера. Ближайшие выходы вулканитов Охотского-Чукотского пояса (нитканская свита) расположены в 90—120 км южнее и юго-западнее Нижнеаркагалинской впадины. По всей вероятности, объем извергаемой пирокластики в этой части вулканогенного пояса был значительным, что привело к накоплению существенно туфовой толщи аркагалинской свиты — ее нижняя часть образовалась синхронно с вулканитами улынской свиты, а верхняя — нитканской. В сеноман-туронское время палеозеро Аркагала выполняло депрессию,

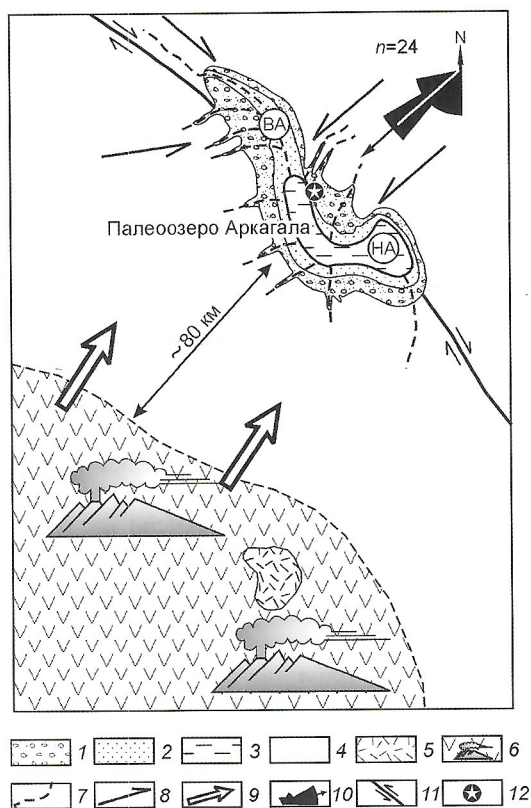


Рис. 6. Палеогеографическая схема района Аркагалинских впадин и северо-восточного фланга Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Используются данные работы [13]:

отложения верхнего мела Аркагалинских впадин: 1 — делювиально-аллювиальные, 2 — озерно-аллювиальные, 3 — озерные; 4 — домеловые складчатые образования; 5 — меловые образования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 6 — предполагаемое распространение полей вулканитов в позднем мелу; 7 — палеореки; направление: 8 — речных потоков, 9 — переноса вулканогенного материала (вулканического пепла); 10 — роза-диаграмма замеров косой слоистости (интервал 15°, n — число замеров); 11 — сдвиг; 12 — местоположение изученного участка; впадины: ВА — Верхнеаркагалинская, НА — Нижнеаркагалинская

образованную в процессе растяжения и формирования впадины пулл-апарт в Чай-Юреинской сдвиговой зоне [6, 9], на что указывают и многочисленные разноориентированные сбросы, установленные в пределах Аркагалинских впадин. Такие процессы происходили синхронно с заклиниванием в туроне Охотским океаническим вулканическим плато Охотской зоны субдукции [3] и поворотом Охотского террейна против часовой стрелки [9]. В дальнейшем верхнемеловые отложения были подвергнуты повторным деформациям сжатия в кайнозойское время (толщи смяты в открытые складки северо-западного простирания и смещены малоамплитудными надвигами юго-западной вергентности).

Исследования поддержаны грантами РФФИ (04-05-64711, 06-05-96070, 06-05-96008, 06-05-64369, 06-05-96069) и проводятся по Программе Отделения наук о Земле РАН ОНЗ-10.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Магадан, 1994.
- Беус А.А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). — М.: Недра, 1972.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101—114.
- Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4-х кн. Кн. I. Геологическое описание. — Магадан, 1999.
- Григорьев В.Б., Кирьянова В.В. Новые данные о возрасте вулканогенных образований северной части Куйдусунской впадины // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск: ГКП ПГО Дальгеология, 1990. С. 231—232.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., и др. Сейсмоструктурные процессы на границе литосферных плит Северо-Востока Азии и Аляски // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 3—17.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. — Магадан, 2001.
- Мейсон Б. Основы геохимии. — М.: Недра, 1971.
- Проконьев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, геодинамика и металлогения зоны сочленения и взаимодействия (интерференции) Верхоянского складчато-надвигового пояса, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента // Рудогеоз и металлогения Востока Азии. — Якутск, 2006. С. 145—148.
- Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. — Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1980.
- Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана (Магаданская область). — Л.: Наука, 1976.
- Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1986.
- Угольная база России. Т. 5. Кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Республика Саха, Северо-Восток, о.Сахалин, п-ов Камчатка) / Под ред. В.Ф.Череповского. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999.
- Щенетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. — Магадан, 1995.
- Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Основы литохимии. — С-Пб.: Наука, 2000.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611—627.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. — Oxford et al., 1982. P. 551—561.
- Selley R.C. A classification of palaeocurrent models // Journal of Geology. 1968. Vol. 76. P. 99—110.

Структурные исследования в зонах золоторудных месторождений Базовское и Лазурное (Восточная Якутия)

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Изучение тектонического строения районов рудных месторождений и установление в их пределах закономерностей образования складчатых и разрывных структур необходимы для целенаправленного поиска полезных ископаемых. Для решения этой проблемы в зонах золоторудных месторождений Базовское и Лазурное (Восточная Якутия), соответственно в 2004—2005 гг., проводились детальные структурные исследования. Главная задача исследований заключалась в подробном изучении морфологии и кинематики различных типов тектонических деформаций с целью выявления закономерностей их формирования. В результате были получены принципиально новые данные, которые позволили уточнить основные черты эволюции и тектоническое строение рассматриваемых участков, определить кинематическую характеристику установленных структурных парагенезисов и последовательность их образования.

Месторождение Базовское расположено на северо-восточной окраине Адыча-Эльгинской складчатой зоны (рис. 1). Структурные исследования проводились на

правобережье р.Эльга между ручьями Угловой—Промежуточный. Осадочные породы, слагающие район месторождения, относятся к триасовым Дербеке-Эльгинской структурно-формационной зоны [2] и представлены толщей чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов норийского возраста.

По данным крупномасштабного геокартирования и исследованиям ученых института, в зоне месторождения Базовское развиты асимметричные складчатые структуры. Проведенные массовые замеры элементов залегания осадочных пород свидетельствуют о северо-западном простирании складчатых дислокаций концентрического типа с азимутами падения крыльев на северо-восток ($30\text{--}60^\circ$) под углами $35\text{--}50^\circ$ и на юго-запад ($230\text{--}250^\circ$) под углами $60\text{--}90^\circ$ (см. рис. 1, А). Крупная асимметричная антиклиналь шириной более 50 м расположена в верховье руч.Базовский. Ее крутое юго-западное крыло с углами падения $60\text{--}75^\circ$ вскрывается в левом борту ручья, а относительно пологое северо-восточное с углами наклона $35\text{--}45^\circ$ в противоположном борту. В северо-восточном

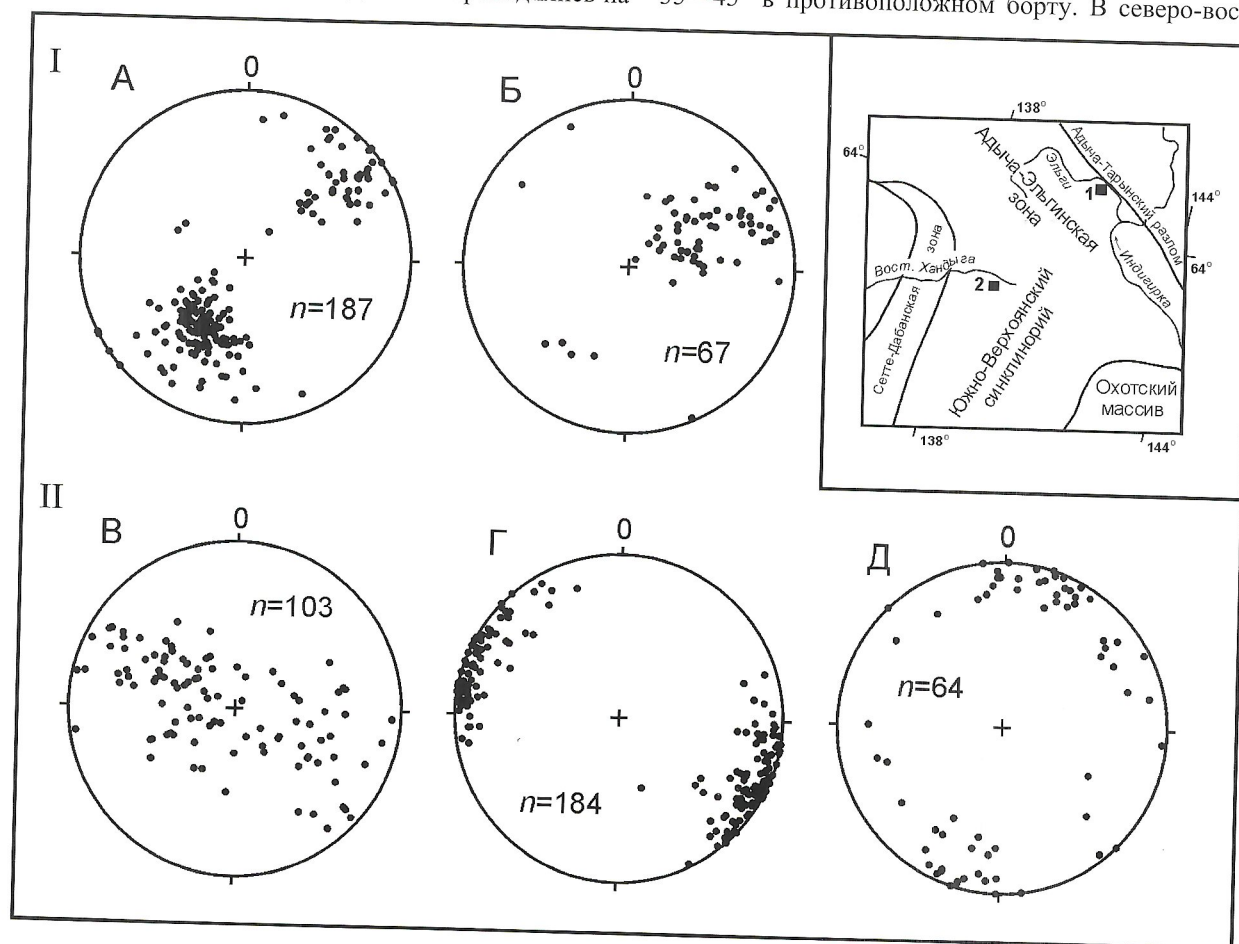


Рис. 1. Стереограммы элементов залегания в зоне месторождений Базовское (I) и Лазурное (II):

n — число замеров; стереограммы полюсов поверхностей слоистости (А, В), кварцевых жил (Б, Д) и кливажа (Г) выполнены на сетке Вульфа в проекции на нижнюю полусферу; на врезке — схема расположения месторождений Базовское (1) и Лазурное (2)

крыле на разных уровнях разреза осадочных пород устанавливаются послойные срывы и надвиги, которые сопровождаются образованием внутрипластовых складок и мелких дуплексов, а также срезают и смещают кварцевые жилы. В юго-западном крыле антиклинали, в слое алевролитов мощностью около 3 м, наблюдается послойная изоклиная складка, указывающая на проявление наложенной деформации «складка в складке». Синклиальная структура шириной около 1 км с крутым ($40-60^\circ$) северо-восточным и пологим ($15-30^\circ$) юго-западным крыльями размещается на правом берегу нижнего течения руч. Промежуточный. В глинистых отложениях юго-запад-

ного крыла синклинали развит сплошной тонкоплитчатый кливаж, поверхности которого наклонены круто ($60-75^\circ$) на северо-восток.

Среди разрывных нарушений преобладают надвиги с северо-восточными погружениями плоскостей. В обнажениях эти разрывы часто обнаруживаются в виде серии сближенных послойных (срывов) и секущих надвигов, которые формируют небольшие дуплексные структуры. Нередко надвиги сопровождаются мелкими нормальными открытыми и сжатыми, реже опрокинутыми изоклинальными складками, образующимися висячих крыльях надвигов, секущих слои под разными углами (рис. 2, А).

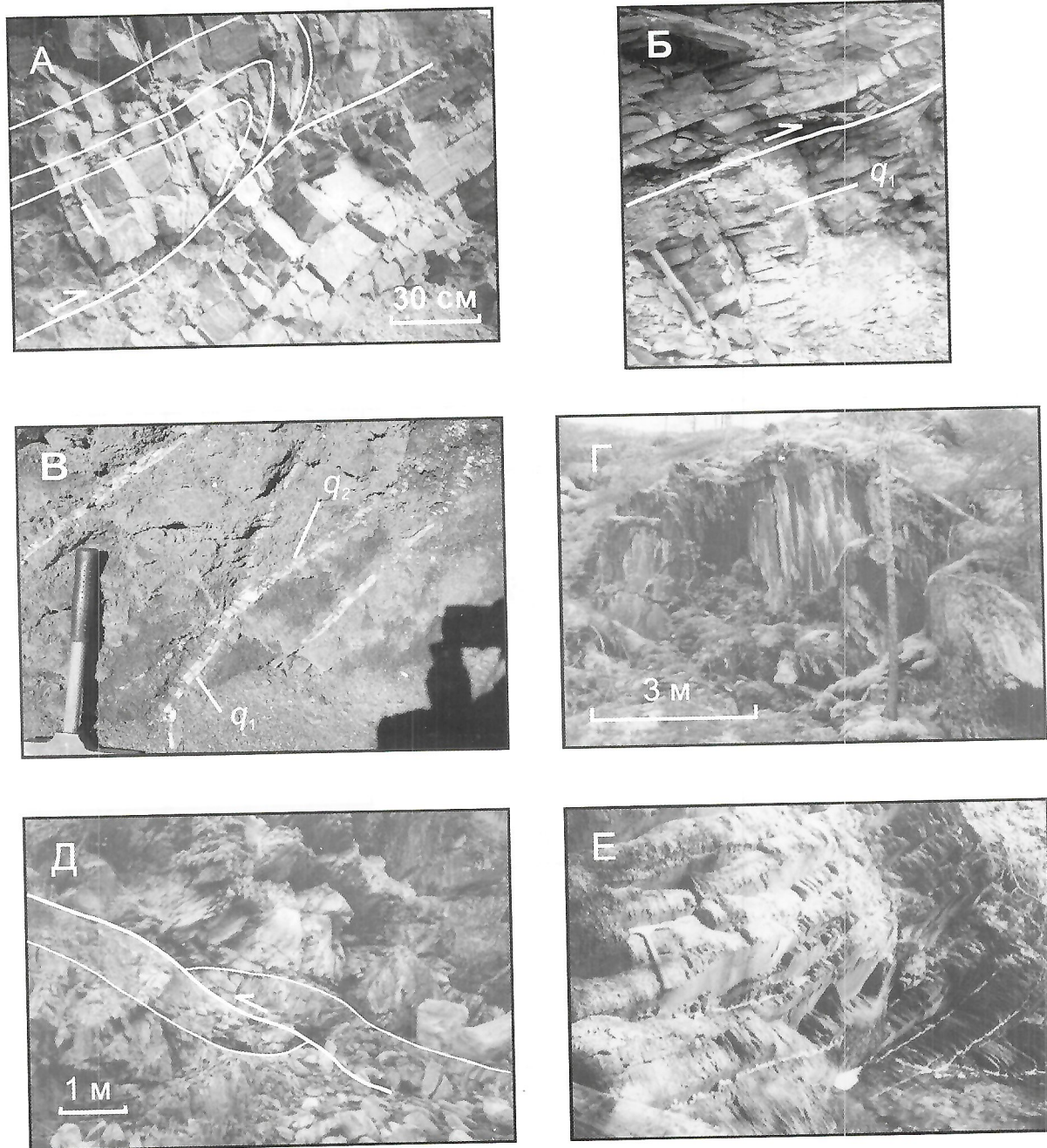


Рис. 2. Типы тектонических деформаций:

месторождение Базовское: А — послойные надвиги и складки (руч. Базовский), деформации кварцевых жил ранней генерации q_1 ; Б — срезанные послойным надвигом (траншея 8), В — пересечение их жилами поздней генерации q_2 (канавы 611); месторождение Лазурное: Г — антиклинальная складка с кливажем осевой плоскости (руч. Водопадный), Д — надвиговые деформации (руч. Восход), Е — система кварцевых жил северо-западного направления (руч. Извилистый)

Более крупные послойные срывы мощностью до 10 м, вскрываются в зоне взбросового разлома Диагональный. В зонах срывов осадочные породы раздроблены, пласты песчаников брекчированы, алевролиты тонко перетерты (до глинки трения) или смяты в мелкие сжатые складки, опрокинутые на юго-запад, наблюдаются зеркала скольжения надвигов. Эти зоны пластового срыва и дробления развиваются вдоль контакта между толщами песчаников и алевролитов.

Результаты массовых замеров элементов залегания трещин отрыва, заполненных жильным материалом, показывают, что они принадлежат одной системе северо-западного направления с погружением жил по юго-западным азимутам ($215\text{—}245^\circ$) с углами падения от 20 до 80° (см. рис. 1, Б). Кварцевые жилы обычно группируются в кулисообразные ряды и встречаются преимущественно в пластах песчаников, т.е. часто в более жестких твердых породах, чем в смежных пластичных глинистых. Кварцевые жилы нередко деформированы, как правило, срезаны послойными срывами или надвигами, развитых по поверхностям напластований. При этом срезаны и смещены оказываются верхние или нижние части жил (см. рис. 2, Б), а в некоторых случаях и те, и другие, в результате чего наблюдаются лишь фрагменты центральных частей жил. Видимые амплитуды смещений по послойным срывам или надвигам до первых десятков сантиметров. Однако иногда в обнажениях сохраняется только часть жилы с полным отсутствием ее срезанной верхней или нижней части. Кроме того, кварцевые жилы подвергнуты и другим видам поздних деформаций: они или изогнуты в сигмоидальные, S-образные формы, или пересекаются новообразованными более пологими кварцевыми жилами поздних генераций (см. рис. 2, В), при этом азимуты падения тех и других одинаковы.

Из приведенных данных можно сделать однозначный вывод, что в зоне месторождения Базовское основные тектонические структуры — складчато-надвиговые дислокации юго-западной вергентности. Развитие складчато-надвиговых дислокаций в пределах Верхоянского складчатого пояса связывается с процессом регионального надвигообразования на раннем этапе позднемезозойской коллизии [2, 3]. Можно уверенно сказать, что тектоническое строение рассматриваемой территории сходно со строением других районов Адыча-Эльгинской складчатой зоны [4] и резко отличается от смежной многократно и сложно дислоцированной зоны сдвигов Адыча-Тарынского разлома [2]. Предполагается, что более поздние сдвиговые движения вдоль Адыча-Тарынского разлома, который расположен в 5 км к северо-востоку, не оказали существенного влияния на усложнение надвиговых тектонических структур района месторождения Базовское, поскольку крупные новообразованные сдвиги, согласные направлению Адыча-Тарынской зоны разломов, здесь не установлены, за исключением левосдвиговых зеркал скольжения субширотного направления.

Надвиговыми деформациями раннего этапа объясняется образование кулисообразных (эшелонированных) трещин отрыва, представленных практически одной системой кварцевых жил северо-западного простирания (см. рис. 1, Б). Их возникновение вполне удовлетворительно объясняется действием механизма простого сдвига или межпластового проскальзывания [1], которое активно развивается в осадочных породах при формировании послойных

надвигов или на крыльях складок концентрического типа в процессе складчатости (рис. 3, А). Пара противоположно направленных плоскостей скольжения в кровле и подошве пласта песчаников способствует возникновению внутри и вдоль этого пласта кулисообразного ряда трещин отрыва, ориентированных под углом 45° к поверхностям проскальзывания. К заключительной стадии межпластового проскальзывания (складкообразования) кулисообразные трещины отрыва испытывают разнотипные деформации: изгибаются в S-образные формы, пересекаются новообразованными трещинами отрыва (второй генерации) или разрывами, параллельными поверхностям межпластового проскальзывания (см. рис. 3, Б). Все перечисленные типы деформаций кулис трещин отрыва, связанные с надвиговыми дислокациями, обнаруживаются на месторождении Базовское (см. рис. 2, Б и В). Косвенным признаком площадного развития внутрипластовых кулисообразных кварцевых жил в песчаниковых горизонтах в пределах Базовского рудного поля (междуречье Эгелях—Горный) может служить и то, что выходы (высыпки) на дневную поверхность кварцевых жил на этой территории большей частью приурочены и маркируют определенные горизонты песчаников верхнетриасового разреза.

Формирование структуры «складка в складке» (руч.Базовский) также объясняется проявлением надвиговых дислокаций. Надвигообразование обычно начинается с послойных подвижек (срывов) по горизонтам пластичных глинистых пород и формирования мелкой внутрипластовой складчатости. В процессе таких движений форма внутрипластовых складок нередко испытывает изменения — от открытой, через асимметричную и опрокинутую, до лежащей изоклиальной. В последующем на поздней стадии деформации надвигообразования с вовлечением в складкообразование уже всей осадочной толщи мелкие внутрипластовые изоклиальные складки ранней стадии оказываются в крыльях крупных складок.

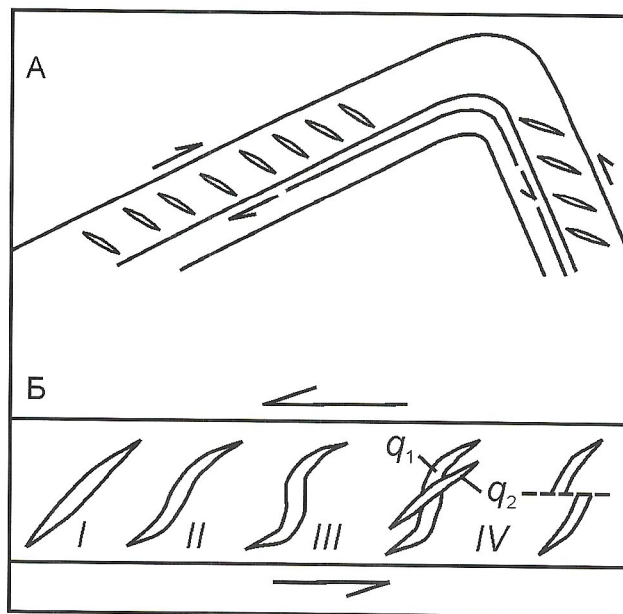


Рис. 3. Схема образования и развития кулис трещин отрыва:

А — в крыльях асимметричной складки концентрического типа; Б — деформации кулисообразных трещин отрыва от стадии I до стадии IV; трещины отрыва ранней q_1 и поздней q_2 генераций

Остается неясной кинематика (сброс или сдвиг?) долготного разлома, направленного вдоль днища траншеи 8, поскольку тектонические структуры восточного и западного бортов траншеи кардинально различаются, а не отражают зеркально друг друга. Так, в северной части траншеи в ее западном борту установлены крутые залегания пород с фрагментом изоклинальной складки, опрокинутой на юго-запад, а в противоположном восточном борту — нормальное относительно пологое моноклинальное залегание осадочных слоев. В южном конце восточного борта траншеи наблюдаются структуры послонных срывов и надвигов с дуплексами, неотраженные в противоположном западном борту, где расположена широкая зона пластового дробления мощностью 30—35 м с системой (кулисы) рудоносных кварцевых жил, нарушенной послонными надвигами. Можно предположить, что именно эта мощная согласная напластованию зона дробления северо-восточного простирания является рудовмещающей, а вовсе не долготная зона разлома, направленная вдоль траншеи.

