

Содержание

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Серавина Т.В.

Геологическое строение и петрохимические особенности рудоносных вулканогенно-осадочных отложений Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай) 3

Удортатина О.В., Андреичев В.Л., Капитанова В.А., Ларионов А.Н.

Редкометалльные гранитоиды (месторождение Неудачное, Полярный Урал). 9

Нигай Е.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Шевченко Б.Ф.

Тектонические и магматические факторы контроля благороднометалльного оруденения Верхнего Приколымья. 17

Першин Г.Д., Уляков М.С.

Состояние и перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы камнедобывающей промышленности Урала. 28

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Барнов Н.Г., Мельников Е.П., Викторов М.А.

Типоморфизм рубинов и сапфиров. 42

Окулов А.В., Шкурский Б.Б., Романова Е.А., Данилов В.В., Гурвич М.Ю.

Ювелирные гранаты Китильского месторождения из археологических раскопок в Твери. 50

Абдумоминов Ш.А.

Металлоносность верхнеэоцен-нижнеолигоценовых осадочных кварцевых песков и песчаников в Приташкентском районе (Узбекистан) 63

ДИСКУССИИ

Трунаев Е.М.

Образование Земли и вехи геологической истории 70

Жирнов А.М.

Северный трехлучевой мегаконтинент Земли: новые данные. 79

РЕЦЕНЗИИ

Кучин Е.С.

Об уровне Мирового океана, трансгрессиях, регрессиях и минеральных ореолах. 85

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.

Ключевит — уникальная троилит-кварцевая порода из России. 88

Силин И.И.

Об иерархическом подходе к изучению рудоносных площадей и его практическое применение (памяти Л.Н.Овчинникова и А.А.Головина). 95

Редакция: *Н.И.Назарова, Т.М.Папеско*
Компьютерная верстка *К.С.Щербакова*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 24.07.2015

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 корп. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: ogeo@yandex.ru, ogeo@tsnigri.ru
Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

Геологическое строение и петрохимические особенности рудоносных вулканогенно-осадочных отложений Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай)

Т.В.СЕРАВИНА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Изучен химический состав карбонатных пород Березовогорского рудного поля, который характеризуется большим разнообразием, фациальной изменчивостью и сделан вывод о преобладании среди них магнезиальных доломитов.

Ключевые слова: Рудный Алтай, Березовогорское рудное поле, колчеданно-полиметаллические месторождения, вулканогенно-осадочные породы.

Серавина Татьяна Валерьевна, seravina@tsnigri.ru

Geologic structure and petrochemical features of ore-bearing volcanogenic-sedimentary rock of Berezovogorsky ore field (Ore Altai)

T.V.SERAVINA

Chemical composition of carbonate rocks of the Berezovogorsky ore field which is characterized by wide diversity and facies variability, has been studied and concluded that among them is dominated the magnesian dolomites.

Key words: Ore Altai, Berezovogorsky ore field, massive sulfide polymetallic deposits, volcanogenic-sedimentary rock.

Березовогорское рудное поле является продолжением единого в структурном и генетическом отношении Змеиногорского рудного района и расположено в северо-западной его части, протягиваясь с востока на запад и занимая площадь 64 км².

В строении рудного поля принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные породы мельничной свиты ($D_{1-2}mn$), субвулканические риодациты и андезиты ранне-среднедевонского возраста мельнично-сосновского вулканического комплекса ($pD_{1-2}mn$) и верхнедевонские породы змеиногорского интрузивного комплекса (gr, dpD_3z). Палеозойский фундамент на 90–95% перекрыт рыхлыми мел-палеоген-четвертичными образованиями различного состава и мощности.

В структурном плане Березовогорское рудное поле отвечает одноименной синклинали, являющейся складчатой структурой второго порядка, осложняющей Быструшинский синклинирий. Она вытянута в субширотном направлении на 18–20 км при размахе крыльев 3–4 км и осложнена брахискладчатостью. Девонские отложения мельничной свиты имеют моноклинальное падение на юг. Основное тектоническое нарушение (правый взбросо-сдвиг) на рудном поле приурочено к Березовской зоне разломов.

В пределах Березовогорского рудного поля вулканогенно-осадочные породы отвечают базальт-содержащей риолитовой известково-кремнисто-терри-

генной формации нижнего-среднего девона ($D_{1e}-D_{2ef-gv_2^1}$). Здесь она представлена нижней — туфогенно-осадочной и средней — риолитовой субформациями.

Риолитовая субформация является надрудной, в которой преобладают вулканогенные породы риолитового состава, а также субвулканические тела риодацитов и андезитов.

Среди пород риолитового состава основную роль играют лавы и лавобрекчии экструзивной и экструзивно-покровной фаций, которые образуют средние по размерам вулканические сооружения центрального типа. Примером таких построек являются Майская и Тушканихинская. Субвулканические тела крупновкрапленных и афировых риодацитов относятся к жерловым фациям вулканизма. Иногда субвулканические породы представлены дайками, силлами, лакколитами и некками. Значительную часть этих пород составляют эксплозивные фации, что свидетельствует о высоком эксплозивном индексе.

Петрохимические особенности вулканогенных пород кислого состава Березовогорского рудного поля рассчитаны с использованием данных предыдущих исследователей (А.Ф.Фоминых и др., 1973; Е.И.Филатов, И.П.Пугачева и др., 1976, 1979; Г.Ф.Яковлев, М.Ф.Микунов, 1976). Они характеризуются: значительной дисперсией в содержании основных породообразующих окислов и слабой корреляционной связью между ними; пересыщенностью

кремнекислотой и глиноземом; повышенным содержанием щелочей; преобладанием калия над натрием.

Судя по диаграмме кислотности-щелочности этих пород, можно сделать вывод о том, что вулканогенно-осадочные породы базальтсодержащей формации, развитые в пределах рудного поля, относятся к каликатровой серии.

Отношение калия к рубидию в магматических породах Березовогорского рудного поля и Змеиногорского рудного района практически одинаковое. Такие параметры характерны для магм сиалического происхождения [2]. В породах риолитовой субформации в концентрациях, превышающих кларковые, содержатся цинк, медь, серебро, молибден.

Породы кислого состава постоянно содержат элементы-примеси, характерные для этого типа пород. Однако, содержание большинства элементов, в том числе свинца, ниже кларкового и лишь количество цинка несколько превышает его.

Крупновкрапленные риолиты и риодациты слагают небольшие субвулканические тела размером до 0,54 км. Эти тела достаточно однородны, вблизи контактов часто наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород и брекчиевые текстуры. По минеральному составу они сходны с вышеописанными автомагматическими брекчиями, но отличаются меньшим количеством вкрапленников (от 15 до 30%).

Риодациты обладают порфировой структурой. В них в виде фенокристаллов отмечаются крупные кристаллы плагиоклаза и кварца, размером от 1,0 до 3,5 мм. Основная масса мелко-, мелкозернистая, кварц-полевошпатового состава, часто окварцованная, серицитизированная.

Риодациты характеризуются повышенными содержаниями петрогенных элементов: магния, титана, марганца и железа.

Породы среднего состава (андезиты) представлены потоками и покровами лав, а также субвулканическими телами. Преобладают среди них лавовые образования, что свидетельствует о низком эксплозивном индексе.

Андезиты обладают порфировой структурой. Фенокристаллы размером от 0,3 до 2,0 мм представлены основным плагиоклазом. Кроме того плагиоклаз образует гломеропорфировые сростки. Цветные минералы обычно не сохраняются, они нацело замещаются хлоритом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и хлоритизированного вулканического стекла. Хлорит обычно образует извилистые ленты, которые подчеркивают первичную флюидальную текстуру основной массы. Андезиты характеризуются повышенными содержаниями петрогенных элементов: натрия, магния, титана, марганца и пониженными содержаниями калия, алюминия, железа. Повышенных содержаний рудных компонентов не отмечается, кроме элементов-примесей (Se, Sc, Co, Br, Y, Zr, Nb).

Породы основного состава (габбро-долериты) в пределах рудного поля образуют дайки мощностью до 2–5 м, а также тела пластовой и более сложной формы. Они обладают крупнозернистой, офитовой или долеритовой структурой и состоят из идиоморфных лейст плагиоклаза, редко пироксена, промежутки между которыми выполнены хлоритом. Породы часто карбонатизированы и содержат вкрапленность пирита. В габбро-долеритах отмечаются повышенные содержания петрогенных элементов: натрия, магния, титана, марганца, железа и пониженные содержания калия, алюминия. Из рудных компонентов отмечаются повышенные содержания свинца, цинка, меди, а также кобальта, кадмия.

В пределах Березовогорского рудного поля вулканогенно-осадочные породы подразделены на литолого-фациальные зоны, классифицируемые по степени удаленности от центра вулканизма: жерловые и околожерловые, промежуточные и удаленные. Жерловые фации вулканитов, представленные охарактеризованными выше риолитами, риодацитами, андезитами, габбро-долеритами, в пределах рудного поля установлены в районе Тушканихинского месторождения.

Породы околожерловой и промежуточной зон развиты в пределах рудного поля повсеместно, кроме района Хлебниковского рудопроявления. К околожерловым фациям относятся лавобрекчии, крупнообломочные туфы риодацитового и андезитового состава, а к промежуточным — лавы, мелкообломочные туфы риодацитов и андезитов.

Лавобрекчии риодацитов содержат 80% обломочного материала, представленного кварцем, плагиоклазом и обломками различных по составу измененных пород. Основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата и вулканического стекла. Структура основной массы микролитовая, текстура флюидальная.

Лавы и лавобрекчии кислого состава характеризуются повышенными содержаниями калия, магния, марганца, бария и пониженными — натрия, алюминия, титана, железа. Из рудных элементов в повышенных концентрациях присутствуют свинец, молибден, кадмий.

К околожерловым фациям относятся сферолитовые лавобрекчии кислого состава, которые обладают обломочной текстурой и местами флюидальной или сферолитовой структурой. В виде обломков отмечаются зерна кварца и плагиоклаза, а также породы различного состава. Обломки пород интенсивно изменены: окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, в результате чего состав их установить часто затруднительно. Сферолиты размером от 0,05 редко до 0,5 мм выполнены альбитом и кварцем. Сферолиты и окаймляющие их чешуйки серицита и хлорита ориентированы по флюидальности. В целом лавобрекчии риолитов изменены, окварцованы,

серицитизированы, хлоритизированы.

Кислые породы жерловой и околожерловой фаций Березовогорского рудного поля, как и Змеиногорского рудного района, близки между собой (рис. 1, а), все они относятся к калинатровой серии и характеризуются низкими содержаниями CaO. Однако, как видно из диаграммы на рис. 1 иногда породы исследуемого поля характеризуются пересыщенностью калием и кальцием. Для кислых пород жерловой фации характерно преобладание калия над натрием по сравнению с породами околожерловой фации. Они характеризуются более высоким содержанием магния, кальция и более низким — железа. Риолиты Березовогорского рудного поля отличаются от риолитов центральной части Змеиногорского района повышенными содержаниями Ba, Nb, Ga, V и пониженными содержаниями Zn, Cr, Ni. В этих породах повышены фоновые содержания Cu и Sc.

Среднее содержание Fe_2O_3 в целом выше в кислых породах околожерловой фации (см. рис. 1, б). От средних составов кислых пород Змеиногорского рудного района они отличаются повышенным содержанием MgO.

Характеристика пород, относящихся к промежуточной фации: туфы андезитов обломочной текстуры (обломки составляют 35% от общей массы породы). Обломки представлены кристаллами плагиоклаза размером 0,3–2,0 мм и редко кварца размером 0,1–0,2 мм. Плагиоклазы альбитизированы, серицитизированы, калишпатизированы, а местами нацело замещены хлоритом. Основная масса изменена: серицитизирована, хлоритизирована, калишпатизирована, слабо окварцована и содержит вкрапленность рудного минерала. Хлорит образует также неправильной формы фьяммевидные выделения, развитые по вулканическому стеклу. В основной массе отмечается флюидальная структура.

Туфы андезитов в отличие от андезитов жерловых фаций имеют повышенные содержания рудных элементов: Pb, Zn, Cu, Ni, Co, а также Ba. Как видно на тройной диаграмме (рис. 2), породы среднего и основного составов (жерловой и околожерловой фаций) Березовогорского рудного поля практически идентичны по своему химическому составу аналогичным породам Змеиногорского рудного района. В породах отмечаются содержания CaO от 45 до 70%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ от 30 до 55%, MgO от 40 до 60%. Для всех оксидов характерны слабые корреляционные связи. Отрицательными связями отличаются только $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$, $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$, $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$. Андезиты отличаются от аналогичных пород центральной части Змеиногорского района пониженными содержаниями Sr, Mn, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb и повышенными содержаниями Zr.

Из приведенного перечня пород, развитых в пределах Березовогорского рудного поля, преобладают преимущественно кислые разности вулканитов. Основу

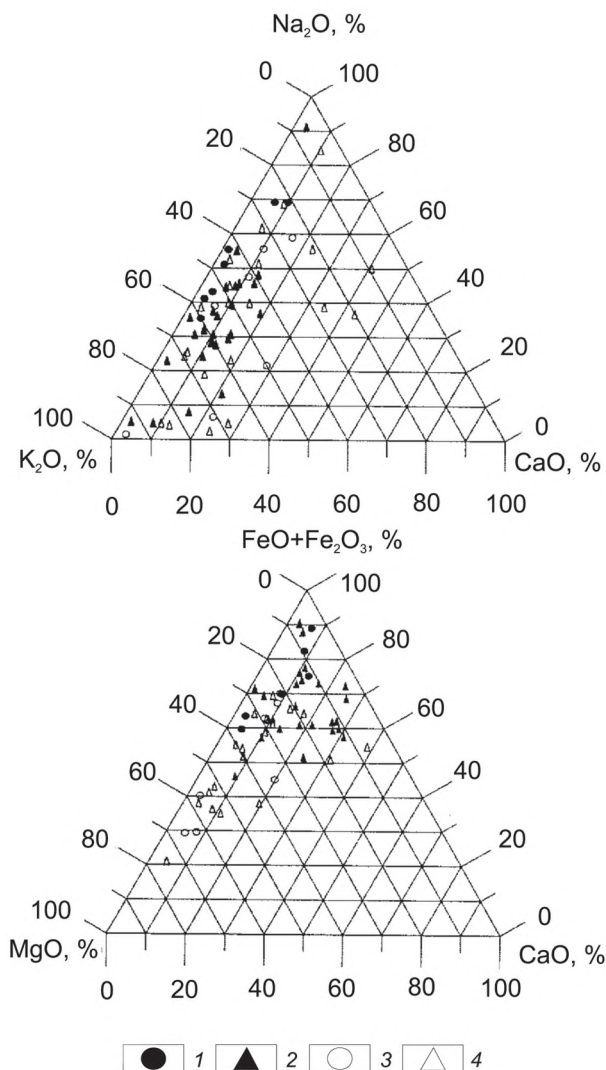


Рис. 1. Сравнительные тройные диаграммы составов кислых пород Березовогорского рудного поля и Змеиногорского рудного района: $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (а), $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{CaO}$ (б):

1 — лавобрекчии, грубообломочные туфы, лавы, мелкообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового составов Змеиногорского рудного района; 2 — автомагматические брекчии риолитов, дацитов, риодацитов, крупновкрапленные риолиты, дациты и риодациты, кластолавы риолитового и риодацитового составов Змеиногорского рудного района; 3 — лавобрекчии, грубообломочные туфы, лавы, мелкообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового составов Березовогорского рудного поля; 4 — автомагматические брекчии риолитов, дацитов, риодацитов, крупновкрапленные риолиты, дациты и риодациты, кластолавы риолитового и риодацитового составов Березовогорского рудного поля

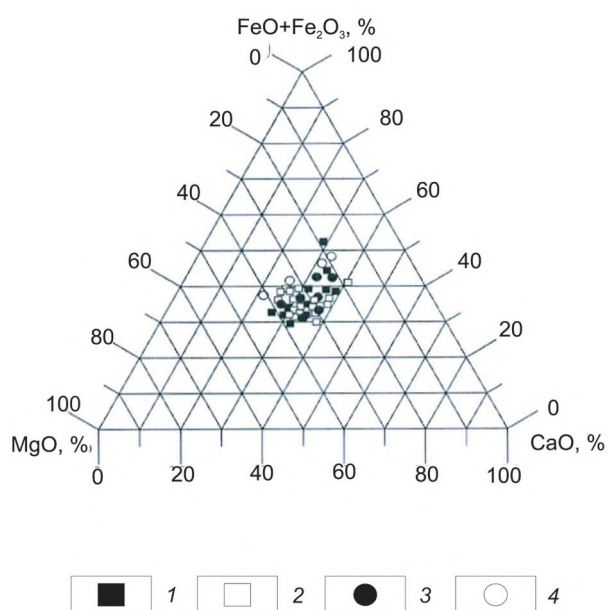


Рис. 2. Сравнительная тройная диаграмма составов средних и основных пород Березовогорского рудного поля и Змеиногорского рудного района ($\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO}$):

1 — грубообломочные туфы андезитового, базальтового, андезибазальтового составов Змеиногорского рудного района; 2 — габбро-долериты Змеиногорского рудного района; 3 — грубообломочные туфы андезитового, базальтового, андезибазальтового составов Березовогорского рудного поля; 4 — габбро-долериты Березовогорского рудного поля

антидромного ряда базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации составляют риолиты и риодациты. Петрографические особенности данных пород — присутствие среди них подводных кластолов и других продуктов дезинтеграции кислого стекла, возникших при вулканических извержениях в водную среду [5].

Туфогенно-осадочная субформация является рудомещающей. Среди разновидностей пород в порядке распространенности отмечаются: магнезиальные доломиты, известковистые доломиты, глинистые, известковые, алевроито-глинистые иногда углеродсодержащие алевролиты, кремнистые туфогенные алевролиты и кремнистые туффиты, реже туфы и лавы кислого и среднего составов.

Для этих пород характерны повышенные содержания Zn, повышенные содержания Pb для туффитов. Карбонатные породы (магнезиальные доломиты, известковистые доломиты) отличаются повышенными фоновыми содержаниями Mn, Ba, Sr, а туфы смешанного состава, туффиты — Mo, Sn, Be и особенно W.

Туфогенные алевролиты, известняки, туффиты и туфопесчаники характеризуют удаленную зону

вулканизма и прибрежно-морскую обстановку их формирования. Породы удаленной фации пользуются наибольшим распространением в пределах рудного поля. Они вытянуты в виде полосы широтного простирания, шириной до нескольких километров. Важная особенность геологического разреза рудного поля — наличие вулканогенно-кремнисто-терригенных пород, фациально не выдержанных и замещающихся на коротком расстоянии известково-глинистыми и глинисто-известковистыми, реже доломит-известково-глинистыми отложениями, что отчетливо наблюдается в районах Майского месторождения и Хлебниковского рудопоявления. Эти переходы обусловлены геохимическими барьерами, на которых менялись физические и геохимические условия осадконакопления [3].

Все литологические разновидности осадочных пород рудного поля, образуют две неравные по объему группы. Первая отвечает карбонатсодержащим (смешанным) ($\text{CO}_2 > 12\%$) породам, а вторая — существенно силикатным ($\text{CO}_2 < 12\%$) и относится к следующим литолого-фациальным и генетическим типам:

механогенные отложения карбонатного, глинисто-кремнистого и силикатного состава, глинисто-карбонатные турбидиты, тиховодные пелагические отложения силикатного состава;

хемогенные тиховодные пелагические карбонатные отложения со значительной долей эксгалационного материала.

В разрезе трудно выделить значительные участки, сложенные только одним из перечисленных типов отложений, удастся наметить только преобладание одного из них.

Наиболее высокие скорости осадконакопления типичны для терригенно-карбонатных отложений. Господство в них карбонатных (шламовых) турбидитов, глинисто-карбонатный состав ритмичнослоистых отложений, уменьшение содержаний углеродистого вещества (вследствие резкого увеличения скорости осадконакопления), позволяют уверенно относить их к карбонатному флишу. Особенностью турбидитов является присутствие значительных количеств мелко-, тонкообломочного (шламового) материала в составе градационных ритмов. Появление в составе формации турбидитов указывает на общий глубоководный характер отложений. Судя по размерности обломочной фракции градационных серий, турбидиты относятся к дистальному типу. Часть их отлагалась, по-видимому, из низкоплотных мутьевых потоков. Высокие скорости осадконакопления, вероятно, следует рассматривать как неблагоприятный фактор для формирования синхронного полиметаллического оруденения.

К тиховодным пелагическим отложениям силикатного состава относятся углеродсодержащие кремнис-

тые, алевроито-глинистые породы. Причем, алевроитовая составляющая в них связана с эоловым выносом зрелого кварцевого материала, одновременное обогащение которым свидетельствует о сравнительно низких скоростях.

Охарактеризуем основные разности пород удаленной фации.

Известковистые и глинистые алевролиты, иногда углеродистые известняки. Породы тонко-, мелкозернистой, слоистой текстуры, которая обусловлена чередованием прослоев различного состава или различной зернистостью. Карбонат (кальцит, реже доломит) составляет от 50 до 90% от массы пород. Переходы между различными разностями карбонатных пород постепенные.

Туфопесчаники обычно мелкозернистые, состоят из зерен кварца, плагиоклаза, размером 0,1–0,3 мм. Цемент криптозернистый, измененный кварц-хлорит-серицитового состава.

Кремнистые туфогенные алевролиты и кремнистые туффиты тонкозернистые существенно кремнистые, состоят из криптозернистых агрегатов кварца с подчиненным количеством хлорита и серицита. Обломочный материал составляет не более 10–15% (иногда до 30%) от массы породы и представлен плагиоклазом, кварцем и измененными альбитизированными породами. Плагиоклазы пелитизированы, серицитизированы.

В алевролитах отмечаются повышенные содержания петрогенных элементов: натрия, калия, магния, кальция, марганца, бария и рудных элементов: цинка, свинца, молибдена, олова.

Среднее содержание свинца в алевролитах составляет около 40 г/т, но иногда достигает 400 г/т, что объясняется наличием рудных минералов (галенита).

Карбонатные породы Березовогорского рудного поля по химическому составу характеризуются большим разнообразием и постепенными переходами от одних разновидностей к другим. Их относительная карбонатность (или терригенность) определяется суммой CaO , MgO и CO_2 (Σ_k , %), в зависимости от значения которой, фации разделяются на карбонатные (Σ_k 70–90% и >90%), терригенно-карбонатные (Σ_k 50–70%), карбонатно-терригенные (Σ_k 30–50%), слабокарбонатно-терригенные (Σ_k 10–30%) и терригенные (Σ_k <10%). По отношению CaO/MgO , согласно классификации Фроловой [4] выделяется V групп фаций пород в ряду известняк-доломит-магнезит.

I. Известняки ($\text{CaO/MgO} > 50,1$).

II. Доломитовые известняки (CaO/MgO 4,0–50,1).

III. Известковистые доломиты (CaO/MgO 1,5–4,0).

IV. Доломиты (CaO/MgO 1,4–1,5).

V. Магнезиальные доломиты ($\text{CaO/MgO} < 1,4$).

Положение точки в полях диаграммы CaO-MgO позволяет отнести породу в ту или иную группу. В отдельных случаях точка с соответствующей ха-

рактеристикой (Σ_k и CaO/MgO) может не попасть в «нужное» поле, что объясняется спецификой минерального состава данной породы, например наличие в составе кроме рассматриваемых карбонатов и других (сидерит, анкерит, магнезит), за счет которых увеличено процентное содержание CO_2 . По химическому составу выделено 35 литофаций карбонатно-терригенных пород, входящих в состав рудоносных формаций. На Березовогорском рудном поле среди карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных пород преобладают магнезиальные доломиты.

Породы на рудном поле интенсивно изменены. Здесь развиты контактовые роговики и околорудные метасоматиты.

Контактные роговики. С юго-востока рудное поле эродировано гранитоидами позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Внедрение крупного массива гранитоидов привело к значительным метаморфическим преобразованиям вулканогенно-осадочных пород в условиях мусковит-роговиковой (внешняя зона) и пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма по Н.Л.Добрецову и Н.В.Соболеву [1]. Метаморфические породы представлены контактными роговиками, имеющими кварц-полевошпатовый, кордиерит-кварц-биотитовый и кварц-биотитовый составы.

Кварцево-полевошпатовые роговики в основном образуются за счет пород кислого состава, в меньшей степени кремнистых алевролитов. Поскольку породы кислого состава в условиях метаморфизма почти не изменяются, то происходит их перекристаллизация. Наибольшая часть контактово-метаморфизованных пород представлена биотит-кварцевыми и кварц-биотитовыми роговиками, образовавшимися, главным образом, за счет известковистых и кремнистых алевролитов. Они состоят из биотита 15–25%, кварца 65–70%, а также в различных количествах присутствует мусковит, эпидот, хлорит, плагиоклаз, апатит.