Таким образом, в зоне месторождения Базовское основные тектонические структуры представлены надвиговым структурным парагенезисом: послонными срывами, надвигами, внутрипластовыми кулисообразными трещинами отрыва, складками, а также зонами дробления и брекчирования согласными напластованию. Их образование связано с послонными срывами и надвигами раннего этапа деформаций и эти структуры в определенной степени являются рудовмещающими. В следующий сдвиговый этап деформаций зоны надвиговых разломов и послонные срывы, по-видимому, испытали активизацию, подновление, что выражается в проявлении в подобных зонах признаков сдвиговой компоненты (зеркала скольжения, некоторое искажение ориентировок и форм складок ранних генераций).

Месторождение Лазурное расположено в северной части западного крыла Южно-Верхоянского синклинория (см. рис. 1). Район месторождения сложен преимущественно глинистыми отложениями менкеченской свиты позднепермского возраста, в которой песчаники распространены незначительно. Осадочные породы повсеместно нарушены интенсивным кливажем и требуется постоянное внимание, чтобы отличать слоистость от кливажа.

Массовые замеры элементов залегания слоистости показывают, что наклоны осадочных пород характеризуются северо-западными и юго-восточными азимутами падения под углами от 10 до 80° (см. рис. 1, В). На стереограмме полюса слоистости рассеиваются по дуге большого круга, что указывает на развитие в данном районе цилиндрических складок. Наблюдаемые складчатые структуры шириной от первых до 10 м представлены симметричными антиклинальными складками с арочной формой замков (см. рис. 2, Г). Микроскладки, как правило, с кливажем осевой плоскости устанавливаются как в обнажениях, так и кернах скважин и делювиальных развалах. Однако в большинстве случаев, обнаруживаются участки моноклинального залегания осадочных пород с наклонами на северо-запад или юго-восток под углами от 25 до 60°. По-видимому, на этих участках вскрываются фрагменты крыльев крупных складчатых структур.

Кливаж в районе месторождения Лазурное — основная тектоническая структура, наблюдается он повсеместно и насквозь пронизывает осадочные отложения менкеченской свиты. По морфологии кливаж сплошной тонкий и

соответствует высокой степени совершенства. Обычно он выражен системой тесно сближенных ровных параллельных поверхностей, характеризующихся простиранием от субдолготного до северо-восточного с углами падения 70—90° на северо-запад, запад-северо-запад и по противоположным азимутам (см. рис. 1, Г). Тонкие прослои песчаников в глинистых отложениях смяты в микроскладки и нередко разлинзованы (будинированы) кливажем до образования муллион-структур. Во всех наблюдаемых складчатых структурах кливаж параллелен их осевым плоскостям (см. рис. 2, Г). Практическое значение кливажа, который своим происхождением тесно связан со складчатостью, состоит в том, что относительно него можно реконструировать или определять последовательность возникновения других тектонических структур.

Разрывные нарушения представлены надвигами и сдвигами. Надвиги наиболее отчетливо проявляются при деформации ими массивных слоев песчаников среди глинистых отложений. Так, в обнажениях ручьев Дедок и Восход, единичные пологозалегающие пласты песчаников мощностью 0,7—1,2 м, среди кливажированных алевролитов, нарушены надвигами, плоскости которых погружаются на юго-восток под углами 30—45° (см. рис. 2, Д). Амплитуды надвигания составляют 2 м и более. В кливажированных глинистых отложениях надвиги устанавливаются по повороту поверхностей кливажа висячем крыле разрыва. Простирание надвиговых зеркал скольжений и разрывов преимущественно северо-восточное с наклоном плоскостей на юго-восток или северо-запад.

Сдвиговые разрывы определяются по нарушению структур сплошного кливажа и являются посткливажными тектоническими нарушениями. Они хорошо выражены в щетках ручьев или полотнох горных выработок в виде зон отдельных разрывов или сгущений трещин сдвигов, а также кинк-зонами шириной до первых десятков сантиметров. В некоторых случаях сдвиги сопровождаются согласными или оперяющими тонкими кварцевыми жилами. Устанавливаются также вертикальные зеркала скольжения, иногда довольно крупные поверхности с горизонтальными бороздами и штрихами сдвиговой кинематики. Среди левых сдвигов преобладают разрывы северо-западного направления. Разнообразнее ориентировка правых сдвигов, имеющих субширотные, северо-западные, а также северо-восточные простирания согласные направлению Сеторымского разлома.

Наблюдения над трещинами отрыва свидетельствуют о том, что наиболее развита система кварцевых или карбонатно-кварцевых жил и прожилков субширотного и северо-западного простираний (см. рис. 1, Д), которые устанавливаются в разных участках района месторождения Лазурное. Они нередко минерализованы, их мощность от первых сантиметров до 8 см. Жильный материал заполняет полости разрывных нарушений в зонах интенсивной тектонической трещиноватости или кулисообразные системы трещин отрыва, характеризующиеся крутыми наклонами (см. рис. 2, Е). Предполагается, что их происхождение связано со сдвиговыми деформациями.

Крупные разломы северо-восточного направления, выделяемые по материалам геологического картирования, относятся к нарушениям юго-западного фланга Сеторымского разлома сдвиговой кинематики. Ширина зон разломов, вскрытых горными выработками, до 10 м. Такие зоны нередко содержат фрагменты кварцевых жил различных

направлений, в т.ч. крутопадающие мощностью 0,7—1 м согласные направлению разломов. Осадочные породы внутри зон разломов раздроблены, брекчированы или тонко перетерты до рыхлых милонитов, тонкие прослои песчаников часто будинированы и смяты в мелкие складки с кливажем осевой плоскости. Таким образом, внутреннее строение этих разломов выражено типичным структурным парагенезисом зон смятия.

Следовательно, к структурам ранних этапов деформаций относятся надвиговые разрывы, кливаж и сопряженные с ними складчатые дислокации. Северо-восточное простирание надвигов совпадает с простиранием интенсивного кливажа, слоистости и, соответственно, складчатости (см. рисунки 1, В и Г). Безусловно, все эти структуры сформированы в едином взбросовом тектоническом поле напряжений с осью горизонтального сжатия, направленной северо-запад—юго-восток, что согласуется также с данными изучения складчато-надвиговых деформаций верхнепермских и триасовых осадочных отложений в бассейне р.Сеторым [5]. Однако в отличие от преобладающих там складчато-надвиговых деформаций в районе месторождения Лазурное главной повсеместной тектонической структурой является интенсивный сплошной кливаж, с которым сопряжена мелкая складчатость. Предполагается, что формирование тектонических структур раннего этапа деформаций в пределах рассматриваемого района Южно-Верхоянского синклиория находилось в прямой зависимости от литологической характеристики пермь-триасовых осадочных толщ: разные (в разрезе) по составу осадочные толщи деформировались неодинаково с образованием своего особого стиля тектонических дислокаций.

Схема образования такой структурной вертикальной зональности показана на рис. 4. Нижняя часть осадочного разреза, сложена в основном глинистыми породами дыбинской и джуптагинской свит ранней и менкеченской свиты поздней перми (см. рис. 4, А). Эта пластичная глинистая маловязкая толща в течение раннего этапа деформаций во взбросовом поле напряжений подвергалась сжатию, сокращению и расплющиванию слоев перпендикулярно направлению максимального горизонтального тектонического сжатия с образованием сплошного интенсивного кливажа (структуры расплющивания), параллельного осевым плоскостям складок (см. рисунки 2, Г и 4, Б). При пересечении крутым кливажем пластов глинистых песчаников в них часто образуются муллион-структуры, которые наблюдаются не только в зоне месторождения Лазурное, но и на других участках, например на реках Дыбы и Тыры. Одновременно с возникновением кливажа происходят и надвиговые дислокации. Так, более вязкие, жесткие пласты песчаников среди глинистых пород менкеченской свиты деформируются путем раскола их надвигами (см. рисунки 2, Д и 4, Б).

Верхние части осадочного разреза, сложенные литологически неоднородными породами или чередованием песчаников с глинистыми отложениями позднепермского (чамбинская и имтачанская свиты) и ранне-среднетриасового возраста (см. рис. 4), испытывали типичные складчато-надвиговые дислокации. Развитие многочисленных послойных срывов в основании этой литологически неоднородной толщи и по горизонтам глинистых отложений привело к образованию надвигов, дуплексов, рамповых корытообразных и брахиформных антиклиналей

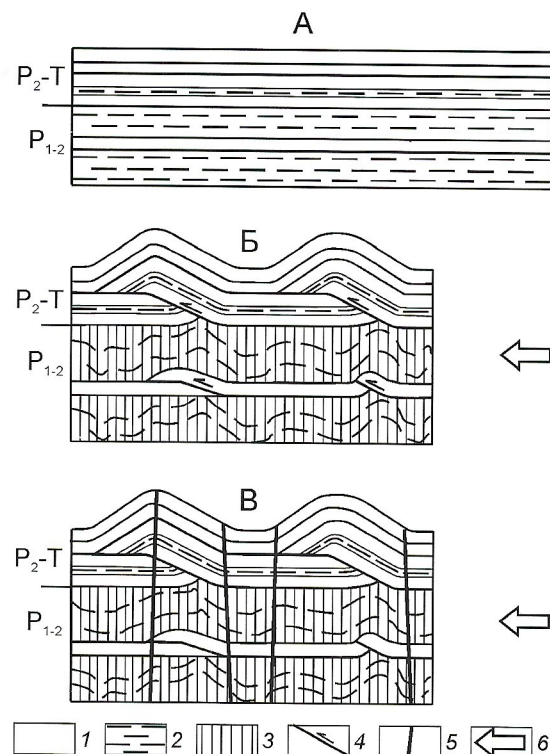


Рис. 4. Схема формирования основных тектонических структур в северной части западного крыла Южно-Верхоянского синклиория в позднем мезозое:

А — допозднемезозойский этап осадконакопления; Б — ранний этап деформаций, образование складчато-надвиговых дислокаций и кливажа; В — поздний этап деформаций, возникновение сдвиговых разломов; 1 — песчаники; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — кливаж; 4 — надвиги; 5 — сдвиги; 6 — направление горизонтального тектонического сжатия; на рис. Б и В поперечное укорочение пород при тектоническом сжатии принято условно 20%

лей и синклиналей (см. рис. 4, Б). Тектонические деформации данного структурного парагенезиса широко распространены к востоку и северо-востоку от месторождения Лазурное [5].

Сдвиги относятся к нарушениям второго этапа тектонических деформаций. Они повсеместно наложены на структуры кливажа или надвиги (см. рис. 4, В), и с ними связано формирование трещин отрыва, заполненных жильным материалом, в т.ч., главной системы кварцевых жил и прожилков субширотного и северо-западного простирания (см. рисунки 1, Д и 2, Е). Считая, что в районе месторождения Лазурное вскрывается юго-западный фланг правосдвигового Сеторымского разлома, и учитывая известные модели формирования зон сдвигов со сложной геометрией, можно предложить разные толкования образования присдвиговых структур данного района. Например, правые сдвиги субдолготного и субширотного направлений могут трактоваться как оперяющие син-, и антитетические разрывы второго порядка или как разрывы в зонах изгибов сжатия или растяжения. Левые сдвиги северо-западного простирания с главным правым сдвигом, вероятно, образуют кинематически сопряженную динамопару в сдвиговом тектоническом поле напряжений. Происхождение систем жил (трещин отрыва) субширотного и северо-западного простираний, которые широко

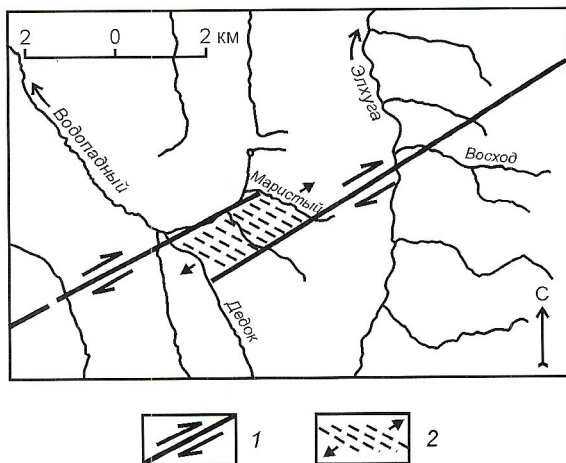


Рис. 5. Схема сдвиговых деформаций в районе месторождения Лазурное:

1 — правые сдвиги юго-западного фланга Сеторымского разлома; 2 — зона растяжения с системой кварцевых жил северо-западного и субширотного направлений

развиты в районе месторождения Лазурное (см. рисунки 1, Д и 2, Е) интерпретируется двояко. Это или трещины отрыва, сформированные и размещенные вдоль всей зоны (по простиранию) правосдвигового Сеторымского разлома, или они были образованы в обособленной зоне растяжения между двумя прерывистыми эшелонированными правыми сдвигами. Последняя модель наиболее удовлетворительно объясняет концентрированное расположение кварцевых жил суб-

широтного и северо-западного направлений и других сдвиговых структур на месторождении Лазурное (рис. 5).

Проведенные структурные исследования по тектоническому строению зон золоторудных месторождений Базовское и Лазурное позволили выявить в каждой из них особые индивидуальные черты развития разрывных и складчатых структур, в т.ч. кулисообразных систем трещин отрыва (жил), возникающих в разных тектонических полях напряжений: надвигом (Базовское) и сдвигом (Лазурное). Установленные разнообразные типы тектонических структур и кинематические условия их образования следует учитывать при дальнейших геологических исследованиях и анализе структур рудных полей в районе данных месторождений.

Автор благодарит А.В.Прокопьева за обсуждение материалов данной статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 01-05-65485, 04-05-64711, 06-05-96070, 06-05-64369).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975.
2. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90—102.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
4. Третьяков Ф.Ф. Региональный структурный анализ тектонических деформаций и сегменты Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 54—58.
5. Третьяков Ф.Ф. Надвиговые дислокации Южно-Верхоянского синклинория // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 85—87.

УДК 551.24: 550.34(571.56)

© Коллектив авторов, 2006

Сейсмотектоника и современная геодинамика Нижнеалданской впадины

Л.П.ИМАЕВА, Б.М.КОЗЬМИН, В.С.ИМАЕВ, С.В.СЛЕПЦОВ

Цель настоящих исследований — установление современного геодинамического плана новейших структур и выявление местных сейсмогенерирующих зон в пределах предгорной Нижнеалданской впадины на основе комплексного анализа данных дистанционных съемок, геолого-геоморфологических исследований и проявлений сейсмичности. Нижнеалданская впадина, несмотря на кажущуюся простоту геологического строения, характерного для равнинно-низменных участков восточной части Сибирской платформы, в действительности представляет собой сложно построенную область, которая в позднем кайнозое находилась под влиянием сейсмотектонических процессов, происходивших в соседних с ней горных сооружениях (юг Алданского щита Сибирской платформы, север и восток Верхоянской складчатой области). В результате действия сжимающих усилий со стороны горных областей, окружающих впадину (рис. 1, врезка), на ее северной окраине возникла Центрально-Верхоянская система субширотных левых сдвигов и сдвиго-взбросов (Верхоянский, Усть-Алданский) [5, 10], отделяющих широтную ветвь Верхоянской горной области от Приверхоянского прогиба. Под-

вижки по этим разломам привели к формированию небольших серповидных впадин растяжения (Таттинская, Усть-Алданская и др.), оказавшихся рассеченными в результате последующих горизонтальных смещений диагональной системой молодых сдвигов, к которым тяготеют проявления современной сейсмичности (см. рис. 1).

С целью изучения деталей строения геологических структур и линеаментов, особенностей новейшей тектоники и геометрии молодых разломов, ограничивающих Нижнеалданскую впадину и контролирующих развитие в ней отдельных морфоструктур, были проанализированы геолого-геоморфологические и тектонические данные, а также данные дешифрирования космоснимков системы «Метеор» масштаба 1:2 500 000 (см. рис. 1).

На основе морфотектонических методов анализа космических снимков, топографических и геологических карт различных масштабов были выделены зоны активизированных разломов и определена их кинематика. Преимуществом таких методов в совокупности с космодешифрированием являлась возможность изучения рельефа, благодаря его обзорности и предельной картографической объ-

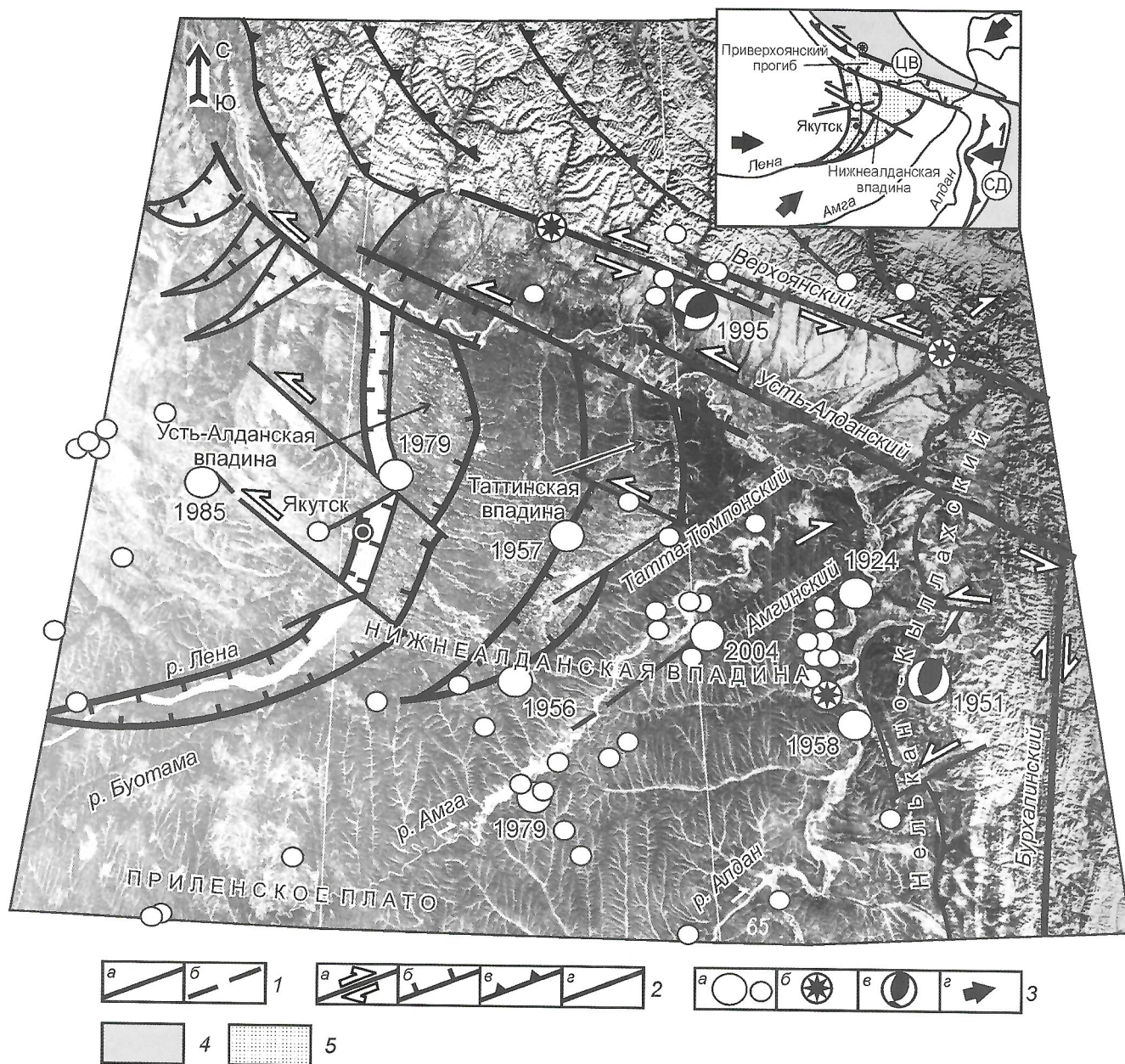


Рис. 1. Схема сейсмотектоники:

1 — активные разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — кинематика разломов: а — сдвиги, б — сбросы, в — взбросы и надвиги, г — неустановленный тип движения; 3 — эпицентры землетрясений с $K \geq 11$ и $K \leq 10$: а — для ощутимых землетрясений рядом проставлен год их возникновения, б — сейсмодислокации, в — фокальные механизмы Сетте-Дабанского (1951) и Верхоянского (1995) землетрясений (внутри диаграммы: белые области — действие напряжений сжатия, черные — растяжения), г — направление регионального сжатия; на врезке — схема современной геодинамики Сибирской платформы: 4 — горные области, 5 — впадины и прогибы; сдвиговые системы: ЦВ — Центрально-Верхоянская, СД — Сетте-Дабанская

ективности. При этом современный рельеф рассматривался как структурно-динамический слой, отражающий характер взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов и все типы тектонических движений, наблюдаемых в пределах земной коры.

Изучение разрывных нарушений включало ряд последовательных операций: их выявление, определение морфологических, метрических и генетических характеристик. Отображение разрывов на космоснимках и картах отличается многообразием и зависит как от характера разрывных деформаций (генезис, морфология, размер) и обнаженнос-

ти района, так и от условий космической съемки (фокусное расстояние, масштаб). По крупномасштабным космическим снимкам и топографическим картам (масштабы 1:200 000 и 1:500 000) проводилось детальное дешифрирование разрывов. Сначала изучались локальные нарушения или элементы крупных разрывных структур и устанавливалась их определенная структурно-тектоническая зональность. Затем они увязывались воедино и проводились линии региональных и генеральных разломов, которые в сравнении с локальными разрывами выражены обычно более отчетливо из-за значительного смещения в зоне кон-

такта разновозрастных и разнодислоцированных толщ, наличия мощных зон смятия, дробления, рассланцевания, а также вследствие резкого изменения простирания структур.

Выявление разрывных нарушений проводилось как по отдельным признакам, так и их сочетаниям. В открытых районах с уверенной дешифрируемостью разломов преобладали структурно-геологические или прямые признаки обнаружения разрывных нарушений. Геоморфологические, гидрографические и другие особенности служили индикаторами разрывов главным образом в закрытых районах. На кинематический тип активных разломов, ограничивающих структурные элементы, непосредственно указывала и морфология неотектонических блоков (см. рис. 1). Например, блоки в виде клиньев линзовидной формы ограничены сдвигами и взбросами (Верхоянский сдвиг-взброс и Бурхалинский сдвиг). Морфоструктуры в виде сегментов и трапеций обычно оконтурены линиями извилистой, прерывистой формы, которые представляли собой надвиги (Нелькано-Кыллахский надвиг). Границами треугольных и многоугольных блоков чаще служат сложные разломные зоны с комбинированной кинематикой, как это видно на примере фрагментов северного борта Нижнеалданской впадины. Ромбическая форма некоторых впадин, располагающихся на концах кулис параллельных левых сдвигов (Усть-Алданский и Верхоянский), позволила отнести их к присдвиговым мини-впадинам растяжения типа «pull-apart». Кроме того, морфологические приемы дешифрирования и анализа рельефа постоянно сопровождалось структурно-геологическими исследованиями: наблюдениями за трещиноватостью горных пород, слоистостью, малыми структурными формами и др. Это дало возможность получить набор дешифровочных признаков для более надежного выявления неотектонических структур и активных разломов. Различные проявления разрывных на-

рушений, как правило, сопутствовали или сменяли друг друга вдоль трассы дизъюнктива, и таким образом набиралась их совокупность, позволяющая с достаточной уверенностью диагностировать тип движения по разлому.

Район исследований расположен на востоке Приленского плато, южную часть которого занимают водораздельные пространства, сложенные юрскими песчано-глинистыми отложениями, перекрывающими кембрийские, обнажающиеся лишь в придолинных понижениях. Значения абсолютных высот колеблются в пределах 350—450 м, возраста с запада на восток. Для данного участка территории характерна большая ширина и сравнительная пологость склонов, бронированных плотными пластами горизонтально залегающих алевролитов или аргиллитов. В долинах рек Алдан и Амга широко развиты низкие и средние, реже высокие аккумулятивные террасы, состоящие в основном из песчано-глинистого материала с включением горизонтов галечника и валунов [1]. Перечисленные структуры различаются на космоснимках цветом фототона и степенью выраженности в силу разной контрастности и дешифрируемости литологических комплексов.

Нижнеалданская впадина, выполненная мощными толщами олигоцена и неогена, занимает северную часть рассматриваемого района, примыкая к широтной ветви Верхоянской горной области. Депрессия имеет асимметричное строение, характерное для предгорных впадин, заполнявшихся осадками одновременно с ростом смежного хребта [6, 11]. По схеме рельефа цоколя палеоген-неогеновых образований (рис. 2), представленных отложениями аллювиальных песков, озерно-болотных глин и глинистых песчаников, установлено, что их максимальные мощности (до 950 м) наблюдаются в областях растяжения кулис левого сдвига, трассируемого по долине р. Алдан (Усть-Алданский разлом). В наиболее прогнутом северном борту впадины (Приверхоянский прогиб) отложения

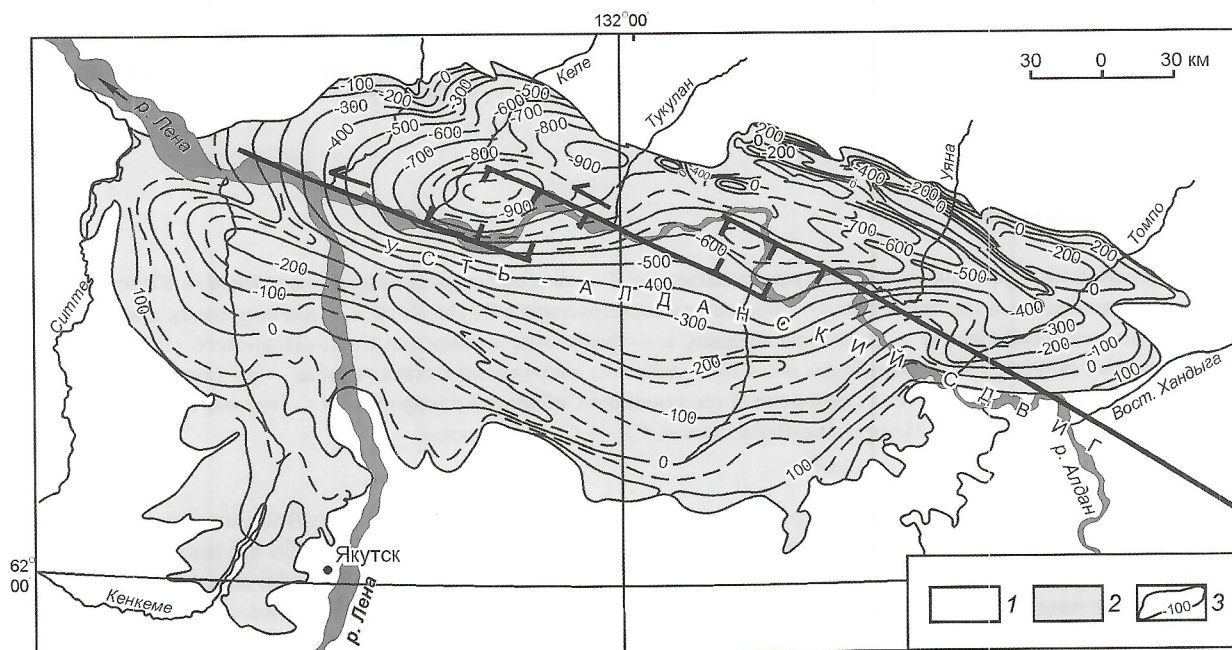


Рис. 2. Схема рельефа позднеплиоцен-четвертичных образований Нижнеалданской впадины. По [6, 11] с дополнениями:

отложения: 1 — олигоцен-неогеновые, 2 — докайнозойские; 3 — изогипсы поверхности докайнозойского фундамента, м (абсолютные высоты); вдоль долины р. Алдан показана трасса Усть-Алданского сдвига, на концах левых кулис которого диагностируются впадины «pull-apart» с наибольшими (600—900 м) мощностями кайнозойских отложений; см. услов. обозн. на рис. 1

олигоцена составляют большую часть разреза (до 770 м). В олигоценовой и неогеновой частях разрезов присутствуют продукты размыва, принесенные как со стороны Верхоянского хребта, так и Алдано-Становой области. Основным обломочный материал доставлялся с юга древними реками — Алдан и Лена. Рассматриваемые отложения северного борта впадины залегают местами под углами 20—30° и осложнены надвигами, несогласно перекрытыми покровом из горизонтальных пластов позднеплиоценовых песков, слагающих верхнюю террасу долин рек Лены и Алдана. В свою очередь, они разорваны поперечными локальными сдвигами с видимой амплитудой смещения 7—10 км, которые выявлены по материалам среднемасштабной геологической съемки и дешифрируются в виде контрастных линий на космоснимках. Возраст надвигов и сопряженных с ними деформаций датируется концом миоцена — началом плиоцена [2, 6, 11].

На правом берегу р. Алдан в предгорьях широтной ветви Верхоянской горной области широко распространены среднеплейстоценовые флювиогляциальные отложения (до 60 м), представленные галечниками, валунниками и песками, состоящими из терригенных пород, характерных для Верхоянского хребта. В нижнем течении р. Келе (правый приток р. Алдан) они рассечены молодыми диагональными сдвигами протяженностью примерно 10 км северо-западного и северо-восточного простираний с соответственно лево- и правосдвиговой кинематикой. В сторону хребта флювиогляциальные отложения сменяются грядами конечных морен. Наряду со среднеплейстоценовыми, здесь установлены и позднеплейстоценовые ледниковые образования, распространенные к северо-западу от устья р. Алдан вдоль долины р. Лена почти до ее дельты и в предгорьях долготной ветви Верхоянского хребта [11].

Для выявления современного геодинамического плана новейших структур Лено-Алданского междуречья кроме дешифрирования космоснимков анализировались также особенности развития речных долин на конец четвертичного времени. Одна из таких характеристик, выраженная наиболее ярко, — тенденция рек к выработке своих долин вопреки топографии и геологическому строению. Известно, что поверхность Приленского плато имеет уклон к северу и северо-востоку. В этом же направлении погружаются почти горизонтально залегающие пласты кембрийских отложений [1, 2, 11]. Данные обстоятельства, казалось бы, должны играть определяющую роль в ориентации рек и их эрозионно-аккумулятивной деятельности, но наблюдаемые здесь явления не соответствуют обычному сценарию развития гидросети. Наглядно подтверждает это план современных речных долин небольших правых притоков р. Лена (Туолбачан, Туолба и Буотама), впадающих в нее между крупными притоками Олёкма и Алдан, а также бассейна р. Амга, притока р. Алдан (см. рис. 1). Левые притоки перечисленных рек, текущие с севера на юг, в ряде случаев противоположно течению главной реки, вопреки уклону общей поверхности плато и падению пластов кембрия, очень многочисленны, обычно в 1,5—2 раза более протяженны, а их долины лучше разработаны, чем правые притоки, развитию которых казалось бы должны способствовать и орографические, и геологические условия, что свидетельствует об асимметричности водоразделов рек Амга, Туолбачан, Туолба, Буотама и других, особенно на участках их субширотного течения. При этом южный склон водораздела пологий с развитой сетью притоков, а

северный крутой с редкими притоками. Такой асимметричный характер имеют междуречья Буотамы и Лены, Амги и Буотамы, Алдана и Амги и др. Тенденция к сдвиганию русел рек на юг, т.е. «вверх» по уклону местности и падению пластов, проявляется в строении речных долин, характере распределения глубин и участков наибольших скоростей течения. В частности, в бассейнах рек Лена, Амга и других на субширотных участках их долин интенсивно подмывается исключительно правый берег, где наблюдается повышенная скорость течения водного потока и образуются максимальные глубины. Такие морфологические особенности и характер строения долин рек и их притоков особенно наглядно прослеживаются на обзорных космоснимках (см. рис. 1) и могут свидетельствовать о возможной инверсии здесь тектонического режима.

Другим фактором, подтверждающим указанные процессы, может служить изменение особенностей развития речных долин в пределах Лено-Алданского междуречья. Так, русло р. Амга между притоками Хохой и Муостуя пересекает полосу поднятий, «игнорируя» гораздо более удобные участки понижения рельефа, которые наблюдаются в ее верховьях. Притоки р. Лена Туолбачан и Туолба в своем среднем течении также текут через возвышенные участки рельефа. С относительно пониженных территорий в относительно повышенные перемещаются многие левые притоки р. Лена и т.д. Предполагается, что такой характер развития гидросети, связанный с antecedentным врезом рек в локальные, постепенно воздымающиеся морфоструктуры, может быть обусловлен новейшими вертикальными тектоническими движениями, возникшими в условиях сжатия.

Результаты повторного нивелирования, выполненного Якутским аэрогеодезическим предприятием Республики Саха (Якутия) [3, 4], также показывают, что на фоне стабильной (скорость вертикальных движений — 0 мм/год) части территории Нижнеалданской впадины и ее отдельных участков слабых опусканий (до -2 мм/год) существует ряд районов, которые воздымаются со скоростями до 2—4 мм/год, что согласуется с параметрами фокальных механизмов Сетте-Дабанского (1951 г.) и Верхоянского (1995 г.) землетрясений (см. рис. 1), когда подвижки типа взброса и сдвига-взброса в их очагах произошли в обстановке близгоризонтального сжатия [7]. Все это позволяет считать, что в данном регионе господствует современное поле тектонических напряжений сжатия, под влиянием которого происходят блоковая дифференциация рельефа с появлением воздымающихся морфоструктур, контролируемых «живыми» разломами, и перестройка речной сети.

На действующей нормативной карте «Общее сейсмическое районирование Российской Федерации» (ОСР-97) масштаба 1:8 000 000 Лено-Алданское междуречье расположено в 6—8-балльной зоне сейсмических воздействий (шкала MSK-64, [8]). Помимо местных землетрясений слабой и средней интенсивности (3—6 баллов) эта территория может испытывать транзитные воздействия от сильных (7—9 баллов) землетрясений, происходящих в соседних регионах: Байкальская рифтовая зона, хребты Становой, Верхоянский и Сетте-Дабан [5, 7, 11].

Для определения степени активизации и уровня потенциальной сейсмичности новейших и разрывных структур на рис. 1 также показаны проявления местной сейсмичности. Пространственное распределение эпицентров землетрясений, прежде всего, указывает на современную тектоническую активность всего Приленского плато, в т.ч. его

восточной части — Лено-Алданского междуречья. За последние 80 лет здесь произошло более 50 местных землетрясений с энергетическим классом К 6—16 (интервал магнитуд M 1,5—6,5), из которых самым сильным было Сетте-Дабанское землетрясение 1951 г. с M 6,5 вблизи Нелькано-Кыллахского надвига с 7-балльными эффектами в эпицентре (см. рис. 1). Оно ощущалось в Усть-Майском районе Республики Саха (Якутия) на площади около 140 тыс. км² [7]. Сейсмические воздействия от 3 до 6 баллов также фиксировались при 9 землетрясениях, произошедших в Нижнеалданской впадине за период инструментальных наблюдений (1924—2004 гг.). Последнее из них M 4 было зарегистрировано сейсмическими станциями Якутского филиала геофизической службы СО РАН 11 октября 2004 г. на водоразделе рек Амга и Алдан (рис. 3). Оно проявилось в двух ближайших к эпицентру населенных пунктах: села Дая-Амга Таттинского района и Мырыла Чурапчинского района Республики Саха (Якутия) силой до 4—5 баллов. Вот описание этого события, которое произошло в 3 часа ночи по местному времени: «многие жители проснулись от страшного глухого гула, казалось, будто дом разрывается на части, некоторые подумали, что их дома ломают бульдозер. Скрипели полы и потолки, дребезжала посуда, дрожала мебель, с печи падала посуда».

Наблюдается отчетливая приуроченность эпицентров землетрясений к выявленным тектоническим структурам (см. рис. 1). Наиболее сейсмоактивен Амгинский разлом с правосторонней кинематикой, ограничивающий с северо-запада Алдано-Амгинское междуречье. Водораздел между Амгой и Алданом имеет четко выраженный уклон поверхности к востоку от линии Амгинского разлома. При этом русла рек первого порядка (Амга и Алдан) прослеживаются на северо-восток, а притоки более низких порядков — на восток и юго-восток. Река Амга в среднем и нижнем течении практически не имеет правых притоков, что свидетельствует о приподнятом (висячем) восточном крыле по сравнению с опущенным (лежащим) западным крылом Амгинского разлома и обосновывает присутствие в смещениях по нему сбросовой компоненты. Легко заметить, что рассматриваемый дизъюнктив на всем протяжении сопровождается эпицентрами местных землетрясений, в чис-

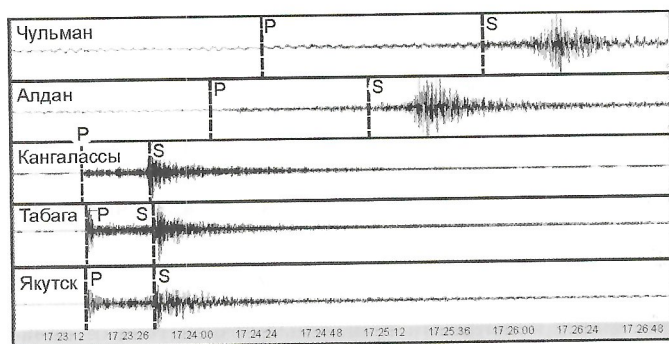


Рис. 3. Записи продольных (Р) и поперечных (S) сейсмических волн:

Амгинское землетрясение 11 октября 2004 г.; цифровые сейсмостанции ЯФ Геофизической службы СО РАН: Якутск (эпицентральное расстояние 210 км), Кангалассы (212 км), Табага (215 км), Алдан (560 км), Чульман (724 км)

ле которых два события 1979 и 2004 годов были ощутимыми.

Параллельно Амгинскому сдвигу в пределах Нижнеалданской впадины дешифрируется ряд других разрывных нарушений, из которых наиболее ярко выражен Татта-Томпонский правый сдвиг, вытянутый в северо-восточном направлении. Отмечается также наличие молодых разломов северо-западного простирания (Кангаласский, Табагинский и другие левые сдвиги), сопряженных и образующих динамопары с правыми сдвигами. Максимальные амплитуды смещения по левым сдвигам составляют 3—5 км, обычно — сотни метров [2, 5]. Подвижки по таким разломам смещают края серповидных Усть-Алданской и Таттинской впадин (см. рис. 1) и соответствуют более поздним деформациям земной коры. Мобильность этой сети дизъюнктивов подтверждается приуроченностью к ним очагов землетрясений разных энергетических классов. Так, в 1979 г. вблизи г. Якутск в зоне влияния Кангаласского сдвига был отмечен подземный толчок с 5-балльными эффектами в эпицентре. На активность данного разлома также указывают источники слабоминерализованных и ультрапресных вод («Булус»), которые не замерзают и в зимнее время, а также наледные проявления, фиксируемые в долине р. Лена (севернее Кангаласского мыса). Кроме того, Татта-Томпонский разлом, продолжающийся на правобережье р. Алдан, смещает в Приверхоянском прогибе флювиогляциальные отложения, а в месте пересечения им трассы Верхоянского сдвига деформирует горный рельеф с образованием предположительно сейсмодислокации, отчетливо дешифрируемой на разномасштабных космических снимках. Не менее активен Верхоянский разлом. Его кинематика соответствует сдвигу с взбросовой компонентой, на что указывают параметры фокального механизма землетрясения 1995 г., возникшего в зоне его влияния (см. рис. 1). К разлому также тяготеют больше десятка местных землетрясений, а вдоль его трассы отмечено несколько сейсмодислокаций, дешифрированных с помощью космоснимков. На карте градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений Верхоянский разлом выражен сгущением изоград и резким переходом от максимальных к минимальным значениям градиента [5]. Другой структурообразующий разлом — Усть-Алданский левый сдвиг северо-западного простирания, прослеживающийся от субширотной (приустьевой) части долины р. Алдан до Нелькано-Кыллахского надвига и Бурхалинского сдвига. Он образует с параллельным ему Верхоянским разломом той же кинематики узкую и протяженную структуру растяжения, соответствующую широтной части Приверхоянского краевого прогиба. К северо-западу Усть-Алданский сдвиг продолжается по долине р. Лена и касательно трассируется вдоль Китчанского выступа Верхоянского свода. Сдвиг также обозначен на карте неотектонического мегакомплекса [4].

Итак, в условиях современной геодинамической обстановки сжатия Нижнеалданская депрессия была, скорее всего, заложена как компенсационная структура растяжения на южном крыле Центрально-Верхоянской сдвиговой системы (Верхоянский и Усть-Алданский разломы) (см. рис. 1 и врезку). Движения по этой разрывной системе способствовали образованию внутри самой депрессии нескольких меньших впадин растяжения (Таттинская, Усть-Алданская, Вилюйская, Кобяйская и др.) однотипного морфологического облика с вытянутым к юго-западу

окончанием. Кроме того, здесь же была развита система сопряженных правых и левых сдвигов соответственно северо-восточного и северо-западного простираний, смещающих сбросовые ограничения выявленных впадин, при этом их более поздние деформации принадлежат левым сдвигам северо-западной ориентации. Схема сейсмотектоники и современной геодинамики, представленная авторами (см. рис.1), согласуется с экспериментальными моделями, полученными при тех же условиях на упругих оптически активных материалах [9].

Таким образом, сейсмотектонический анализ совокупности геолого-геофизических данных на примере Нижнеалданской впадины показывает, что:

1. Используемые методы (космодешифрирование, морфотектонические, геолого-морфологические, сейсмологические и др.) эффективны для выявления геодинамической обстановки обширных, слабоизученных и труднодоступных участков территории Сибири и Северо-Востока России.

2. Блоковый характер рельефа морфоструктур, их аномальный топографический уклон, изменения в развитии речных долин свидетельствуют о структурной перестройке данного региона в современное время, обусловленной региональным тангенциальным сжатием. На фоне стабильной части территории Нижнеалданской впадины и ряда участков слабых опусканий имеет место воздымание отдельных структурных элементов со скоростями до +2—4 мм/год [3, 4].

3. Ведущую морфотектоническую роль в формировании Нижнеалданской впадины и структур растяжения внутри нее играет Центрально-Верхоянская сдвиговая система (Верхоянский и Усть-Алданский разломы), между левыми кулисами которой была заложена широтная часть Приверхоянского краевого прогиба.

4. Самыми молодыми дизъюнктивами здесь являются динамопары правых и левых сдвигов соответственно северо-восточного и северо-западного простираний (Амгинский, Татта-Томпонский, Кангаласский, Табагинский и др.), которые смещают сбросовые границы Нижне-

алданской впадины. К линиям разломов и зонам их пересечения (тектоническим узлам) в основном приурочены все эпицентры местных землетрясений интенсивностью в очаге до 6—8 баллов, а также мерзлотно-наледные явления.

5. Зоны разломов Центрально-Верхоянской левосдвиговой системы, по-видимому, являются сопряженной динамопарой с системой разрывных нарушений Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Нелькано-Кыллахский надвиг и Бурхалинский сдвиг) [11]. Их взаимодействие и объясняет повышенный уровень сейсмической активности всего Лено-Алданского междуречья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко О.М. Современный рельеф и морфоструктуры // Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. — М.: Наука, 1971. С. 15—68.
2. Баранова Ю.П., Ильина И.А., Никитин В.П. и др. Миоцен Мамонтовой горы. — М.: Наука, 1976.
3. Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Есипова Л.И., Спектор В.Б. Карта современных движений территории Якутской АССР // Геотектоника. № 3. 1982. С. 60—63.
4. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. — М.: Наука, 1985.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. — М.: ГЕОС, 2000.
6. Камалетдинов В.А., Гриненко В.С., Сластенов Ю.Л. Геологическая карта Якутии. Центрально-Якутский блок. Масштаб 1:500 000. — С-Пб., 1999.
7. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. — М.: Наука, 1984.
8. Медведев С.И., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. — М., 1965.
9. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. — М.: Наука, 1979. С. 163—184.
10. Ситников В.С., Спектор В.Б. Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. — Якутск, 1978. С. 35—45.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Типизация магнитных неоднородностей кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы

Г.А.СТОГНИЙ, В.В.СТОГНИЙ

Роль геофизических методов в изучении тектонического строения кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы, перекрытой карбонатно-терригенными отложениями мощностью до 5 км, является определяющей. Одна из основных задач — выявление природы и типизация магнитных и гравитационных аномалий как проявлений неоднородностей литосферы. Имеющиеся схемы строения кристаллического фундамента данного региона [2, 7, 8, 10, 14 и др.] обоснованы преимущественно путем интерпретации карт магнитного поля масштаба 1:10 000 000 и различаются подходом как к тектоническому районированию данной территории, так и интерпретации природы региональных магнитных аномалий.