В некоторых разностях биотитовых роговиков и ороговикованных породах встречается гранат, присутствие которого свидетельствует о достаточно высокотемпературном режиме метаморфизма. Описанные выше роговики образовались, как уже отмечалось, в условиях амфибол-роговиковой фации, которая соответствует температурам 550°, чаще 600–800° и давлениям от первых сотен атм. до 3000 атм.

Зона ороговикованных пород имеет значительно большее распространение (>500 м), чем сами роговики. Ороговикованные породы отмечаются не только в зоне экзоконтакта гранитоидного массива, но и в достаточной удаленности от него. Ороговикованные породы по интенсивности весьма различны, от появления в породе единичных контактовых минералов до замещения породы этими минералами на 30–40%.

В зонах ороговикования, развитых по основным

породам, отмечается развитие актинолита, эпидота, хлорита, в небольшом количестве кварца. Роговики, развитые по габбро-долеритам, отвечают амфибол-роговиковой фации. Эти породы состоят (в %): из кварца 15–20, актинолита 30–35 и биотита 45–55. Образование этих роговиков сопровождалось высоким температурным режимом. Мощность зон экзоконтактовых изменений обычно измеряется от нескольких сантиметров до первых метров.

В известковистых алевролитах появляются скопления биотита, мусковита, тремолита. В вулканогенных породах отмечается появление чешуек биотита, часто с кварцем и эпидотом, иногда вместе с этими минералами развивается пирит.

Околорудные метасоматиты. Данные породы представлены кварц-серицит-хлоритовыми и хлорит-серицитовыми разностями. Они развиты по алевролитам, туфоалевролитам, туфопесчаникам и туффитам. Кварциты — тонко-мелкозернистые массивные породы, состоящие из 80–90% кварца и 10–20% хлорита, серицита, карбоната. Кварц-серицит-хлоритовые породы лепидогранобластовой структуры, состоят (в %): из кварца 20–30, серицита 30–40, хлорита 30–50 и небольшого количества пирита.

Хлорит-серицитовые породы состоят из 70–80% серицита и 20–30% хлорита. Серицит и хлорит часто ориентированы в направлении первичной слоистости или развиты в виде пятнистых выделений. В породах всегда присутствует пирит. Кроме пирита в метасоматитах отмечаются прожилково-вкрапленные выделения галенита, сфалерита, халькопирита.

Таким образом, изложенные структурно-формационные и литолого-фациальные особенности позволяют выработать одноименные критерии и признаки для поисков колчеданно-полиметаллического оруденения в пределах Березовогорского рудного поля и сделать следующие выводы:

1. Рудовмещающей формацией для данного рудного поля является базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная нижнего-среднего девона, которая подразделяется на риолитовую и туфогенно-осадочную субформации.

2. Риолитовая субформация является надрудной, а туфогенно-осадочная рудовмещающей. Риолитовая субформация включает породы жерловой, околожерловой и промежуточной фаций вулканизма, для которых рассмотрены петрохимические и петрографические особенности. Вулканиды Березовогорского рудного поля по сравнению с аналогичными породами Змеиногорского рудного района отличаются повышенными содержаниями K_2O и MgO .

Рудовмещающая туфогенно-осадочная субформация представлена породами удаленной зоны вулканизма: алевролитами (известковистыми, глинисто-углистыми, кремнистыми, туфогенными), туффитами, известняками, доломитами, реже туфами кислого и среднего состава. Впервые изучен химический состав карбонатных пород, который характеризуется большим разнообразием, фациальной изменчивостью и сделан вывод о преобладании среди них магнезиальных доломитов.

3. Метаморфические породы представлены контактными роговиками (кварц-полевошпатовыми, кордиерит-кварц-биотитовыми и кварц-биотитовыми), а околорудные изменения — кварц-серицит-хлоритовыми и хлорит-серицитовыми метасоматитами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Соболев В.С. Фации метаморфизма. — М.: Недра, 1970.
2. Овчинников Л.Н., Гладких В.С., Соловьев В.А. Распределение калия и рубидия в палеозойских вулканических породах Магнитогорского мегасинклинария // Геохимия. 1975. № 12. С. 1763–1775.
3. Серавина Т.В. Обстановки локализации полиметаллических руд Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай) // Руды и металлы. 2014. № 4. С. 30–36.
4. Фролова Е.К. О классификации карбонатных пород ряда известняк-доломит-магнезит // Новости нефтяной техники. Геология. 1959. № 3. С. 34–35.
5. Чернов В.И. Девонские вулканические формации Рудного Алтая // Бюллетень МОИП. Отд. геология. 1970. № 6. С. 10–15.

Редкометалльные гранитоиды (месторождение Неудачное, Полярный Урал)

О.В.УДОРАТИНА, В.Л.АНДРЕИЧЕВ, В.А.КАПИТАНОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук (ИГ Коми НЦ УрО РАН); 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54), А.Н.ЛАРИОНОВ (Центр Изотопных Исследований Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ЦИИ ВСЕГЕИ); 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74)

Приведены результаты исследования пород, слагающих редкометалльное месторождение Неудачное, расположенное в Западно-Харбейской зоне Центрально-Уральского поднятия на Полярном Урале. Описываются составы пород, их геохимические, минералогические и изотопно-геохронологические характеристики. Установлено развитие комплекса редких металлов (Nb-Ta, Zr, HREE, Be) совместно с формированием щелочных и кислых метасоматитов преимущественно по гранитному субстрату. На основе полученных геохронологических данных и анализа имеющихся материалов для этого района сделано заключение о поздневендском времени формирования гранитоидов субстрата и о палеозойском времени формирования рудных метасоматитов.

Ключевые слова: изотопно-геохронологические характеристики, щелочные метасоматиты, редкометалльные акцессории, Полярный Урал.

Удуратина Оксана Владимировна, udoratina@geo.komisc.ru

Андреичев Валентин Леонидович, izo@geo.komisc.ru

Капитанова Валентина Алексеевна, kapitanova@geo.komisc.ru

Ларионов Александр Николаевич, Alexander_Larionov@vsegei.ru

Rare-metal granitoids (Neudachnoe deposit, Polar Urals)

O.V.UDORATINA, V.L.ANDREICHEV, V.A.KAPITANOVA, A.N.LARIONOV

The results of rocks study, composing the Neudachnoe deposit in the West Kharbey zone of Central Ural uplift in the Polar Urals, have been presented. The composition of rocks, their geochemical, mineralogical and isotopic-geochronological characteristics were described. The development of rare metals (Nb, Ta, Zr, HREE, Be) together with the formation of alkaline and acid metasomatites on mainly granite substrate were discovered. On the basis of geochronological data and analysis of available material for this area the Neoproterozoic time of formation of the granitoids of the substrate and the Paleozoic time of formation of ore metasomatic rocks were determined.

Key words: isotopic and geochronological characteristics, alkaline metasomatites, rare-metal accessory minerals, Polar Urals.

На севере Урала известен ряд месторождений, традиционно относимых к формации щелочных метасоматитов [1–3, 7]. Их отличительные черты — парагенетическая связь с магматическими породами, наличие комплекса наложенных минералов (как породообразующих, так и рудных), специализация на Nb-Ta, Y и HREE, Zr, реже Be. Месторождения Тайкеу, Усть-Мраморное, Лонготьюганское, Неудачное составляют Тайкеуский рудный узел, расположенный в Центрально-Уральской зоне на Полярном Урале. Несмотря на то, что установлены геолого-структурные, химические, геохимические особенности этих месторождений, вопросы минералогии, геохронологии, генезиса и геодинамических условий их формирования до сих пор не решены. Ниже приводятся результаты исследования тантал-ниобиевого месторождения Неудачное, открытого во второй половине прошлого века в верховье одноименного ручья в бассейне р. Немур-Юган [1–4, 7].

Месторождения Тайкеуского рудного узла расположены в западной части Харбейского блока доуралид и структурно приурочены к согласным малоомощным телам гранитоидов полярно-уральского комплекса венд-кембрийского возраста, инъецирующих (?) вулканогенно-осадочные отложения няровейской серии среднего рифея. Породы, слагающие месторождение Неудачное, сформировались в пределах одного из таких тел (рис. 1). Субстрат представлен перемежающимися филлитами, зелеными сланцами и гранитами, вытянутыми в северо-западном направлении с падением на северо-восток под углом 40–60°. Метасоматические породы обнаружены в зоне южного экзо- и эндоконтакта гранитов и представлены измененными разностями как гранитоидов, так и вмещающих их пород. Мощность зоны измененных пород варьируется от 1–2 до 8–10 м при простирании до 500–600 м. Вмещающие гранитоиды сургучные филлитовидные и зеленые кварц-серицит-хлоритовые

сланцы в зоне экзоконтакта осветляются, наблюдаются их альбитизация, окварцевание, мусковитизация и флюоритизация.

Измененные альбитизированные и грейзенизированные граниты представлены светлыми породами белосерого и зеленовато-белого, при большом количестве мусковита, цветов, интенсивно флюоритизированные разности имеют фиолетовый оттенок. Породы равномернозернистые, мелко- и среднезернистые. Под микроскопом наблюдаются бластогранитные структуры,

участками реликтовые — гипидиоморфнозернистые или новообразованные гранобластовые. В составе пород установлены (в объемных долях, %): кварц 20–40, микроклин 10–20, альбит 20–30, мусковит (ферриалюминоселадонит) 10–30. В качестве рудных и акцессорных минералов присутствуют магнетит, гематит, сфалерит, пирит, халькопирит, касситерит, ферриторит, малакон, алланит, флюорит, берилл (аквамарин), фенакит, ферберит, шеелит, колумбит, фергусонит и пироклор.

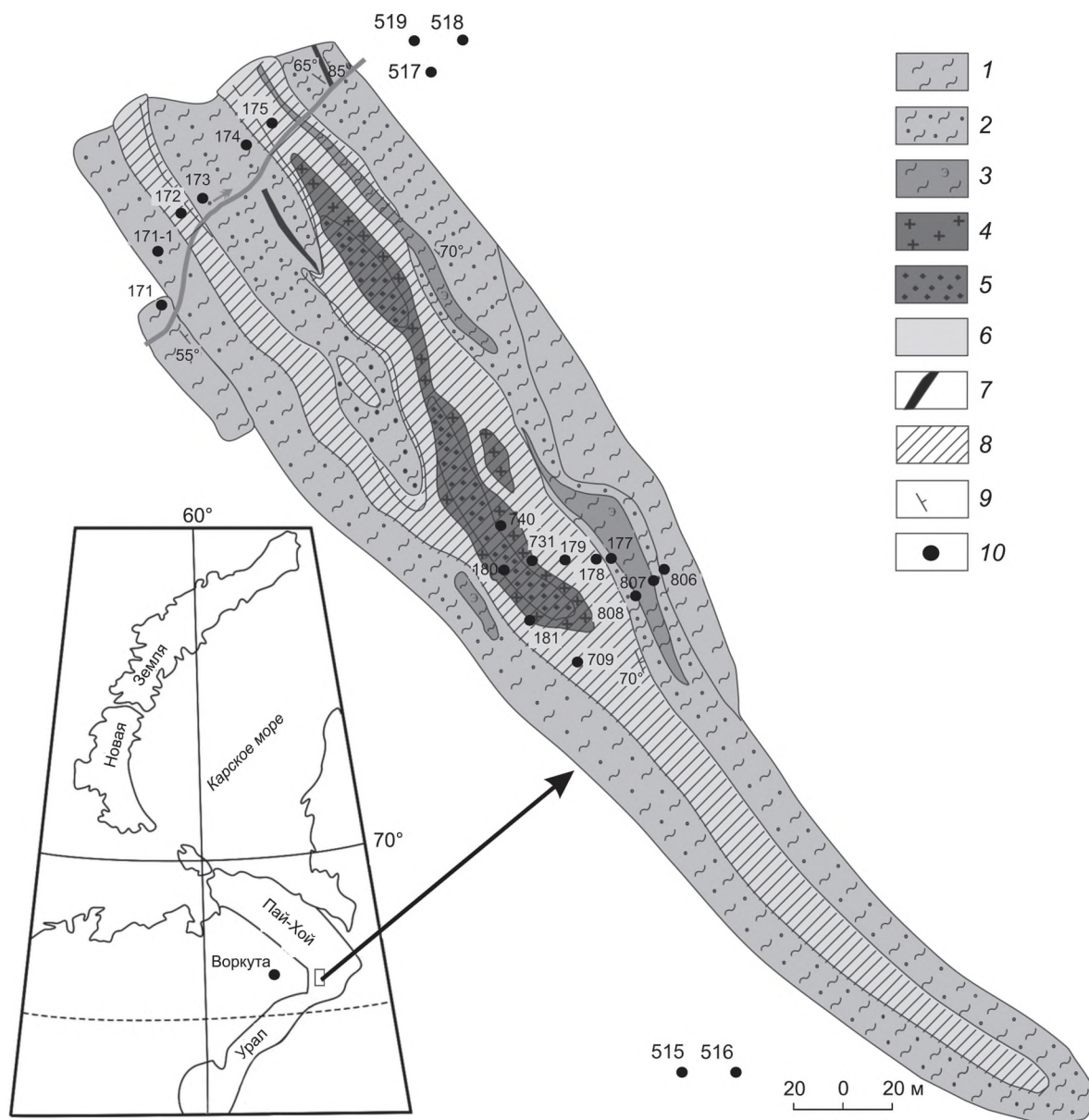


Рис. 1. Схематическая геологическая карта редкометалльного месторождения Неудачное (Орлиное). Составители С.Г.Караченцев, К.А.Высоцкий, М.А.Урасин, 1973:

1 — альбит-хлорит-амфиболовые сланцы; 2 — эпидотизированные полевошпат-сланцевые сланцы; 3 — метасоматизированные сланцы слюдяно-хлорит-полевошпатового состава; 4 — микроклинизированные плагиограниты с наложенной альбитизацией и окварцеванием; 5 — аплитовидный плагиогранит; 6 — грейзенизированные породы существенно альбит-кварцево-сланцевого состава с флюоритом; 7 — кварцевые жилы; 8 — зона распространения продуктивного редкометалльного оруденения; 9 — элементы залегания сланцеватости; 10 — местоположение отобранных проб (см. таблицы 1, 2)

Среди горных пород, опробованных вкост про-стирания рудного тела, наибольшим развитием поль-зуются в различной степени измененные гранитоиды. Образцы горных пород были изучены химическим, количественным спектральным, инструментальным нейтронно-активационным методами, результаты при-ведены в табл. 1. Неизмененные граниты субстрата не обнаружены, все гранитоиды в той или иной степени изменены, и наблюдаемые превращения соотносятся более всего с процессами грейзенизации. Авторы данной публикации отличают среди измененных гранитоидов рудные и нерудные. По вмещающим метаморфитам, представленным хлорит-серицит-акти-нолитовыми, актинолит-роговообманковыми сланцами,

развиты новообразованные минералы рудных метасо-матитов, слюда и флюорит. Однако содержание собст-венно редкометалльных минералов незначительно, или они полностью отсутствуют.

Среди породообразующих минералов наблю-дается несколько генераций, по пертитовому поле-вому шпату (микроклину) развивается альбит (шахматный, лейстовый и пластинчатый), формируется бластический микроклин очковой формы. Кроме того, наблюдаются агрегаты зерен кварца и пластинок слюды. Микроструктуры эволюционируют от гра-нитных в реликтовых участках до гранобластовых в метасоматически измененных участках. Агрегаты хлорита, эпидота, карбоната и флюорита развивается

1. Химический состав (в массовых долях, %) и содержание редких и редкоземельных элементов (в г/т) в породах

Компоненты	Гранит	Альбитизированный и грейзенизированный гранит						Интенсивно флюоритизированный гранит
	Пробы							
	515	172	173	176	179	180	182	181
SiO ₂	75,14	76,41	77,40	73,22	75,18	73,83	77,40	73,36
TiO ₂	0,06	0,28	0,15	0,03	0,11	0,26	0,085	0,016
Al ₂ O ₃	12,84	13,09	12,20	14,37	11,85	13,94	12,91	12,98
Fe ₂ O ₃	0,98	1,07	0,49	0,7	0,84	0,77	0,60	0,7
FeO	0,89	0,92	0,22	0,6	0,00	0,65	0,67	0,91
MnO	0,01	0,01	Не определялся		0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,28	0,234	1,54	1,28	0,72	0,03	0,01	0,5
CaO	0,39	0,39	0,56	0,34	1,70	0,65	0,10	1,74
Na ₂ O	3,60	4,80	3,43	6,8	4,03	5,08	4,23	3,88
K ₂ O	4,85	1,73	3,11	0,88	4,00	3,16	3,34	2,61
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,03	0,2	0,03	0,01	0,022	0,019
ППП	0,87	1,06	1,38	1,42	1,81	1,61	0,63	1,87
La	49,4	18,4	14,7	3,87	25,5	26,4	4,94	0,76
Ce	103,0	34,7	28,0	8,11	45,4	49,8	15,0	3,6
Pr'	12,1	3,78	3,22	0,97	4,98	5,53	2,49	1,07
Nd	50,2	14,6	12,6	3,92	18,3	21,8	14,6	10,1
Sm	14,3	3,72	3,27	1,07	4,16	5,38	5,92	6,87
Eu	0,37	0,4	0,094	0,12	0,44	0,31	0,17	0,076
Gd'	17,8	5,22	4,5	1,5	5,5	7,9	12,4	25,1
Tb	2,67	0,87	0,7	0,25	0,9	1,31	2,3	6,21
Dy'	15,4	5,5	4,48	1,71	5,61	8,02	17,0	59,0
Ho'	3,5	1,33	1,06	0,38	1,35	1,92	4,78	21,2
Er'	9,0	4,1	3,01	1,18	4,09	5,81	16,4	99,5
Tm	1,33	0,63	0,47	0,19	0,62	0,9	3,0	24,0
Yb	6,97	3,9	2,75	1,14	3,77	2,31	20,2	215,0
Lu	1,18	0,65	0,48	0,2	0,63	0,94	4,36	58,2
Eu/Eu*	0,023	0,089	0,024	0,093	0,091	0,046	0,018	0,0047
La/Yb	7,09	4,72	5,34	3,39	6,76	4,97	0,244	0,0035
Rb	171,1	119,5	230,7	232,4	206,7	198,0	456,1	1082,5
Sr	168	47	200	46	130,0	58,0	8,0	110,0
Zr	110	145	120	55	120,0	120,0	260	2100,0
Hf	4,94	4,25	3,74	6,91	3,22	6,5	33,3	265,5
Ta	0,9	1,02	1,08	0,074	1,18	1,08	15,4	106,1
Th	1,32	24,3	22,9	18,5	22,0	30,9	94,5	1047,2
U	13,5	0,87	0,35	0,92	0,96	6,75	13,1	64,1
F	He	220	230	160	210	250	270	4700,00
Be*	определялся	20	24	74	55	32	12	27
Ga*		18	11	9	13	16	150	70
Y*	40	35	20	20	30	32	130	560
Nb*	60	26	10	10	20	10	240	1180
Pb*	He	25	18	13	52	18	85	402
	определялся							

Примечание. Химический состав пород определен методом классической химии в ИГ Коми НЦ УрО РАН: определения редких элементов произведены инструментальным нейтронно-активационным методом (апострофом отмечены расчетные данные) в ГЕОХИ РАН, г. Москва и количественным спектральным анализом* в ИГ Коми НЦ УрО РАН.

позднее. Породы, содержащие оруденение, характеризуются невыдержанным, рассеянным, тонковкрапленным распределением редкометалльных минералов.

Петрохимически альбитизированные и грейзенизированные породы соответствуют семейству гранитов. Массовое содержание в них кремнезема составляет 73–77, глинозема — 11–13%. В наиболее сильно минерализованных участках содержание щелочей соответствует гранитным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8$ при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 1 до 7), но в них наблюдается увеличение концентраций редких элементов, прежде всего F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U и Pb (см. табл. 1).

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых породах высокое, спектры распределения РЗЭ, характерные для неизмененных или малоизмененных пород, имеют V-образный вид с четко проявленным европиевым минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0,061$) и ровными плечами, то есть с почти равным содержанием легких и тяжелых РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 5,3$). В наиболее минерализованных участках при сохранении европиевого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0,011$) меняется значение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ до 0,1, тяжелые РЗЭ преобладают над легкими.

Наряду с петрографическими данными подобная дифференциация элементов в узких локальных зонах свидетельствует о четком контроле оруденения элементами разломной тектоники. Накопление тяжелых РЗЭ и иттрия, а также тантала и ниобия рассматривается как их привнос в ходе щелочного (калиевого-натриевого) метасоматоза. Совместное накопление рудных минералов с фтором свидетельствует о наследуемости фторкремниевым метасоматозом проницаемых зон, о его небольшом отрыве от щелочной стадии, а также о наложении процессов и возможности переноса рудных элементов фторидами.

Редкометалльные акцессории образовывались в течение всего процесса рудообразования. Как и для породообразующих минералов для них характерно несколько генераций. В метасоматитах наблюдается невыдержанное, рассеянное, тонковкрапленное распределение редкометалльных минералов. Минералы тантала и ниобия представлены оксидами — колумбитом и манганколумбитом, фергусонитом, пироксеном и плумбопироксеном, самарскитом. В составе руд преобладает фергусонит.

По более ранним исследованиям [1, 5] известно, что для фергусонита типичны две генерации: первая — бурые длиннопризматические кристаллы, крупные (до 1 мм); вторая — желтые изометричные или неправильной формы выделения. В группу пироксена входят пироксен, плумбопироксен, иттриевый плумбопироксен. Колумбит представлен тоже несколькими генерациями: кристаллами толсто- (I), тонкопризматической (II) и тонкопластинчатой (III) форм. Циркон близок по составу к малакону, отмечены также две его генерации, ранняя — метамиктный циркон с характерными скелетными формами и более поздняя — отчетливо дипирамидальные кристаллы. Торит представлен ферритоторитом и ферриураноторитом. Существенные примеси тантала и ниобия отмечены в касситерите, ассоциирующемся с колумбитом.

Ранее были опубликованы химические составы фергусонита I и II генерации, обычного пироксена, колумбита, малакона и торита из I и II рудных полей (Тайкеу и Усть-Мраморного соответственно) [1, 5].

Авторами получены данные (результаты микрозондового анализа, выполненного на растровом электронном микроскопе JSM 6400, г. Сыктывкар и CamScan MV2300, г. Черноголовка) по химическим составам редкометалльных минералов месторождения

2. Концентрации и изотопный состав Rb и Sr

Пробы	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
172	140,2	63,9	6,370	0,75013 $\pm$ 18
173	245,3	29,2	24,607	0,84847 $\pm$ 37
176	241,2	23,7	29,975	0,88267 $\pm$ 21
179	225,4	55,6	11,821	0,78559 $\pm$ 17
180	202,2	58,8	10,023	0,77840 $\pm$ 15
181	1549,2	54,7	85,882	1,19355 $\pm$ 48

Примечание. Определение содержаний рубидия и стронция производилось из одной навески методом изотопного разбавления с использованием трассеров ^{87}Rb и ^{84}Sr ; после разложения проб смесью плавиковой и хлорной кислот выделение концентратов рубидия и стронция осуществлялось на хроматографических колонках с ионообменной смолой DOWEX 50 $\times$ 8 (200–400 меш); бланки по ^{87}Rb и ^{86}Sr , установленные по холостым опытам, не превышали 0,3 нг; измерения изотопного состава рубидия и стронция выполнялись на масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201Т однолучевым методом в двухленточном режиме ионизации с использованием ренийевых лент; измеренные изотопные отношения стронция нормализовались по величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Коррекция на фракционирование не производилась, на период измерений величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изотопном стандарте стронция SRM-987 составила по пяти анализам $0,71023 \pm 0,00008$ (2σ); ошибка определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ соответствует $\pm 1,5\%$ (2σ); расчет изохронных параметров производился по программе ISOPLOT [12]; погрешности измерения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приведены в последних знаках.