Региональные линейные магнитные максимумы северо-восточной части Сибирской платформы Г.С.Гусев с соавторами [2] сопоставили с архейскими зеленокаменными поясами (Маганский, Котуйкан-Монхоолинский, Джелиндинский и Уджинский) Анабаро-Айхальской гранулитогнейсовой области, а А.П.Смелов [14] рассматривает их как зоны тектонического меланжа. В структуре магнитного поля О.М.Розен с соавторами [10] выделил три аномальные области, соответствующие Маганскому, Далдынскому и Беректинскому террейнам. Согласно М.З.Глуховскому и В.М.Моралеву [1], линейные магнитные максимумы Анабарской антеклизы фиксируют мафические дайки позднеархейского Хатангского роя, представленные на Анабарском щите пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами мощностью от первых до нескольких десятков метров, внедрение которых произошло в горячую пластичную среду по механизму пропагации нижнекоревой тектонической пластины с магматическими очагами от центра мантийного плюма или горячей точки, расположенных в зоне экватора. Три линейные отрицательные магнитные аномалии северо-западного простирания от устья р.Поппай до пос.Жиганск, захватывающие восточный фланг Анабарского щита, А.А.Межвилк [6] отождествил с зоной Муна-Анабарского глубинного разлома.

Разнообразие подходов к интерпретации природы региональных линейных магнитных аномалий северо-восточной части Сибирской платформы позволяет нам обратиться к анализу структуры магнитного поля Анабарского щита, являющегося тектонотипом при разработке схемы тектонического строения кристаллического фундамента данного региона.

Согласно Б.Г.Лутцу и В.С.Оксману [5], Анабарский щит разделен Монхоолинской и Билляхской тектоническими зонами на три блока: Западный, Центральный и Восточный, различающиеся долевым участием в разрезах пород далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий. Крупные зоны тектонических нарушений (Билляхская, Харапская, Монхоолинская, Ламуйская и Маганская) выполнены полиметаморфическими образованиями и массивами гранитов и анортозитов, их краевые швы чаще всего имеют крутое падение и представлены милонитами мощностью до 2 км. Центральный блок, ограниченный Монхоолинской тектонической зоной с запада и Билляхской с востока, сложен грану-

литами далдынской и верхнеанабарской серий. Западный блок характеризуется преимущественным развитием гранулитов верхнеанабарской серии, а Восточный — хапчанской. Тектонические элементы Центрального и Восточного блоков Анабарского щита сохраняются в структуре Анабаро-Ленского подвижного пояса (рис. 1): Монхоолинская тектоническая зона — южное ограничение пояса, а Билляхская делит его на Далдынский и Хапчанский сегменты. Структура кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы, схема которого обоснована по данным интерпретации гравитационного поля [13], включает Оленёкский архейский кратон, Анабаро-Ленский и Западно-Анабарский протерозойские подвижные пояса. Анабарский щит, при этом, структурно представлен двумя частями, принадлежащими Анабаро-Ленскому и Западно-Анабарскому подвижным поясам (см. рис. 1).

При составлении схемы районирования магнитного поля северо-востока Сибирской платформы на основе изданных карт магнитного поля масштаба 1:1 000 000 авторы учитывали морфологию и преимущественное простирание осей ло-

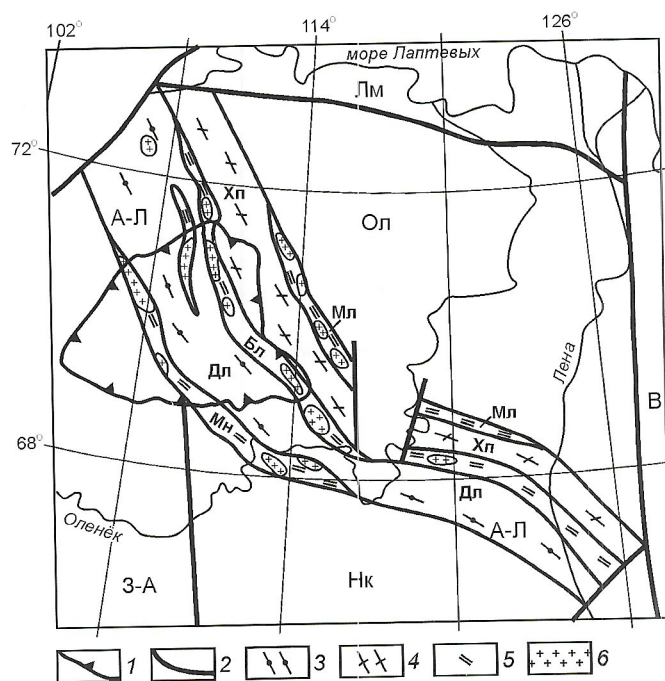


Рис. 1. Схема строения кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы:

1 — контуры Анабарского щита; 2 — межгеоблоковые разломы; элементы Анабаро-Ленского подвижного пояса: 3 — Далдынский (Дп) и 4 — Хапчанский (Хп) сегмент; 5 — зоны тектонических нарушений: Мн — Монхоолинская, Бл — Билляхская, Мл — Малокуонамская; 6 — массивы гранитов и анортозитов; архейские кратоны: Ол — Оленёкский, Нк — Накынский; подвижные пояса: А-Л — Анабаро-Ленский; 3-А — Западно-Анабарский; геоблоки: В — Верхоянский; Лм — Лаптево-морский

кальных линейных положительных аномалий (рис. 2). В предложенной схеме выделяются Анабаро-Жиганская и Нижнеоленьская аномальные области. К Анабаро-Жиганской аномальной области, прослеженной от Хатангского залива до р. Лена, относится система узких интенсивных (10—20 мЭ) линейных аномалий разного знака, имеющих общее северо-западное простирание. Данная область захватывает Центральный и Восточный блоки Анабарского щита. С запада и юга Анабаро-Жиганская аномальная область граничит с Магано-Вилуйской и Муно-Тюнгской аномальными областями преимущественного субмеридионального простирания линейных аномалий, в плане ей соответствует Анабаро-Ленская гравитационная аномальная область, состоящая из цепочек гравитационных максимумов и минимумов северо-восточного направления и интерпретируемая как протерозойский Анабаро-Ленский подвижный пояс [13]. Слабоинтенсивное магнитное поле междуречья Анабар—Лена выделено в Нижнеоленьскую аномальную область, региональным элементом которой является Уджинская линейная положительная аномалия (см. рис. 2).

Сложнодифференцированное аномальное магнитное поле Анабарского щита представляет собой систему сопряженных узких (до 1 км) линейных аномалий разного знака протяженностью 5—10 км, имеющих преимущественно северо-западное и субмеридиональное направления. С целью оценки глубины ансамблей аномалеобразующих объектов выполнен анализ амплитудного спектра аномального магнитного поля Анабарского щита, в котором установлены три составляющие: низко-, средне- и высокочастотная, с учетом их выбраны оптимальные фильтры. В среднечастотной составляющей магнитного поля Анабарского щита, схема которого представлена на рис. 3, наиболее контрастно проявляются Маганская и Котуйканская положительные аномалии. Котуйканская и находящаяся на ее продолжении Южно-Анабарская положительные аномалии подчеркивают контуры Анабаро-Жиганской области аномального магнитного поля, а Маганская и Ламуйская аномалии — Магано-Вилуйской (см. рис. 2).

Оцененные по низкочастотной составляющей магнитного поля нижние кромки аномалеобразующих объектов земной коры Анабарского щита находятся в пределах 38—42 км, что соответствует поверхности Мохоровичича. Среднечастотная составляющая магнитного поля проявляется наиболее устойчиво, вычисленная по ней средняя глубина залегания аномалеобразующих объектов равна 14 км. Проявляющиеся в высокочастотной составляющей магнитного поля локальные аномалеобразующие объекты имеют мощность 1,7—2,3 км. Двумерная автокорреляционная функция аномального магнитного поля Анабарского щита вытянута в север-северо-западном направлении, радиусы ее автокорреляции на уровне 0,2 по большой и малой осям вытянутости составляют 44 и 18 км при их отношении 2,4. Радиусы автокорреляции по большой и малой осям вытянутости на уровне 0,5 равны соответственно 10 и 7 км при их отношении 1,4. С дальнейшим увеличением коэффициента автокорреляции форма ее изолиний приближается к изометричной [12].

Данные по магнитным свойствам пород Анабарского щита обобщены в работе [9]. Магнитная восприимчивость метаморфических образований изменяется в очень широких пределах (10 — $10000 \cdot 10^{-5}$ СИ), а коэффициент вариации всех магнитных параметров в среднем составляет 200—300%. Средняя магнитная восприимчивость далдын-

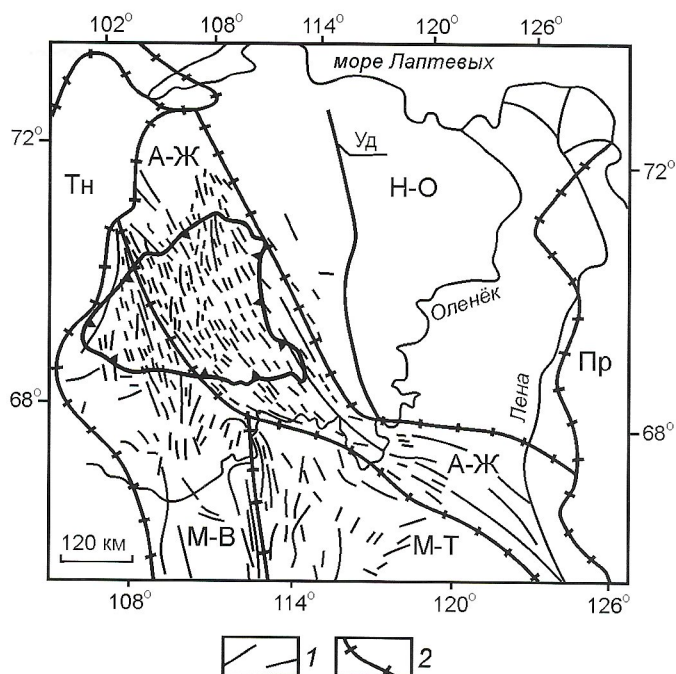


Рис. 2. Схема районирования магнитного поля северо-востока Сибирской платформы:

1 — оси линейных положительных аномалий; 2 — границы аномальных областей; аномальные области: А-Ж — Анабаро-Жиганская; Н-О — Нижнеоленьская; М-В — Магано-Вилуйская; М-Т — Муно-Тюнгская; Тн — Тунгусская; Пр — Предверхоанская; Уд — Уджинская положительная линейная аномалия; см. услов. обозн. на рис. 1

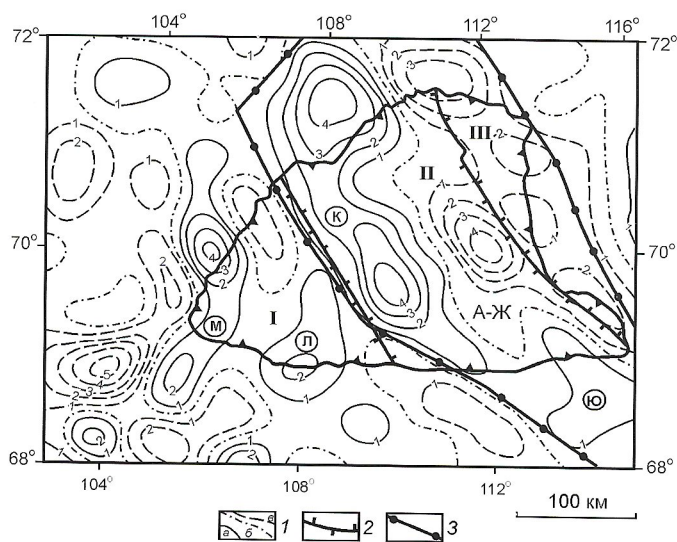


Рис. 3. Схема среднечастотной составляющей магнитного поля Анабарского щита:

1 — изодинамы: а — положительные, б — нулевая, в — отрицательные; границы: 2 — блоков по работе [4], 3 — Анабаро-Жиганской (А-Ж) аномальной области; блоки: I — Западный, II — Центральный, III — Восточный; положительные аномалии магнитного поля: М — Маганская, Л — Ламуйская, К — Котуйканская, Ю — Южно-Анабарская; см. услов. обозн. на рис. 1

ской серии равна $250 \cdot 10^{-5}$ СИ, верхнеанабарской — $180 \cdot 10^{-5}$ СИ, хапчанской — $110 \cdot 10^{-5}$ СИ. Магнетитсодержащие породы, в т.ч. кварциты и двупироксен-гранатовые кристаллические сланцы с содержанием магнетита до 20%, слагают линзы и пласты протяженностью 2—4 км [9]. Их широкое развитие в далдынской и верхнеанабарской сериях обусловило линейно-полосчатую структуру магнитного поля Анабарского щита. Пласты магнетитсодержащих пород имеют субвертикальное падение, что снижает влияние размагничивающего фактора и способствует увеличению интенсивности магнитных аномалий. Исходя из данной структуры магнитного поля, можно предположить наличие в пределах Анабарского щита узких (1—5 км) синклинорных и антиклинорных складок, сформированных в условиях сжатия. Крупные зоны тектонических нарушений (Билляхская и Монхоолинская) обычно проявляются линейными магнитными и гравитационными минимумами и, по-видимому, представляют собой зоны раздвигов, заполненные массивами немагнитных гранитов и анортозитов.

Магнитная восприимчивость кристаллических пород фундамента в районе Маакской излучины р.Оленька изучена Д.И.Саврасовым [11] по 273 ксенолитам из кимберлитовых трубок Чомурдахского поля. По составу (гранат-пироксеновые, гранат-амфиболовые, амфибол-пироксеновые сланцы, плагиогнейсы и гнейсы, амфиболиты, биотитовые и биотит-магнетитовые гнейсы) изученные ксенолиты аналогичны породам Анабарского щита, однако отмечается различное соотношение данных разностей в кимберлитовых трубках. Так, в трубке Чомур (северная часть поля) преобладают кристаллосланцы и плагиогнейсы, а в трубке Дружба — кристаллосланцы. Магнитная восприимчивость ксенолитов изменяется от 60 до $6000 \cdot 10^{-5}$ СИ при среднем значении для трубки Чомур — $1000 \cdot 10^{-5}$ СИ, а для трубки Дружба — $500 \cdot 10^{-5}$ СИ. По фактору Кенигсбергера Q (отношение остаточной намагниченности к индуцированной) метаморфизм изученных ксенолитов кристаллического фундамента соответствует условиям гранулитовой фации.

Слабоинтенсивное магнитное поле Нижнеоленьской аномальной области (см. рис. 2) осложнено в центральной части меридиональной (практически по 116° в.д.) Уджинской линейной положительной аномалией шириной до 60 км, протягивающейся более чем на 500 км от устья р.Анабар до Маакской излучины р.Оленька. Природа Уджинской аномалии трактуется неоднозначно: Оленьская зона тектонического меланжа, разграничивающая Хапчанский гранулит-гнейсовый и Беректинский тоналит-трондьемит-гнейсовый террейны [14]; Мерчимденский раннепротерозойский рифт [3]; одноименный архейский зеленокаменный пояс [2].

Уджинская магнитная аномалия с незначительным западным смещением параллельна Томторской зоне локальных гравитационных максимумов, которая, по мнению авторов, фиксирует Биректа-Усумунское (по [4]) поднятие кристаллического фундамента, проявлявшееся в материалах ГСЗ профиля Воркута—Тикси амплитудой около 2 км. Магнитовозмущающими, по-видимому, являются субвертикальные толщи магнетитсодержащих метабазитов. По своим параметрам (протяженности и интенсивности) Уджинская магнитная аномалия аналогична Амгинской магнитной аномалии Алдано-Станового щита, в эпицентре локального максимума которой скв. С-1 глубиной 238 м вскрыта толща переслаивания магнетитсодержащих ам-

фиболовых, амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев и гранитогнейсов, имеющая крутое (70 — 80°) восточное падение. Магнитная восприимчивость гранитогнейсов в среднем составляет $400 \cdot 10^{-5}$ СИ, а двупироксеновых гранулитов и амфиболитов увеличивается до $2000 \cdot 10^{-5}$ СИ, что связано с повышенным (до 20%) содержанием магнетита в данных породах [12].

Таким образом, в структуре магнитного поля северо-востока Сибирской платформы по морфологии и преимущественной ориентации аномалий выделены Нижнеоленьская, Анабаро-Жиганская и Магано-Вилуйская аномальные области, в плане соответствующие Оленьскому архейскому кратону, Анабаро-Ленскому и Западно-Анабарскому протерозойским подвижным поясам кристаллического фундамента. Полосчато-линейная структура аномального магнитного поля определяется характером распространения в составе далдынской и верхнеанабарской серий линз и пластов магнетитсодержащих пород с субвертикальным падением. Глубина залегания локальных аномалеобразующих объектов, оцененная по высокочастотной составляющей магнитного поля Анабарского щита, не превышает 2,5 км, а рассчитанная по среднечастотной составляющей магнитного поля равна 14 км. Крупные зоны тектонических нарушений (Билляхская, Малокуюнамская, Монхоолинская и др.), выполненные массивами слабомагнитных гранитов и анортозитов, обычно проявляются линейными магнитными минимумами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глуховский М.З., Моралёв В.М. Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57—74.
2. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. — М.: Наука, 1985.
3. Зинчук Н.Н., Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. — Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004.
4. Краснов И.И., Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Геология Сибирской платформы. — М.: Недра, 1966.
5. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. — М.: Наука, 1990.
6. Межвилк А.А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника. 1979. № 6. С. 86—97.
7. Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гудков А.А. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. — М.: Наука, 1968.
8. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3—21.
9. Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З. и др. Строение земной коры Анабарского щита. — М.: Наука, 1986.
10. Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазного литосферного корня // Геотектоника. 2005. № 6. С. 42—67.
11. Саврасов Д.И. О геологической природе Якутско-Анабарской магнитной аномалии // Советская геология. 1990. № 11. С. 101—107.
12. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005.
13. Стогний Г.А., Стогний В.В. Региональные критерии прогноза кимберлитовых субпровинций востока Сибирской платформы на основе интерпретации гравимагнитных материалов // Рудогенез и металлогения Востока Азии. — Якутск: Изд-во Якутского гос. ун-та, 2006. С. 188—192.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Особенности внешней формы протоконхов и аммонителл пермских гониатитов Северо-Востока Азии

Р.В.КУТЫГИН

Относительно особенностей развития аммоноидей на ранних этапах онтогенеза существует множество точек зрения [1, 6, 8, 12 и др.]. Даже в определении части раковины, которую следует рассматривать как эмбриональную, у исследователей нет полного единогласия. Наиболее распространено мнение о том, что эмбриональная раковина аммоноидей при жизни состояла из трех камер: двух газовых (протоконх и начальный фрагмокон) и жилой [11]. При этом не ясно, какую часть начального фрагмокона считать эмбриональной и каков конечный предел жилой камеры в эмбриональном состоянии. Так как обычно мы имеем дело с окаменелой раковинкой, представляющей постэмбриональный период развития аммонита, то первый вопрос не столь принципиален, поскольку весь оборот раковины, служивший телу моллюска в эмбриональном состоянии жилой камерой, замещен фрагмоконом, образовавшимся в условиях свободного плавания. В окаменелом виде эмбриональная часть раковины представлена протоконхом и первым оборотом фрагмокона до первичного валика [5] или, включая первичный валик, до первичного пережима [2, 11]. Принимая вторую точку зрения, вслед за В.В.Друщице и Н.Хиами [5], раковину, завершаемую в устье первичным валиком, мы рассматриваем как аммонителлу, отражающую начальный период постэмбрионального развития аммоноидей.

Внутреннее строение и внешняя форма раковин, представляющих собой эмбриональный и начальный постэмбриональный периоды развития у некоторых пермских гониатитов, подробно рассматривались отечественными и зарубежными исследователями [2, 12, 14]. Однако данные о самых первых оборотах раковин пермских аммоноидей Северо-Востока Азии никем ранее не приводились, что можно объяснить чрезвычайной редкостью находок и плохой сохранностью образцов. Автором настоящей статьи было сделано более 20 продольных сечений раковин, но лишь в 11 из них обнаружены четко выраженные протоконх и аммонителла. У остальных экземпляров внутренние обороты или очень сильно деформированы, или разрушены перекристаллизованным кальцитом, кварцем и обломочной породой. Из лучших продольных срезов раковин были изготовлены 9 прозрачных шлифов (рис. 1), в которых удалось определить размеры протоконхов и аммонителл.

Порода, вмещающая основные внутренние раковинные элементы, у всех экземпляров была непрозрачной, поэтому шлифы северо-восточных гониатитов были сделаны весьма тонкими. Хотя в нескольких шлифах и получены обрывочные данные о внутреннем строении раковин, в целом для проведения таких детальных исследований как изучение внутреннего строения раковин, эти образцы оказались не пригодны.

Фотографирование шлифов и измерения в продольных сечениях проводились под микроскопом МИН-8 с исполь-

зованием цифровой фотонасадки Leica DC150. Для изучения внешней формы протоконхов и аммонителл были использованы 19 поперечных шлифов раковин. Раковины, изучавшиеся ранее, измерялись под микроскопом МБС-1 с помощью сетки окуляра. Появление бинокулярного микроскопа Leica MZ-6, оснащенного цифровой фотонасадкой Leica DC150, позволило получать качественные цифровые изображения и все измерения проводить с более высокой точностью в графическом редакторе на компьютере.

Коллекции рассмотренных в статье раковин гониатитов хранятся в Геологическом музее ИГАБМ СО РАН под номерами 55, 173 и 175. Коллекция шлифов хранится там же под номером 174.

Протоконх — обособленная первая камера эмбриональной раковины, отделенная просептой от фрагмокона. Исследователи, характеризуя протоконхи, обычно используют три основных типа форм, для которых В.В.Друщиц и Н.Хиами [5] предложили градацию по разности ширины протоконха (Ш) и его диаметра (Д): *шаровидный* $Ш-Д \leq 0,100$ мм; *валиковидный* $Ш-Д = 0,101-0,200$ мм; *веретеновидный* $Ш-Д \geq 0,201$ мм. С данной классификацией трудно согласиться, так как разность ширины и диаметра не может точно отражать пропорциональные соотношения этих параметров. Например, для очень мелкого протоконха разность $Ш-Д = 0,10$ мм является значительной, и камера по своей внешней форме будет выглядеть идентичной крупному валиковидному протоконху с большими значениями $Ш-Д$.

На наш взгляд, более показательно процентное отношение ширины протоконха к диаметру, исходя из значений которого, предлагается следующая классификация формы протоконхов: *шаровидный* — $Ш_{пк}/Д_{пк} < 125$; *валиковидный* — $Ш_{пк}/Д_{пк} = 125-150$; *веретеновидный* — $Ш_{пк}/Д_{пк} > 150$.

Ю.Д.Захаров [7] предложил протоконхи делить на четыре группы по размерам в диаметре: *мелкие* $\leq 0,450$ мм; *средние* $0,450-0,600$ мм; *крупные* $0,601-0,750$ мм; *весьма крупные* $\geq 0,751$ мм. В.В.Друщиц и Л.А.Догужаева [4] детализировали первую группу, выделив *очень мелкие* менее $0,300$ мм и *мелкие* $0,301-0,450$ мм.

Классификация Ю.Д.Захарова, дополненная В.В. Друщице и Л.А.Догужаевой, логична, но несовершенна при компьютерной обработке данных, потому что при такой градации имеются разрывы в цифровых значениях. Например, если при компьютерном переводе в миллиметры измерений, полученных с помощью шкалы окуляра микроскопа, окажется значение $0,3005$ мм, то компьютер для этого числа не сможет определить тип размера протоконха, так как оно не попадает ни в один из размерных интервалов указанных групп. Предлагается следующая адаптация под машинную обработку классификации размеров прото-

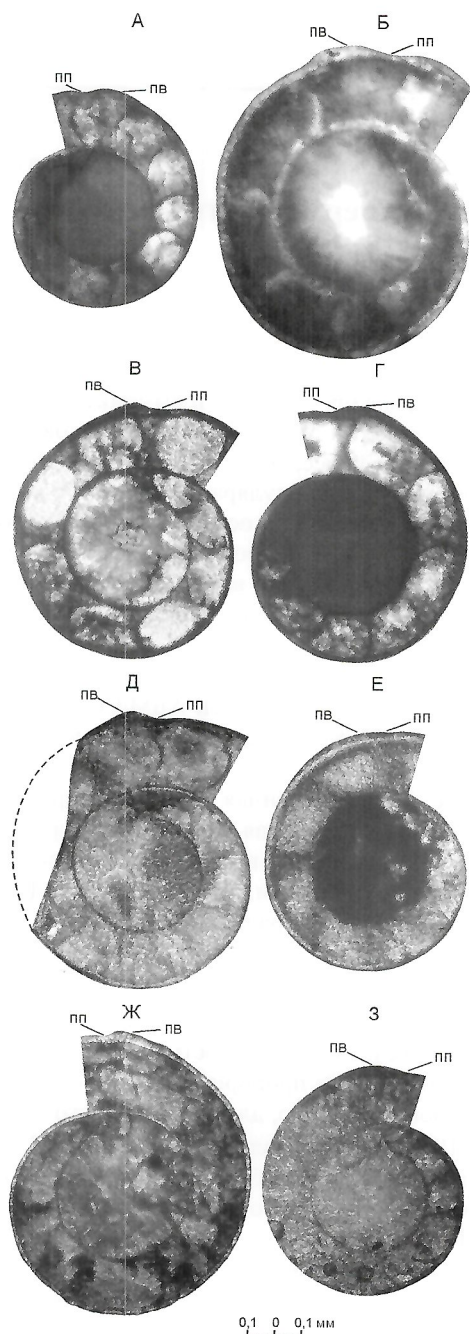


Рис. 1. Продольные сечения аммонителлы:

А — *Biarmiceras tumarens* (Ruzhencev); Б — *Pseudosverdrupites budnikovi* Kutugin; В, Г, Е, З — *Tumaroceras yakutorum* Ruzhencev; Д, Ж — *Bulunites mezhvilki* Andrianov в шлифах, ув. 50; А — экз. 174/27-2, Западное Верхоянье, р.Дьеленджа, правый борт, 1150 м выше устья руч.Сорококыт, нижняя часть орольской свиты, кунгурский ярус, сборы Р.В.Кутыгина, обр. 2, 1992 г.; Б — экз. 174/30, Западное Верхоянье, верховья р.Барайы, низы верхнемугочанской подсвиты, казанский ярус, сборы В.Н.Андрианова, Л.Г.Тютюнникова и др., обр.504/117в, 1972 г.; В — экз. 174/31, Западное Верхоянье, бассейн р.Дулгалах, р.Орол, левый борт, 2 км от устья, нижняя часть орольской свиты, кунгурский ярус, сборы В.Н.Андрианова, Л.Г.Тютюнникова и др., обр. 1/53, 1967 г.; Г — экз. 174/28, Западное Верхоянье, р.Дьеленджа выше устья руч.Сорококыт, нижняя часть орольской свиты, кунгурский ярус, сборы В.Н.Андрианова, обр. 16, 1965 г.; Д — экз. 174/12-1, Северное Верхоянье, низовье р.Лена выше устья р.Кубалах, нижняя часть туорасисской свиты, ассельский ярус или нижнесакмарский подъярус, сборы В.Н.Андрианова, обр. 1/11, 1964—1965 гг.; Е — экз. 174/29, местонахождение то же, что экз. 174/28; Ж — экз. 174/12, местонахождение то же, что экз. 174/27-2; З — экз. 174/27-1, местонахождение то же, что экз. 174/27-2; пп — первичный пережим, пв — первичный валик

конха: **очень мелкие** $<0,30$ мм в диаметре; **мелкие** $\geq 0,30$ мм $<0,45$ мм; **средние** $\geq 0,45$ мм $<0,60$ мм; **крупные** $\geq 0,60$ мм $<0,75$ мм; **весьма крупные** $\geq 0,75$ мм.

До сих пор никому не удалось развернуть хотя бы одну раковину пермских аммоноидей Северо-Востока России полностью до протоконха. Поэтому для определения размеров и формы протоконха использовались только данные измерений продольных (табл. 1) и поперечных (табл. 2) сечений раковин. Необходимо отметить, что в поперечном сечении раковины истинный диаметр можно определить только в том случае, если по течению обстоятельств экземпляр был разрезан через первые септы фрагмокона. В основном же, получаемый размер протоконха будет несколько ниже истинного, варьируя в интервале между большим и внутренним диаметрами ($D_{пк}^1$ и $D_{пк}^3$). Для наиболее точного определения размеров протоконхов использовались продольные

1. Измерения аммонителл и протоконхов пермских гониатитов в продольных сечениях

Вид	Экземпляр	$D_{пк}^1$, мм	$D_{пк}^2$, мм	$D_{пк}^3$, мм	$D_{ам}$, мм	$\angle_{пп}$, град.	$D_{ам}/D_{пк}^1$, %
<i>Bulunites mezhvilki</i> Andrianov	174/12	0,56	0,50	0,46	1,04	375	185,7
<i>Bulunites mezhvilki</i> Andrianov	174/12-1	0,53	0,4	0,43	1,02	368	192,5
<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev	174/27-1	0,50	0,44	0,41	0,86	354	172,0
<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev	174/28	0,53	0,48	0,44	0,95	350	179,2
<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev	174/29	0,51	0,44	0,41	0,87	358	170,6
<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev	174/31	0,53	0,48	0,45	0,93	356	171,1
<i>Pseudosverdrupites budnikovi</i> Kutugin	174/30	0,69	0,54	0,65	1,18	354	171,0
<i>Biarmiceras tumarens</i> (Ruzhencev)	174/27-2	0,42	0,39	0,36	0,82	349	195,2

Примечания. Диаметр протоконха: $D_{пк}^1$ — большой, $D_{пк}^2$ — малый, $D_{пк}^3$ — внутренний; $D_{ам}$ — диаметр аммонителлы; $\angle_{пп}$ — угол первичного пережима.

2. Измерения протоконхов в поперечных сечениях раковин

Вид	Экземпляр	$D_{пк}$, мм	$Ш_{пк}$, мм	$Ш_{пк}/D_{пк}$, %
<i>Bulunites mezhvilki</i> Andrianov	55/185	0,5	0,73	146,0
<i>Bulunites mezhvilki</i> Andrianov	Расчетный	0,56	0,81	144,6
<i>Somoholites andrianovi</i> Kutugin	55/534a	0,48	0,57	118,8
<i>Neoshumardites angustilobus</i> Andrianov	55/731	0,48	0,63	131,3
<i>Uraloceras subsimense</i> Kutugin	55/610	0,75	0,93	124,0
<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev	175/2-2	0,47	0,64	136,2
<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev	55/277	0,51	0,684	134,1
<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev	Расчетный	0,51	0,68	133,3
<i>Tumaroceras volkodavi</i> Andrianov	55/192	0,5	0,63	126,0
<i>Tumaroceras kashirzevi</i> Andrianov	55/273	0,5	0,63	126,0
<i>Tumaroceras</i> sp. nov.	55/272a	0,48	0,7	145,8
<i>Epijuresanites musalitini</i> Popov	55/709	0,51	0,75	147,1
<i>Pseudosverdrupites budnikovi</i> Kutugin	16/173	0,53	0,7	132,1
<i>Pseudosverdrupites budnikovi</i> Kutugin	4/173	0,6	0,76	126,7
<i>Pseudosverdrupites budnikovi</i> Kutugin	Расчетный	0,69	0,85	123,2
<i>Sverdrupites baraiensis</i> Kutugin	23/173	0,59	0,7	118,6
<i>Sverdrupites harkeri</i> (Ruzhencev)	7/173	0,5	0,63	126,0
<i>Tabantalites etchiensis</i> Andrianov	55/730	0,33	0,53	160,6
<i>Biarmiceras tumarensense</i> (Ruzhencev)	55/715	0,315	0,5	158,7
<i>Biarmiceras tumarensense</i> (Ruzhencev)	175/1-2	0,33	0,52	157,6
<i>Biarmiceras tumarensense</i> (Ruzhencev)	55/275	0,35	0,52	148,6
<i>Biarmiceras tumarensense</i> (Ruzhencev)	Расчетный	0,42	0,62	147,6
<i>Biarmiceras subtumarensense</i> (Andrianov)	18/173	0,42	0,7	166,7

Примечание. Расчетные — средние значения, полученные после увязки измерений поперечных и продольных сечений.

шлифы, но в них невозможно определить форму протоконха. Для решения этой проблемы рассчитывались модели протоконха на основе увязки данных, полученных в поперечных и продольных сечениях.

На рис. 2 между относительной шириной протоконха $Ш_{пк}/D_{пк}$ и его диаметром $D_{пк}$ наблюдается обратная зависимость: для протоконхов меньшего диаметра характерны наибольшие значения $Ш_{пк}$, а для более крупных — меньшие. В целом протоконхи пермских гониатитов региона по размерам изменяются от 0,3 до 0,75 мм (от мелкого до крупного—весьма крупного), но наиболее распространены протоконхи среднего размера. Самыми мелкими размерами обладают протоконхи циклолобин, представленных в регионе родами *Biarmiceras* ($D_{пк}$ 0,32—0,44 мм) и *Tabantalites* ($D_{пк}$ 0,33 мм). Они же обособливаются от изученных гониатин преимущественно веретеновидной формой вместо преобладающих валиковидной, реже шаровидной у последних. Самыми крупными размерами протоконха отличаются уралоцерасы (*Uraloceras subsimense* с $D_{пк}$ 0,75 мм). Этот факт не может не удивлять, поскольку у

уральских уралоцерасов (*U. fedorowi*), изученных М.Ф.Богословской [2], протоконх имеет значительно меньшие диаметры (0,38—0,4 мм), а аммонителла по размеру равен протоконху верхоянского *Uraloceras subsimense*.

Аммонителла — раковина, представляющая собой первую постэмбриональную стадию в онтогенезе аммонита [5], начавшуюся выходом моллюска из яйца и сопровождавшуюся формированием первичного валика. При изучении периодизации онтогенеза аммонитов А.Н.Иванов [8], заметил, что В.В.Друщиц и Н.Хиами [5], выделяя стадию аммонителлы, не указали ее конечную границу. Он предложил стадию, характеризующуюся «превышением ширины над высотой, округлой вентральной стороной и всегда гладкой раковиной» [8, с. 114] рассматривать в интервале следующего после первичного валика оборота. Этот важный в индивидуальном развитии аммонитов этап исследователи рассматривают на примере раннеюрского рода *Dactylioceras* как стадию ультрамельчайших раковин, не имеющих скульптурных образований [10]. Предложение А.Н.Иванова обозначать стадию гладких раковин аммони-

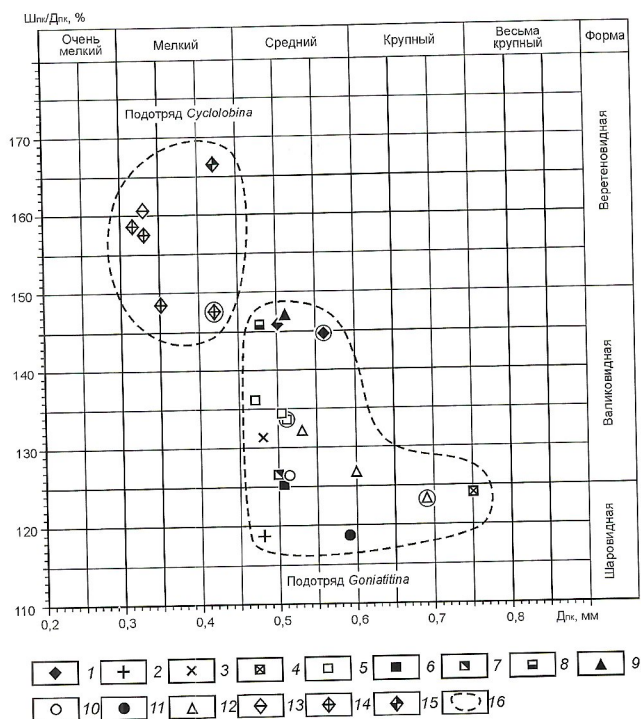


Рис. 2. Зависимость формы протоконхов пермских гониатитов Северо-Востока России от их размеров:

1 — *Bulunites mezhvilkii*; 2 — *Somoholites adrianovi*; 3 — *Neoshamardites angustilobus*; 4 — *Uraloceras subsiminse*; 5 — *Tumaroceras yakutorum*; 6 — *Tumaroceras volkodavi*; 7 — *Tumaroceras kashirzevi*; 8 — *Tumaroceras sp. nov.*; 9 — *Epijuresanites musalitini*; 10 — *Sverdrupites harkeri*; 11 — *Sverdrupites baraiensis*; 12 — *Pseudosverdrupites budnikovi*; 13 — *Tabantalites etchiensis*; 14 — *Biarmiceras tumarensse*; 15 — *Biarmiceras subtumarensse*; 16 — области распределения значений для крупных таксонов в соответствии с системой аммоноидей [13]; кружки — значения, полученные путем расчетных сопоставлений усредненных данных по продольным и поперечным сечениям раковин

теллой представляется не очень удачным, так как теряется сам смысл понятия аммонителлы, четко обозначенный В.В.Друщицем с коллегами позже: «стадия аммонителлы завершалась вместе с окончанием постройки первичного валика, а не захватывала еще двух оборотов, как предполагает А.Н.Иванов» [4, с. 61]. Будет справедливо отметить, что на самом деле А.Н.Иванов стадию аммонителлы расширял не на два, а на один оборот.

По размерам аммонителл В.В.Друщиц и Л.А.Догужаева [3] предложили следующую градацию: *весьма мелкая* менее 0,60 мм; *мелкая* 0,61—0,75 мм; *средняя* 0,76—1,00 мм; *крупная* 1,00—1,50 мм; *весьма крупная* более 1,51 мм. Для размерных групп аммонителл, так же как и для протоконха, предлагается адаптированная под машинную обработку классификация: *весьма мелкая* <0,6 мм; *мелкая* ≥0,6<0,75 мм; *средняя* ≥0,75<1 мм; *крупная* ≥1<1,5 мм; *весьма крупная* ≥1,5 мм.

У северо-восточных гониатитов стадия аммонителлы изучена наиболее слабо, так как для изучения внешней формы аммонителл необходимо развернуть раковину до оборота, имеющего первичный валик. Такие онтогенетические разворачивания выполнены только для нескольких экземпляров.

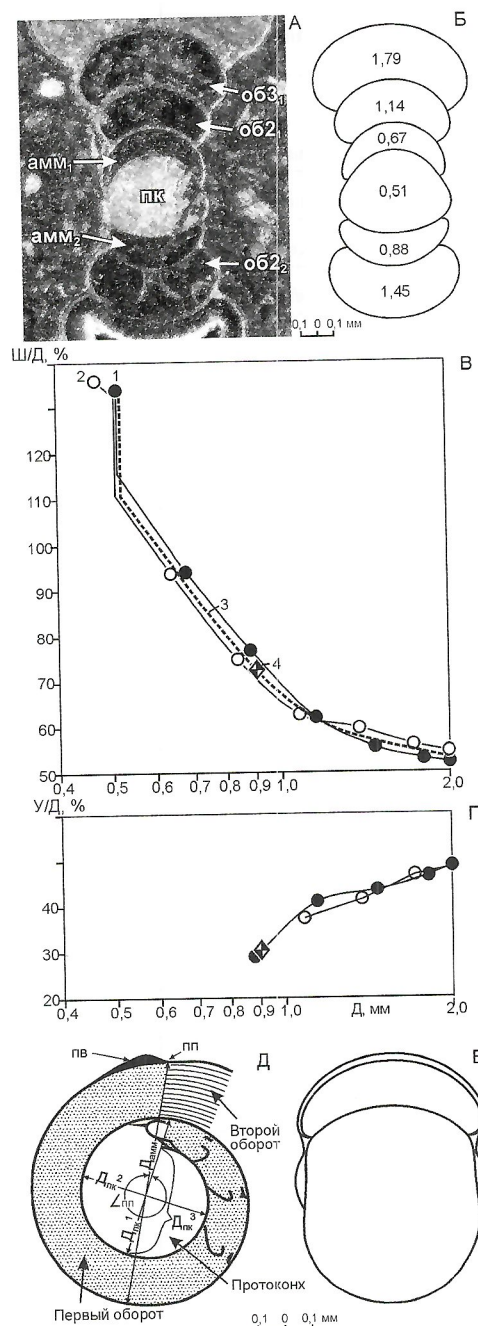


Рис. 3. Моделирование формы аммонителлы на примере вида *Tumaroceras yakutorum* Ruzhencev:

А — фото поперечного сечения протоконха и внутренних оборотов, экз. 55/277, ув. 30; Б — поперечное сечение протоконха и внутренних оборотов, экз. 55/277 с указанием диаметра протоконха и диаметров раковины для полуоборотов, ув. 30; В, Г — зависимости относительной ширины В и размера умбо Г от диаметра раковины: экземпляры: 1 — 55/277, 2 — 175/2-2, 3 — усредненный график, 4 — расчетные значения аммонителлы; Д — продольное сечение протоконха и внутренних оборотов, экз. 174/31 (см. рис. 1, Д), ув. 50; Е — расчетная модель аммонителлы, ув. 50; пк — протоконх, амм1 и амм2 — первый и второй полуобороты аммонителлы (первого оборота), об21 и об22 — первый и второй полуобороты второго оборота, об31 — первый полуоборот третьего оборота, пв — первичный валик, пп — первичный пережим, $D_{пк}^1$, $D_{пк}^2$, $D_{пк}^3$ — большой, малый и внутренний диаметры протоконхов, $D_{амм}$ — диаметр аммонителлы, $\angle_{пп}$ — угол первичного пережима

Продольные сечения позволяют четко определить диаметры аммонителл $D_{амм}$, но не дают информации о внешней форме. Для решения этого были использованы измерения в поперечных сечениях, на основе которых для большинства видов построены средние кривые зависимости ширины оборота и размера умбо от диаметра раковины. С помощью таких графиков удалось рассчитать вероятную форму аммонителлы для установленного в продольном сечении диаметра (рис. 3). В результате установлено, что наименьшими размерами обладают аммонителлы с самыми мелкими протоконхами (представители родов *Biarmiceras* и *Tabantalites* с $D_{амм}$ 0,75—0,85 мм). Наибольшие же размеры имеют аммонителлы с наиболее крупными протоконхами *Uraloceras subsimense* ($D_{амм}$ 1,4—1,5 мм) и *Pseudosverdrupites budnikovi* ($D_{амм}$ 1,2—1,3 мм). Относительная ширина $Ш_{амм}/D_{амм}$ у аммонителл изменяется от 60 до 85%, причем наиболее широкие *Epijuresanites musalitini* и *Popanoceras subtumarense*, а наиболее узкие *Somoholites andrianovi* и *Neoshumardites angustilobus*. Умбо обычно умеренно узкое, реже среднеразмерное. Судя по полученным характеристикам, аммонителлы пермских гониатитов рассматриваемого региона обычно имели форму субглафионовую (широкая раковина с умеренно узким умбо), реже тумариконовую (среднеширокая раковина с умеренно узким умбо), по классификации автора [9].

Основной характеристикой длины жилой камеры аммонителлы является угол первичного пережима ($\angle_{пп}$). В.В.Друщиц и Л.А.Догужаева [3] предложили выделять пять размерных групп жилой камеры аммонителлы, которые в адаптированном под машинную обработку виде будут разграничены следующим образом: **весьма короткая** менее 270°; **короткая** от 270° до менее 300°; **средняя** от 300° до менее 330°; **длинная** от 330° до менее 360°; **весьма длинная** $\geq 360^\circ$.

В изученных шлифах пермских гониатитов угол первичного пережима изменяется от 349° до 375°. Обычно длина жилой камеры (ЖК) чуть меньше длины полного оборота медианной спирали (длинная ЖК) и только у представителей рода *Bulunites* она превышает длину оборота (весьма длинная ЖК). Необходимо отметить, что и взрослые раковины *Bulunites* отличаются наиболее длинными жилыми камерами, составляющими 1,3 оборота и более, тогда как у остальных изученных таксонов во взрослом состоянии она приблизительно равна одному обороту или немногим меньше его. Значение приращения диаметра аммонителлы относительно диаметра протоконха $D_{амм}/D_{пк}$ входит в интервалы от 171% (у *Tumaroceras yakutorum* и *Pseudosverdrupites budnikovi*) до 195% (у *Biarmiceras tumarense*). Следовательно, аммонителла увеличивается в размерах относительно протоконха менее чем в 2 раза и значительно более чем в 1,5, причем, приращение аммонителлы интенсивнее при меньших размерах протоконха.

В заключение следует отметить, что даже на плохо сохранившемся материале, не позволяющем проводить тра-

диционное разворачивание раковин до начальной камеры, можно установить особенности внешней формы протоконхов и аммонителл, если использовать сопоставления измерений продольных и поперечных сечений. Несмотря на то, что выявленные отличия в форме протоконхов и аммонителл не диагностируют видовые и родовые таксоны, они позволяют достаточно четко обособлять группы высокого таксономического уровня и контролировать правильность филогенетических построений, проводимых на основании онтогенетического и морфогенетического анализов взрослых раковин.