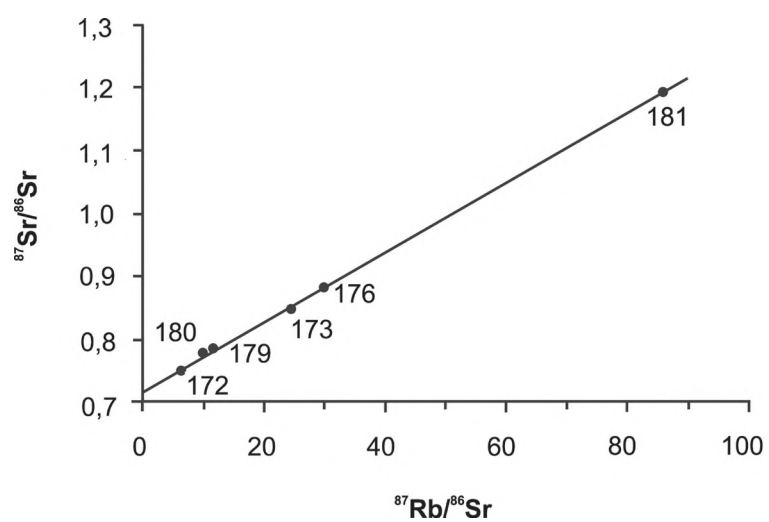


Рис. 2. Rb-Sr изохронная диаграмма для пород месторождения Неудачное

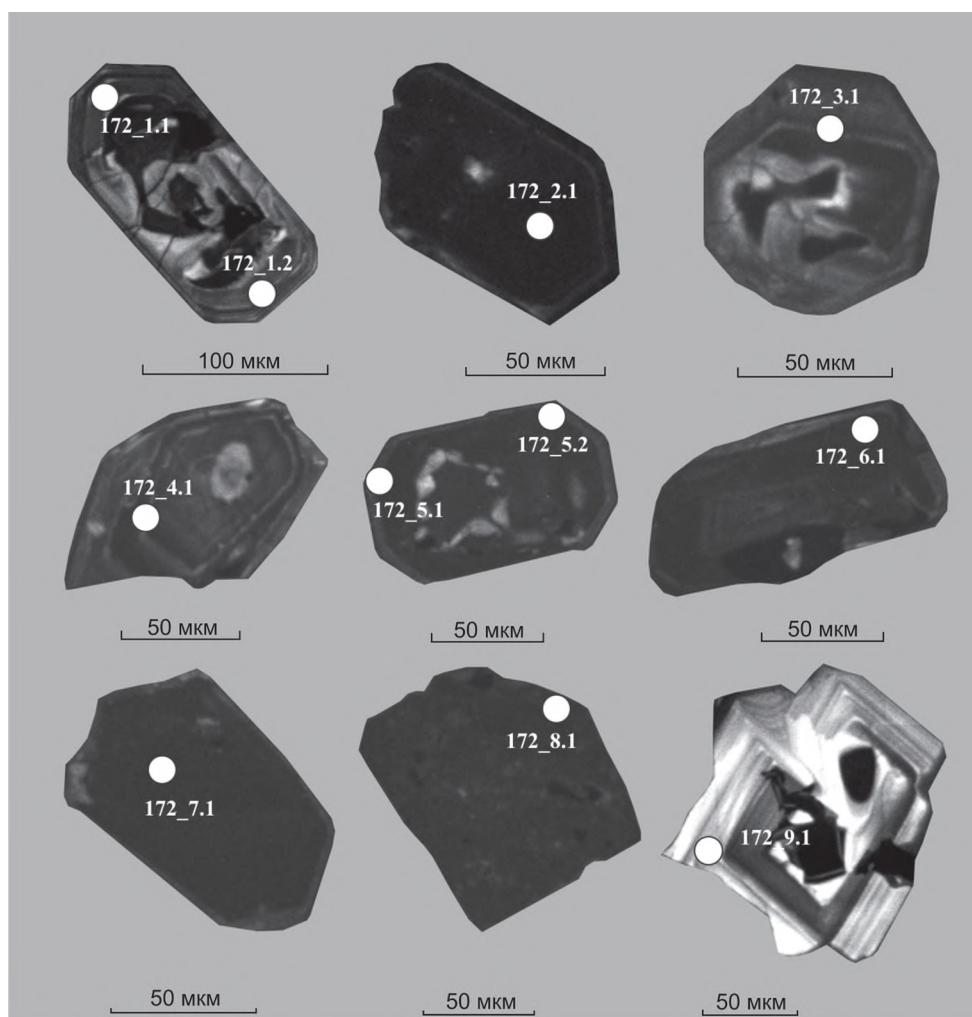


Рис. 3. Катодолюминесцентное изображение цирконов с номерами датированных зерен и аналитических кратеров

3. Результаты U-Pb локального анализа цирконов

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	Содержания, мкг/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн. лет		D, %	Изотопные отношения, $\pm$ %			Rho
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
172_1.1	0,24	116	1473	2023	1,42	565 $\pm$ 5	568 $\pm$ 26	0	0,0590 $\pm$ 1,2	0,0918 $\pm$ 0,94	0,75 $\pm$ 1,5	0,62
172_1.2	0,76	45,4	574	424	0,76	562 $\pm$ 5	585 $\pm$ 59	4	0,0595 $\pm$ 2,7	0,0912 $\pm$ 1	0,75 $\pm$ 2,9	0,35
172_2.1	0,08	361	4554	2520	0,57	568 $\pm$ 5	568 $\pm$ 11	0	0,0590 $\pm$ 0,5	0,0922 $\pm$ 0,9	0,75 $\pm$ 1,1	0,87
172_3.1	0,64	96,9	1242	1241	1,03	556 $\pm$ 5	546 $\pm$ 41	-2	0,0584 $\pm$ 1,9	0,0902 $\pm$ 1,0	0,73 $\pm$ 2,1	0,45
172_4.1	0,19	124	1601	925	0,60	555 $\pm$ 5	559 $\pm$ 22	1	0,0588 $\pm$ 1	0,0900 $\pm$ 0,9	0,73 $\pm$ 1,4	0,68
172_5.1	1,70	201	2493	2640	1,09	568 $\pm$ 5	498 $\pm$ 55	-12	0,0572 $\pm$ 2,5	0,0921 $\pm$ 0,9	0,73 $\pm$ 2,6	0,36
172_5.2	1,44	179	2238	2726	1,26	566 $\pm$ 5	594 $\pm$ 58	5	0,0597 $\pm$ 2,7	0,0919 $\pm$ 0,9	0,76 $\pm$ 2,8	0,33
172_6.1	1,94	305	3829	2842	0,77	559 $\pm$ 5	612 $\pm$ 70	9	0,0602 $\pm$ 3,2	0,0907 $\pm$ 0,9	0,75 $\pm$ 3,4	0,28
172_7.1	0,11	228	2929	1463	0,52	558 $\pm$ 5	567 $\pm$ 15	2	0,059 $\pm$ 0,7	0,0905 $\pm$ 0,9	0,74 $\pm$ 1,2	0,81
172_8.1	0,04	313	3947	348	0,09	568 $\pm$ 5	545 $\pm$ 11	-4	0,0584 $\pm$ 0,5	0,0922 $\pm$ 0,9	0,74 $\pm$ 1,1	0,87
172_9.1	2,38	9,63	141	236	1,73	481 $\pm$ 6	799 $\pm$ 260	66	0,658 $\pm$ 13	0,0776 $\pm$ 1,4	0,70 $\pm$ 13	0,11

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта 0,37; ^{206}Pb и $^{206}\text{Pb}^*$ — обыкновенный и радиогенный свинец; изотопные отношения и содержания ^{206}Pb скорректированы по измеренному ^{206}Pb ; D — дискордантность: $D=100\times\{[\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})]/[\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})]-1\}$; Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Неудачное (более подробно рассмотрены в работе [9]).

Фергусонит указанного месторождения характеризуется сложным составом, поскольку содержит кроме Y, Nb многочисленные примеси и не содержит тантал. По химическому составу он подразделяется на собственно *фергусонит* и *Yb-фергусонит*. В фергусоните содержание (здесь и далее массовые доли, %) Nb_2O_5 достигает 50, а содержание Y_2O_3 30, характерно постоянное присутствие PbO в пределах 1–1,2, ThO_2 в количестве 2–6 и наличие тяжелых редких земель Dy_2O_3 и Yb_2O_3 до 3–4. Показательно присутствие WO_3 не более 4. В Yb-фергусоните (или HREE-фергусоните) при содержании Nb_2O_5 на уровне 50 содержание Y_2O_3 уменьшается до 11–20, а содержание Yb_2O_3 увеличивается до 30. Ранее было установлено, что фергусониты в данном регионе, а именно в метасоматитах Тайкеуского рудного узла, имеют несколько генераций, химические составы которых различаются в основном по содержанию тантала, что неприменимо к составам фергусонитов месторождения Неудачное, поскольку в них тантала нет.

Пирохлор по составу подразделяется на *пирохлор* и *Pb-пирохлор*. Пирохлор образует выделения изометричной формы (20–100 мкм), в которых обособляются участки до 10 мкм, обогащенные Pb, определяемые авторами как Pb-пирохлор. Пирохлор с высоким содержанием тантала обнаружен в каймах обрастания пирохлора. Вообще же содержание тантала в нем невыдержанно ($\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ от 1:50 до 1:10), вплоть до его отсутствия. Для него характерны примеси (в массовых долях, %): Pb и U до 2 и Y, Sn и W до 5. Отмечается устойчивое присутствие фосфора на уровне 2% и очень показательно наличие F 1–4%. В Pb-пирохлоре — или повышенное содержание тантала ($\text{Ta}_2\text{O}_5:\text{Nb}_2\text{O}_5=1:5$), или его полное отсутствие; высокое массовое содержание Pb 30%; возрастание массового содержания Th от 5 до 15%. Также увеличивается массовое содержание Y до 6 и Yb до 1,5%. В Pb-пирохлоре отсутствуют примеси U и W, количество Sn уменьшается до 1%. Для месторождений Тайкеуской группы не характерны пирохлоры с высоким содержанием тантала, близкие к конечному члену изоморфного ряда — микролиту. Массовое содержание Ta_2O_5 в пирохлорах, обнаруженных на месторождении Неудачное, составляет 22,49%. Кроме относительно высокого содержания тантала в них выявлено устойчивое присутствие Pb, U, Sn и W. Величина $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ изменяется от 1:2 до 1:1,5.

Колумбит. Изученный минерал по химическому составу относится к минералам промежуточного состава между колумбитом и манганколумбитом и характеризуется различным содержанием тантала ($\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ от 1:20 до 1:15). Изученные авторами колумбиты развиваются по пирохлору, содержат Ta_2O_5 от 2,57 до 4,34% и относятся к собственно колумбитам. В них практически отсутствуют примеси, отмечаются незначительные содержания Y_2O_3 и PbO .

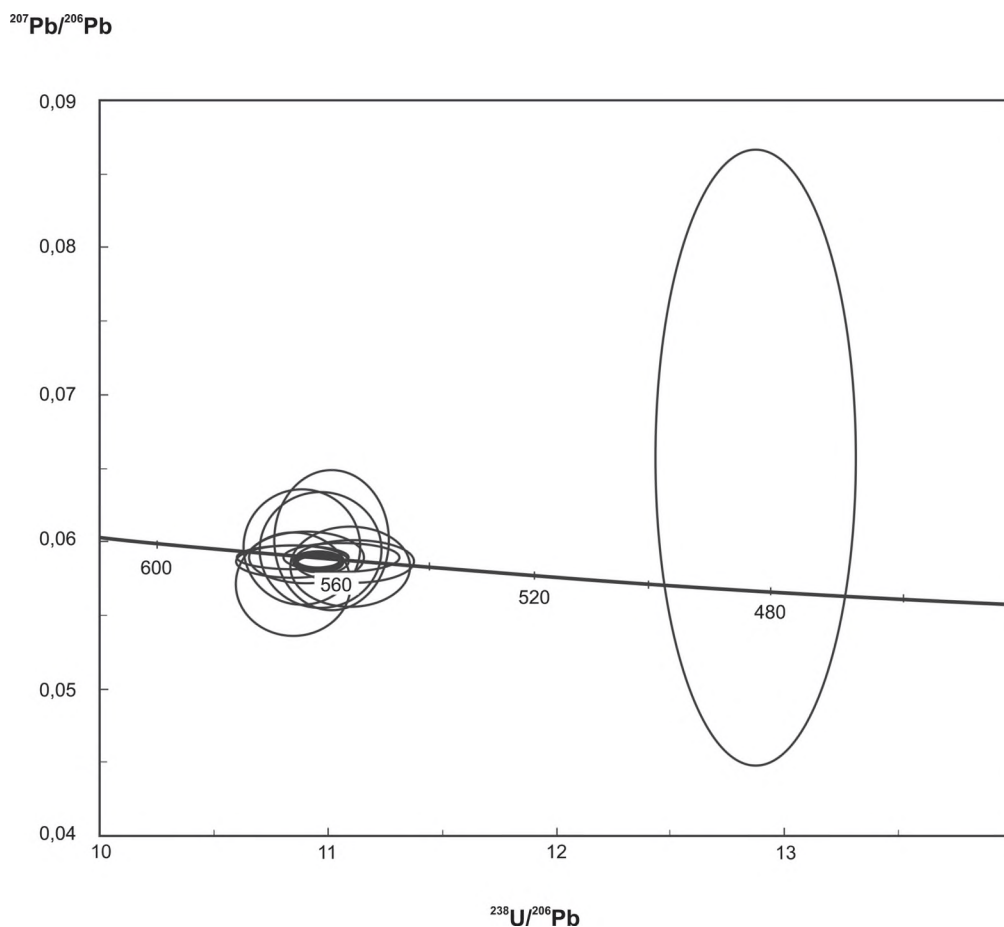


Рис. 4. Результаты U-Pb изотопного датирования отдельных зерен циркона:

$t=563\pm 3$ млн. лет ($n=9$)

Из других акцессорных минералов наибольшее значение имеет *циртолит*.

Сложным вопросом для рассматриваемого месторождения, как и для других месторождений этой группы, является возраст оруденения. Имеется одна K-Ar датировка по мусковиту, равная 292 млн. лет [4]. Было проведено Rb-Sr датирование гранитоидов месторождения Неудачное по породе в целом (табл. 2). Фигуративные точки проанализированных образцов (рис. 2) образуют достаточно хорошо выраженную линейную зависимость с параметрами: $t=393\pm 48$ млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,717\pm 0,009$. Большие величины погрешностей (2σ) обусловлены отклонением точек проб 179 и 180 от результирующей прямой, которая является эррохроной, о чем свидетельствует значение среднеквадратичного отклонения (СКВО), равное 62,5. Тем не менее, фиксируемый возраст реален, так как при исключении из расчета изотопных данных по точкам 179 и 180 прямую можно считать изохроной, поскольку СКВО уменьшится до 4,6, а возраст и первичное отношение стронция практически не изменяются:

$t=389\pm 20$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,715\pm 0,004$. Высокий радиогенный начальный изотопный состав Sr указывает на то, что датируется, скорее всего, вторичный процесс. Полученные данные близки к Rb-Sr датировкам пород, слагающих в этом же районе месторождения Тайкеу и Усть-Мраморное [6, 8].

Для установления возраста гранитоидов авторы выполнили U-Pb анализы цирконов из пробы 172. Цирконы желтые, полупрозрачные идиоморфные, характерен облик с хорошо развитой призмой и сложной головкой (пинакоидом и проявленными гранями пирамиды), некоторые имеют короткопризматический дипирамидальный габитус. Размер 50–100 мкм при коэффициенте удлинения 1:2. Цирконы насыщены включениями, разбиты трещинами. На катодолюминесцентном изображении большинство зерен черные со сложным внутренним строением (рис. 3).

Изотопные исследования цирконов проводили в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP II с предварительным изучением цирконов на сканирующем электронном микроскопе

CamScan MX2500 с катодолюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham. Изотопные отношения измерены в 11 точках, принадлежащих 9 зернам (табл. 3, рис. 4). В аналитическом кратере зерна № 9.1 дискордантность составляет 66%, что дает основание исключить ее из расчета. Изотопные данные по оставшимся десяти точкам образуют конкордантный кластер возрастом 563 ± 3 млн. лет (2σ , СКВО конкордантности 0,33, вероятность конкордантности 0,56), который, по мнению авторов, отвечает времени формирования гранитоидов субстрата, что соответствует накопленным данным по гранитоидам Центрально-Уральского поднятия Полярного Урала. Rb-Sr возраст (396 ± 51 млн. лет) фиксирует время проявления процессов метаморфизма. Возможно тогда проявились и процессы редкометалльного метасоматоза, хотя согласно накапливаемым данным [10, 11] наиболее близок к реальному времени проявления щелочных редкометалльных процессов на севере Урала возраст, полученный K-Ar методом — 292 млн. лет.

Таким образом, в настоящее время определены петрогеохимические (химический состав и содержание редких элементов), изотопно-геохронологические (Rb-Sr, U-Pb) и минералогические (составы редкометалльных рудных минералов) характеристики пород, слагающих месторождение Неудачное. Основное направление дальнейших исследований — установление условий образования рудных пород.

Работа проводится при финансовой поддержке проекта № 12-П-5-1027.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. — М.: Недра, 1967.
2. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Q-42-I. Объяснительная записка. — М., 1984.
3. Калиновский А.В., Игнатов М.И. Редкометалльные топоминералогические системы района развития щелочных метасоматитов // Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР / Тр. ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 58. — Сыктывкар, 1987. С. 5–17.
4. Калиновский А.В. Проблемы редкометалльной металлогении севера Урала // Геология севера Урала. / Тр. ин-та геологии Коми УрО РАН. Вып. 78. — Сыктывкар, 1992. С. 70–82.
5. Минералогия Урала. В 2-х частях. Оксиды и гидроксиды. Ч. 1 / Под ред. Н.П.Юшкина. — Миасс—Екатеринбург, 2000.
6. Удоратина О.В., Андреичев В.Л. Новые данные о возрасте гранитоидов лонготьюганского комплекса (Полярный Урал) // Происхождение магматических пород // Мат-лы междунаро. X всерос. петрографического совещания. Т. 2. — Апатиты: Изд-во Кол НЦ РАН, 2005. С. 269–271.
7. Удоратина О.В. Квальмиты севера Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана / Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 94. — Сыктывкар, 1997. С. 19–28.
8. Удоратина О. В., Андреичев В.Л. Rb-Sr изотопное исследование пород Тайкеуского рудного узла (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана / Тр. ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 120. — Сыктывкар, 2006. №. 4. С. 93–105.
9. Удоратина О.В., Зарайский Г.П. Химический состав редкометалльных минералов месторождения «Неудачное» (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 7. — Пермь: ПГУ, 2005. С. 119–127.
10. Удоратина О.В., Кобл М.А., Варламов Д.А. Гидротермально-метасоматический циркон: геохронология рудного процесса (Кулэмшор, Приполярный Урал, Россия) // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора / Мат-лы II междунаро. геологической конференции. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 205–208.
11. Удоратина О.В., Травин А.В., Вирюс А. Редкоземельно-редкометалльные руды (Б. Турупья, Северный Урал): время формирования // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений / Мат-лы всерос. конф. с междунаро. участием, посвященной 100-летию со дня рождения академика Николая Алексеевича Шило (1913–2008). — М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 171.
12. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2. 00 // USGS Open-File Report 88-557. 1990. Pp. 38.

Тектонические и магматические факторы контроля благороднометалльного оруденения Верхнего Приколымья

Е.В.НИГАЙ, А.Н.ДИДЕНКО, В.А.ГУРЬЯНОВ, М.В.ГОРОШКО, Б.Ф.ШЕВЧЕНКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИТиГ ДВО РАН); 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, д. 65)

Выявлена ведущая роль тектоники и магматизма в размещении месторождений золота и серебра юго-восточной части Верхнего Приколымья. Выделены новые перспективные площади в ранге узлов и районов на основе анализа тектонических и магматических факторов локализации благороднометалльного оруденения.

Ключевые слова: тектоника, магматизм, мантийные разломы, благороднометалльное оруденение, возраст месторождений.

Нигаи Елена Валентиновна, nigayitig@gmail.com
Диденко Алексей Николаевич, alexei.didenko@mail.ru
Гурьянов Валентин Алексеевич, guryanov_v@mail.ru
Горошко Михаил Васильевич, goroshko@itig.as.khb.ru
Шевченко Борис Федорович, shevchenko@itig.as.khb.ru

Tectonic and magmatic factors controlling precious-metal mineralization of Upper Prikolymie

E.V.NIGAI, A.N.DIDENKO, V.A.GOURIANOV, M.V.GOROSHKO, B.F.SHEVCHENKO

A leading role of tectonic and igneous processes in the distribution of gold and silver deposits in Upper Prikolymie is ascertained. On the basis analysis of tectonic and magmatic factors controlling precious-metal mineralization, there are defined new promising areas of the ore cluster and ore district scale.

Key word: tectonics, magmatic differentiation, precious metals, mantle breaking, age deposits.

Рассматриваемый регион находится в юго-восточной части бассейна верховьев р. Колыма и представляет собой зону сочленения юго-восточного блока Верхояно-Колымской складчатой области с Приохотским сектором Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Цель исследований — выяснение роли тектонических и магматических факторов в контроле локализации благороднометалльной минерализации на примере юго-восточной части Верхнего Приколымья и выделение перспективных площадей.

Основные структурные элементы. На схеме, составленной авторами, отражено размещение месторождений золота и серебра в основных структурах региона (рис. 1). Наиболее древней структурой в этом регионе является *Колымо-Омулевское поднятие* (КОП). Оно ограничено с юга Долинным разломом и с запада — Усть-Балыгчанской впадиной. Колымо-Омулевское поднятие слагают силур-девонские карбонатно-терригенные и карбонатные толщи с богатой морской фауной и рифей-вендские кварцитопесчаники и сланцы [11]. К югу от него находятся *Сугойский синклиниорий* (СС) и *Балыгчанское поднятие* (БП). Их разделяет Правооротуканский разлом. К юго-западу от Колымо-Омулевского поднятия находятся *Иньяли-Дебинский синклиниорий* (ИДС), отделенный от него Лыглыхстах-

ским грабеном, частью Уяндино-Ясачненского вулканического пояса, и *Аян-Юрхский антиклинорий* (АЮА), известные своей уникальной золотоносностью. Эти структуры (ИДС и АЮА) разделяет Чай-Юрьинский разлом. Граница между ИДС и Лыглыхстахским грабеном проходит по разлому Дарпир.

Аян-Юрхский антиклинорий и Балыгчанское поднятие сложены пермскими терригенно-карбонатными и флишоидно-молассоидными отложениями перми, триаса и юры большой мощности. Сугойский и Иньяли-Дебинский синклинории сложены «почти полным комплексом триасовых и юрских отложений флишоидного типа, составляющих верхнюю часть верхоянского комплекса мощностью до 10–12 км» [3, с. 196]. Граница Иньяли-Дебинского синклинория с Балыгчанским поднятием проходит по Правооротуканскому и Умарскому разломам. Иньяли-Дебинский синклиниорий, который выделил Е.А.Шаталов [32], является частью Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области. Синклиниорий образовался на месте крупного рифтогенного прогиба [31], интенсивно погружавшегося в начальную стадию развития и испытывавшего затем складчатость и мощный магматизм [3].

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП)

отделен от Аян-Юряхского антиклинория Усть-Омчугским разломом (выделен авторами). С.В.Обручев одним из первых выделил этот пояс в виде Охотско-Чаунской дуги, простиравшейся от Удской до Чаунской губы [17]. На схеме С.М.Тильмана с соавторами пояс простирается от Удской губы до Берингова пролива [28]. Юго-западная часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса появилась в виде островов в неокOME, а северо-восточная — в альбе [18]. Активное развитие пояса по типу островных дуг началось с конца апта, продолжалось в альбе и сеномане, вплоть до турона; всего около 25 млн. лет [1]. Грабенообразные прогибы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса сложены вулканогенно-осадочными толщами и вулканогенными покровами, а вулканоплутонические структуры — преимущественно андезит-диорит-гранодиоритовыми и дацит-риолит-гранитовыми ассоциациями, прорывающими триас-юрские и раннемеловые толщи. Значительное распространение в описываемом вулканогенном поясе имеют покровы и слои риолитовых игнимбритов, туфов, туфобрекчий, туфолав, лавобрекчий, а также массивы субщелочных лейкократовых гранитов и гранодиоритов позднего мела. Вулканизм имел наземный характер, о чем свидетельствуют растительные остатки в вулканогенно-осадочных толщах [3].

Удско-Мурга́льский субширотный триас-юрско-меловой вулканогенный пояс (УМП) расположен к югу

от ОЧВП (см. рис.1). Граница между ними проходит по Челомджа-Ямскому разлому. Развитие УМП началось с конца перми и продолжалось до готерива [18]. В Удско-Мурга́льском вулканогенном поясе данным поясе широко развиты юрско-меловые прогибы и кайнозойские впадины. Удско-Мурга́льский и Охотско-Чукотский вулканогенные пояса развивались как островные дуги, с палеозоной Беньофа и субконтинентальным типом земной коры [3, 18, 27, 29].