Автор весьма признателен В.Г.Князеву, сделавшему ценные замечания, и О.В.Королевой, взявшей на себя труд редакции статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-04-49792 и № 06-05-96123-р восток).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсков И.С. Морфогенез и экогенез палеозойских цефалопод. — М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 1989.
2. Богословская М.Ф. Внутреннее строение раковин некоторых артинских аммоноидей // Палеонтологический журнал. 1959. № 1. С. 49—57.
3. Друщиц В.В., Догужаева Л.А. Аммониты под электронным микроскопом (внутреннее строение раковины и систематика мезозойских филлоцератид, литоцератид и 6 семейств раннемеловых аммонитид). — М.: изд-во Московского гос. ун-та, 1981.
4. Друщиц В.В., Догужаева Л.А., Михайлова И.А. Строение аммонителлы и прямое развитие аммонитов // Палеонтологический журнал. 1977. № 2. С. 57—69.
5. Друщиц В.В., Хиамы Н. О некоторых вопросах изучения ранних стадий онтогенеза аммонитов // Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов: Тез. докл. — М.: Наука, 1969. С. 26—30.
6. Друщиц В.В., Хиамы Н. Строение септ, стенки протоконха и начальных оборотов раковины некоторых раннемеловых аммонитов // Палеонтологический журнал. 1970. № 1. С. 35—47.
7. Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. — М.: Наука, 1978.
8. Иванов А.Н. Вопросы периодизации онтогенеза у аммонитов // Ученые записки Ярославского государственного педагогического ин-та. Геология и палеонтология. 1971. Вып. 87. С. 76—119.
9. Кутыгин Р.В. Форма раковин пермских аммоноидей Северо-Востока России // Палеонтологический журнал. 1998. № 1. С. 20—31.
10. Кутыгин Р.В., Князев В.Г. Онтогенез дактилиоцерасов (Ammonoidea) Северо-Востока России // Палеонтологический журнал. 2000. № 3. С. 36—44.
11. Рузнецов В.Е. Надотряд Ammonoidea. Аммоноидеи. Общая часть // Основы палеонтологии. Моллюски — Головоногие, I. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 243—334.
12. Шульга-Нестеренко М.И. Внутреннее строение раковин артинских аммонитов // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1926. Вып. 4 (1—2). С. 81—100.
13. Leonova T.B. Permian Ammonoids: Classification and Phylogeny // Paleontological Journal. 2002. Vol. 36, suppl. 1. P. S1—S114.
14. Miller A.K., Unklesbay A.G. The siphuncle of Late Paleozoic Ammonoids // Journal of Paleontology. 1943. Vol. 17. № 1. P. 1—25.

Пржидольские брахиоподы Северо-Востока Азии и их палеобиогеографическое значение

В.В.БАРАНОВ, Т.С.АЛЬХОВИК

Пржидольские брахиоподы Северо-Востока Азии представлены двумя видами: *Atrypodea phoca* (Salter) и *Collarothyris canaliculata* (Wenjukow). В позднем силуре представители рода *Atrypodea* Mitchel et Dun были распространены в морских бассейнах севера Евразийского и Американского континентов; рода *Collarothyris* Т. Модзалевская найдены только на севере Евразии (рис. 1). Объем, палеоэкология, географическое и стратиграфическое распространение рода *Atrypodea* рассматривались в работах [6, 14, 24], систематический состав рода *Collarothyris* [10, 11].

На территории Северо-Востока Азии *Atrypodea phoca* и *Collarothyris canaliculata* были описаны из пржидольских отложений Омулевских гор [13] и обнаружены авторами

на территории хребтов Тас-Хаяхта и Улахан-Сис и кряже Селенныхский. Находки брахиопод приурочены к отложениям отмельной зоны и мелкого шельфа, представленным темно-серыми комковатыми глинистыми известняками нижней части талындинской свиты (рис. 2). Вместе с ними собран комплекс пржидольских конодонтов: *Acodina plicata* Carls et Gandl, *Oulodus antis* Mashkova, *O. sibiricus* (Branson et Mehl), *O. greilingi greilingi* Walliser, *O. salopia* Rhodes, *O. swetlana* Mashkova, *Ozarkodina ortuformis* Walliser, *Oz. typica* (Branson et Mehl), *Pelekysgnathus index* Klapper et Mehl, *Spathognathodus primus geniatu* Baranov [3, 4].

Представители родов *Atrypodea* и *Collarothyris* легко диагностируются: гладкая раковина и одинаковое внутреннее строение сохраняются в филолиниях родов на протяжении всего времени их существования. Видовые признаки у представителей этих родов основаны на комбинации признаков внешнего строения раковин (размеры и форма раковины, удлиненность и вздутость). Кроме того, у представителей *Atrypodea* к видовым признакам относятся апикальный угол, форма и степень выраженности язычка, наличие продольной бороздки в синусе и угол смыкания створок на переднем крае. Лектотипы видов *Atrypodea phoca* (Salter) и *Atrypodea scheii* (Holtedhal) изображены в работе [24]. В разрезах формации Read Bay они встречаются на разных стратиграфических уровнях. По мнению Р.Смита и Д.Джонсона, *A. phoca* отличается от *A. scheii* удлиненно-овальной раковиной, меньшим апикальным углом, наличием продольной бороздки в синусе. В нижней части гребенского горизонта о.Вайгач представители этих видов появляются синхронно и характеризуются максимальным морфологическим разнообразием [12]. О.И.Никифорова описала вайгачские *A. phoca* и *A. scheii*, но предположила, что они могут являться крайними формами одного морфологического ряда. В 1977 г. В.Джонс изучил топотипический материал из островных территорий Арктической Канады [17]. Серия репрезентативных выборок позволила ему в полной мере использовать методы математической статистики. Используя те же методы, В.Джонс проанализировал и материалы О.И.Никифоровой по *A. phoca* и *A. scheii* из гребенского горизонта о.Вайгач [12]. Полученные им результаты убедительно показали, что *A. phoca* и *A. scheii* — крайние формы одного морфологического ряда: *A. scheii* является младшим синонимом вида *A. phoca*. Тем не менее, большинство палеонтологов описывают два самостоятельных вида *A. phoca* и *A. scheii* с большим количеством форм [5, 12, 23, 24]. Кроме этих видов в пржидолии разных регионов северного полушария было выделено еще два вида и один подвид рода *Atrypodea*: *A. globa* (Tschernyshev), *A. foxi* Jones, *A. camelina karpovensis* (Nikiforova), которые входят в ряд морфологической изменчивости *A. phoca*—*A. scheii*. Вид *Collarothyris canaliculata* (Wenjukow) также характеризуется значительной изменчивостью внешнего строения раковины. В его составе Т.Л.Модзалевская выделяет три стратиграфических подвида [9—11].

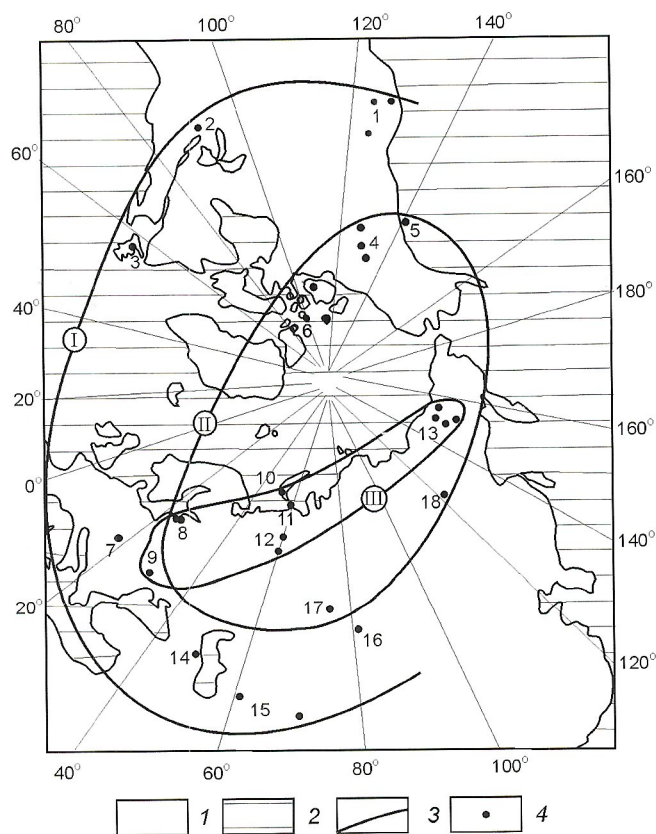
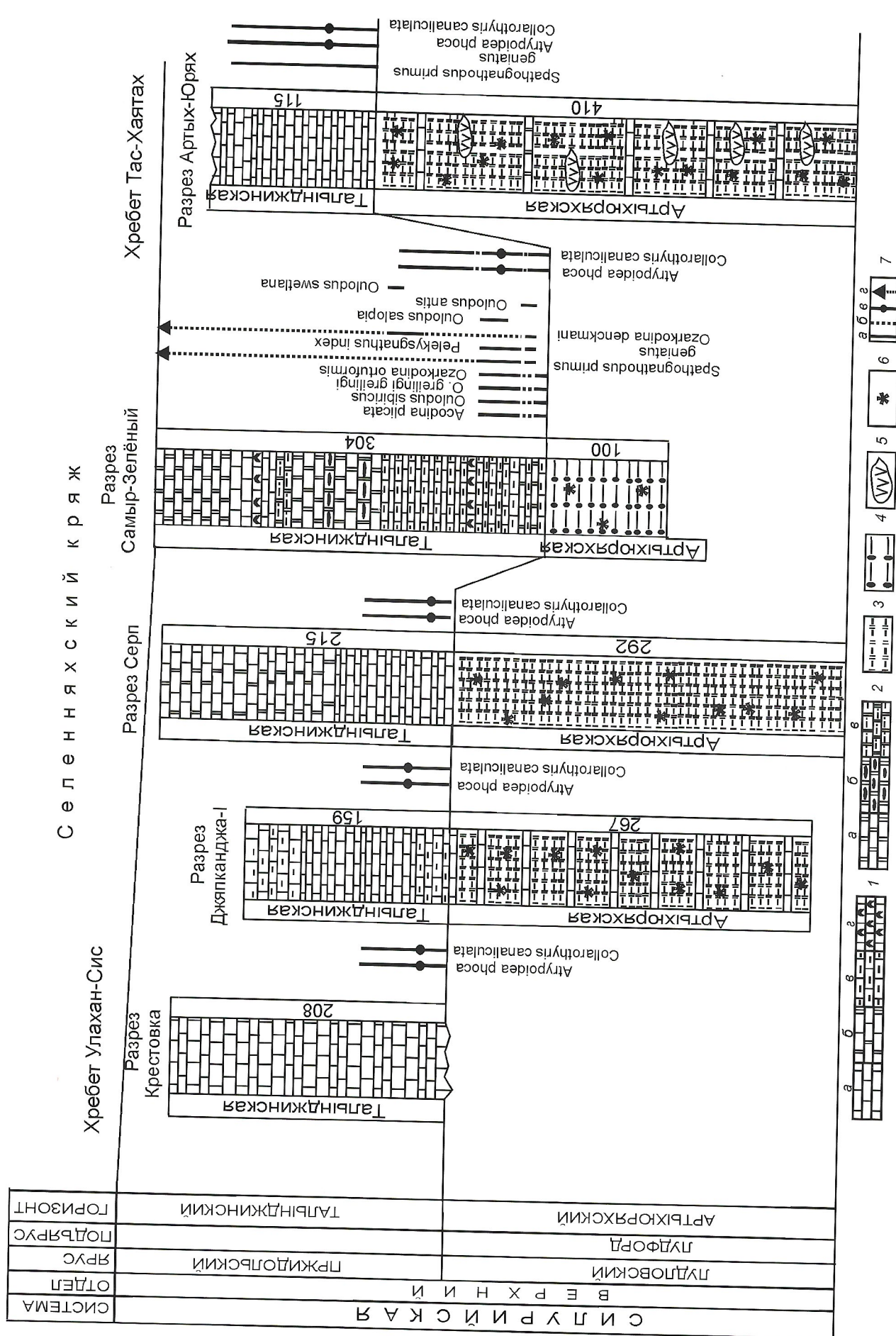


Рис. 1. Ареалы распространения пржидольских брахиопод в позднем силуре северного полушария (стереографическая полярная проекция). По [14] с дополнениями авторов:

1 — суша; 2 — море; 3 — ареалы: I — рода *Atrypodea*, II — вида *Atrypodea phoca*, III — рода *Collarothyris* и вида *Collarothyris canaliculata*; 4 — местонахождения: 1 — Невада, Калифорния, Айдахо, 2 — Индиана, 3 — Ньюфаундленд, 4 — Юкон, 5 — Аляска, 6 — Арктическая Канада, 7 — Чехия, 8 — Эстония, Литва, 9 — Подолия (Украина), 10 — о.Новая Земля, 11 — о.Вайгач, 12 — Урал, 13 — Северо-Восток Азии, 14 — Кавказ, 15 — Средняя Азия, 16 — Горный Алтай, 17 — юго-восток Западно-Сибирской плиты, 18 — Монголия



Авторами статьи для решения вопроса об объеме, составе и структуре видов *A. phoca*, *A. scheii* и *C. canaliculata* проведен популяционный анализ с применением методов математической статистики. Материалом для исследований послужили серии репрезентативных выборок из разрезов прижидольских отложений Северо-Востока Азии. Используемые методы математической статистики изложены авторами ранее [2]. В тексте статьи приняты следующие обозначения статистик и показателей: μ_p — внутривыборочный показатель разнообразия Животовского, $\mu_{p\text{ общ}}$ — показатель общей изменчивости популяции, r — коэффициент парной корреляции признаков, M — средняя арифметическая признака, $M_{\text{общ}}$ — средняя арифметическая разных количественных признаков.

На территории Северо-Востока Азии популяционные ареалы *Atrypoida phoca* прослежены на 1300 км от левых притоков р.Алазея на севере до левых притоков р.Колыма — на юге. Они приурочены к отмельной зоне и по классификации А.Буко [6, с. 19] входят в состав бентосного комплекса 2. Популяции вида обнаружены в отложениях хр.Улахан-Сис (бассейн р.Алазея), Селенняхского кряжа (бассейн рек Талынды, Сакынды и Джаяканджи-1) и восточного склона хр.Тас-Хаяхтах (бассейн рек Тэбетя, Нахатты и Борыллах). Кроме того, они известны в Омутевских горах, бассейне р.Таскан [13]. За пределами территории представители вида установлены на островах Канадского Арктического архипелага, Новая Земля, Вайгач и Долгий, на Аляске, Приполярном Урале, юго-востоке Западно-Сибирской плиты, в Монголии и Литве.

Авторы рассмотрели три географически разобнесенных подсерии: улахансисская (выборки 1, 2), селенняхская (вы-

борки 2—7) и тасхаяхтахская (выборки 8—10). В селенняхской подсерии расстояние между отдельными выборками составляет от 0,7 до 15 км, в улахансисской выборка 1 расположена в 12 км западнее выборки 2, в тасхаяхтахской выборка 8 находится в 15 км к западу от выборки 10 и в 45 км к югу от выборки 9. Статистический анализ удалось провести по шести выборкам из десяти: 1, 3—6 и 8. Популяционные наборы фенотипов везде идентичны, поэтому они исключаются из числа анализируемых признаков. Количественные признаки изменяются во всех выборках (рис. 3, А). Коэффициент $r_{z/ay}$ (z — толщина раковины, ay — апикальный угол) варьирует в различных популяциях. После нормирования он включается в $\mu_{p\text{ общ}}$. Сравнение средних величин показало, что выборки 1 и 8, 4 и 5, 4 и 6, 5 и 6 отличаются по одному количественному параметру, выборки 3 и 5 — по четырем. Все перечисленные выборки, вероятно, принадлежали разным популяциям. Остальные пары выборок по количественным параметрам одинаковы. В то же время выборки 1 и 5, 1 и 3, 1 и 4, 3 и 4, 3 и 8, 4 и 8, 6 и 8 существенно отличаются по значениям $\mu_{p\text{ общ}}$ (рис. 4, А) и, возможно, принадлежали к разным популяциям.

Перекрытие популяционных адаптивных норм по всем признакам свидетельствует о том, что все популяции входили в состав одного вида. По качественным и количественным признакам экземпляры малых выборок 2, 7, 9 и 10 находятся в пределах изменчивости изученных выборок. Формы, описанные под названиями *A. scheii*, *A. globa*, *A. camelina karpovensis*, *A. foxi*, не выходят за пределы изменчивости изученных выборок, поэтому их следует считать младшими синонимами вида *A. phoca*. Популяции 3 и 4 существовали в оптимальных условиях и являлись централь-

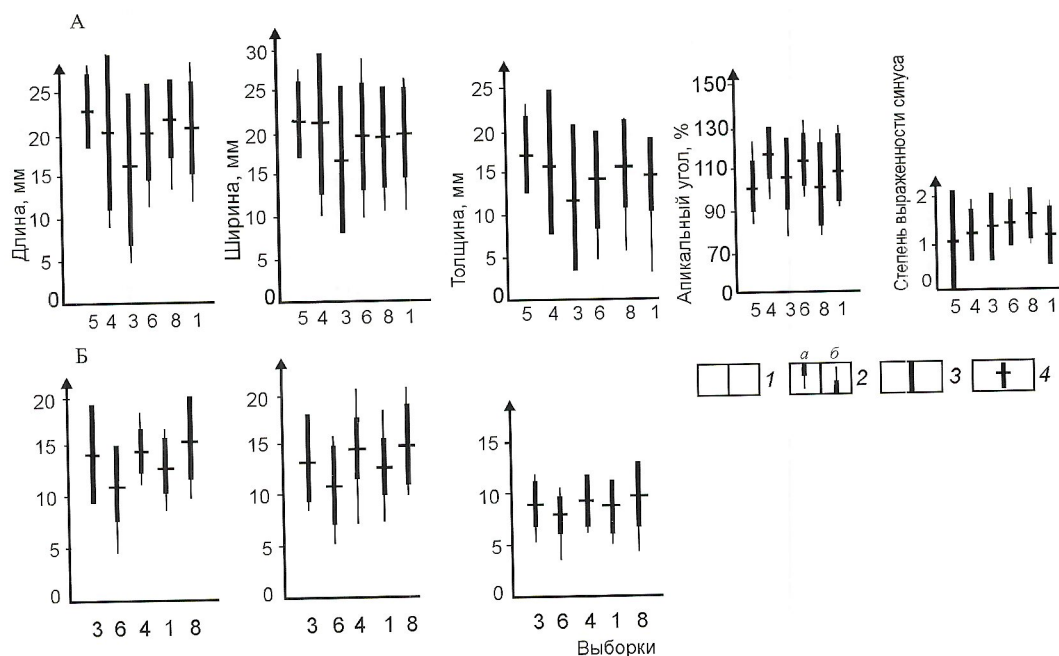


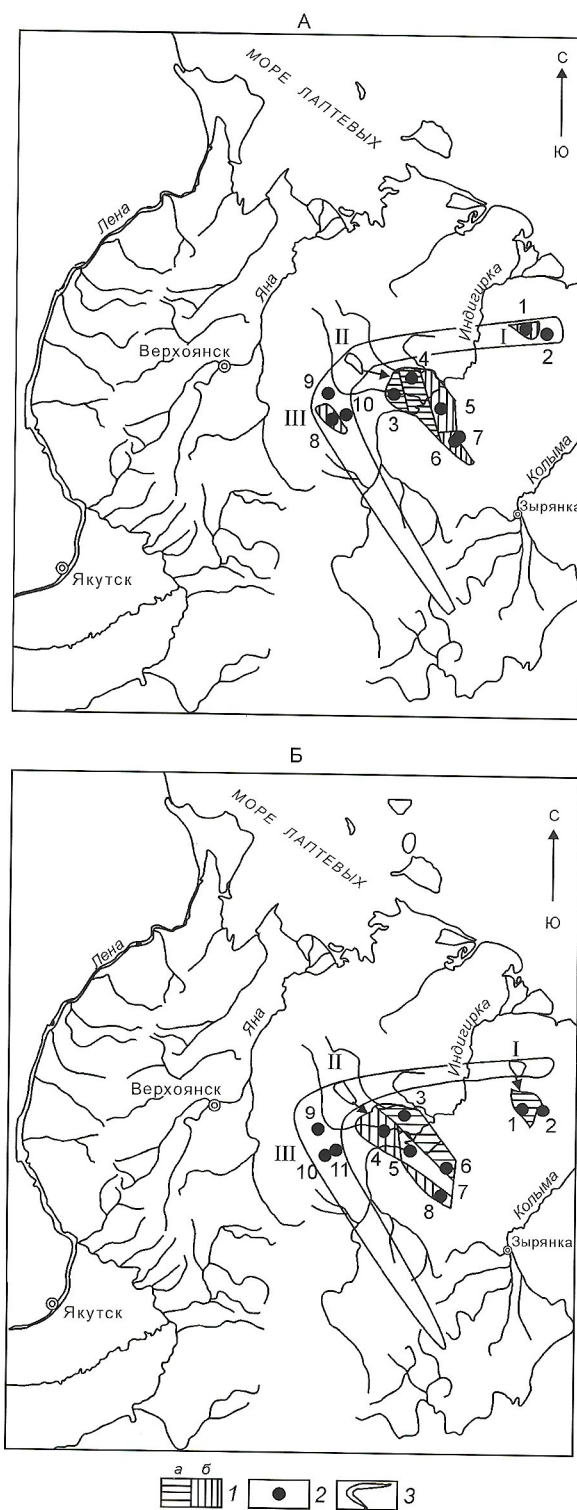
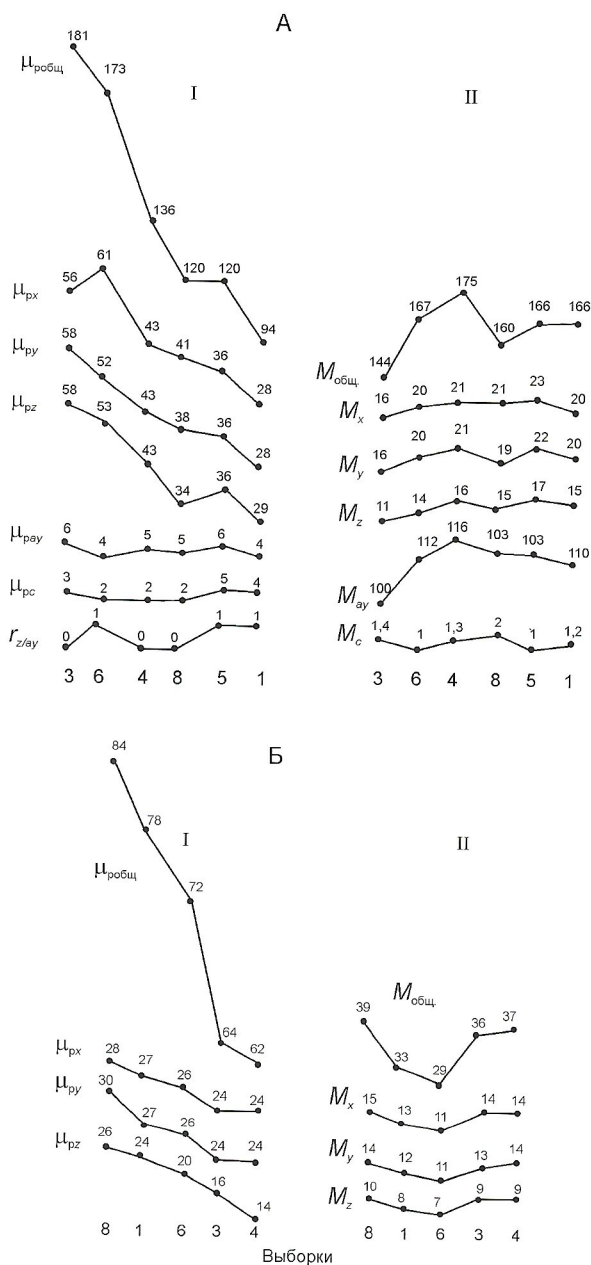
Рис. 3. Графические изображения статистик выборок, иллюстрирующие внутри- и межпопуляционную изменчивость количественных признаков:

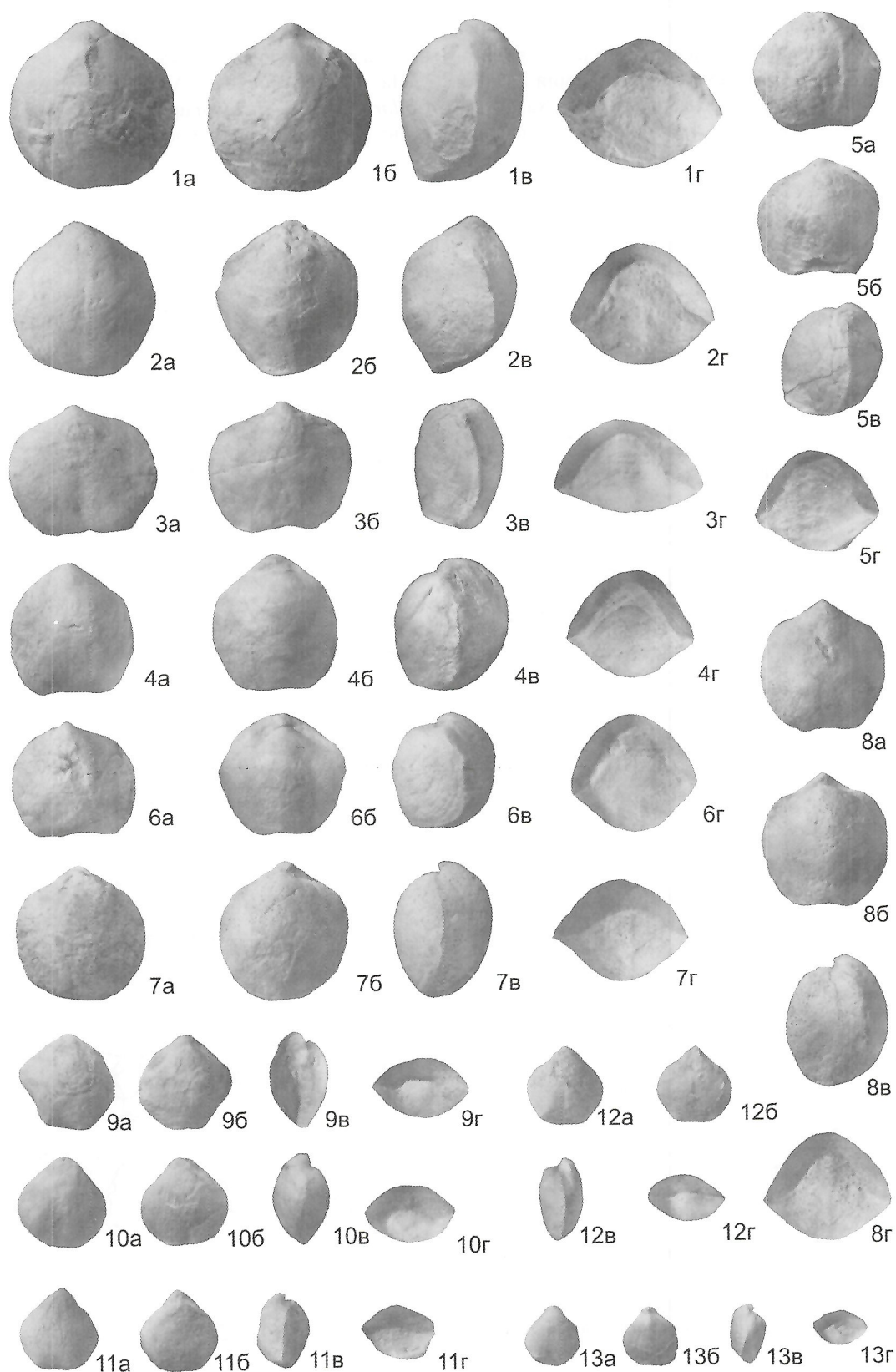
А — *Atrypoida phoca* (Salter); Б — *Collarothyris canaliculata* (Wenjukow); 1 — фактическая амплитуда варьирования признака; 2 — фактический интервал распространения популяционных размерных девиантов: а — минимальных, б — максимальных; 3 — адаптивная популяционная норма; 4 — среднее арифметическое признака; выборки: А — 1 — обр. 542, 3 — обр. 501(6), 4 — обр. 505(2), 5 — обр. 506, 6 — обр. 510(1), 8 — обр. 710(1); Б — 1 — обр. 542, 3 — обр. 505(2), 4 — обр. 501(6), 6 — обр. 510(3), 8 — обр. 508(3); все выборки из зоны *Atrypoida phoca*, *Collarothyris canaliculata*

ными (рис. 5, А). Об этом свидетельствуют их большая численность и высокая плотность, высокие и средние показатели межпопуляционной изменчивости μ_r общ, различные показатели $M_{\text{общ}}$. Для переходных популяций 2, 5, 6 и 8, существовавших в условиях слабого стресса, характерны средняя численность и плотность, средние значения

μ_r общ и высокие значения $M_{\text{общ}}$. Перекрывание показателей популяционной адаптивной нормы всех популяций указывает на их слабую изоляцию.

На Северо-Востоке Азии популяционные ареалы *Collarothyris canaliculata* простираются на 1300 км от бассейна р.Алазея на севере до левых притоков р.Колыма —





Фототаблица:

для всех фигур: а — брюшная створка, б — спинная створка, в — вид сбоку, г — вид спереди. Все фигуры изображены в натуральную величину.

Фиг. 1—8. *Atrypa phoca* (Salter): 1 — экз. 186/1, 2 — экз. 186/2, 3 — экз. 186/3, 4 — экз. 186/4, 5 — экз. 186/5, 6 — экз. 186/6, 7 — экз. 186/7, 8 — экз. 186/8; Селенняхский краж, водораздел рек Сеймчана и Джяпканджи-I; пржидолий, талынджинский горизонт, нижнеталынджинская подсвета. Фиг. 9—13. *Collarothyris canaliculata* (Wenjukow): 9 — экз. 186/18, 10 — экз. 186/19, 11 — экз. 186/20, 12 — экз. 186/21, 13 — экз. 186/22; местонахождение и возраст те же

на юге. Они приурочены к отложениям отмельной зоны и верхней части мелкого шельфа и входят в состав бентосных комплексов 2 и 3. За пределами региона представители вида обнаружены в Подолии (Украина), Литве, на западном склоне Приполярного и Северного Урала, островах Новая Земля, Вайгач и Долгий. Авторы рассмотрели три географически разобщенных подсерии: улахансисская (выборки 1, 2), селенняхская (выборки 3—8) и тасхяхтахская (выборки 9—11). В Селенняхском кряже расстояние между крайними выборками 3 и 8 составляет 22 км, а в хр.Тас-Хаяхтах выборка 10 расположена в 15 км западнее выборки 9 и в 45 км южнее выборки 11. Из одиннадцати выборок методы статистического анализа удалось применить только для пяти: 1, 3, 4, 6, 8. Популяционные наборы фенотипов и коэффициенты корреляции везде идентичны, поэтому они исключаются из числа анализируемых признаков. Количественные признаки изменяются во всех выборках (см. рис. 3, Б). Сравнение средних величин показало, что выборки 4 и 6, 3 и 6, отличаются по одному количественному параметру, выборки 6 и 8, 3 и 6 — по трем.

Остальные пары выборок по количественным параметрам одинаковы. В то же время выборки 1 и 6, 3 и 8 существенно отличаются по значениям $\mu_{\text{общ}}$ (см. рис. 4, Б) и, возможно, принадлежали к разным популяциям. Значения $\mu_{\text{общ}}$ выборок 3 и 4, 1 и 8 идентичны. По-видимому, каждая из этих пар выборок входила в состав одной популяции. Перекрывание популяционных адаптивных норм по всем признакам не позволяет выделить внутри вида подвиды. По качественным и количественным признакам экземпляры малых выборок 2, 5, 7, 9—11 находятся в пределах изменчивости изученных выборок. Популяции 1 и 2 существовали в оптимальных условиях и являлись центральными (см. рис. 5, Б). Об этом свидетельствует их большая численность и высокая плотность, высокие и средние показатели популяционной изменчивости $\mu_{\text{р общ}}$, различные показатели $M_{\text{общ}}$. Для переходных популяций 3, 4 и 6, существовавших в условиях слабого стресса, характерны средняя численность и плотность, низкие значения $\mu_{\text{р общ}}$ и различные значения $M_{\text{общ}}$. Перекрывание показателей популяционной адаптивной нормы всех популяций указывает на их слабую изоляцию.

Изученная коллекция брахиопод хранится в геологическом музее Института геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН) в г. Якутск (№ 186).

Семейство Cyclospiridae Schuchert, 1913

Подсемейство Lissatrypinae Twenhofel, 1914

Род *Atrypoidea* Mitchell et Dun, 1920

Atrypoidea phoca (Salter, 1852)

Фототаблица, фиг. 1—8

Rhynchonella phoca: Salter, 1852, с. 226, фиг. 1—3; *Lissatrypa phoca*: Høltedahl, 1914, табл. 7, фиг. 13; *Lissatrypa scheii*: Høltedahl, 1914, табл. 7, фиг. 10—12; Kirk and Amsden, 1952, с. 60, табл. 7, фиг. 12—22. *Atrypella phoca*: Никифорова, 1970, с. 111, табл. II, фиг. 21—26; табл. III, фиг. 1—8, 10, 17; табл. IV, фиг. 8—10; табл. V, фиг. 11—13; Jones, 1977, с. 460, табл. 1, фиг. 1—8; Smith, Johnson, 1977, табл. 1, фиг. 1—15; Модзалевская, 1980, с. 87, табл. I, фиг. 12, 13. *Atrypella camelina karpovensis*: Никифорова, 1970, с. 123, табл. V, фиг. 5, 6; *Atrypella scheii*: Никифорова, 1970, с. 116, табл. III, фиг. 9, 11—13; табл. IV, фиг. 3—17, 12. Николаев и др., 1975, с. 113, табл. 91, фиг. 1—3, табл. 92, фиг. 4, 5; Smith, Johnson, 1977, табл. 1, фиг. 16—20; Модзалевская, 1980, с. 87, табл. I, фиг. 14; с. 88;

Безносова, Мизенс, 1980, с. 58, табл. I, фиг. 6—8; табл. II, фиг. 1—7. *Atrypella foxi*: Jones, 1974, с. 968, табл. 1, фиг. 1—8. *Atrypoidea globa*: Безносова, Мизенс, 1980, с. 55, табл. I, фиг. 1—5. *Atrypoidea camelina karpovensis*: Безносова, Мизенс, 1980, с. 61, табл. III, фиг. 10. *Atrypoidea phoca*: Алексеева и др., 2003, табл. XLIX, фиг. 15.

Лектотип — BM 69152, изображен в работе Р.Смита и Д.Джонсона [24, табл. 1, фиг. 1—15]; Британский музей естественной истории, Лондон; формация Доуго; о.Девон Канадского Арктического архипелага.

Описание. Длина 3,5—29 мм, ширина 3,5—29 мм, толщина 1,5—22 мм, апикальный угол 80—135°. Раковина среднего размера овальной формы, двояковыпуклая, гладкая с апикальным углом и углом смыкания створок на переднем крае от острого до тупого. Наибольшие ширина и толщина наблюдаются посередине. Поверхность створок гладкая с концентрическими линиями нарастания. Брюшная створка сильно выпуклая с наибольшей толщиной посередине. Макушка низкая загнутая. Синус и язычок развиты в различной степени. Спинная створка такая же выпуклая, как и брюшная. Седло не обособлено от боковых склонов.

Внутреннее строение. В брюшной створке зубные пластины отсутствуют. Зубы язычковые. В спинной створке наблюдаются субгоризонтальные замочные пластины. Югальные пластины разъединенные. Спиральные конусы брахидия направлены к спинной створке и насчитывают двенадцать оборотов.

Распространение. Верхний силур, пржеидольский ярус Канадского Арктического архипелага, Аляски, Литвы, островов Новая Земля, Вайгач и Долгий, Приполярного Урала, юго-востока Сибирской плиты, Монголии и Северо-Востока Азии (талындинский горизонт, лона *Atrypoidea phoca*, *Collarothyris canaliculata*).

Материал. 658 целых раковин найдены в следующих местонахождениях: Селенняхский кряж, водораздел рек Джяпканджи-I и Сеймчана, разрез Джяпканджа-I, обр. 505(2) — 212 экз., правобережье р.Талынды (Сахынды), руч.Серп, разрез Серп, обр. 501(6) — 162 экз., истоки р.Талынды, разрез Талынды, обр. 510(1) — 19 экз., обр. 510(3) — 13 экз., водораздел ручьев Самыр и Зеленый, разрез Самыр—Зеленый, обр. 506 — 116 экз., хр.Улахан-Сис, левый водораздел руч.Крестовки, разрез Крестовка, обр. 542 — 39 экз., левый борт р.Кусаган-Юрх, разрез Кусаган-Юрх, обр. 540(1) — 1 экз., хр.Тас-Хаяхтах, правый приток р.Артых-Юрх, разрез Артых-Юрх, обр. 710(1) — 81 экз., верховье р.Солончан, обр. 2177а — 14 экз., истоки р.Борыллах, обр. М-85 — 1 экз.

Семейство Didymothyrididae T. Modzalevskaya, 1979

Род *Collarothyris* T. Modzalevskaya, 1970

Collarothyris canaliculata (Wenjukow, 1899)

Фототаблица, фиг. 9—13

Meristella canaliculata: Венюков, 1899, с. 143, табл. 7, фиг. 21. *Collarothyris canaliculata*: Модзалевская, 1970, табл. I, с. 156, фиг. 10—14, с. 157, табл. II, фиг. 1—16 (см. здесь полную синонимику); Орадовская, 1975, с. 120, табл. 92, фиг. 1—3; Модзалевская, 1980, табл. II, с. 94, фиг. 6, с. 95, табл. II, фиг. 8; Никифорова, Modzalevskaya, Bassett, 1985, с. 54; Модзалевская, 1985, с. 77, табл. 16, фиг. 18, 19; Modzalevskaya, 1994, с. 685, фиг. 1; 1997, с. 49, табл. 11, фиг. 5; Musteikis, Modzalevskaya, 2002, с. 617, табл. 5, фиг. 8—16.

Лектотип — ГМ 367/165, изображен в работе Т.Л.Модзалевской [21, с. 685, фиг. 1]; Геологический музей Института геологических наук Украинской НАН;

Киев; пржидоль, рашковские слои скальского горизонта; Украина, Подолия, дер.Завалье.

О п и с а н и е. Длина 4—20 мм, ширина 5—20 мм, толщина 4,5—13,5 мм. Раковина среднего размера, округленно-пятиугольной формы с равновыпуклыми створками и сулькатным передним краем. Наибольшие ширина и толщина расположены посередине. Синус на брюшной створке развит в различной степени. На переднем крае спинной створки иногда наблюдается продольная вдавленность. Поверхность створок гладкая с концентрическими линиями нарастания. Макушка брюшной створки высокая, слабо загнутая с округлым фораменом. Дельтидальные пластины узкие.

Внутреннее строение. Зубные пластины тонкие, зубы язычковидные. Замочная пластина прободена висцеральным фораменом. Внешние замочные пластины наклонены к плоскости симметрии. Внутренняя замочная пластина выпуклая. Югальное седло узкое с длинным югальным шипом, ориентированным вентрально. Югальные ветви протягиваются до середины первичных лент. Число оборотов спиралей брахидия достигает двенадцати.

Распространение. Верхний силур, пржидольский ярус Подолии (Украина), Литвы, островов Новая Земля, Вайгач и Долгий, западного склона Приполярного и Северного Урала, юго-востока Сибирской плиты и Северо-Востока Азии (талындинский горизонт, лона *Atrypoides phoca*, *Collarothyris canaliculata*).

Материал. 419 раковин найдены в следующих местонахождениях: Селеннянский кряж, водораздел рек Сеймчана и Джяпканджи-I, разрез Джяпканджа-I, обр. 505(2) — 97 экз., правобережье р.Талынды, руч.Серп, разрез Серп, обр. 501(6) — 23 экз., водораздел ручьев Самыра и Зеленого, разрез Самыр—Зеленый, обр. 510(3) — 174 экз., обр. С-57/1 — 3 экз., правый борт р.Талынды, разрез Талынды, обр. 508(3) — 19 экз., нижнее течение руч.Первого, обр. С-101 — 2 экз., хр.Тас-Хаяхта, правый приток р.Артых-Юрях, разрез Артых-Юрях, обр. 710(1) — 5 экз., верховье р.Борыллах, обр. М-85 — 5 экз., верховье р.Солончан, обр. 2177 — 5 экз., хр.Улахан-Сис, левый приток р.Кресты, руч.Крестовка, разрез Крестовка, обр. 542 — 75 экз.

На основании приведенных материалов можно сделать следующие выводы. Исследования показали, что северо-восточные представители видов *Atrypoides phoca* и *Collarothyris canaliculata* характеризуются широким спектром морфологической изменчивости признаков внешнего строения раковин. У представителей вида *Atrypoides phoca* значительно изменяются размеры и форма раковин, апикальный угол и угол смыкания створок на переднем крае, характер выраженности синуса и форма язычка, бороздки в синусе, вздутость и удлиненность раковины — признаки, по которым описываемый вид отличается от *A. globa*, *A. scheii*, *A. camelina karpovensis*, *A. foxi*. По этим параметрам раковины перечисленных видов находятся в пределах популяционной адаптивной нормы *Atrypoides phoca*. Поэтому все эти таксоны можно считать младшими синонимами вида *Atrypoides phoca*. У *Collarothyris canaliculata* для всех количественных параметров числовое значение коэффициента подвидового различия Майра [8], ниже допустимого для выделения подвидов. Северо-восточные популяции *Atrypoides phoca* и *Collarothyris canaliculata* состояли из серий центральных и переходных слабо изолированных популяций. Распространение вида *Atrypoides phoca* в пределах северного полушария свидетельствует о свободной миграции его представителей в пржидольском веке в морских бассейнах

севера Евразийского и Американского континентов. Отсутствие находок *Collarothyris canaliculata* в пржидольских отложениях северных территорий Америки предполагает или недостаточную изученность этого интервала разреза, или наличие каких-то барьеров.

Авторы статьи приносят благодарность Т.Л.Модзалевской (ВСЕГЕИ) за просмотр рукописи статьи и критические замечания к ней.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Р.Е., Розман Х.С., Комаров В.Н. Отряд Atrypida // Палеонтология Монголии. Брахиоподы. —М.: Наука, 2003. С. 126—138.
2. Арьков Т.С., Баранов В.В. Популяционный анализ табулят // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 26—33.
3. Арьков Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). —Якутск, 2001.
4. Арьков Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). —М.: ВИНТИ, № 41-B2002. Деп., 2002.
5. Безносова Т.М., Мизенс Л.И. Lissatrypidae гребенского горизонта (пржидоль) Печорского Урала // Палеонтология и биостратиграфия среднего палеозоя Урала. —Свердловск, 1980. С. 55—72.
6. Буко А. Эволюция и темпы вымирания. —М.: Мир, 1979.
7. Венюков П.Н. Фауна силурийских отложений Подольской губернии // Материалы по геологии России. 1899. Т. XIX. С. 21—226.
8. Майр Э., Линсли Э., Юзингер Р. Методы и принципы зоологической систематики. —М.: Изд-во иностр. лит., 1956.
9. Модзалевская Т.Л. Силурийские и раннедевонские атириды (брахиоподы) Вайгача // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. —Л., 1970. С. 150—164.
10. Модзалевская Т.Л. Брахиоподы силура и нижнего девона и их стратиграфическое значение // Силурийские и раннедевонские отложения острова Долгого. —Свердловск, 1980. С. 82—106.
11. Модзалевская Т.Л. Брахиоподы силура и раннего девона европейской части СССР. —М.: Наука, 1985.
12. Никитина О.И. Брахиоподы гребенского горизонта Вайгача (поздний силур) // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. —Л., 1970. С. 97—149.
13. Николаев А.А., Орадовская М.М., Преображенский Б.В. Полевой атлас силурийской фауны Северо-Востока СССР. —Магадан, 1975.
14. Copper P. The late brachiopod genus Atrypoides // Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar. 1977. Vol. 99. P. 10—26.
15. Holtehdahl O. On the fossil faunas of Per Schei's Series B in South Western Ellesmereland. Videnskabs-Selskabet i Kristiania. 1914. № 32.
16. Jones B. A biometrical analysis of Atrypella foxi n. sp. from the Canadian Arctic // J. Paleontol. 1974. Vol. 48. № 5. P. 963—977.
17. Jones B. Variation in the Upper Silurian Brachiopod Atrypella phoca (Salter) from Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada // J. Paleontol. 1977. Vol. 51. № 3. P. 459—479.
18. Kirk E., Amsden Th.W. Upper Silurian Brachiopods from Southeastern Alaska // U.S.G.S. Prof. Paper. 1952.
19. Modzalevskaya T.L. The lectotype of Collarothyris canaliculata (Wenjukow) // J. Paleontol. 1994. Vol. 68. P. 685.
20. Mustekis P., Modzalevskaya T.L. Some Silurian brachiopods from Lithuania and their palaeobiogeographical significance // Palaeontology. 2002. Vol. 45. Part. 3. P. 595—626.
21. Nikiforova O.I., Modzalevskaya T.L., Bassett M.G. Review of the Upper Silurian and Lower Devonian articulate brachiopods of Podolia // Palaeontology. 1985. Vol. 34. P. 1—66.
22. Salter J.W. Geology // Sutherland's Journal of a Voyage in Baffin's Bay and Barrow Strait in the years 1850—1851. —London, 1852.
23. Smith R.E. Biostratigraphy and paleoecology of the Atrypella Community, Upper Silurian Douro Formation, Devon Island, District of Franklin // Geol. Surv. Can. Bull. 1976. Vol. 256. P. 13—37.
24. Smith R.E., Johnson J.G. Atrypella scheii (Holtehdahl) and Atrypella phoca (Salter), (Silurian brachiopoda) // J. Paleontol. 1977. Vol. 51. № 2. P. 350—356.

От редколлегии

21—24 августа 2006 г. в Москве состоялся 12-й Симпозиум международной ассоциации по генезису рудных месторождений «Понимание генезиса рудных месторождений как вклад в минерально-сырьевые потребности XXI века».

На симпозиуме предполагалось проведение отдельной сессии на тему «Факторы, используемые для определения генезиса рудных месторождений — реалии и приложимость к поисковой геологии». По этой теме было заявлено весьма ограниченное число докладов, вследствие чего оргкомитет принял решение о проведении на данную тему свободной дискуссии 24 августа. Ее участники рекомендовали продолжить обсуждение указанной темы в геологических изданиях.