Балыгы́чано-Сугойский наложенный прогиб (БСНП) субмеридионального простирания находится к востоку от Сугойского синклинория и Балыгычанского поднятия. С последним граничит по Маякско-Булурскому разлому. От Охотско-Чукотского вулканогенного пояса прогиб отделен Арбутлинским разломом. Одним из первых его выделил В.К.Политов [21]). БСНП сложен вулканогенно-осадочными толщами раннего мела и вулканитами позднего мела, прорванными дайками гранит-порфиров и риолитов, а также штоками габбро-долеритов, состав которых идентичен комагматичным породам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Малта́но-Ольский, Арма́нский, Хетинский и Ива́ньинский грабены Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — структурно-вещественные аналоги БСНП, но меньших размеров. Состав пород ольской и хольчанской свит (лавы, туфы, игнимбриты риолитов, риодациты), слагающих эти структуры, имеет большое сходство с составом кислых вулканитов надеждинской

Рис. 1. Схема размещения месторождений золота и серебра в структурах Верхнего Приколымья, по данным работ [11, 14]:

I — кайнозойские впадины: *I* — Верхнесударская, *II* — Купкинская, *III* — Усть-Балыгычанская, *IV* — Сеймчано-Буяондинская, *V* — Верхнекупкинская, *VI* — Тахтоямская; 2–4 — мезозойские структуры: 2 — меловые грабены и прогибы ОЧВП (АГ — Арманский, МОГ — Малтано-Ольский, ХГ — Хетинский, ИГ — Ива́ньинский грабены, БСНП — Балыгычано-Сугойский прогиб), 3 — триас-юрско-меловые и триас-юрские структуры Удско-Мурга́льского и Уяндино-Ясачненского поясов (ЛГ — Лыглыхстахский и ЭГ — Элекчанский грабены), 4 — триас-юрские синклинории (ИДС — Иньяли-Дебинский, СС — Сугойский); 5 — палеозойские структуры: *a* — герциниды: Аян-Юряхский антиклинорий (АЮА) и Балыгычанское поднятие (БП), *б* — каледониды: Колымо-Омулевское поднятие (КОП); гранитоиды: 6 — позднеюрско-раннемеловые (коллизийные) и 7 — ранне- и позднемеловые; 8–11 — разломы: 8: *a* — основные (1 — Улаханский, 2 — Долинный, 3 — Арга-Тасский, 4 — Ветровой, 5 — Правооротуканский, 6 — Кырчанский, 7 — Кэнский, 8 — Верхнетапский, 9 — Умарский, 10 — Чай-Юрьинский, 11 — Челомджа-Ямской, 12 — Арбутлинский, 13 — Мылгинский, 14 — Усть-Омчугский, 15 — Дарпир, 16 — Колымский) и *б* — основные под рыхлыми отложениями; 9: *a* — надвигаго типа и *б* — скрытые (1 — Детринский, 2 — Бохапчинский, 3 — Хурчан-Оротуканский, 4 — Танья-Нурский, 5 — Нельгасиг-Кырчанский, 6 — Маякско-Булурский), 10: *a* — продолжения разломов и *б* — знак левосторонних сдвигов, 11 — мантийные и нижнекоровые; 12 — границы грабенообразных структур; 13 — вулканотектонические структуры: *a* — купольные, *б* — депрессионные; 14 — месторождения: *a* — золотосеребряные (1 — Громада, 3 — Арылах, 4 — Лунное, 24 — Дукат, 31 — Агатовское, 35 — Карамкен, 36 — Джульетта, 37 — Нявлента), *б* — золоторудные (2 — Чепак, 5 — Транспортное, 6 — Гольцовское, 7 — Туманинское, 8 — Утинское, 9 — Веселое, 10 — Надеждинское, 11 — Рыбное, 12 — Разведчик, 13 — Хищник, 14 — Каменистое, 15 — Крохалиное, 16 — Левотохтинское, 17 — Среднеканское, 18 — Ларюковское, 19 — Печальное, 20 — Казак, 28 — Экспедиционное, 29 — Вилка, 30 — Зеркальное), *в* — сереброрудные (21 — Ветвистое, 22 — Мечта, 23 — Тидид, 25 — Тэутэрэнджекское, 26 — Напористое, 27 — Гольцовое, 32 — Утесное, 33 — Финиш, 34 — Ущельное); площади: 15 — установленные металлогенические [11] и 16 — рекомендуемые для постановки работ; 17 — изолинии мощности рыхлых отложений; 18 — линии опорных глубинных геолого-геофизических профилей: *a* — 2-ДВ, *б* — 3-ДВ

и шороховской свит Балыгычано-Сугойского прогиба.

Разломы — важнейшие структурные элементы, определяющие направление геологических структур и зон рудной минерализации. Они проявлены в потенциальных геофизических полях гравитационными ступенями, цепочками магнитных аномалий. Выделяются они и методами ГСЗ, МТЗ, КМПВ, МОВ-ОГТ [27]. Мылгинский (выделен авторами), Умарский, Колымский и Кэнский разломы по данным МОВ-ОГТ имеют мантийное заложение, Арбутлинский — нижнекоровое. На схеме показаны зоны скрытых глубинных разломов (см. рис. 1), которые на участках пересечения с зонами повышенной трещиноватости играют важную рудоконтролирующую роль [29].

Роль крупных структур. В исследуемом регионе известно 105 рудных месторождений: олова — 44, золота — 33, серебра — 15, полиметаллов — 3, кобальта — 3, железа — 2, молибдена — 1, бериллия — 1, вольфрама — 1, ртути — 1, меди — 1 [11]. Анализировались в основном только особенности размещения золоторудных, золотосеребряных и сереброрудных золотосодержащих месторождений.

О связи золотоносности с тектоникой Северо-Востока писал еще Ю.А.Билибин [2]. Установление особенностей локализации рудных узлов и месторождений в связи с тектоникой регионов приводит к открытию новых месторождений, рудных районов и провинций. В каждом конкретном случае необходимо выяснение геодинамических условий и обстановок образования крупных рудолокализирующих структур. Одним из объяснений их образования является обстоятельство планетарного масштаба — приуроченность Верхнеколымского блока как части Евразийской плиты к зоне стыка с Северо-Американской и Охотоморской литосферными плитами [27]. Их взаимодействие и геодинамика в тихоокеанский цикл складчатости явились, пожалуй, главной движущей силой, участвующей в формировании и развитии крупных разновозрастных структур. Они обусловили мощные процессы разломо- и рифтообразования, сдвиговую тектонику, глубинные складчатые деформации и вулканогенно-плутоногенный магматизм, что явилось причиной уникальности металлогении золота и серебра. Рассмотрим роль крупных структур в размещении этих объектов.

Иньяли-Дебинский синклинорий — крупнейший золотоносный пояс Северо-Востока характеризуется уникальной насыщенностью золоторудной минерализацией. Только на рассматриваемой площади размещено тринадцать мелких и средних золоторудных месторождений (см. рис.1). В Иньяли-Дебинском синклинории размещены также месторождения вольфрама (Карает, Бохпчинское) и ртути (Кузьмичанское). Синклинорий протяженностью свыше 900 км и шириной 70–75 км образовался вдоль Тас-Хаяхтацкого и Момского антиклинориев [3,

19], опоясывающих Алазейско-Олойский супертеррейн [31]. Вдоль крайнего восточного борта Иньяли-Дебинского синклинория разрез включает слои юры с морской фауной вплоть до титона и заканчивается наземной вулканогенной молассой раннего мела [3]. Интенсивная складчатость в конце юры–начале мела сопровождалась образованием гранит-гранодиоритовых массивов. Земная кора здесь имеет мощность 30–42 км [3, 11]. В ИДС размещается Иньяли-Дебинская золоторудно-россыпная с вольфрамом и ртутью металлогеническая зона.

В *Сугойском синклинории*, возраст которого и состав слагающих пород идентичны ИДС, выявлено два мелких месторождения — Чепак и Громада. Чепак относится к золоторедкометалльному типу [6], Громада — к золотосеребряному комплексному, в котором подсчитаны также запасы олова (517 т). Размещение оловорудной минерализации в пространственно-временном отношении не совпадает с размещением золотой и серебряной [11]. В Сугойском синклинории находятся также три месторождения кобальта, одиннадцать — олова и одно — вольфрама. Здесь выделена Сеймчанская кобальт-золото-серебро-оловорудная с вольфрамом металлогеническая зона [11] (см. рис. 1).

В западной части *Балыгычанского поднятия* размещаются мелкие золоторудные месторождения золото-кварцевой формации (Печальное, Затесное, Ларюковское, Казак) и одно небольшое сереброрудное Ветвистое (см. рис. 1). В нем выявлены также три месторождения олова, одно — бериллия, одно — железа и одно — свинца и цинка. Все основные месторождения локализованы в западной части структуры, тесно смыкающейся с двумя ветвями Иньяли-Дебинского синклинория. В данной структуре размещается Балыгычанская золото-серебро-оловорудная с бериллием, железом и полиметаллами металлогеническая область [11].

Охотско-Чукотский пояс и его металлогения изучались многими исследователями [3, 4, 10–12, 25, 29, 30 и др.]. Это окраинно-материковый пояс протяженностью свыше 2500 км, наложенный на более древние складчатые структуры Евразийской, Охотоморской и Северо-Американской плит. Толщина земной коры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, как и Иньяли-Дебинского синклинория составляет 30–42 км [11]. Особенности формирования месторождений золота и серебра обусловлены положением пояса в зоне сочленения мезозойд Верхояно-Чукотского и Тихоокеанского складчатых поясов, насыщенностью магматическими продуктами, близкими к породам современных островных дуг и завершающей магматизм гидротермально-метасоматической деятельностью. В вытянутом субмеридионально позднемеловом Малтан-Ольском грабене размещаются: золоторудное Зеркальное: золотосеребряные Агатовское, Карамкен и сереброрудные месторождения Утесное, Ущельное и Финиш. В Нявенгинской вулканоструктуре, входящей

1. Возраст месторождений и их золото-сереброрудный потенциал

Месторождение (в скобках номер на схеме), тип и ранг, вмещающая структура	Вмещающие породы [11]	Возраст, млн. лет	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2007 г. [11]; среднее содержание [11]
Утинское (8), золоторудное среднее, ИДС	Дайки березитизированных диорит-порфиров (J_3-K_1), секущие туфопесчаники и глинистые сланцы (J_2)	144–146 (титон–берриас) [11]	Добыто 10,3 т Au, законсервировано, остаточные запасы <5 т; 8,3 г/т Au
Среднеканское (17), золоторудное, мелкое, ИДС	Дайка кварцевых диорит-порфиров (протяженная Среднеканская дайка)	Нет данных	<5 т Au (C_1+C_2); 3,6 г/т Au; обнаружены платиноиды (Pt, Pd, Os) — до 0,1 г/т; оценка до 60–100 т золота с содержанием 2 г/т (Н.А.Горячев, 2005)
Экспедиционное (28), золоторудное среднее, ИДС	Песчаники (T_3), прорванные дайками диорит-порфиров	Нет данных	16 т Au (P_1); 9,6 г/т Au
Левотохтинское (16), золоторудное с серебром мелкое, ИДС	Песчаники (T_3) на контакте с лейкогранитами омсукчанского комплекса (K_2)	94–100 (сеноман) [11]	<5 т Au; 2,4–15,1 г/т Au, 8,2–80,4 г/т Ag
Джультта (36), золотосеребряное среднее, ОЧВП	Вулканогенно-осадочные породы момолтыкичской свиты (K_1), прорванные дайками (K_1-K_2)	136±3 (валанжин), Rb-Sr по адуляру [25]	18,5 т Au ($A+B+C_1+C_2$), 29,6 т Au (P_1+P_2), 229 т Ag (P_1+P_2); 12,7–42,5 г/т Au
Агатовское (31), золотосеребряное среднее, ОЧВП	Окварцованные андезиты и долериты момолтыкичского комплекса (K_1)	136–139 (валанжин) [11]	Добыто >15 т Au, Ag — нет данных; 3,9–11,8 г/т Au, 38–200 г/т Ag
Карамкен (35), золотосеребряное среднее, ОЧВП	Дайки трахиандезитов, прорывающие дациты и риолиты хольчанской (K_2) и ольской (K_2) свит	78–80 (кампан), Ag-Ag [25]	Добыто 34,69 т Au и 178,6 т Ag, отработано; 10,7–24,9 г/т Au, 68,7–116,0 г/т Ag
Нявлenga (37), золотосеребряное среднее, ОЧВП, Хетинский грабен	Игнимбриты, туфы, лавы риолитов и дацитов, туффиты и туфопесчаники ольской свиты (K_2)	86–90 (турон–коньяк) [11]	9,4 т Au, 460 т Ag; 3,8–16,7 г/т Au, 163–1369 г/т Ag
Громада (1), золотосеребряное с оловом мелкое, Сугойский синклиний	Кварцевые диориты, гранодиориты (K_{1-2}) быстринского комплекса	98–102 (альб–сеноман) [11]	<5 т Au(C_1+C_2), Ag — нет данных; 517 т олова; 1,4 г/т Au, 230,8 г/т Ag
Чепак (2), золоторедкометалльное [6], Сугойский синклиний	Ороговикованные породы (T_3), прорванные дайками гранит-порфиров (K_2)	146±1,5 (титон) Ag-Ag по мусковиту [16]	4,7 т Au (C_1+C_2), 52 т Au (P_2); 2 тыс. т W_2O_3 (P_3); 1,0–168 г/т Au
Печальное (19), золотосеребряное мелкое, Балыгычанское поднятие	Алевролиты (J_1), прорванные экструзивными телами трахириолитов (K_2) печальнинского комплекса	78–82 (кампан) [11]	3,5 т Au (C_1+C_2), 120 т Ag (C_1+C_2), 1,5–6,4 г/т Au, 65,6–358,4 г/т Ag
Ветвистое (21), серебро-золоторудное мелкое, Балыгычанское поднятие	Алевролиты (T_1), прорванные дайками трахириолитов (K_2) печальнинского комплекса	78–82 (кампан) [11]	120 т Ag (C_1+C_2), 3,5 т Au (C_1+C_2); 65,6–358,4 г/т Ag, 1,5–6,4 г/т Au
Лунное (4), золотосеребряное крупное, БСНП	Пропилитизированные андезиты, их туфы, туфопесчаники, конгломераты каховской свиты (K_{1-2})	87±2 (турон–коньяк) Rb-Sr по адуляру [25]	3010,0 т Ag (C_1+C_2), 15,3 т Au (C_1+C_2); 430 г/т Ag, 2,5 г/т Au, Pb, Zn, Cu около 1,0%
Арылах (3), золотосеребряное крупное, БСНП	Андезиты, базальты арылахской толщи (K_1)	86±1 (коньяк) Rb-Sr по адуляр-кварцевым прожилкам [25]	965,4 т Ag ($A+B+C_1+C_2$), 2,0 т Au (C_1+C_2); 199–546 г/т Ag, 0,2–1,0 г/т Au

Дукат (24), золото-серебро-полиметаллическое уникальное, БСНП	Риолиты, туфы, туффизиты, игнимбриты риолитов аскольдинской свиты (K_1)	1) 84 ± 1 (сантон), 2) 74 ± 5 (кампан), Rb-Sr по адуляру [25]	12427,9 т Ag ($A+B+C_1+C_2$), 38,6 т Au ($A+B+C_1+C_2$), 79,4 тыс. т Pb и 74,8 тыс. т Zn; 328–510 г/т Ag, 0,8–1,2 г/т Au
Гольцовое (27), серебро-полиметаллическое крупное, Кэнская лава БСНП	Андезиты и риолиты каховской и шороховской свит ($K_{1-2}-K_2$), прорванные субвулканическими риолитами шороховского комплекса (K_2)	86–90 (турон–коньяк) [11]	1600,1 т Ag ($A+B+C_1+C_2$), 64 т Pb, 12,0 т Zn; >1000 г/т Ag

в состав Хетинского грабена ОЧВП, размещено золотосеребряное месторождение Нявленга. В Иваньинском грабене, сложенном вулканитами, локализовано относительно крупное золотосеребряное месторождение Джульетта (см. рис. 1). В Арманском грабене Охотско-Чукотского вулканогенного пояса находятся, помимо месторождений золота и серебра, месторождения кобальта (Лево-Сеймканское), свинца с цинком (Скарновое) и олова (4), в ней размещается Сеймканский золото-серебро-кобальт-олово-полиметаллический район. В этом Приохотском секторе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделены также Малтано-Ольская и Нявленгинская золотосеребруродные области [11] (см. рис. 1).

Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб — объект пристального внимания и изучения многих исследователей [5, 11, 13–15, 21–23 и др.]. Данный прогиб по сравнению с Иньяли-Дебинским синклиниорием и Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом менее протяженный, но чрезвычайно насыщенный, вмещающий крупнейшие золотосеребряные и серебруродные объекты (Дукат, Арылах, Лунное и Гольцовое), средние и мелкие серебро-полиметаллические (Тидид, Мечта, Тэу-тэрэнджекское, Напористое), а также девятнадцать (!) месторождений олова. Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб протяженностью 300 км и шириной 30–50 км, является зоной сквозной проработки земной коры, толщина которой составляет 35–40 км [11]. Заложение древнейшего Омсукчанского глубинного разлома, вдоль которого сформировался прогиб, произошло задолго до начала рифтообразования. Развитие его в виде континентального рифта с заполнением вулканокластическим материалом началось в конце неокома. Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб испытал активизацию в конце раннего мела (апт–альб), альб–сеномане и позднем мелу. Нижняя, наиболее мощная часть разреза (3,5–5,5 км), выполнена вулканогенно-осадочными толщами апта-альба — аскольдинской, арылахской, уликсской, галимовской, айгурской, зоринской и других свит; средняя часть — андезитами и туфопесчаниками каховской и таватумской свит, верхняя — лавами, туфами и игнимбритами риодацитов надеждинской, шороховской и других свит. БСНП представляет собой Балыгычано-Сугойскую золото-серебро-оловорудную металлогеническую зону [11].

Многие объекты находятся в зонах влияния разломов.

Карамкенская рудоносная палеокальдера размещается в зоне Челомджа-Ямского разлома. В зоне влияния Правооротуканского разлома размещены Веселое, Надеждинское, Рыбное, Крохалиное, Левотохтинское, Среднеканское золоторудные месторождения, а вдоль Мылгинского мантийного разлома — Транспортное, Гольцовое, Туманинское, Разведчик, Хищник, Каменистое и др. (см. рис. 1).

Роль магматических образований. В изучаемом регионе установлено семь этапов магматизма: поздняя пермь–ранний триас, поздняя юра, поздняя юра–неоком, ранний мел, конец раннего–начало позднего мела, поздний мел, миоцен. Интрузии поздней перми–раннего триаса представлены дайками субщелочных габбро-долеритов. Наиболее мощно магматизм проявился в юрско-меловой, раннемеловой и позднемеловой этапы. Последнее проявление магматизма представлено малыми экструзиями меланефелинитов миоценового возраста в Охотско-Чукотском вулканоплутоническом поясе. В табл. 1 приведены данные по возрасту месторождений золота и серебра Верхнего Приколымья и их золото-серебруродный потенциал.

Анализ этих данных позволяет выделить три главные эпохи благороднометалльного оруденения: *позднеюрско-раннемеловую, раннемеловую и позднемеловую*. По данным разных исследователей возраст колеблется от 94–148 млн. лет для золоторудных объектов, от 78 до 139 млн. лет — для золотосеребряных и от 74 до 90 млн. лет — для серебро-полиметаллических.

Позднеюрско-раннемеловые гранитоиды (сибердыкский, колымский, басугуньинский комплексы) наиболее широко распространены в Иньяли-Дебинском синклиниории — Главном Гранитном или Яно-Колымском золотоносном поясе. Гранитные массивы, в которых субщелочные калиевые лейкограниты *колымского* комплекса образуют крупные тела к северу от Сеймчано-Буюндинской впадины, тяготеют к Улаханскому и Умарскому разломам. В Яно-Колымском золотоносном поясе дайки и малые интрузии гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритов и долеритов образуют обширные поля, а диоритовые штоки секут более ранние гранитные массивы. Позднеюрско-раннемеловой этап считается основным, определяющим золоторудную специализацию Иньяли-Дебинского синклинория и Балыгычанского поднятия.

В этих структурах размещаются золотороссыпные месторождения, источником которых явились зоны золоторудной минерализации и месторождения золотокварцевой формации.

Андезит-базальты и андезит-дациты момолтыкичской свиты распространены в Иваньинской и Малтано-Ольской структурах Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. По данным калий-аргонового метода (рис. 2) по субвулканическим и экструзивным породам эта свита раннемеловая — от 138 до 120 млн. лет (на карте [11] эта свита позднеюрско-раннемеловая). В породах момолтыкичской свиты размещаются золотосеребряные месторождения Джульетта и Агатовское. Возраст Джульетты определен как раннемеловой — 136 ± 3 млн. лет (см. табл. 1).

В апте, в центре и северной части Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба произошло излияние кислых лав *аскольдинской* свиты (риолиты, риодациты). С калиевыми риолитами повышенной щелочности ($K_2O:Na_2O=4:1$), слагающими купол 5×8 км, связано полициклическое образование золото-серебруродного гиганта — месторождения Дукал, первоначальные запасы которого составляли 35 тыс. т серебра. Зоны дробления вулканитов содержат до 70% руд [11]. На одном из участков месторождения бурением вскрыты биотитовые граниты, прорывающие аскольдинскую свиту. Возраст гранитов определен в интервале $89 \pm 2,7$ млн. лет (турон), а возраст руд месторождения — 84 ± 1 (сантон-кампан) и 74 ± 5 млн. лет (поздний кампан) [26].

Аскольдинскую свиту в северной части Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба перекрывает *арылахская* толща (алевролиты, андезиты, базальты). Она прорвана дайками и штоками гранит-порфиров. С ней связано крупное золотосеребряное месторождение Арылах. Вулканиты характеризуются нормальной щелочностью, $Na_2O:K_2O=3:1$. Возраст руд по данным рубидий-стронциевого метода 86 ± 1 млн. лет [25].

В альб-сеномане, в центральной и южной частях Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба произошла новая вспышка вулканизма в виде излияния лав среднего состава, отложения туфов и игнимбритов риодацитов *каховской* и *таватумской* свит и внедрения *быстринских* интрузий диорит-гранодиоритового состава. Крупное золотосеребряное месторождение Лунное размещается в пропилитизированных андезитах и туфопесчаниках каховской свиты БСНП. По химизму породы каховской свиты характеризуются натриевым типом нормальной щелочности. К западу от него, в массиве раннемеловых гранодиоритов *быстринского* комплекса Сугойского синклинория, сформировано золотосеребряное оловосодержащее месторождение Громада. Штоки диорит-гранодиоритов, габбродиоритов, габбро и дайки гранит-порфиров быстринского комплекса размещаются в северной части Сугойского синклинория и в северной половине Балыгычано-Сугойского субмеридионального нало-

женного прогиба. Штоки основных пород характеризуются аномально высокими значениями магнитного поля, до 1000 нТл [11].

В позднем мелу в БСНП вновь проявились мощные процессы вулканизма и интрузивного магматизма в виде отложения туфов риодацитов, их игнимбритов и излияние лав *шороховской* свиты в центральной и южной частях БСНП. По данным калий-аргонового метода по субвулканическим и экструзивным образованиям возраст шороховской свиты определен в интервале 68–88 млн. лет, а по рубидий-стронциевому методу 100 ± 2 млн. лет (см. рис. 2). В шороховской свите размещается целый ряд серебро-полиметаллических золотосодержащих месторождений БСНП: Мечта, Тидид, Тэутэрэнджекское, Напористое, Гольцовое. В конце кампана в центре прогиба произошло излияние базальтов и внедрение даек субщелочных эссекситов, трахибазальтов, щелочных абсарокитов *джагынского* комплекса. Калиевым типом характеризуются абсарокиты или щелочные базальты ($K_2O:Na_2O=3:1$), а субщелочные калиевые трахибазальты выделяются высоким превышением оксида калия над оксидом натрия ($K_2O:Na_2O=13:1$). С дайками трахибазальтов *джагынского* комплекса в Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе связано среднее по масштабам оруденения серебруродное месторождение Мечта.

В поздне-меловой этап активизации на рассматриваемой территории, за исключением Иньяли-Дебинского синклинория, произошло интенсивное внедрение гранит-гранодиоритных интрузий в мощные толщи перми, триаса, юры и раннего мела. В современном срезе они представлены крупными плутогенными массивами. Омсукчанский комплекс, сложенный гранитами и субщелочными калий-натриевыми лейкогранитами ($Na_2O:K_2O=1:1$), распространен в Балыгычано-Сугойском субмеридиональном наложенном прогибе и вблизи него. С ним ассоциируют небольшие месторождения и проявления золота, олова и кобальта. Магаданский комплекс (габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, реже лейкограниты) получил развитие в пределах Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. В натриевых габбро $Na_2O:K_2O=4:1$, в кварцевых диоритах и гранодиоритах — $2:1$; в калиевых лейкогранитах — $1:2$. В массиве гранодиоритов магаданского комплекса выявлены проявления молибдена. Диорит-гранодиорит-гранитовая формация и габбродиориты светлинского комплекса образуют крупные массивы в южной части ОЧВП. Гранитоиды по щелочности относятся к нормальному ряду. В гранодиоритах этого комплекса, вблизи золотосеребряного месторождения Нявленга выявлено Хакандинское месторождение молибдена, образующее с этим объектом Нявленгинский молибден-золото-серебруродный узел.

Дукчинский комплекс широко развит в пределах Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского вулкано-

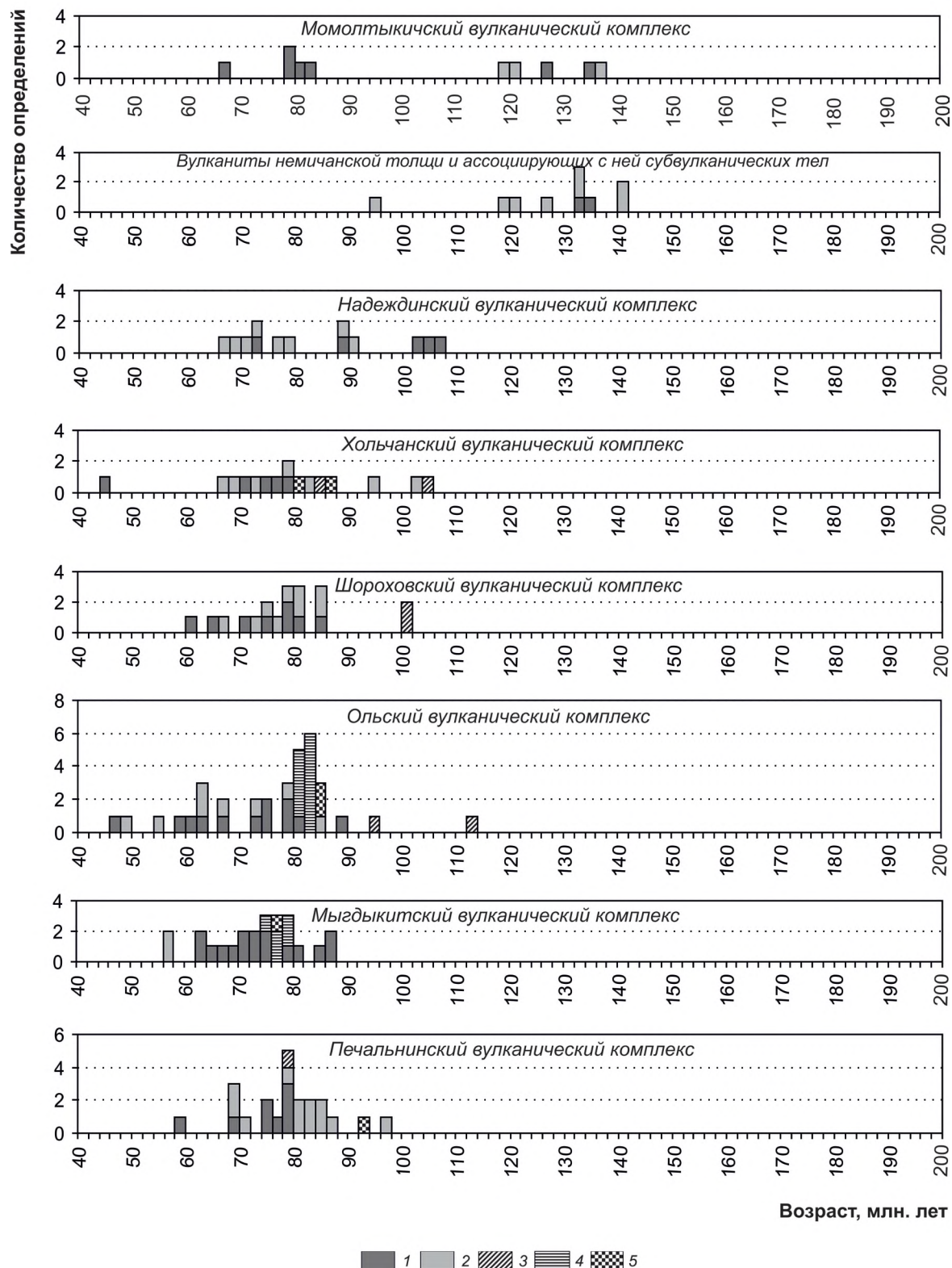


Рис. 2. Гистограммы изотопных датировок вулканитов Верхнего Приколымья, вмещающих благороднометалльную минерализацию:

методы определения возраста: 1 — калий-аргоновый по покровным образованиям, 2 — калий-аргоновый по субвулканическим и экструзивным телам, 3 — рубидий-стронциевый, 4 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 5 — уран-свинцовый по циркону [11]

2. Особенности размещения месторождений золота и серебра в Верхнем Приколымье и сопредельных площадях

Факторы контроля оруденения	Месторождения	
	Золоторудные	Золотосеребряные и сереборудные
1. Тектонические	Иньяли-Дебинский синклиниорий и западная часть Балыгычанского поднятия контролируют размещение подавляющей части месторождений золота	Малтано-Ольский прогиб — Карамкен, Агатовское, Зеркальное; Иваньинский прогиб — Джульетта; Балыгычано-Сугойский рифт — Дукат, Арылахское, Лунное, Тидид, Мечта, Напористое, Гольцовое (Ag) и др.
2. Роль разломов	В зону влияния Улаханского, Умарского, Праворотуканского, Мылгинского, Магаданского и других разломов попадает большая часть золоторудных месторождений	Челомджа-Ямской разлом — Карамкен; Верхнетальский разлом — Гольцовское (Au); Правооротуканский разлом — Среднеканское; Мылгинский разлом — Транспортное, Гольцовское (Au), Туманинское, Разведчик и др.
3. Магматические (в том числе с участием метаморфизма и гидротермальных процессов)	Меловые штоки гранодиоритов и плагиогранитов — Школьное, Дорожное и др.; золоторудная дайка диорит-порфиритов — Среднеканское	Меловые окварцованные андезиты и долериты — Агатовское; позднемеловые лейкограниты на контакте с вулканитами — Нявленга, Напористое; позднемеловые гидротермально измененные трахиты — Мечта
4. Литолого-магматические	Алевриты и аргиллиты перми (содержание золота в 3–5 раз превышают фоновые [13]) — Нежданское, Наталкинское	Момолтыкичская свита — Агатовское; амкинская свита — Хаканджинское; ольская свита — Нявленга; арылахская толща — Арылах

генных поясов. Характерно размещение гранитоидов этого комплекса вдоль Арбутлинского и Верхнетальского разломов. Крупные плитообразные массивы комплекса состоят из калиевых лейкогранитов, гранитов, гранодиоритов, граносиенитов и кварцевых монцититов субщелочного и щелочного типов. В калий-натриевых лейкогранитах $K_2O:Na_2O=5:4$. С дукчинскими лейкогранитами связано золотосеребряное, полиметаллическое и оловянное оруденение [11]. Дайки *прибрежного* комплекса (долериты, габбро-порфириты, трахидолериты, монцогаббро-порфириты, спессартиты) в зоне Арбутлинского разлома пронизывают гранитные массивы и прорывают *ольскую* свиту в Малтано-Ольском и Хетинском прогибах (риодациты, игнимбриты риолитов, их лав, туфов и туфопесчаников с нормальной щелочностью). В ольской свите размещается золотосеребряное месторождение Нявленга. Дайки *печальнинского* позднемелового комплекса (трахиты, андезибазальты, гранит-порфиры) и *печальнинская* свита (андезибазальты, трахибазальты, трахириолиты, комендиты) распространены незначительно, лишь вблизи Правооротуканского разлома и в западной части Балыгычанского поднятия. С дайками субщелочных трахитов связаны месторождения золота — Печальное и серебра — Ветвистое (см. рис. 1).

Магматический контроль оруденения виден на примере ряда месторождений (табл. 2). Агатовское месторождение сформировано в окварцованных андезитах и долеритах момолтыкичской свиты, прорванной верхнемеловыми дайками риолитов,

Карамкен — в поле развития верхнемеловых андезибазальтов, на контакте с дайками гранитоидов. К зонам контактов риолит-дацитовых штоков с андезитами жерловой фации приурочены наиболее богатые рудные столбы [7]. Месторождение Громада размещается в самой интрузии, в зоне дробления и сульфидизации прожилково-жильного типа, трассирующей массив быстринских гранодиоритов. Среднеканская Дайка, Утинское и Штурмовское месторождения представляют собой протяженные золотоносные дайки.

Таким образом, анализ возрастных интервалов формирования рудных месторождений благородных металлов Верхнего Приколымья позволил выделить три этапа благороднометалльной минерализации: позднеюрско-раннемеловой, раннемеловой и поздне-меловой. Месторождения позднеюрско-раннемелового возраста локализованы в Иньяли-Дебинском синклинии и Балыгычанском поднятии. Ранне- и поздне-меловые золотосеребряные и, реже, сереборудные объекты (Ущельное, Финиш) размещаются в вулканоструктурах Охотско-Чукотского пояса. Самая молодая серебро-золоторудная и серебро-олово-полиметаллическая минерализация локализована в Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе.

Уникальная металлогения региона обусловлена обстоятельством планетарного масштаба — приуроченностью к области концентрации глубинных разломов, возникших в результате активных тектонических движений в области сочленения Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской

плит. В зонах влияния разломов мантийного заложения, впервые выделенных по данным МОВ-ОГТ и МТЗ (профили 2-ДВ и 3-ДВ), размещается подавляющая часть месторождений золота и серебра.

Из менее изученных, наиболее перспективными площадями являются: зоны, тяготеющие к узлам пересечения мантийных разломов; зоны, приуроченные к узлам пересечения коровых и мантийных разломов (Улаханского и Правооротуканского, Усть-Омчугского и Мылгинского); зона крупного Арга-Тасского разлома, секущего разновозрастные структуры (Колымо-Омулевское поднятие и Сугойский синклиниорий); поля концентрации даек, штоков и дайкообразных силлов вдоль Правооротуканского и Умарского разломов. Авторами выделены конкретные площади, которые можно рекомендовать для постановки дальнейших поисково-разведочных работ: а) Сугойский узел в центре Сугойского синклинория (зона Арга-Тасского разлома вблизи Валентиновского оловоносного гранитного массива); б) Сеймчано-Буяндинский узел (юго-западный борт Сеймчано-Буяндинской впадины — зона пересечения Улаханского и Правооротуканского разломов); в) Западно-Балыгчанский и г) Южно-Балыгчанский узлы в Балыгчанском поднятии; д) Алинский узел (верховья р. Алина, пересечение Усть-Омчугского и Арбутлинского разломов); е) Умарский район (пересечение Умарского и Усть-Омчугского разломов); ж) Ямско-Нявленгинский район (пересечение Колымского, Арбутлинского и Умарского разломов).

В рудно-формационном отношении наиболее перспективными типами в данном регионе являются золоторедкометалльный и золотомеднопорфировый. Устойчивые повышенные содержания золота в пробах по работе [11] обнаружены в месторождениях: вольфрама (Бохапчинское — 1,5 г/т, южная часть ИДС); кобальта (Верхне-Сеймчанское — в кобальтовом концентрате Au 215 г/т; Ветровое — Au до 3 г/т; Сугойский синклиниорий и Колымо-Омулевское поднятие); меди (Опыт — Au до 1,2 г/т, Колымо-Омулевское поднятие).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельий В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.
2. Билибин Ю.А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока // Проблемы Советской геологии. 1937. № 5. С. 419–427.
3. Васильковский Н.П. Геологическая история Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1981.
4. Вацлов Ю.Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и ОЧВП и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур // Советская геология. 1963. № 4. С. 54–72.
5. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А., Томсон И.Н. Металлогения уникальных рудных районов Северо-Востока России // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России / Сб. научных трудов. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 5–16.
6. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золоторедкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1998. № 3. С. 94–103.
7. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. — М.: ЦНИГРИ, 1988.
8. Горячев Н.А., Котляр И.Н., Ньюберри Р.Д. и др. Основные этапы формирования мезозойского золотого оруденения на Северо-Востоке России // Золотое оруденение и магматизм Северной Пацифики / Тез. докл. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 21–23.
9. Горячев Н.А. Удско-Мургалская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России / Сб. научных трудов. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (нов. Сер.). Лист Р-54, 55 — Оймякон, О-55. Объяснительная записка // Отв. ред. Л.М.Натапов, Е.П.Сурмилова. — С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
11. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист Р-56 — Сеймчан. Объяснительная записка // Отв. ред. В.И.Шпикерман. — С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007.
12. Котляр И.Н. Золотосеребряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. — М.: Наука, 1986.
13. Кравцов В.С., Алексеев В.Ю. Рудоносные вулканоплутонические центры Омсукчанской олово-золотосеребряной металлогенической зоны // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 177–195.
14. Кузнецов В.М. Металлогеническое районирование территории Охотско-Колымского водораздела в свете закономерностей делимости земной коры // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 60–77.
15. Кузнецов В.М., Ливач А.Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгчанско-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 156–177.
16. Ньюберри Р.Д., Лейер П.У. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитный магматизм Северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Тр. Всеросс. совещания. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–206.
17. Обручев С.В. Тектоника Северо-Восточной Азии // Тр. 17 сессии МГК. 1937. Т. 5. — М.: ГОНТИ, 1940. С. 211–218.
18. Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости // Тихоокеанская геология. 1983. № 3. С. 3–22.
19. Парфенов Л.М., Труцелев А.М. Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, их тектоническое положение и природа // Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 7–20.
20. Петров О.В., Михайлов Б.К. и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золотосеребряного месторождения Дукач как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геоло-

- гия и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.
21. *Политов В.К.* Тектоническое развитие Балыгычано-Сугойского прогиба // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. — М.: Наука, 1972. С. 80–88.
 22. *Приставко В.А., Пляшкевич А.А., Трушин А.В., Морозова С.Г.* Распределение ареалов комплексного оруденения по геохимическим данным (Омсукчанский район) // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 220–233.
 23. *Савва Н.Е.* Особенности металлогении континентально-го рифта на примере Дукатского рудного района // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 196–219.
 24. *Сидоров А.А.* Золотосеребряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. — Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978.
 25. *Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского пояса. — М.: Научный мир, 2005.
 26. *Структуры и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным // Сб. научн. трудов.* — Новосибирск: Наука, 2007.
 27. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия).* — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
 28. *Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6. С. 15–29.
 29. *Умитбаев Р.Б.* Структурно-металлогеническое районирование и главные типы рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. — Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 86–110.
 30. *Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). — М.: Наука, 1986.
 31. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. — М.: Научный мир, 2000.
 32. *Шаталов Е.Т.* Интрузивные породы Охотско-Колымского края // Мат-лы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. Геология и геоморфология. Вып. 8. — М.: ОНТИ, 1937.

Состояние и перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы камендобывающей промышленности Урала

Г.Д.ПЕРШИН, М.С.УЛЯКОВ (ФГБОУ ВПО «Магнитогорский государственный технический университет им. Г.И.Носова»; 455000, Челябинская область, г. Магнитогорск, пр. Ленина, 38)

*... извлечь сырой, на первый взгляд
неприглядный материал из недр
Земли и в свете Солнца сделать
его доступным человеческому
созерцанию и пониманию, подобно
красоте благоухающих цветов [6].*

Выполнен анализ состояния камнедобывающей отрасли в России. Составлены схемы расположения месторождений блочного камня средней и высокой прочности на Урале. Показана доля Уральского федерального округа в общем объеме добываемых блоков камня в России. Приведена информация об основных предприятиях и наиболее значимых разрабатываемых месторождениях.

Ключевые слова: мрамор, гранит, природный камень, выход блоков, балансовые запасы.

Першин Геннадий Дальтонович

Уляков Максим Сергеевич, maxim-atlet@yandex.ru

Status and prospects of development and elaboration of mineral resource base stone mining industry in the Urals

G.D.PERSHIN, M.S.ULYAKOV

Analysis of state of stone mining industry in Russia. Schemes of arrangement of block stone medium and high strength in the Urals. Shows the share of the Ural Federal district in the total volume of the extracted stone blocks in Russia. Provides information about the main enterprises and the most important fields.

Key words: marble, granite, natural stone, output units, the reserves.

Камнедобывающая и перерабатывающая отрасль в отечественной промышленности нерудных строительных материалов никогда не занимала ведущих позиций и не находилась в привилегированном положении, так как до последнего времени не был изжит сложившийся стереотип, что природный камень — это «дворцовый» материал, предназначенный для роскошных монументальных зданий, сооружений и комплексов. Этим и объясняются стартовые возможности российской индустрии камня на этапе рыночных отношений. Но рынок востребовал продукцию из природного камня, а природные кладовые этого строительного и облицовочного материала дают возможность повсеместно применять его в больших объемах, так как по его запасам Россия занимает ведущее место в мире. В настоящее время только на Урале учтено более 300 месторождений и проявлений мраморов, мраморизованных известняков и доломитов, более 80 — гранитоидов, более 300 — яшм, 65 — порфиринов, 47 — габбро, 70 — серпентинитов, 23 — лиственитов, 31 — офиокальцитов, 25 — кварцитов, 19 — туфов и туфитов, 14 — родонита и 12 — пироксенита [1, 2].

Поэтому из года в год отечественная камнедобыча и обработка неуклонно повышают свои показатели, при этом в стране наблюдается устойчивая тенденция роста потребления природного камня с годовыми темпами в 10–12%. В перспективе Россия может выйти на среднемировой уровень добычи и производства природного камня, так как имеет для этого все необходимые условия и предпосылки [1, 7].

Современный мировой опыт добычи и переработки природного камня показывает, что в лидирующих странах индустрия камня существует и развивается как система малых предприятий, отсюда их количество составляет тысячи единиц. Так, в Италии — несомненном лидере, определяющем и рациональную организационно-производственную структуру, количество предприятий индустрии камня в составе свыше ста человек не превышает 1% от общего их числа (15 тыс.). В КНР в настоящее время действует более 5 тыс. карьеров по добыче природного облицовочного камня [1, 3, 4, 7]. Количественный состав малого предприятия не устанавливается волевым путем, а обосновывается многолетней практикой как рациональная структура, дающая возможность минимизировать затраты и макси-

мизировать доходы. Россия не обладала опытом работы малых предприятий в горной промышленности, в частности промышленности строительных нерудных материалов, и не имеет его в настоящее время.

Анализ мирового состояния добычи природного камня. Несмотря на постоянную конкуренцию с различными искусственными имитациями, появляющимися на рынке, потребление изделий из декоративного природного камня во всем мире ежегодно возрастает на 7–9% и в настоящее время находится на уровне около 70 млн. м³ (1,4 млрд. м² пиленой плиты условной толщины 20 мм) (рис. 1).

Имея значительные запасы природного камня, по объему добычи камнеблоков (0,3 млн. м³/год) Россия в настоящее время занимает 25-е место в мире и 27-е по объему потребления изделий из камня (0,4 млн. м³/год) (рисунки 2, 3) [3, 4].

Вышесказанное свидетельствует о широком спросе на природный камень. Его привлекательность заключается, прежде всего, в естественной высокой декоративности и долговечности. Как показывает опыт, благодаря долговечности камня и его грамотному использованию, обеспечивается сокращение расходов на эксплуатацию зданий и прилегающих территорий в 5–8 раз по сравнению с применением имитаций камня.

Анализ современного состояния добычи природного камня в России. Следует отметить, что по богатству запасов и разнообразию природного облицовочного камня нашей стране принадлежит ведущее место в мире. По промышленным категориям А+В+С₁ суммарные балансовые запасы облицовочного камня в Российской Федерации составляют в настоящее время около 1,5 млрд. м³ горной массы. Существующая отечественная минерально-сырьевая база облицовочного камня представлена примерно 500 разведанными месторождениями, из них около 40% — это прочные магматические породы (граниты, риолиты, диориты, габбро, базальты и др., $\sigma_{сж}$ = 80–500 МПа), 40% — породы средней прочности (мраморы, мраморовидные известняки, доломиты, мраморные брекчии и др., $\sigma_{сж}$ = 40–150 МПа), 20% — низкопрочные породы преимущественно осадочного происхождения: известняки, травертины, гипсовые камни и др., ($\sigma_{сж}$ = 0,4–40 МПа). Однако ресурсы российского камня разведанными месторождениями не исчерпываются: на территории страны зарегистрировано несколько тысяч проявлений облицовочного камня с разной степенью геологической изученности (чаще всего — на стадиях поисковой или предварительной разведки). Одних только гранитов имеется >1 тыс. документально зафиксированных проявлений с прогнозными запасами свыше 4 млрд. м³.

Уральский регион — наиболее богатая ресурсами природокаменная часть России. Продукция месторождений гранитов (Мансуровское, Сибирское, Южно-Султаевское, Исетское, Суховязкое и др.), мраморов (Коелгинское, Уфалейское, Мраморское, Полоцкое, Полевское и др.) известна во всех уголках России и

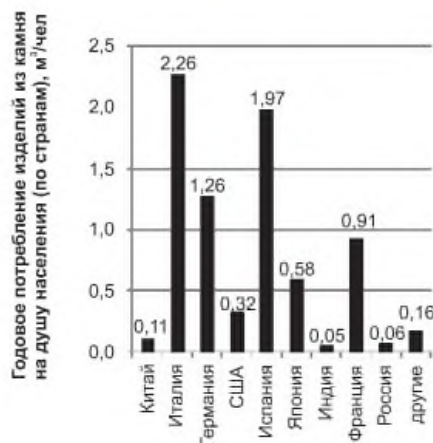


Рис. 1. Объем потребления изделий из камня в пересчете на 1 м² пиленой плиты на человека за 2014 г.

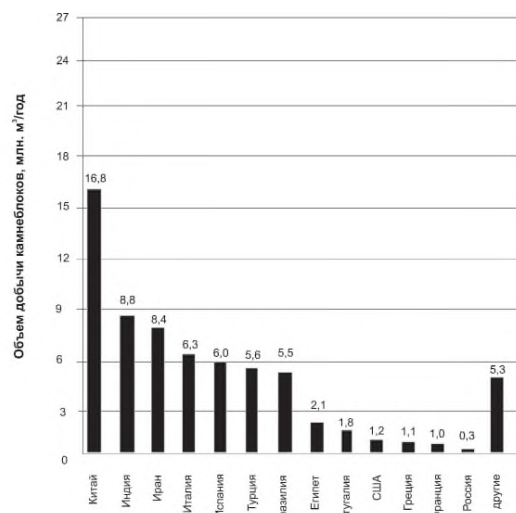


Рис. 2. Объем добычи блочного природного камня странами за 2014 г.

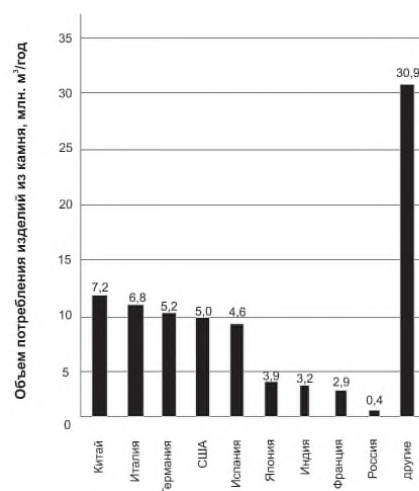


Рис. 3. Объем потребления блочного природного камня странами за 2014 г.

ближнего зарубежья. Уральское сырье в виде блочного камня перерабатывается не только на своих предприятиях, но и в большом количестве в центральном регионе России. В настоящее время Урал добывает порядка 60% блоков и производит около 40% изделий из камня от общего объема производства в России.

За последние два десятилетия вокруг действующих и вновь построенных карьеров Урала возникли сотни частных фирм и компаний в рамках малого горного предпринимательства, занимающихся добычей и переработкой каменного сырья. Эти предприятия при правильной ориентации и организации призваны изменить несоответствие между существующими запасами и объемами производства каменной продукции.

Запасы среднепрочного камня на Урале. Основной объем добычи (74%) блоков среднепрочного камня в России сосредоточен на Урале. По запасам, разведанным по промышленным категориям (А+В+С₁) и учитываемым Государственным балансом, мраморы и близкие к ним породы (мраморизованные известняки, доломиты, магнезиты, кальциты, серпентиниты и др.) составляют весьма значительную группу: общий объем их запасов на Урале равен 420 млн. м³ (табл. 1). Фактическое число выявленных и зафиксированных месторождений (проявлений) мрамора на порядок превышает количество, учтенное Государственным балансом запасов.

Подавляющее большинство изученных и освоенных месторождений в Уральском регионе сконцентрировано, главным образом, на восточном склоне Уральского хребта. Обычно мрамор залегает в зоне контакта с интрузивами и образует крупные массивы, линзы и прослои среди изверженных и метаморфических пород различного состава (рис. 4).