Соответственно редколлегия предложила опубликовать тезисы доклада А.И.Кривцова в данном номере журнала, поскольку он был стержневым на упомянутой дискуссии.

© Кривцов А.И., 2006

Понимая, КАК возникли месторождения, знаем ли мы ГДЕ их искать?

КРИВЦОВ А.И. (ЦНИГРИ)

Современные поиски месторождений основаны на их описательных моделях, состоящих из элементов, которые доступны для опознания прямыми или косвенными методами. Генетические модели преимущественно реконструируют физико-химические и геохимические условия накопления руд и изменений вмещающих пород, объясняя природу описательных моделей. Методы построения генетических моделей в подавляющем большинстве случаев не могут быть конвертированы в поисковые методы. Особую проблему составляют нарастающие разрывы в информационной преемственности между разными поколениями геологов, а также между исследователями генезиса месторождений и индустрией поисков.

Тема этой сессии еще в 1976 г. обсуждалась в дискуссии между J.Reed (USA) и В.И.Смирновым (СССР) на Симпозиуме IAGOD в Тбилиси (Грузия). В 2000 г. она была рассмотрена в работе Т.С.McCuaig and J.M.A.Hronsky [4]. За последние десятилетия в изучении рудных месторождений достигнуты значительные успехи, в первую очередь в области создания различных моделей. Такие работы были инициированы геологами США и Канады и получили интенсивное развитие в Геологической службе СССР. Для месторождений благородных и цветных металлов создана система взаимосвязанных моделей, которые используются в России при прогнозе, поисках, оценке и разведке (см. таблицу).

Для выбора целей поисков прежде всего используются описательные модели с качественными и количественными характеристиками рудовмещающих геологических формаций и окорудного пространства, от чего зависит выбор поисковых методов. При этом естественно учитываются и геолого-генетические модели, однако последние, как справедливо отмечает R.Sillitoe [6], объясняют описательные модели (возможное происхождение их главных элементов). Если последние так или иначе отвечают на вопрос ГДЕ искать, то первые дают неоднозначные интерпретации того, КАК возникли месторождения.

© Krivtsov A.I., 2006

Having known *HOW* the ore deposits came to being, do we have *WHERE* to search?

KRIVTSOV A.I. (TSNIGRI)

Existing mineral exploration employs descriptive models composed of the elements comprehensible from hints or direct evidences. Genetic models, in compliance with their descriptive nature, are due to restore physicochemical and geochemical ore deposition environments and related alteration features. Methods used in the genetic model development are easily transformable into the exploration methods. A special problem is to bridge a widening generation gap in the geological knowledge inheritance and adjust the academia vs. industry discrepancy.

J.Reed and V.I.Smirnov discussed the problem of this session at the IAGOD symposium held in Tbilisi, Georgia, in 1976. Lately T.McCuaig and J.Hronsky (2000) revisited this theme. Last decades brought a series of highly productive models. These, coined by geologists from the United States and Canada, proliferated in the geological community of the then USSR. A system of interrelated models developed here is currently in wide use by Russian geologists in prediction of and exploration for mineral deposits (Table).

The exploration target selection predominately employs descriptive models involving qualitative and quantitative characteristics of the ore-producing and ore-hosting environments, thus controlling the prospecting methods to be used. Naturally, geological genetic models remain on the list here serving as clues to descriptive models: as R.Sillitoe (2000) reasonably noted, they explain possible origin of the major features described. Genetic models may give some idea on WHERE a mineral deposit occurs, whereas descriptive models may be uncertain on HOW it came to being.

Модели	Classes of objects/models and features portrayed	Области использования Application areas				
		Теория рудогенеза Genesis of ore deposits	Металлогенетический анализ и прогноз Metallogenic analysis and prediction	Прогноз и поиски Prediction and prospecting	Оценка и разведка Assessment and exploration	Геолого-экономическая оценка Feasibility studies
Рудообразующих процессов и систем: количественные геолого-генетические	Ore-forming processes and systems: qualitative genetic models	+++	++	+	—	—
Месторождений: классификационно-признаковые; прогнозно-поисковые качественные; геолого-промышленные количественные (статистические); прогнозно-поисковые параметрические	Mineral Deposits: Descriptive models (evidence-based classifications). Qualitative models for prediction and prospecting. Economic geological models (quantitative statistical). Parametric models for prediction and prospecting.	++ + ++ +	+++ ++ ++ +++	++ +++ + ++	+ + — —	+ — — —
Рудных тел: морфометрические; концентрационные; градиентно-векторные морфометрические и концентрационные; композитные (многофакторные) оценочно-разведочные	Ore Bodies: Morphometric models Concentration-based models. Vector (gradient) morphometric and concentration-based (combined) models Composite (multivariate) models for assessment and exploration	+ ++ ++ —	— — — —	++ ++ ++ ++	+++ +++ +++ +++	+ + + ++

Примечание. Используемость обозначена возрастанием числа знаков «+»

*Note: the applicability rating shown as a total number of + symbols.

К XXVIII сессии МГК ведущими металлогенистами СССР была издана работа «Рудообразующие процессы и системы» [2], в которой было показано, что в наиболее общем случае геолого-генетические модели таких систем должны отражать источники (энергии, вещества и его носители), транспортирующие агенты и пути их миграции, области рудонакопления и области выхода разгруженных носителей рудного вещества. Естественно, что каждый из этих элементов имеет разное выражение в собственно плутоногенных, околоинтрузивных, стратиформных и стратонидных, жильных и других месторождениях, что должно отражаться в специфических признаках, используемых при прогнозах и поисках.

Современные исследователи рудных месторождений обладают мощным арсеналом технических средств, позволяющих с высокой точностью изучать изотопно-геохимические свойства руд и пород, определять составы рудообразующих растворов и их состояние в периоды рудоотложения, датировать геологические события, в которые так или иначе вовлекались месторождения. На этой основе объясняется, КАК и из чего возникли руды и изменились по-

Prior to the 18th IGC, leading Soviet metallogenists issued a monograph titled *Ore-Forming Processes and Systems* (1989). One of the key ideas of the book is that general genetic models of such systems are to portray the sources of energy, ore-forming substance, and transport agents, and, further, the migration pathways, ore deposition areas, and discharge zones of exhausted transport agents. Obviously, these system elements differ in their signatures inherently in magmatic, intrusion-related, stratiform, strata-bound, vein, and other mineralization styles; hence the difference in evidences to be considered in prediction and prospecting.

Nowadays the researchers dealing with ore deposits enjoy a powerful toolbox of research methods to produce high-precision isotope data on ores and rocks, estimate ore-forming fluid chemistry and its evolution during the course of ore deposition, trace the chronology of the mineralization-related geological events. Upon this basis geologists explain *how* the ore came to being and from what, whereas direct answers for a simple *where* are not so readily accessible.

роды, а прямые ответы на вопрос — ГДЕ их искать, далеко не всегда доступны.

В то же время, уклон в физико-химические аспекты рудообразования сопровождается отрывом от генетических обстановок. Появилось множество работ, в которых предлагается группировать месторождения по уровню сульфидизации растворов $\div$ low, intermediate, high из чего следует размытость значений таких классификационных признаков. С другой стороны, состояние рудообразующих растворов не может быть использовано при поисках, которые основываются на прямых наблюдениях вещества, возникшего из тех или иных растворов.

Результаты «точечной» информации из разных частей рудных тел не дают их трехмерной картины; однако они (хотя бы по трем осям) нередко безосновательно экстраполируются на источники вещества и растворов, т.е. на те части систем, которые недоступны для наблюдения и предполагаются на основе доминирующих концепций, на т.н. «связях» руд с теми или иными магматическими телами (вплоть до мантии). В этой связи особенно важна методология подхода к месторождениям, залегающим в осадочных толщах (тип Карлин, вкрапленные руды Au в терригенных толщах, MVT и др.) Для них решающее значение имеют методы седиментологии и литологии, которые не очень привлекают внимание геологов-рудников, но широко используются при поисках [1].

Для поисков весьма важна проблема «top and bottom», которую уже давно для меднопорфировых месторождений выдвинул R.Sillitoe. Представляется очевидным, что нахождение того или иного участка «под месторождением» позволяет исключить его из изучения; если же таковой находится «над месторождением», то возникает вопрос — на какой глубине. Однозначных ответов на вопрос «top or bottom», в генетических моделях, к сожалению, пока немного.

Благодаря энергии геологов Новой Зеландии [7] пришло понимание того, что современные геотермальные системы представляют «верхушки айсбергов» — приповерхностные зоны ныне формирующихся месторождений, которые находятся на глубинах, как минимум, во многие сотни метров — первые километры и не всегда доступны для экономически целесообразных поисков. В последние годы появились доказательства одновременного и сопряженного формирования внутрикоровых руд и субмаринных рудных тел [3], что уже учитывается в описательных моделях как и пространственная сопряженность месторождений разного генезиса.

Автор разделяет основные положения работы T.C.McCuaig and J.M.A.Hronsky [4] в части оценок роли генетических моделей для поисков, поскольку несомненные успехи в создании генетических моделей не привели к радикальным изменениям в методах и технологии прогноза и поисков. Так, по данным R.Sillitoe [5] за последние 30 лет истекшего века в Андах было открыто более 30 весьма значительных месторождений благородных и цветных металлов, из них вблизи известных эксплуатируемых месторождений 6, на площади ранее известных рудопоявлений и эксплуатирувавшихся месторождений 14, в новых районах 12. Вклад в открытия собственно геологических методов признается на 28 объектах, геохимических (традиционных) — на 22, геофизических — на 4; бурением (без других методов) было открыто 3 месторождения. Прямые указания на вклад генетических моделей в открытия в цитируемой работе не содержатся.

At the same time, physicochemical controls overemphasized in the ore deposition studies lead away from the real ore deposition environments. Numerous publications, which authors classify mineral deposits by the relative grade of the ore-forming solution sulfidation, obscure these classification criteria. On the other hand, the state of the ore-forming fluids is not applicable in prospecting guided by direct observations of deposition products from these solutions.

The point observation data obtained from various parts of ore bodies are hardly transformable into a 3D image. Nevertheless; these are groundlessly (although frequently via a 3D wireframe) extrapolated onto the sources of ore-forming components and transport agents, i.e., onto unobservable hypothetical parts of the systems inferred from the so-called relationships of mineralization and certain magmatic bodies *sensu lato*, mantle included. In this respect, approaches to ore deposits localized in sedimentary sequences (e.g., the Carlin style Au, disseminated gold in terrigenous sequences, MVT, etc.) are of special importance. Methods applied in sedimentology and lithology somewhat uncommon with academic ore geologists but widely used in exploration practice are of vital importance (Krivtsov, 2003).

The *top or bottom* dilemma R.Sillitoe has formulated for porphyry copper deposits remains as a challenge for all economic geologists. Evidently, in case an object occurs below the deposit, it is of no practical interest; alternatively, an exploration geologist is to estimate, at what distance the object in question lies from it. Genetic models rarely give a direct answer here.

It is due to tireless efforts applied by New Zealand geologists (Simmons, Brown, 2000), the geological community came to understanding that active hydrothermal systems are just tops of the icebergs, i.e., these are the near-surface zones of currently depositing mineralization, which occur at depth of hundreds and thousands meters, thus being below the economically reasonable prospecting limit. Recent years brought evidences for simultaneous spatially correlated deposition of intra-crustal ore and submarine ore bodies (Carman, 2003), what has been taken into consideration by descriptive models along with spatial closeness of genetically different ore deposits.

The author shares the views of his Australian colleagues (McCuaig, Hronsky, 2000) on the role of genetic models in exploration, for undisputable advance in the genetic models development caused no radical changes in the exploration techniques and methods. As R.Sillitoe (2005) observed, during the last three decades more than 30 large base and noble metal deposits were discovered in the Andes. Of these, 6 occur near active mines, 14 lie at previously known ore showings or exhausted deposits, and 12 are located in new areas. Common geological methods are acknowledged as successful pathfinders in 28 cases, geochemistry in 22, geophysics in 4, and wild cat drilling brought 3 discoveries. This publication contains no direct references concerning the share the genetic models brought.

Можно лишь приветствовать предложения Т.С.МсСьюга и Дж.М.А.Хронски [4], касающиеся организационного взаимодействия между исследованиями генезиса месторождений и их поисками в первую очередь потому, что индустрия поисков зачастую оказывается оторванной от достижений науки, а наука не имеет достаточного обеспечения ни геологическими материалами, ни финансовой поддержкой.

Современная государственная геологическая служба России пока еще продолжает вести поиски; при этом федеральный бюджет принимает на себя высокие риски ранних стадий работ, а выявленные месторождения передаются в частный сектор для разведки и эксплуатации. С целью снижения рисков МПР России ввело в действие программно-целевую систему управления геологоразведочными работами, включив в нее научно-методическое обеспечение и сопровождение геологических проектов. Это обеспечило сближение интересов науки и производства, возможность реализации научных разработок, а также адаптацию генетических построений к практике поисков с ростом эффективности тех и других.

На вопрос, вынесенный в название данной работы, могут быть получены различные ответы, однако эффективность использования генетических построений в реальной практике с нашей точки зрения зависит в том числе и от того, насколько устойчива и надежна информационная преемственность между геологами разных поколений, между исследователями и поисковиками.

Wide and practice-bound cooperation in the ore deposit origin studies between academia and industry T.C.McCuaig and J.M.A.Hronsky (2000) have put forward is most welcome, as the industry not infrequently lags behind the research achievements, whereas academia lacks geological information and finance.

Geological prospecting in Russia remains under the governmental control, so it is the federal budget that takes high risks of the earlier stages, whereas private enterprises explore and develop the mineral deposits found. To reduce risks, the Russian Ministry of Natural Resources worked out and launched a target-oriented prospecting management system with the scientific support and guidance as its essential element. This system motivates closer links between academia and industry, opens possibilities for implementation of the research project results and makes easier adaptation of genetic concepts in everyday practice. Thus, both academia and industry may gain the values of their own at their mutual profit.

Answers for a question put in the heading of this paper may differ, but we believe that the practical value gained from genetic comprehension in practice, along with other reasons, depend on how stable and reliable is the informational heritage between the geologists of different generations and, certainly, between academia and industry.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривцов А.И. Гносеологические «мифы и рифы» проблемы источников рудного вещества // Руды и металлы. 2003. № 4. С. 5—14.
2. Рудообразующие процессы и системы / Под ред. В.И.Смирнова. — М.: Наука, 1989.
3. Carman Graham D. Geology, Mineralization, and Hydrothermal Evolution of the Ladolam Gold Deposit, Lihir Island, Papua New Guinea. SEG. Special Publication, 10. 2003. P. 247—284.
4. McCuaig T.C. and Hronsky J.M.A. The Current Status and Future of the Interface between the Exploration Industry and Economic Geology Research. SEG Reviews. Vol. 13. 2000. P. 553—559.
5. Sillitoe Richard H. Musings on Future Exploration Targets and Strategies in the Andes / SEG. Special Publication, 11. 2004. P. 1—14.
6. Sillitoe Richard H. Gold-Rich Porphyry Deposits: Descriptive and Genetic Models and Their Role in Exploration and Discovery. SEG Reviews. Vol. 13. 2000. P. 315—345.
7. Simmons Stuart F. and Browne Patrick R.L. Hydrothermal Minerals and Precious Metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. Economic Geology. Vol. 95. 2000. P. 971—999.

85-летие Рауфа Баратовича Баратова

10 октября 2006 г. исполнилось 85 лет Рауфу Баратовичу Баратову — академику Академии наук Таджикистана, известному ученому в области геологии, петрологии, металлогении.

Р.Б.Баратов родился в Канибадамском районе Согдийской (бывшая Ленинабадская) области. В 1937 г. он окончил Канибадамское педагогическое училище. В 1938—1945 гг. учился на геолого-почвенном факультете Среднеазиатского (Ташкентского) государственного университета, который окончил с отличием и был оставлен в аспирантуре. В 1941—1943 гг. еще студентом Р.Б.Баратов работал в Геологическом институте Таджикского филиала АН СССР. В 1949 г. он защитил кандидатскую диссертацию.

Рауф Баратович прошел путь от коллектора, лаборанта, младшего научного сотрудника, заведующего отделом до директора Института геологии Академии наук Таджикистана. В должности директора Р.Б.Баратов работал более 35 лет (1953—1988). В настоящее время Рауф Баратович почетный директор этого института, советник Президиума Академии наук Республики Таджикистан.

В 1953 г. Р.Б.Баратов был избран членом-корреспондентом, а в 1968 г. — академиком Академии наук Таджикистана. В 1959—1976 гг. исполнял обязанности академика-секретаря Отделения физико-математических, химических и геологических наук Академии наук, а в 1976—1984 гг. был ее вице-президентом. Рауф Баратович — крупный специалист в области региональной геологии, петрологии и металлогении Южного Тянь-Шаня и Памира, автор более 650 научных публикаций, в т.ч. 15 монографий, 9 из которых изданы в соавторстве. За монографию «Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение» в 1966 г. Рауфу Баратовичу была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

В книгах Р.Б.Баратова «Памир и его недра» (1984), «Горы и недра Таджикистана» (1989), «Геология и полезные ископаемые Таджикистана» (1999), «Драгоценные и поделочные камни Таджикистана» (2000, 2005), «Полезные ископаемые Таджикистана и их охрана» (2000, на таджикском языке) обобщены материалы по геологии и полезным ископаемым страны, рассмотрены вопросы петрологии, металлогении и перспективы развития горнорудной промышленности.

По инициативе Р.Б.Баратова опубликован ряд крупных коллективных монографий: «Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара» (1970), «Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана» (1976), «Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая» (1978), «Земная кора и верхняя мантия Таджикистана» (1981), «Докембрий Средней Азии» (1982).

В монографии Р.Б.Баратова «Геологические очерки Памиро-Алая» (2005) рассматриваются геологические особенности Памиро-Алая — области сближения двух крупных орогенных поясов Евразии — Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского, являющихся моделью еще более масштабного явления — коллизии Индостана и Евразии, что обусловило калейдоскопическую сложность региона и разнообразие комплекса минеральных месторождений.

Часть работ Рауфа Баратовича опубликована на узбекском, английском, немецком, французском, турецком языках и языке эсперанто. В его книгах на таджикском языке также рассмотрены вопросы геологической терминологии.

Р.Б.Баратов открыл ряд месторождений полезных ископаемых, на которых в дальнейшем была начата их промышленная разработка.

Большое внимание ученый уделял и уделяет подготовке высококвалифицированных кадров. По инициативе Р.Б.Баратова при Институте геологии Академии наук Таджикистана был организован совет по защите кандидатских и докторских диссертаций, которым он руководил многие годы. Долгое время



профессор Р.Б.Баратов читает лекции на горно-геологическом факультете Таджикского государственного национального университета и руководит работами аспирантов. Им создана школа таджикских геологов.

В 1953 г. при активной деятельности Рауфа Баратовича было учреждено Таджикское отделение Всесоюзного минералогического общества, председателем которого он являлся многие годы. Р.Б.Баратов был членом Национального комитета геологов СССР, ряда научных советов страны, председателем нескольких республиканских научных обществ, организатором научных конференций, совещаний, симпозиумов в Таджикистане. Он принимает активное участие в работе научно-технического совета Главного геологического управления при Правительстве Республики Таджикистан.

Р.Б.Баратов награжден орденом «Дружба народов», двумя орденами «Знак почета», многими медалями, в т.ч. «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.» академика С.И.Вавилова и «За заслуги в разведке недр», имеет диплом и золотой значок оргкомитета XXVIII Международного геологического конгресса и Почетный знак Академии наук Республики Таджикистан.

Р.Б.Баратов — Заслуженный деятель науки Таджикистан, лауреат Государственной премии Республики Таджикистан в области науки и техники им.Абу Али ибн Сины. Его именем назван минерал *баратовит*.

Комиссия Американского биографического института по международным исследованиям назвала Рауфа Баратовича «Человек года» в 2000 и 2002 гг.

Свое 85-летие Р.Б.Баратов встречает, продолжая активно заниматься научной, преподавательской и общественной деятельностью.

METALLOGENY AND MINERAGENY

Pavlushin A.D., Smelov A.P., Viggers de Vries D., Bulanova G.P., Davis G.

New data on syngenetic character of vein-type diamond crystals and laminar octahedrons of their placers within the Yakut diamondiferous province 3

Okrugin A.V., Grakhanov S.A., Suleimanov A.M., Popov N.A., Postnikov D.A.

Indicator kimberlite and ultramafite minerals of platinum-gold-diamond placers, Prilensky area of the Yakut diamondiferous province 8

Zaitsev A.I.

Age of magmatite from Ebelyakh and Orto-Yargin fields (north-eastern part of the Yakut kimberlite province) 16

Grakhanov S.A.

Diamond placers of north-eastern Siberian platform and their primary sources 20

Kostin A.V., Lysenko M.S.

Geological model of an ore cluster as a basis for prognostic-metallogenic GIS creation (exemplified by the Nyuktaminsk ore cluster, Eastern Yakutia) 29

Fridovsky V.Yu., Gamyanin G.N., Goryachev N.A.

Geological-genetic model of stratified gold-quartz deposit formation in Southern Verkhoyansk region 33

Anisimova G.S., Serkebayeva E.S., Kondratieva L.A.

Native gold of the Badran deposit 38

Nikitforova Z.S., Bazilevskaya R.V., Gerasimov B.B.

Ore gold discoveries in the Ebelyakh river basin, north-eastern part of the Siberian platform 48

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Shkodzinsky V.S., Altukhova Z.A.

Impact of kimberlite and lamproite mineral composition on diamond crystallomorphology 53

Babushkina S.A., Altukhova Z.A.

Composition, mineralogy and petrology of Dyanga pipe's kimberlite rocks 58

Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Zaitsev A.I., Royev S.P.

Composition, structure and genetic features of Kadar paleovolcano, northern Verkhoyansk-Kolyma orogenic area 69

Khabibulina T.S.

Typomorphism of Munilkan massif zircons as a reflection of its specific geological development 76

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Prokopyev A.V., Ivensen G.V.

Reconstruction of distributive provinces of Late Cretaceous Arkagalyn troughs (north-eastern Asia) 81

Tretyakov E.F.

Structural research within zones of the Bazovskoye and Lazurnoye gold ore deposits (Eastern Yakutia) 91

Imayeva L.P., Kozmin B.M., Imayev V.S., Sleptsov S.V.

Seismotectonics and modern geodynamics of Nizhnealdanian trough 96

Stogniy G.A., Stogniy V.V.

Typification of magnetic nonuniformities within the crystalline basement of the north-eastern Siberian platform 102

PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY

Kutygin R.V.

Features of the external form of protoconchs and ammonites in Permian goniatites, north-eastern Asia 105

Baranov V.V., Alkhovik T.S.

Przhidol brachiopods of north-eastern Asia and their paleobiogeographical importance 110

INFORMATION

Krivtsov A.I.

Understanding *how* deposits were formed, do we know *where* to search for them? 117

58

69 85th anniversary of Rauf Baratovich Baratov