Наиболее высокими декоративными свойствами обладают мраморы Кадышевского, Сарапульского, Октябрьского, Фоминского, Каркодинского, Исовского, Сосновского и Ольховского месторождений, известняки Мулдакаевского и Янгельского месторождений, доломиты Агаповского и Журавлевологского месторождений, магнезиты Саткинского месторождения.

Из всего добываемого объема мрамора в России более половины приходится на карьеры Коелгинского месторождения в Еткульском районе Челябинской области.

Коелгинская группа месторождений мрамора включает собственно Коелгинское и Южно-Коелгинское месторождения. Мраморы имеют белый, светло-серый цвет с голубоватым и желтоватым оттенками, мелкозернистую структуру, массивную текстуру, относятся ко 2-му классу декоративности, характеризуются чистым кальцитовым составом. Разрабатываются предприятием ЗАО «Коелгамрамор», которое занимает лидирующую позицию среди российских предприятий по добыче и переработке белого мрамора. Годовое производство камня составляет 55 тыс. м³ (проектная мощность карьера 100 тыс. м³).

Продукцией являются: блоки, модульные плиты, ритуальные изделия, архитектурные элементы (в их числе колонны, перила и балясины, каминные, скамейки и др.). Также ЗАО «Коелгамрамор» наладило выработку продуктов на основе мрамора, широко применяемых в строительной промышленности: микрокальцит, щебень мраморный, мраморная мука, сухие строительные смеси, молотый мрамор для буровых растворов, клей, шпаклевка.

Коелгинский мрамор экспортируется в 12 стран. В России им облицованы сотни архитектурных объектов, в том числе: Храм Христа Спасителя, здания Российской академии наук, дома Правительства, академии общественных наук, министерства обороны, мемориального комплекса на Поклонной горе, также использовался при облицовке 112 станций метро в Москве. Коелгинским мрамором в Казани облицована мечеть Кул Шариф, Уфе — мечеть Ляля-Тюльпан, Самаре — храм Георгия Победоносца.

Относительно крупными среди разрабатываемых в Уральском регионе являются еще Мраморское (8 тыс. м³/год, ЗАО «Уральский мрамор», ООО «Мраморгаз») и Уфалейское (12 тыс. м³/год, АО «Уралмрамор») месторождения мрамора серого цвета, Полоцкое (5 тыс. м³/год, ООО «РИФ») месторождение мрамора белого цвета.

Уфалейское месторождение мрамора расположено в 5 км к юго-востоку от г. Верхний Уфалей (Челябинская область). В контуре подсчета запасов толща мрамора простирается на 370 м, ширина толщи по падению от 126 до 220 м, мощность от 42 до 80 м. Мрамор представляет собой полнокристаллическую монолитную полосчатую породу серого цвета с голубоватым оттенком. Полосчатость характеризуется чередованием голубовато-серых, белых и темно-серых прослоев мрамора. Разработку месторождения осуществляет АО «Уралмрамор». Добыча мрамора производится по комбинированной схеме с применением канатных пил и баровых машин. Вертикальное резание мрамора осуществляется канатными пилами, а горизонтальное — баровыми. В настоящее время предприятие имеет крупный камнеобрабатывающий цех «Мармо», укомплектованный оборудованием итальянской фирмы «TERZAGO». Основными видами деятельности предприятия являются: добыча мраморных блоков, производство строительных материалов в виде мраморной плиты, мраморной крошки, производство ритуальных изделий из мрамора.

Отделочные материалы, производимые предприятием, использовались при строительстве станции метро «Динамо» в г. Екатеринбург, реставрации большого каскада фонтанов в г. Петрозаводск, реставрации храма в г. Карпинск, при оформлении зданий аэропорта, городской больницы, здания администрации, железнодорожного вокзала, хирургического отделения областной клинической больницы и др.

Мрамор широко применяется в производстве

1. Сведения о некоторых месторождениях камня средней прочности на Урале

Название месторождения	Вид камня	Основные цвета	Выход блоков, %	Предел прочности при сжатии, МПа	Недропользователь	Разведанные запасы по состоянию на 01.01.2010, млн. м³ (категория)
Айдырлинское	Мрамор	Белый, серый	29	92	АОЭ «Оребургэнерго»	6,40 (А+В+С ₁)
Александров Лог	Доломитизированный мраморизованный известняк	Темно-серый, черный	20	125	ОООТ «Экспериментальный завод по обработке камня»	0,34 (С ₁)
Баженовское (участок 5)	Серпентинит	Зеленый	10	94,5	ОАО «Ураласбест»	0,33 (С ₂)
Верхне-Макаровское	Мрамор	От белого до светло-серого	7	58	ООО «Мраморгаз»	0,30 (С ₁)
Глинское	Мраморизованный известняк	Черный	20	105	ООО «Меланолит»	0,21 (С ₁)
Еленинское	Мрамор	Белый, серый	8	73	ООО «РИФ»	2,22 (В+С ₁)
Журавлев Лог (Висимское)	Доломит	Темно-серый, черный	15	49,5	ООО «Предприятие им. Вавилова»	4,15 (В+С ₁)
Инзерское	Строматолитовый известняк	Желтый, бурый, коричневый	30	81	ОАО «ДИОР»	2,50 (С ₂)
Исовское	Мраморизованный известняк	Серо-розовый, красно-бордовый	32	123	ИЧП «Кедр»	3,29 (С ₁ +С ₂)
Кадышевское	Мрамор	Черный	15	93	ООО «ТД Камень Башкирии»	2,15 (В+С ₁)
Кирибинское	Серпентинит	Темно-зеленый	30	91	ОАО «ДИОР»	0,11 (А+В+С ₁)
Коелгинское (Центральный участок)	Мрамор	Белый	28	58	ЗАО «Коелгамрамор»	20,23 (В+С ₁)
Колюткинское	Мрамор	Белый, серый, темно-серый	20	70	ООО «Ключевской завод ферросплавов»	1,01 (В+С ₁)
Коркодинское (Черемшанское)	Мрамор	Темно-серый, черный	18	105	ОАО «Уфалейникель»	1,10 (В+С ₁)
Лемезинское	Мраморизованный строматолитовый известняк	Красновато-коричневый, желтовато-бурый	25	75	ООО «НПП Арс-Би-Си»	8,96 (А+В+С ₁)
Макаровское	Мрамор	Белый, серый	25	72	ООО «Контур»	0,32 (В+С ₁)
Медовое	Мраморизованный известняк	Белый, желтый, медовый	20	85	ОАО «Ураласбест»	0,85 (С ₁ +С ₂)

Мраморское (участок Мраморский)	Мрамор	Белый, светло- серый	35,5	50	ЗАО «Уральский мрамор»	7,77 (A+B+C ₁)
Мраморское (участок Черновский)	Мрамор	Темно- серый, серо- черный	22	50	ООО «Мраморгаз»	0,87 (A+B+C ₁)
Мулдакаевское	Мраморизованный строматолитовый известняк	Вишнево- красный, коричневый	17,3	60	ОАО «ДИОР»	1,30 (C ₁)
Нижнетагильское (Сапальское)	Мрамор	Вишнево- красный	14	126	АООТ «Высокогорский ГОК»	6,82 (A+B+C ₁)
Ново-Ивановское (Центральный участок)	Мрамор	Белый, серый, желто- серый	22	105	ООО «Горный Урал»	26,49 (A+B+C ₁)
Ольховское	Мрамор	Белый	18	90	ОАО «Уфалейникель»	0,37 (C ₁)
Першинское	Мраморизованный известняк	Черный	17,3	154	ОАО «Энергомаш- корпорация»	1,66 (A+B+C ₁)
Полдневское	Мрамор	Белый, серый	27	158	ТОО «Компания Серна»	1,87 (A+B+C ₁)
Полевское	Мрамор	Розовато- белый	18	75	ЗАО «Карат»	3,84 (B+C ₁)
Полоцкое	Мрамор	Белый	25	60	ООО «РИФ»	0,58 (B+C ₁)
Походиловское	Мрамор	Серо- черный, голубовато- серый	26,8	122	ООО «Мабл»	1,58 (B+C ₁)
Починковское	Мрамор	Розовато- белый, темно- серый	19,6	76	ООО «Средне- Уральское управление строительства»	4,75 (A+B+C ₁)
Прохорово- Баландинское	Мрамор	Белый с желтоватым или сероватым оттенком	17,5	123	ДХО «Прохорово- Баландинский мраморный карьер»	2,72 (B+C ₁)
Редутовское	Мрамор	Светло- серый	15	86,3	СП «Маглин»	0,27 (B+C ₁)
Рыскужинское	Мрамор	Светло- серый	8	120	ТД «Камень Башкирии»	0,63 (B+C ₁)
Сарапульское	Мрамор	Светло- желтый, серо- голубой	24,8	110	ООО «Мраморгаз»	1,62 (B+C ₁)
Станичное	Мрамор	Белый, серый, серо- синий	20	75	ООО «Станица»	5,21 (B+C ₁ +C ₂)
Уфалейское	Мрамор	Серый	56	62	АО «Уралмрамор»	2,33 (A+B+C ₁)
Хамитовское	Мрамор	Белый, светло- серый	15	93	ТОО «Аккорд»	0,52 (B+C ₁)

Черешковское (Саткинское)	Офикальцит	Зелено-серый, ярко-зеленый	24,8	152	ГПП «Уралкварцсамоцветы»	3,00 (C ₁)
Шабровское	Мрамор	Серый с голубым оттенком	29	57	МП «Кристалл»	0,94 (B+C ₁)
Шишимское (Медведевское)	Мрамор	Белый	15	67	ООО «Шишимский мрамор и Ко»	7,21 (B+C ₁ +C ₂)
Южно-Айдырлинское	Мрамор	Серый, темно-серый	35	102	ЗАО «ОНАКО-мрамор»	2,25 (A+B+C ₁)
Южно-Коелгинское	Мрамор	Белый	23	70	ООО «Коелга-Южное»	11,18 (B+C ₁)
Южно-Шабровское	Сerpентинит	Зеленый	29,8	149	ООО «Лукойл-Исеть»	0,33 (B+C ₁)
Янгельское	Мраморизованный известняк	Кремeво-серый, белый	30	73	ОАО «Башкирский медно-серный комбинат»	3,40 (A+B+C ₁)

строительных материалов как декоративный облицовочный камень и щебень, для создания архитектурно-строительных деталей, скульптур, электротехнической промышленности, производстве сварочных электродов и санитарно-строительной керамики. Запасы разведанных месторождений мрамора на Урале позволяют говорить о надежной сырьевой базе данной породы на ближайшие десятилетия.

Лемезинское месторождение строматолитовых известняков, не имеющее в мире аналогов, расположено в Катав-Ивановском районе Челябинской области, в 12 км к северо-западу от пос. Лемеза, на склоне г. Белетур. Примечательно, что месторождение открыто в очередном походе выходного дня в 1975–1976 гг. членами кружка юных геологов дома детского творчества г. Сатки. Полезная толща 15–40 м представлена вишнево-коричневыми, серыми и зеленовато-серыми тонкозернистыми строматолитовыми известняками столбчато-полосчатой и концентрически-полосчатой текстуры с линзами мергелистых известняков и аргиллитов мощностью до 7 м. Ширина выходов известняков на поверхности — от 80 (на флангах) до 480 м (в центральной части). В настоящее время месторождение разрабатывается предприятием ООО «НПП «Арс-Би-Си».

На Урале известно более 15 месторождений доломита, различающихся качеством и запасами сырья. Промышленная добыча в настоящее время осуществляется на 5-ти месторождениях в Пермском крае, Свердловской и Челябинской областях. Как правило, в качестве облицовочного материала доломиты берутся в виде негабаритов, как отходы добычи флюсов, используемых в металлургии.

На обширной территории Полярного Урала выявлено, зафиксировано и частично изучено несколько

сотен месторождений (проявлений) декоративно-облицовочного камня. В Республике Коми разведано месторождение мрамора Есто-то. Месторождение расположено в 70 км от г. Воркута и в 31 км от ближайшей ж.д. станции Полярный Урал. Промышленные запасы (по категориям B+C₁) составляют около 1 млн. м³ при ожидаемом выходе блоков — 20%. Мрамор имеет черный и серо-черный цвет, тонкозернистую структуру, принимает полировку высокого качества.

В Интинском районе Республики Коми, в 12 км от железнодорожной станции Кожим находится месторождение черных и темно-серых мраморизованных известняков Сывь-Ю (запасы по категориям B+C₁ 0,8 млн. м³). Прогнозируемый выход товарных блоков — 15%.

Другое месторождение мраморизованных известняков — Янганапэ расположено в Ямало-Ненецком АО, в 10 км от разъезда «140-й километр» ж.д. Обская–Бованенково. Разведанные запасы (по категориям C₁+C₂) составляют 3 млн. м³, ожидаемый выход блоков находится в пределах 18–22%. Известняк полихромный с вариацией основного цветового тона от бежевого и розового до коричневого.

В 25 км от платформы «110-й километр» ж.д. Сейда-Лабьгнанги находится еще одно месторождение мраморизованных известняков — Пайпудынское, с запасами 39,7 млн. м³ (категории B+C₁+C₂) при выходе блоков 29%, а в 12 км к юго-западу от этого месторождения выявлены и разведаны на стадии предварительной разведки мраморизованные известняки участка Бобровый с запасами по категории C₂ — 3 млн. м³.

Высокодекоративный облицовочный и поделочный камень средней прочности. Запасы серпентинита



Рис. 4. Схема расположения месторождений блочного камня средней прочности на Среднем и Южном Урале

Республика Башкортостан		36. Уфалейское (мрамор)
1. Инзерское (известняк строматолитовый)		37. Коркодинское (Черемшанское) (мрамор)
2. Мулдакаевское (мраморизованный строматолитовый известняк)		38. Макаровское (мрамор)
3. Кирябинское (серпентинит)		39. Ольховское (мрамор)
4. Кадышевское (мрамор)		40. Синарское (мрамор)
5. Рыскужинское (мрамор)		
6. Янгельское (мраморизованный известняк)		
Оренбургская область		Свердловская область
7. Южно-Айдырлинское (мрамор)		41. Октябрьское (мрамор)
8. Айдырлинское (мрамор)		42. Верхне-Макаровское (мрамор)
Челябинская область		43. Полдневское (мрамор)
9. Полоцкое (мрамор)		44. Шабровское (мрамор)
10. Еленинское (мрамор)		45. Южно-Шабровское (серпентинит)
11. Станичное (мрамор)		46. Ленинское (мрамор)
12. Редутовское (мрамор)		47. Мраморское (участки Мраморский и Черновский) (мрамор)
13. Кочневский перспективный участок (сланец)		48. Колюткинское (мрамор)
14. Суворовский перспективный участок (кварцито-песчаник)		49. Походиловское (мрамор)
15. Крайний перспективный участок (кварцито-песчаник)		50. Сарапульское (мрамор)
16. Елизаветинский перспективный участок (кварцито-песчаник)		51. Ново-Ивановское (Центральный участок) (мрамор)
17. Кварцит перспективный участок (кварцито-песчаник)		52. Починковское (мрамор)
18. Звездчатый перспективный участок (сланец)		53. Южно-Починковское (мрамор)
19. Каменское (мрамор)		54. Верхнетагильское (мрамор)
20. Контактное (мрамор)		55. Нижнетагильское (Сапальское) (мрамор)
21. Южно-Ларинский участок (мрамор)		56. Журавлев Лог (Висимское) (доломит)
22. Костер (серпентинит)		57. Полевское (мрамор)
23. Восточно-Аргаяшское (мрамор)		58. Александров Лог (доломитизированный мраморизованный известняк)
24. перспективный участок Ника (кварцито-песчаник)		59. Исовское (мраморизованный известняк)
25. Анновское (известняк)		60. Баженовское (участок 5) (серпентинит)
26. Лемезинское (мраморизованный строматолитовый известняк)		61. Медовое (мраморизованный известняк)
27. Шишимское (Медведевское) (мрамор)		62. Глинское (мраморизованный известняк)
28. Березовское (магнезит)		63. Першинское (мраморизованный известняк)
29. Черешковское (Саткинское) (офикальцит)		
30. Коелгинское (Центральный участок) (мрамор)		
31. Южно-Коелгинское (мрамор)		
32. Хамитовское (мрамор)		
33. Саткинское (Мельнично-Полянихинское) (магнезит)		
34. Прохорово-Баландинское (мрамор)		
35. Восточно-Поповский перспективный участок (кварцито-песчаник)		

(змеевика) на Урале практически неограничены. Наиболее разведана и эксплуатируется Шабровская группа месторождений в Свердловской области (Шабровское, Ново-Шабровское, Южно-Шабровское, Белоусовское, Григорьевское, Чусовское, Мраморское, Арамилское). Ведется добыча змеевика на Баженовском месторождении (попутно с хризотил-асбестом). Добываемый змеевик в основном используется как облицовочный камень. Более привлекательные, красивые разновидности применяют в производстве различных камнерезных поделок: ваз, письменных приборов, шкапулов, столешниц, светильников, различных сувениров.

На блочный облицовочный камень в Челябинской области разрабатывается Маукское месторождение. Кроме названных, существуют десятки месторождений серпентинита на Урале, где добывается строительный, ландшафтный и поделочный камень: Орловское, Костер, Гора Кукушка, Волчья гора и др.

Особого внимания заслуживают декоративные песчаники и кварцитопесчаники, месторождения которых сосредоточены преимущественно в Республике Коми. Месторождение Воркутинское (участки Юньягинский и Сланцевый) расположено в 10 км от г. Воркута и в 12 км к югу от железнодорожной станции Нерусовая. Разведку месторождения с опытно-промышленной добычей осуществляло АОЗТ «Роснедра». Разведанные запасы песчаника в пределах участка Юньягинского (по категориям C_1+C_2) составляют 0,6 млн. м³, при выходе блоков 21,6%. Средняя мощность вскрыши — 5,0 м, в том числе скальной — 2,5 м. В декоративном отношении песчаник представляет собой однородную породу голубовато-серого, темно-серого и серо-черного цвета (в полированной фактуре — до черного).

Месторождение Обезское (Бараки) расположено в Интинском районе, в 50 км к юго-западу от г. Инта. Запасы кварцитопесчаника (по категории C_2) составляют 0,2 млн. м³. Продуктивный пласт характеризуется ярко выраженным плитчатым строением и состоит из кварцитопесчаников кирпично-красного и коричневатого-красного цвета.

Месторождение Кожимское-1 (Интинский район, 22 км к северо-западу от железнодорожной станции «1952-й километр») представлено высокодекоративными кварцитопесчаниками малиново-розового, вишнево-красного, сиренево-красного и кирпичного цветов. Запасы по категориям $A+B+C_1$ составляют 78,5 млн. м³ при выходе блоков 35%.

Запасы высокопрочного камня на Урале. Разведанные месторождения гранитов, лабрадоритов, монзонитов, порфиров, тешенитов, сиенитов, диоритов, хотя имеют большие размеры, в абсолютном большинстве представляют собой отдельные небольшие участки куполов батолитов (табл. 2).

На долю УрФО приходится 30% от общего объема добычи блоков высокопрочного камня в стране [1, 3]. По состоянию на декабрь 2000 г. в Свердловской и

Челябинской областях постоянно эксплуатировались лишь 5 месторождений: Сибирское, Мансуровское, Исетское, Южно-Султаевское и Суховязское. В настоящее время разрабатываемых месторождений 12: Мансуровское, Исетское, Восточно-Варламовское, Лисья Горка, Нижне-Санарское, Ташмурунское, Шрау-Тау, Северо-Бускунское, Малыгинское, Суховязское, Цветок Урала и Южно-Султаевское (рис. 5). Наиболее крупным карьером природного камня Урала является «Мансуровский» (Республика Башкортостан, ОАО «Уральские камни») производительностью 35 тыс. м³ камнеблоков в год. По техническому оснащению один из самых передовых на Урале — это карьеры Нижне-Санарского месторождения гранодиорита (Челябинская область, ООО «Санарский гранит»).

Наиболее известны светло-серые с зеленоватым оттенком граниты Мансуровского, светло-серые граниты Ташмурунского, черные долериты Северо-Бускунского месторождений и темно-зеленые габбронориты месторождения Шрау-Тау в республике Башкортостан, бежево-коричневые граниты Малыгинского, желтовато-оранжевые граниты Южно-Султаевского, бело-черные с голубым оттенком гранодиориты Нижне-Санарского, светло-серые граниты Суховязского месторождений в Челябинской области, а также граниты месторождений Сибирское, Сысертское и Исетское в Свердловской области.

Мансуровский гранитный массив представляет собой штокообразное тело овальной формы площадью около 660 тыс. м², вытянутое в северо-восточном направлении. Длина массива 1,1 км и ширина 0,6 км. Прочность гранитов в центральной части месторождения составляет 110–120 МПа, периферийной — 120–180 МПа.

Обеспеченность карьера производительностью 100 тыс. м³ блоков в год разведанными запасами гранита составляет 500 лет. Разработку месторождения осуществляет ОАО «Уральские камни». Из добытых в карьере блоков производят облицовочные полированные плиты толщиной 30 мм, накрывочные плиты из боковых корок-срезов от плит и блоков толщиной менее 0,2 м, бортовой камень (ГП-1, ГП-2, ГП-3, ГП-4, ГП-5), цокольные плиты «Скала» и др.

Среди разведанных высокопрочных пород Полярного Урала наибольший интерес представляет Халытабейское месторождение габбро, расположенное в Приуральском районе Ямало-Ненецкого автономного округа, в 120 км от г. Лабытнанга, вблизи 102 км ж.д. Обская–Бованенково. Возраст интрузии — верхний ордовик–нижний силур. Разведанные запасы камня составляют 19,5 млн. м³ (категории $A+B+C_1$) при средней мощности вскрыши 1,6 м и выходе блоков из горной массы 23%. На месторождении выявлено несколько декоративных разновидностей: от серой до серо-черной и интенсивно-черной. Недропользователь месторождения — ОАО «Ямалтрансстрой».

Высокодекоративный облицовочный и поделочный камень высокой прочности. К настоящему времени на Урале открыты сотни месторождений и проявлений яшмы. Среди них наиболее известны: Анастасьевское, Кушкульдинское, Маломуйнаковское, Мулдакаевское, Науразовское, Гора Полковник, Сафаровское, Тунгатаровское. Обычная длина тел от 10 до 70 м, изредка до 200 м; мощность от 1,5 до 7 м. Яшмы сложены тонкозернистым кварцем (80–90%) с примесью глинистых частиц, окислов железа, хлорита, эпидота, андрадита и других минералов. Значительное количество месторождений яшмы различных цветовых оттенков и фактурных рисунков расположено на Южном Урале в Абзелиловском, Учалинском и Баймакском районах (республика Башкортостан), а также в Агаповском районе (Челябинская область). В Учалинском районе (вокруг г. Учалы) насчитывается 125 месторождений, в Баймакском (вокруг и южнее г. Сибай) — 56, а в Абзелиловском и Агаповском в радиусе 50 км от г. Магнитогорск — 70. Предлагаемая к реализации продукция на рынке отсутствует. Многие месторождения этого высокодекоративного камня разрабатываются для местных нужд и отсыпки дорог.

Не уступает яшме по декоративности еще одна уральская порода — орлец (родонит), состоящая

из большого количества различных марганцовых минералов (отсюда и множество дендритов, повышающих декоративные качества). Цвет — розовый, вишнево-розовый или малиновый. При общей непрозрачности этот камень обладает приятным просвечиванием, придающим ему глубину и особенную сочность тонов. Плотность 3,6 т/м³, предел прочности на сжатие 160 МПа, твердость 5,5–6,5 по шкале Мооса.

Месторождения родонита имеются в Австралии, США и России. При этом уральские родониты значительно превосходят американские и австралийские по декоративности. Наиболее крупные месторождения: Южно-Файзуллинское (Республика Башкортостан), Бородулинское и Шабровское (Свердловская область).

Южно-Файзуллинское месторождение до 2006 г. разрабатывалось на блочный родонит. Резание камня осуществлялось малогабаритной алмазно-канатной машиной марки «S.600E» с двигателем мощностью 22 кВт производства итальянской фирмы Dazzini. Линейная скорость перемещения каната изменялась в пределах 21–30 м/с. Средняя производительность резания составила 0,45 м²/ч, максимальный размер блоков 2×1,5×1,5 м. В настоящее время добыча родонита на Урале не осуществляется ни на одном из

2. Сведения о некоторых месторождениях камня высокой прочности на Урале

Название месторождения	Вид камня	Основные цвета	Выход блоков, %	Предел прочности при сжатии, МПа	Недропользователь	Разведанные запасы по состоянию на 01.01.2010, млн. м ³ (категория)
Азиатское	Габбро	Черно-зеленый	30	149–207	ООО НПП «Элва»	0,54 (C ₁ +C ₂)
Булатовское	Габбродолерит	Черный	20	220	ООО «Гранит и К»	0,70 (A+B+C ₁)
Головыринское	Гранит	Желто-розовый	25	136–270	ТОО «Розовый гранит»	5,85 (A+B+C ₁)
Западно-Султаевское	Гранит	Желто-розовый	18	160	ООО «Скала»	1,18 (B+C ₁)
Исетское	Гранит	Светло-серый, голубовато-серый	68	153	ООО «Исетский гранитный карьер»	6,12 (A+B+C ₁)
Малыгинское	Гранит	Коричневый	70	134	ООО «Донат»	0,81 (A+B+C ₁)
Мансуровское	Гранит	Светло-серый с зеленоватым оттенком	76	127	ОАО «Уральские камни»	7,59 (A+B+C ₁)
Нижне-Санарское	Гранодиорит	Бело-черный с голубым оттенком	36	110	ООО «Санарский гранит»	2,44 (A+B+C ₁)
Сибирское	Гранит	Светло-серый	61	125	ООО «Сибирский гранитный карьер»	10,29 (A+B+C ₁)
Суховязское	Гранит	Светло-серый	44	148	ООО «Гранит-СВ»	0,26 (C ₁)
Ташмурунское	Гранит	Светло-серый	15	196	ООО «Урал-Таш»	0,30 (C ₁)
Южно-Султаевское	Гранит	Розовато-оранжевый	47	160	ООО «Мраморгаз»	2,15 (A+B)



Рис. 5. Схема расположения месторождений блочного высокопрочного камня на Среднем и Южном Урале

Республика Башкортостан		Свердловская область	
1.	Ишмурзинское (кварцевый липарито-дацитовый порфир)	31.	Камышевское (гранит)
2.	Шрау-Тау (габбронорит)	32.	Головыринское (гранит)
3.	Янзигитовское (диорит)	33.	Маминское (амфиболит)
4.	Улузбиинское (габбро)	34.	Сибирское (гранит)
5.	Северо-Бускунское (габбродолерит)	35.	Курманское (гранит)
6.	Абзаковское (порфирит плагиоклазовый)	36.	Монетное (гранит)
7.	Ташмурунское (гранит)	37.	Абрамовское (гранит)
8.	Мансуровское (гранит)	38.	Исетское (гранит)
Челябинская область		39.	Северное (гранит)
9.	Астафьевское (пьезокварц)	40.	Малышевское (гранит)
10.	Нижне-Санарское (гранодиорит)	41.	Режевское (порфирит)
11.	Восточно-Варламовское (гранит)	42.	Гора Кирипова (габбро)
12.	Хребтовское (гранит)	43.	Таволгинское (порфирит)
13.	Сыростанское (гранит)	44.	Беликовское (порфирит)
14.	Березовское (гранит)	45.	Линевское (габбро)
15.	Миасское (гранит)	46.	Каменское (габбро)
16.	Кременкульское (гранит)	47.	Гологорское (габбро)
17.	Султаевское (гранит)	48.	Красногвардейское (гранит)
18.	Западно-Султаевское (гранит)	49.	Заячья Гора (гранит)
19.	Агашкульское (гранит)	50.	Баранчинское (габбро)
20.	Южно-Султаевское (гранит)	51.	Азиатское (габбро)
21.	Митрофановское (гранит)	52.	Гусевское (габбро)
22.	Травниковское 2 (гранит)	53.	Краснотуринское (порфирит)
23.	Теплогорское (гранатовый амфиболит)		
24.	Раковая гора (гранит)		
25.	Суховязкое (гранит)		
26.	Лисья горка (гранит)		
27.	Юго-Коневское (гранит)		
28.	Прохоро-Баландинское (гранодиорит)		
29.	Малыгинское (гранит)		
30.	Булатовское (габбродолерит)		

месторождений. Основной причиной этому служит отсутствие инвестиций.

Высокими декоративными свойствами обладают габбро-амфиболиты проявления Енга-Ю (Ямало-Ненецкий АО, Приуральский район, 28 км от железнодорожной станции Харп). Благодаря значительному содержанию в породе амфибола (49,5%) и роговой обманки (14%) камень имеет приятный темно-зеленый цвет с мягким пятнисто-прожилковым рисунком. Ожидаемый выход блоков из горной массы составляет 15%.

Крупные месторождения эколита (цвет изменяется от зеленого до розового, плотность 3,2–3,7 т/м³),

имеются на Южном Урале в районе деревень Антиган (Шубинское месторождение) и Караяново (Республика Башкортостан, Хайбуллинский район), а также на Полярном Урале.

На Полярном Урале в эндоконтакте крупных гипербазитовых массивов найдено более десятка месторождений и проявлений поделочного жадеита. Наиболее крупными среди них являются: Пусьерка, Южнохадатинское и Лево-Кечпельское.

В России существует устойчивый дефицит [1–3] блочной продукции камня и связан он, в первую очередь, с недостаточным количеством и низкой эффективностью работы действующих карьеров, малым

выходом из массива готовых блоков при добыче (коэффициент выхода колеблется в пределах 0,05–0,8, составляя в большинстве случаев 0,1–0,4). Часто проектирование и разработка месторождений камня производится непрофильными предприятиями, которые губят (взрывные технологии удаления скальных вскрышных пород) ценные месторождения. Это связано с отсутствием специалистов, имеющих знания и опыт работы в данной области.

Следует отметить, что по сетке дорогостоящих геологических скважин (3,5 тыс. руб./пог. м) невозможно с высокой степенью достоверности определить объемную блочность породного массива. Коэффициент выхода блочной продукции принимается проектировщиками по данным геологоразведочного бурения, в результате которого рассчитывается линейная блочность как средняя величина (высота) столбиков керна между соседними природными трещинами, имеющими различное направление по азимуту простирания и падения. Именно ориентация плоскостей трещин наряду с их частотой проявления определяет блочность месторождения, характеризующую содержание естественных отделений различных размеров и формы в объеме оцениваемого массива. Природные отделенности обуславливают максимально возможный выход блочного камня из массива, который затем снижается за счет искусственно созданных плоскостей отделения при его выемке. Таким образом, природная блочность массива, применяемая технология и оборудование в конечном счете определяют коэффициент выхода товарных блоков на конкретном месторождении. Связь между коэффициентами выхода товарных блоков K_B и линейной блочности K_L может быть представлена следующей формулой:

$$K_B = k \cdot K_L,$$

где $K_L = \frac{\sum_{i=1}^n h_m}{n \cdot H_c}$; h_m и n — линейные размеры и количество монолитных столбиков керна; H_c — глубина геологоразведочной скважины; k — коэффициент пропорциональности, характеризующий особенности трещиноватости месторождения и применяемой технологии отделения блоков камня от массива.

При этом величина k будет зависеть и от минимального объема добываемого блока, который учитывается как товарная кондиция. Существующий в настоящее время ГОСТ 9479-2011 «Блоки из горных пород для производства облицовочных, архитектурно-строительных, мемориальных и других изделий» предусматривает 3 категории коммерческих блоков, объемы которых соответствуют следующим показателям (должны иметь форму прямоугольного параллелепипеда или близкую к нему):

I категория — свыше 5,0 м³;

II категория — от 2,0 до 5,0 включительно;

III категория — от 0,5 до 2,0 включительно.

Согласно трем категориям объемности блоков будем иметь и три значения коэффициента пропорциональности $k_I < k_{II} < k_{III}$. Численные величины k_I , k_{II} и k_{III} могут быть установлены только при замере соответствующих геометрических параметров природных трещин в обнажениях разведочно-оценочных выработок на месторождении. Геологоразведочным проектом (стоимость составления около 300 тыс. руб.) предусматривается проходка оценочных выработок и выемка блоков из массива в объеме 150 м³, с целью установления прогнозной величины коэффициента выхода блоков. Горно-геометрический анализ трещиноватости действующих уральских карьеров природного камня типа «мрамор–гранит» показывает на наличие повышенной природной разрушенности поверхностных слоев массива месторождений на среднюю глубину 8–10 м для мраморов и 5–8 м для гранитов. Данное обстоятельство на нет сводит результаты проходки оценочных выработок в поверхностных слоях месторождения (затраты на удаление 1 м³ скальной вскрыши составляют 3,5–4 тыс. руб.). Поэтому ранее существовала такая стадия, как строительство и проходка опытно-промышленного карьера, по результатам которой и принималось окончательное решение о строительстве промышленного карьера с достаточно обоснованными показателями его рентабельности и эффективности. В настоящее время проектирование и строительство опытно-промышленного карьера на месторождениях природного камня упразднены, что существенно увеличивает риск вложения инвестиций в строительство нового карьера блочного камня на основании только данных геологической разведки.

Таким образом, залогом создания и успешного функционирования нового карьера блочного камня (типа «мрамор–гранит») является комплексная разведка и оценка блочности месторождения (это более 80% удачного бизнеса в будущем). Однако, стадия изучения недр, выполняемая в соответствии с действующим «Законом о недрах», применительно к блочному камню является весьма трудоемкой и затратной. Геологический проект с экономической и стоимостной оценкой месторождения в пределах горного отвода, а также весь объем необходимых буровых и горных работ для оценки физико-механических, декоративных свойств камня, его блочности как по площади, так и глубине и много других сопутствующих обязательных затрат определяют суммарные затраты данной стадии. В настоящее время стоимость разведки месторождения облицовочного камня в Уральском регионе составляет около 3 млн. руб.

В России с 2008 г. новые месторождения природного камня не осваиваются, а существующие карьеры не получают развития. Импортная же зависимость от поставок блоков, как наметившаяся тенденция, будет

продолжаться. Более того, она будет расти, так как в стране появляются все новые камнеобрабатывающие предприятия, не имеющие сырьевого обеспечения.

В конце и начале 1990-х годов Советский Союз и КНР занимали соответственно 15 и 16 места в мировом производстве камня. За 15 лет, имея с Россией одинаковые сырьевые возможности, Китай стал мировым лидером. Небывалый взлет индустрии объясняется благоприятными условиями производства камня, созданными в КНР.

Привлекательность отечественной индустрии камня для инвесторов связана с множеством факторов. Прежде всего, облицовочный камень — это наиболее легкодоступный и до сих пор не распределенный природный ресурс. Немаловажно и то, что по сравнению с другими отраслями горной промышленности добыча камня характеризуется меньшей фондоемкостью. Инвестиции в разработку одного месторождения мрамора или гранита с годовой добычей карьера 15 тыс. м³ в размере порядка 50 млн. руб. окупаются за 2–2,5 года при том, что имеющиеся запасы камня позволяют вести эксплуатацию каждого месторождения не менее 50–100 лет. Себестоимость производства 1 м² облицовочных плит составляет 500–700 руб. при цене продажи 1,2–2 тыс. руб.

Востребованность каменной продукции и сопутствующих услуг для её производства обусловлена высокими потребительскими свойствами и стабильной конъюнктурой на отечественном рынке строительных материалов, а чем дефицитнее продукция и услуги, тем прочнее положение таких предприятий на рынке.

При создании благоприятного инвестиционного климата и законодательства, облегчающего процесс

становления и функционирования малых горных предприятий по добыче и обработке природного камня, Россия в рыночных условиях займет достойное место среди исторических производителей, а также новичков международной каменной промышленности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Левицкий В.Г., Соболевский Р.В.* Обґрунтування оптимальних технологічних параметрів видобування гранітних блоків на основі показників тріщинуватості // Восточно-Европейский журнал передовых технологий. 2014. Т. 3. № 3 (69). С. 48–52.
2. *Першин Г.Д., Уляков М.С.* Анализ влияния режимов работы канатных пил на себестоимость отделения монолитов камня от породного массива // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 2. С. 125–135.
3. *Першин Г.Д., Уляков М.С.* Анализ влияния режимов работы канатных пил на эффективность отделения монолитов природного камня от массива // Вестник Магнитогорского государственного технического университета им. Г.И.Носова. 2014. № 4 (48). С. 14–21.
4. *Першин Г.Д., Уляков М.С.* Повышение эффективности разработки месторождений блочного высокопрочного камня // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 2014. № 7. С. 10–18.
5. *Попов А.И.* VIINKO OY — Российское камнедобывающее предприятие в Финляндии // Горный журнал. 2008. № 1. С. 80–82.
6. *Ферсман А.Е.* Очерки по истории камня. — М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 1954. Т. 2. 1963.
7. *Чирков А.С.* Добыча и переработка строительных горных пород: учебник для вузов. — М., 2001.

Типоморфизм рубинов и сапфиров

Н.Г.БАРНОВ, Е.П.МЕЛЬНИКОВ, М.А.ВИКТОРОВ (Национальный исследовательский технологический университет (НИТУ) «МИСиС», Институт Экотехнологий и инжиниринга («ЭкоТех»); 119991, г. Москва, Ленинский проспект, д. 4)

Показана четкая генетическая детерминированность химизма, физических свойств и парагенетических минеральных ассоциаций благородных корундов различного генезиса. Выделены типоморфные минералы, которые рассматриваются как индикаторы генетической, региональной и объектной принадлежности конкретных рубинов и сапфиров, что может быть использовано в их диагностике и оценке, а также в таможенном, следственном, коммерческом деле и в других целях. Затронутые вопросы требуют дальнейшей разработки.

Ключевые слова: геммология, рубин, сапфир, терминология, хронология, технология, история человечества, тектоника, стратиграфия.

Барнов Николай Георгиевич barnov@inbox.ru

Мельников Евгений Павлович evmelnikov@list.ru

Викторов Максим Андреевич

Typomorphism of rubies and sapphires

N.G.BARNOV, E.P.MELNIKOV, M.A.VIKTOROV

Relations between chemical and physical properties, paragenetic mineral associations of gem corundums of various genesis is shown. Characteristic mineral inclusions which are considered as indicators of a genetic and regional belonging of the rubies and sapphires and can be used in their diagnostics and an estimation are defined.

Key words: gemology, ruby, sapphire, terminology, chronology, technology, human history, tectonics, stratigraphy.

Генетические отличия благородных корундов наглядно отражаются в особенностях их химического состава. В табл. 1 приведены содержания оксидов элементов-хромофоров в рубинах различной генетической принадлежности. Из данных таблицы отчетливо виден типохимизм рубинов магматического и метасоматического происхождения. Для рубинов магматического генезиса характерно минимальное содержание хрома, определяющего красный цвет рубина, в связи, с чем трудно ожидать образования в подобных условиях высококачественных рубинов яркой красной или пурпурной окраски, если еще принять во внимание повышенное количество в них оксидов железа, придающих рубинам нежелательный коричневый оттенок. Как известно, в базальтах обычно кристаллизуются не рубины, а сапфиры, для окраски которых необходим не хром, а железо, титан и другие хромофоры, которые в достаточном количестве содержатся в базальтах. Что касается метасоматических рубинов, то они отличаются хотя и повышенным наличием хрома, влияющим на их окраску, но одновременно и максимальным количеством железа и высоким содержанием титана в составе рубинов этой группы, снижающим их цветовые характеристики. Такая геохимическая ситуация должна способствовать

кристаллизации благородных корундов различной окраски.

Метаморфогенные рубины формируются в перекристаллизованных мраморах, кристаллических сланцах, кондалитах и других породах. По сравнению с другими генетическими типами благородных корундов они содержат в 1,5–2,0 раза больше оксида хрома, придающего им ярко-красную окраску. По отношению к другим генетическим типам корундов максимальное количество оксидов титана и ванадия в них обеспечивает знаменитый «бархатный» пурпурный цвет или оттенок. Поэтому они лучшего в мире качества. Эталонные рубины Мьянмы и сапфиры индийского Кашмира по генезису относятся к данной группе месторождений.

Глубины образования, термодинамические условия и химизм минералообразующей среды отразились не только в типохимизме рубинов и сапфиров различного генезиса, но и в свойственных им твердых минеральных включениях, среди которых диагностировано 49 минералов. Состав и характеристика минеральных включений, установленных в благородных корундах из магматитов, метаморфитов и метасоматитов, приведены в таблицах 2–4. Анализ материалов, систематизированных в таблицах, позволяет составить «ми-

1. Типоимизм рубинов различного генезиса

Оксиды	Магматогенно-базальтоидные			Метаморфогенные в мраморах, кондалитах и др.						Метасоматические в мафитах и ультрамафитах		
	Таиланд	Камбоджа	Среднее значение	Россия	Мьянма	Афганистан	Пакистан	Среднее значение	Танзания	Кения	Среднее значение	
Cr ₂ O ₃	0,237	0,417	0,451 (min)	2,0	0,945	0,575	0,81	0,987 (max)	0,246	0,222	0,684	
	0,732			1,92	1,30	0,205	0,14		0,571	2		
				2,0	1,02		0,17			1,70		
				1,24	1,81							
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,70	0,01	—	0,03	0,314	—	—	—	
				0,97	0,025		0,01					
				1,06	0,02		0,01					
	0,299	0,439	0,474	0,83	0,025	0,009	—	0,457 (min)	1,21	0,00	0,731 (max)	
FeO	0,722			2,65	0,023	0,133			1,67	5		
	0,464			0,25	0,13					0,040		
	0,033	0,022	0,022	0,08	0,015	0,009	0,03	0,057 (max)	до 0,017	0,020	0,022	
	0,008			0,10	0,047	0,091				0,042		
TiO				0,18								
	0,008	0,004	0,004	0,10	0,028	до 0,016	0,02	0,052 (max)	0,002	0,003	0,015	
	0,002				0,171				0,006			
	0,003				0,06					0,048		
V ₂ O ₅					0,03							

неральный портрет» рубинов и сапфиров конкретных генетических групп и провинций.

Для минеральных включений в сапфирах из щелочных базальтов Восточно-Австралийской провинции можно констатировать:

твердые включения в сапфирах из щелочных базальтов Восточно-Австралийской провинции относятся к трем классам минералогической систематики — сульфидам, оксидам и силикатам;

все в сапфирах провинции установлено 12 минералов. В оксидах зафиксировано 7 минералов, в силикатах — 5, в сульфидах — 2;

в количественном отношении наиболее часто в сапфирах встречаются оксиды ниобия, железа и титана (герцинит, магнетит, ильменит) и сульфиды (пирротин, пентландит) железа и никеля; затем следуют полевые шпаты и циркон;

типоморфными минералами — включениями в сапфирах Восточно-Австралийской провинции являются: пентландит, герцинит, колумбит, Nb-рутил, обручевит, торит, щелочные полевые шпаты и роговые обманки.

Минеральные включения в рубинах и сапфирах из метаморфитов Южно-Азиатской провинции самые многочисленные. Их анализ позволяет сделать следующие выводы:

твердые включения в рубинах и сапфирах из метаморфитов Южно-Азиатской провинции относятся к восьми классам минералогической систематики — самородным неметаллам, сульфидам, оксидам, силикатам, фосфатам, боратам, карбонатам и фторидам;

все в благородных корундах провинции установлено 36 минералов, из них 14 представлены силикатами, 11 — оксидами и гидроксидами, 3 — сульфидами, остальные классы — 1–2 минералами;

самое распространенное минеральное включение — кальцит, затем следуют флогопит, рутил, шпинель, пирит, альмандин и др. Преобладают Ca-Mg и K-Na минералы, также характерно наличие цериевых минералов — ортита, бритолиита, монацита;

типоморфными минеральными включениями в благородных корундах Южно-Азиатской провинции являются: доломит, флюорит, дравит, бритолит, скаполит, прохлорит, маргарит, паргасит, диопсид, ортит, хондродит, сфен, альмандин, фергюссонит, плеонаст, уранинит.

В рубинах и сапфирах из метасоматитов в мафит-ультрамафитах отмечается свой характерный набор минеральных включений:

твердые включения в рубинах и сапфирах из метасоматитов в мафит-ультрамафитах Восточно-Африканской провинции относятся к шести классам минералогической систематики — самородным неметаллам, сульфидам, оксидам, силикатам, фосфатам и карбонатам;

2. Минеральные включения в сапфирах магматитов — щелочных базальтов Восточно-Австралийской провинции (месторождение Субера в районе Анаки, штат Квинсленд и месторождение Кингс-Плейнс в районе Инвирелл-Гленн-Иннес, штат Новый Южный Уэльс)

Минералогическая систематика	Минералы	Химическая формула	Примечание
Сульфиды	Пирротин	FeS	Типоморфный минерал
	Пентландит	$\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})_{<1}\text{S}_8$	
Оксиды и гидроксиды	Nb-рутил	$\text{Ti}(\text{Nb})\text{O}_2$	Типоморфный минерал, наличие Nb отражает щелочной состав коренного источника — базальтов
	Ильменит	FeTiO_3	
	Магнетит	FeFe_2O_4	
	Герцинит	FeAl_2O_3	
	Ганошпинель	ZnAl_2O_4	Типоморфный минерал
	Колумбит	$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$	
	Пироклор (обручевит)	$\text{NaCaNb}_2(\text{U}, \text{Th})\text{O}_6\text{F}$	То же, что Nb-рутила Типоморфный минерал
Силикаты	Циркон	$\text{Zr}(\text{SiO}_4)$	
	Торит	$\text{Th}(\text{SiO}_4)$	Типоморфный минерал
	Роговая обманка	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})\text{SiAl}(\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$	
	Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$	Типоморфный минерал
	Полевой шпат щелочной	$\text{K}(\text{Na})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Типоморфный минерал

3. Минеральные включения в рубинах и сапфирах из метаморфитов — мраморов, кристаллических сланцев, гнейсов и генетически связанных с ними слюдитов, плагиоклазитов, плюмазитов и др. Южно-Азиатской провинции (месторождения Могок, Монг Су, Саджайн Хиллс в Мьянме, Сумдзам, Удайпур, Бетул в Индии, Ратнапура, Элахера в Шри Ланка, Джигдалек в Афганистане, Хунза в Пакистане, Кукуртское в Таджикистане и др.)

Минералогическая систематика	Минералы	Химическая формула	Примечание
Самородные неметаллы	Графит	C	
	Сера	S	
Сульфиды	Пирит	FeS_2	
	Пирротин	FeS	
	Халькопирит	CuFeS_2	
Оксиды и гидроксиды	Рутил, брукит	TiO_2	
	Гематит	Fe_2O_3	
	Ильменит	FeTiO_3	Типоморфный минерал
	Гуммит	U_3O_8	Типоморфный минерал
	Уранит	UO_2	
	Шпинель	MgAl_2O_3	Типоморфный минерал
	Плеонаст	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_3$	Типоморфный минерал
	Фергюссонит	$\text{Y}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4$	Типоморфный минерал
	Корунд	Al_2O_3	
	Диаспор	$\alpha\text{-AlO}(\text{OH})$	
	Бемит	$\gamma\text{-AlO}(\text{OH})$	
Силикаты	Циркон	$\text{Zr}(\text{SiO}_4)$	Типоморфный минерал

	Альмандин	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Типоморфный минерал
	Сфен	$\text{KTi}(\text{SiO}_4)(\text{O},\text{OH},\text{F})$	Типоморфный минерал
	Хондродит	$(\text{Mg},\text{Fe})_5(\text{SiO}_4)_2(\text{OH},\text{F})$	Типоморфный минерал
	Ортит	$\text{Ce}(\text{Th})_2(\text{Fe},\text{Mg})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{O},\text{OH})$	
	Диопсид	$\text{Ca},\text{Mg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Типоморфный минерал
	Cr-паргасит	$\text{Na},\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{11}]_2$	Богатый глиноземом и Cr
	Мусковит	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH},\text{F})_3$	
	Флогопит	$\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F},\text{OH})_2$	
	Биотит	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$	Типоморфный минерал
	Маргарит	$\text{CaAl}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH},\text{F})_2$	Типоморфный минерал
	Прохлорит, корундофиллит	$(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_6(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_8$	Типоморфный минерал
	Альбит-олигоклас	$(\text{Na},\text{Ca})(\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8)$	Типоморфный минерал
	Скаполит	$\text{Ca}_4(\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8)_3(\text{Cl},\text{CO}_3,\text{SO}_4)$	Типоморфный минерал
Фосфаты	Апатит-бритолит	$(\text{CeCa})_5(\text{SiO}_4)_3(\text{PO}_4)_3(\text{Cl},\text{OH},\text{F})$	Типоморфный минерал
	Монацит	$(\text{Ce},\text{La}\dots)(\text{PO}_4)$	
Бораты	Турмалин-дравит	$\text{NaMg}_3(\text{Al},\text{Fe})_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH},\text{F})_4$	Типоморфный минерал
Карбонаты	Кальцит	CaCO_3	
	Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Типоморфный минерал
Фториды	Флюорит	CaF_2	Типоморфный минерал

4. Минеральные включения в рубинах и сапфирах из метасоматитов в мафит-ультрамафитах Восточно-Африканской провинции (месторождение Умба Ривер Велли в области Танга, Лонгидо в области Аруша, Мбинга в области Сонгеа, Кинайки Хилл, Мангари в Кении, Чимбадзулу в Малавии и др.)

Минералогическая систематика	Минералы	Химическая формула	Примечание
Самородные неметаллы	Графит	C	
Сульфиды	Пирит	FeS_2	
	Пирротин	FeS	
Оксиды и гидроксиды	Рутил	TiO_2	
	Гематит	Fe_2O_3	
	Шпинель	MgAl_2O_3	Типоморфный минерал
	Бемит	$\gamma\text{-AlO}(\text{OH})$	
	Циркон	$\text{Zr}(\text{SiO}_4)$	
	Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Типоморфный минерал
	Цоизит	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$	Типоморфный минерал
	Эпидот	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$	Типоморфный минерал
	Роговая обманка	$(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe})[(\text{SiAl})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$	
	Паргасит	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{11}]_2$	
	Мусковит	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH},\text{F})_2$	
	Флогопит	$\text{KMg}_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH},\text{F})_2$	
	Вермикулит	$(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_3[(\text{SiAl})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Типоморфный минерал
	Са-плагиоклазы	$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	Типоморфный минерал
Фосфаты	Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH},\text{O})$	
	Монацит	$(\text{Ce},\text{La}\dots)(\text{PO}_4)$	
Карбонаты	Кальцит	CaCO_3	

5. Типоморфные особенности корундов важнейших генетических групп и регионов

Страны	Светопреломление						Средняя плотность
	n _e			n _o			
	min	max	среднее	min	max	среднее	
Магматогенные в базальтах и лампрофирах (сапфиры, реже рубины)							
Великобритания	1,762	1,767	1,764	1,772	1, 775	1,774	4,05
Китай			1,761			1,769	4,01
Таиланд			1,761			1,769	4,00
			1,766			1,774	4,01
Камбоджа	1,760	1,762	1,761	1,768	1,770	1,769	4,00
Среднее	1,761	1,765	1,763	1,770	1,773	1,771	4,014 (max)
Метаморфогенные в мраморах (сапфиры, реже рубины)							
Россия	1,754 (min)	1,760	1,757			1,767	
Таджикистан	1,761	1,762	1,761	1,769	1,770	1,769	3,98
Пакистан			1,762			1,770	3,995
Непал	1,759 (min)	1,762	1,761	1,767	1,770	1,768	3,975
Вьетнам	1,760	1,762	1,761	1,768	1,770	1,769	3,96
Мьянма	1,760	1,769	1,764	1,768	1,778	1,773	—
	1,759	1,763	1,761	1,768	1,772	1,770	3,98 (min)
	(min)						
Метасоматические в мафитах и ультрамафитах (сапфиры, реже рубины)							
Россия	1,769	1,776	1,770	1,775	1,778	1,776	—
Танзания	1,761	1,768	1,764	1,769	1,778	1,774	3,985
			1,764			1,772	3,99
Малави	1,760	1,768	1,764	1,768	1,778	1,773	4,0
	1,764	1,771	1,767	1,771	1,778	1,774	3,99
	(max)						

Всего в благородных корундах провинции установлено 20 минералов. К силикатам относится 10 минералов, затем следуют оксиды — 4, сульфиды и фосфаты — по 2 минерала;

чаще других в рубинах и сапфирах встречаются моносилкаты — слюды: мусковит, флогопит, вермикулит; сульфиды (пирит, пирротин); из оксидов — рутил, бемит. Преобладают кальций-магниевые минералы;

типоморфными минералами-включениями в благородных корундах Восточно-Африканской провинции являются: гранат — пироп, цидозит, эпидот, шпинель, вермикулит и кальциевые плагиоклазы.

В целом количество минеральных классов твердых включений возрастает от магматической (3), метасоматической (6) к метаморфической (8) генетической

группе благородных корундов. В последовательности, которая описана выше увеличивается и общее количество зафиксированных минералов-узников: магматическая — 12, метасоматическая — 20 и метаморфическая — 36. Незначительно нарушается эта закономерность по числу типоморфных минералов в различных генетических группах рубин-сапфиров: магматическая — 8, метасоматическая — 6, метаморфическая — 16.

Установленная закономерность подчеркивает региональный характер метаморфического корундообразования, разнообразия горных пород, вовлеченных в процесс минералообразования рубинов и сапфиров, что обуславливает обилие минералов данной парагенетической ассоциации.

Генетическая природа благородных корундов

6. Типоморфизм окраски благородных корундов важнейших мировых месторождений

Магматогенные в базальтах и лампрофирах			Метаморфогенные в мраморах, чарнокитах, сланцах, кондалитах			Метасоматические в мафитах и ультратрафитах		
Страны	Рубины (реже)	Сапфиры	Страны	Рубины	Сапфиры (реже)	Страны	Рубины	Сапфиры
Тайланд	Так называемые «лагтайские рубины» красной окраски, но с ослабленным блеском («игрой») камня, с характерным интенсивным фиолетовым, коричневым или оранжевым оттенком (месторождения Бо-Рай, Бо-Ваен и др. около г. Траг)	Темно-синие с «молоком», часто зеленоватым и коричневым оттенком, реже голубые, зеленые, желтые, незональные (месторождения провинций Чангхабури и Канчинабури)	Афганистан	Наличие розовых, красных, вишневых рубинов участков с фиолетовой или синей окраской (месторождение Джигдалек)		Танзания	Характерен четкий плеохроизм и концентрическая зональность: темно-красное почти черное ядро и красное или светло-красная оболочка; имеют фиолетовый или коричневый оттенок и торговое название — «пестроцветный сапфир–Танзания (р. Умба)»	С сильным плеохроизмом и концентрической цветовой зональностью: ядро почти бесцветное, а краевая часть голубая или синяя; имеет зеленватый оттенок; наблюдается александритовый эффект: днем голубовато-коричневые или серовато-фиолетовые, а вечером сероватые, зелено-синие (провинция Рувума, месторождение Мбинга)
Камбоджа	Красные с фиолетовым и коричневым оттенком, розовые (месторождение Пайлин)	От густо-синего до голубого; практически отсутствуют зеленые, желтые и бесцветные; незональные (месторождение Пайлин)	Непал	Зональность: 1) по интенсивности окраски; 2) по смене окраски: синие полосы вокруг красного ядра (месторождение Ганеш Химал)	Розово-фиолетовые сапфиры	Малави	«Пестроцветный сапфир-танзания» аналогичный танзанийским рубином (месторождение Чимбадзулу на юге страны)	
Австралия		Густая синяя окраска; характерна зональность с сочетанием желтого цвета с зеленым или синим (месторождения Анаки, Инверелл и др.)	Шри-Ланка	Типичных рубинов нет; характерны розовые сапфиры со слабым «земляничным» оттенком (р-н Ратнапура)	Сапфиры с пятнистым распределением окраски или цвета «морской волны» (р-н Ратнапура)	Зимбабве		Зональное распределение окраски: кремово-белое ядро и синяя внешняя оболочка

США	Синий от бледного до умеренного с фиолетовым и сиреневым оттенками (м-ние Його-Галч; шт. Монтана)	Индия	Пурпурно-красные (типа «голубиная кровь» (штат Джамму и Кашмир)	Штат Кашмир от бледно-голубого до интенсивно синего (типа «василек») с характерным «бархатистым» отливом	
		США	Класный разной интенсивности с сильным плеохроизмом голубых и белесых тонах (Кови-Кри, шт. Северная Каролина)		
		Мьянма	От бесцветного до пурпурно-красного, иногда с эффектом смены цвета (р-н Могоу)	От бесцветного до густо-васильково-синего; имеют пурпурный оттенок; напминают сапфиры Шри-Ланки (р-н Могоу)	

находит отчетливое отражение в их физических свойствах (табл. 5). Приведенные данные, учитывающие результаты предыдущих исследований, выявляют минимальную плотность (3,98 г/см³) у ювелирных корундов метаморфогенной группы и максимальную (4,014 г/см³) у магматических рубин-сапфиров, кристаллизующихся в парагенезисе с тяжелыми рудными оксидами. Ф.Г.Фекличев (1989) приводит показатель плотности для неювелирных корундов равный 4,4 г/см³. Минимальное светопреломление ($n_{\text{е средн}}=1,761$, $n_{\text{о средн}}=1,770$) также характерно для метаморфических рубинов, а максимальное ($n_{\text{е средн}}=1,767$, $n_{\text{о средн}}=1,774$) возрастает в индивидах, обогащенных элементами — хромофорами (Fe, Cr, Ti, V) до 1,778 — в метасоматических рубин-сапфирах.

Но наиболее наглядное, пожалуй, и самое доступное выражение не только для геммологов-профессионалов, но и для большинства любителей и потребителей драгоценных камней, генетические особенности благородных корундов находят в их окраске (табл. 6).

Рубины магматической группы (месторождения Бо-Рай, Бо-Ваен и др. в Таиланде, Пайлин в Камбодже) имеют красную окраску с ослабленным блеском («игрой») камня и характерный интенсивный фиолетовый, коричневый или оранжевый оттенок, снижающие их качество и стоимость по сравнению с рубинами высших сортов.

Сапфиры этой же группы месторождений (в провинциях Чантхабури и Канчанабури в Таиланде и приграничной провинции Камбоджи, в штатах Квинсленд и Новый Южный Уэльс в Австралии и в штате Монтана в США) обладают обычно темно-синей окраской, иногда с так называемым «молоком», часто с зеленым или коричневым, реже с фиолетовым оттенками, в большинстве незональные. Исключение составляют австралийские сапфиры, в которых зональность выражается в сочетании желтого цвета с зеленым или синим.

Рубины метасоматической группы (месторождения Умба в Танзании, Чимбадулу в Маливии) отличаются ярко выраженной концентрической зо-

нальностью от темно-красного ядра к светло-красной оболочке, фиолетовым или коричневым оттенком, четким плеохроизмом и имеют торговое наименование — «пестроцветный сапфир» — Танзания.

Сапфирам месторождений Танзании и Зимбабве также свойственна резкая концентрическая зональность (кремово-белое ядро и синяя внешняя оболочка), сильный плеохроизм и александритовый эффект.

Цвет рубинов метаморфической группы (месторождения Афганистана, Пакистана, Таджикистана, Непала, Индии, Шри-Ланки, США — штаты Северная Каролина, Мьянма) изменяется в широких пределах: от розовых сапфиров со слабым «земляничным» оттенком Шри-Ланки, красных зональных по смене или интенсивности окраски рубинов Непала, пестроокрашенных рубинов Афганистана и США, до высококачественных эталонных, пурпурно-красных рубинов Мьянмы и Индии.

Такая же широта окраски наблюдается и в сапфирах данной генетической группы: от розово-фиолетовой на месторождениях Непала, пятнистой типа «морской волны» в Мьянме и Шри-Ланке до лучших в мире интенсивно-синих (васильковых) сапфиров Индии с характерным «бархатистым» отливом.

Однородность окраски минералов и отсутствие зональности свидетельствует об их медленной кристаллизации на больших глубинах в верхней мантии или формировании в пределах твердой земной коры, но при длительно стабильных термодинамических параметрах регионального метаморфизма. Одна из причин светлой окраски благородных корундов Шри-Ланки — глубокий метаморфизм вмещающих корундоносных пород на уровне гранулитовой фации (T 800–10 000°C) приводящий в результате нагревания к осветлению ювелирных корундов.

Зональность и плеохроизм типичны для благородных корундов метасоматического происхождения, в меньшей степени это свойственно метаморфогенным и в еще меньшей — магматическим рубинам и сапфирам.

Исключение составляют австралийские корунды, продолжавшие кристаллизоваться, по-видимому, не только в глубинных, но и в термодинамически и химически нестабильной приповерхностной обстановке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Годовиков А.А.* Минералогия. — М.: Недра, 1983.
2. *Киевченко Е.Я.* Геология самоцветов. — М.: Изд-во Земля, 2001.
3. *Кисин А.Ю.* Месторождение рубинов в мраморах (на примере Урала). — Свердловск, 1991.
4. *Кепежинская В.В., Лучицкий И.В.* Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозой Монголии // Очерки геологической петрологии. — М.: Наука, 1976.
5. *Литвиненко А.К.* Новые проявления благородного корунда и шпинели в карбонатных породах Юго-Западного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. С. 125–129.
6. *Мельников Е.П.* и др. Минерогения месторождений драгоценных и поделочных камней Урала / Тез. докл. второго Всесоюзного геммологического совещания. — Черноголовка, 1989. С. 37–38.
7. *Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С.* Природа окраски самоцветов. — М.: Недра, 1984.
8. *Россовский Л.Н.* Месторождения драгоценных камней Афганистана // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 74–88.
9. *Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Ананьев С.А.* Условия образования рубина в мраморах // Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 57–66.
10. *Фекличев В.Г.* Диагностические константы минералов. — М.: Недра, 1989.
11. *Hughes R.W.* Ruby and Sapphire, RWH, Publishing, Boulder, Colorado, USA. 1997.
12. *Iger L.A.N.* The geological survey of India, the geology and gemstones of the Mogok stone tract. Burma miners survey of India. 1953. Vol. 82. Pp. 7–100.
13. *Kane R.E.* Ruby&Sapphire. RWH Publishing Boulder, Colorado USA, 1997.
14. *Okrusch M., Bunch T.E., Bank H.* Paragenesis and Petrogenesis of a Corundum — Bearing Marble at Hunsu (Kashmire). Mineral Deposita (Berlin). 1976. № 11. Pp. 278–297.

Ювелирные гранаты Кительского месторождения из археологических раскопок в Твери

А.В.ОКУЛОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1), Б.Б.ШКУРСКИЙ (Московский государственный университет (МГУ) им. М.В.Ломоносова; 119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1), Е.А.РОМАНОВА (Государственное бюджетное учреждение культуры Тверской государственный объединенный музей (ГБУК ТГОМ); 170000, г. Тверь, ул. Советская, д. 5.), В.В.ДАНИЛОВ (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Государственная академия славянской культуры» (ФГБОУ ВПО «ГАСК»), филиал в г. Твери; 170100, г. Тверь, ул. Крылова, д. 20), М.Ю.ГУРВИЧ (Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ) им. С.Орджоникидзе; 117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23)

*«И берегитесь того, чтобы вамъ
Венисы за Лаль не продали...»**
Из Торговой книги 1575 г.

Изложены результаты исследований ювелирных гранатов, обнаруженных в заметном количестве при археологических раскопках тверских посадов в слоях, датируемых XV–XVI вв. Морфологические параметры, химический состав и зональность этих гранатов сопоставляются с аналогичными характеристиками гранатов месторождения в Северном Приладожье. Рассматриваются пути возможного поступления карельских гранатов в Тверь.

Ключевые слова: Северное Приладожье, Кительское месторождение, Тверь, археология, гранат-альмандин, зональность, химический состав.

Окулов Алексей Вячеславович, okulovav@mail.ru
Шкурский Борис Борисович, shkurskybb@yandex.ru
Романова Елена Александровна, romantver@mail.ru
Данилов Василий Владимирович, romantver@mail.ru
Гурвич Михаил Юрьевич

Jewellery garnets of the Kitelskoe deposit from the archeological excavations in Tver

A.V.OKULOV, B.B.SHKURSKY, E.A.ROMANOVA, V.V.DANILOV, M.Y.GURVICH

The article gives the results of the jewelry garnets studies, a significant quantity of which was found in the layers dated to the 15–16th centuries AD in the course of archaeological excavations of citizens' houses remains in Tver. Morphological characteristics, chemical composition and zonality of these garnets are being compared with the same characteristics of the garnets from the deposit of the Northern Ladoga region. The authors consider the shipping possibility of Karelian garnets to Tver in those times.

Key words: North Ladoga region, Kitelskoe deposit, Tver, archeology, garnet-almandine, zonality, chemical composition.

Характеристика гранатов, найденных при археологических раскопках в Твери. За последние 15 лет археологических изысканий в Кремле и на посадах Твери экспедицией отдела археологических исследований Тверского государственного объединенного музея была собрана коллекция кристаллов граната-альмандина как целых, так и их фрагментов. Она насчитывает 54 экземпляра.

Практически все камни не имеют следов обработки. Лишь один экземпляр — бусина — представляет готовое изделие. Во время раскопок, проводимых Тверским

научно-исследовательским и реставрационным центром (ТНИИР-Центра) на Загородском посаде, была найдена альмандиновая бусина, аналогичной формы и примерно таких же размеров [13]

На основании данных стратиграфии и комплекса совместных находок можно предположить, что кристаллы гранатов-альмандинов появляются в Твери во второй половине XV—начале первой половины XVI веков. Шесть альмандинов найдены в слоях первой половины XVIII в., но эти камни, скорее всего, попали в отложения и ямы этого времени в результате перекопок.

*На Руси вениса (виниса) — одно из названий граната, лалом называли шпинель.

Большая часть коллекции — находки из раскопов на Загородском и Затымацком посадах. Это, по-видимому, связано с ремесленной деятельностью их жителей. Распределение находок с различной датировкой по городским посадам было опубликовано ранее [16].

Значительная часть коллекции представлена образцами, найденными при раскопках в кварталах бронзолитейщиков-ювелиров. При этом находки здесь были сосредоточены в жилых частях усадеб, не связанных непосредственно с производством, — подпольях жилых домов, ямах. Можно предположить, что литейщики сами шлифовали камни для вставок или бусин.

Прежде чем попытаться ответить на вопрос об источниках и путях попадания в Тверь кристаллов альмандина, необходимо рассмотреть внешние характеристики найденных здесь камней.

Целые кристаллы гранатов и их обломки, найденные в Твери, имеют размеры от 10 до 24 мм в сечении. Преобладают гранаты размером около 15 мм. Облик целых кристаллов округлый, изометричный или слабовытянутый. Обломки и фрагменты кристаллов представлены в виде полусферы уплощенной и неправильной формы. Цвет бордово-красный, вишневый, насыщенный. Из-за густоты цвета гранаты прозрачны лишь в тонких сколах. Грани кристаллов, как правило, слабовыраженные, нечеткие, с многочисленными ямками, уступами, неровностями, почти всегда покрыты параллельной штриховкой. Иногда образцы содержат включения минералов вмещающих пород — кварца и биотита размером до 1 мм. Чешуйки биотита размером до 2–3 мм нередко наблюдаются на поверхностях граней некоторых кристаллов. По визуальным характеристикам все камни схожи между

собой и происходят, по-видимому, из одного общего источника.

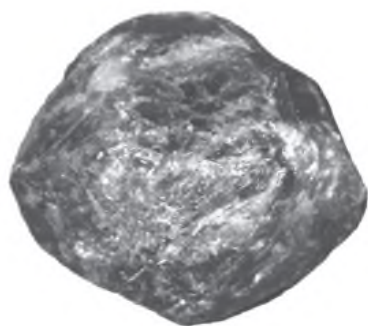
Несмотря на трещиноватость, гранаты обладают достаточно высокими ювелирно-поделочными качествами. Благодаря насыщенности окраски и наличию в целых кристаллах и их фрагментах не трещиноватых, прозрачных зон, вполне возможным было их использование для изготовления вставок и бусин. Однако обнаруженные гранаты не имеют каких-либо следов обработки: пиления, шлифовки, полировки.

Из найденных 54 гранатов 17 — это целые кристаллы (рис. 1), 7 крупных фрагментов, не менее 1/2 целых кристаллов, 22 — более мелкие фрагменты, 7 — осколки кристаллов неправильной формы. В коллекции также имеется бусина из граната, овальной формы, размерами 13×9 мм. В бусине имеется продольное отверстие диаметром 1,5 мм. Поверхность ее имеет шлифовку.

Возможные источники тверских гранатов.

Альмандин — типоморфный минерал метаморфических горных пород, особенно метапелитовых, встречается он так же и в горных породах магматического генезиса. Как известно, на территории Тверской области развиты породы преимущественно осадочного происхождения и собственных сколько-нибудь значимых проявлений граната здесь нет. Возможно нахождение лишь мелких кристаллов и их обломков в гляциальных отложениях, а также в аллювии рек, их размывающих. Подобные находки могут носить исключительно случайный характер из-за небольшого размера, крайне малого количества материала и неравномерности его распределения в толще пород. Таким образом, найденные в Твери гранаты определенно являются привозным материалом.

а



0 10 мм

б



0 10 мм

Рис. 1. Крупные кристаллы альмандина:

а — Кительское месторождение, б — г. Тверь, 2002 г., Затымацкий посад, пер. Трудолюбия, 45, траншея 5, участок 1, 23 м, глубина 140, № 133/2

В эпоху Средневековья основными источниками красных камней, в том числе и граната, являлись страны Востока: Индия, Бирма и Цейлон. В средневековой Европе месторождения граната были известны только в Чехии. Ультрамафитовые трубки Чешского среднегорья и связанные с ними россыпи, начиная с XIII в. — важный источник ювелирных гранатов-пиропов [4, 23]. Наиболее близко расположенными к Твери являются известные в настоящее время месторождения граната на территории Карелии и Кольского полуострова.

Гранат чрезвычайно широко распространен в этой части Балтийского щита. Однако внимание авторов в данном случае привлекают минералы, достаточно легко извлекаемые из вмещающих пород и при этом не разрушающиеся, обладающие необходимой прозрачностью и умеренной трещиноватостью, такими же характерными цветом, морфологией кристаллов и высокими ювелирно-поделочными качествами, как и тверские.

Визуально, по уже указанным характеристикам, гранаты, найденные в Твери, обнаруживают максимальное сходство с гранатами Кительского месторождения, расположенного на северном берегу Ладожского озера, в 14 км к северо-западу от г. Питкяранта, близ разезда 42-й км ж.д. Лодейное Поле—Янисъярви. Метаморфическая толща раннепротерозойского возраста, выполняющая в этой части Балтийского щита синклинальные структуры, располагающиеся в плане в промежутках между гранитогнейсовыми куполами, расчленена на сортавальскую и ладожскую серии (рис. 2). Амфиболовые сланцы и мраморы сортавальской серии (питкярантская и соанлахтинская свиты) примыкают непосредственно к куполам, окаймляя их. Месторождение граната связано со свитой контиосари ладожской серии, выполняющей обширное пространство к северу от Койринойско-Питкярантского купола, сложенной двуслюдяными сланцами, кварц-биотитовыми сланцами с альмандином и силлиманитом и кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами с силлиманитом. Здесь выделяется зона плагиосланцев шириной от 0,3 до 2,5 км, в которой широко развиты полосы порфиробластических кварц-биотитовых сланцев с полевым шпатом, альмандином, силлиманитом и реже мусковитом. Наибольшая концентрация граната наблюдается в сильно пльчатых сланцах, богатых силлиманитом и биотитом, протолит которых был обогащен железом [2, 7, 15].

Авторы сравнили гранаты, происходящие из культурного слоя Твери, с выборкой «эталонных» гранатов из Кительского месторождения (участок Железнодорожный). Число «эталонных» гранатов — 50 единиц.

При визуальном сравнении гранатов из обеих выборок был выявлен ряд общих черт:

- 1) насыщенная темно-вишневая, бордовая окраска;
- 2) нередко наблюдается трещиноватость и прозрачность лишь в тонких сколах, отчасти из-за густой

окраски;

- 3) образование индивидов округлого и близометричного облика со слабо выраженными нечеткими гранями, поверхность которых имеет многочисленные неровности и уступы;

- 4) наиболее хорошо сформированные кристаллы обеих выборок имеют преобладающую простую форму {211} — тетрагонтриоктаэдр;

- 5) наличие на гранях практически на всех кристаллов характерной комбинационной штриховки (рис. 3), расположение которой, прослеженное на хорошо сформированных кристаллах обеих выборок, подчиняется одним и тем же закономерностям (рис. 4). В месте выхода оси второго порядка на стыке 4-х граней {211} штриховка образует ромбы, отвечающие подчиненным по площади развития граням ромбододекаэдра {110}.

- 6) на поверхностях граней некоторых гранатов, обнаруженных в Твери, сохраняются чешуйки биотита, а так же зерна кварца — минералов вмещающих сланцев, характерных для Кительского месторождения.

Таким образом, гранаты Кительского месторождения и гранаты из культурного слоя Твери внешне идентичны, имеют одинаковые средние размеры, окраску, кристалломорфологию, скульптуру граней и происходят из однотипных пород. Это позволяет предположить, что гранаты поступали в Тверь именно из Кительских копей. В таком случае сравниваемые минералы должны обладать и сходным химическим составом.

Авторами данной публикации был проведен химический анализ эталонов и археологических образцов с использованием электронного микрозонда (микрорентгеноспектральный анализ).

Исследование химического состава зерен граната было проведено в аналитической лаборатории ИЭМ РАН с применением растрового электронного микроскопа-микроанализатора VEGA xmu с аналитической энергодисперсионной приставкой в 2011 г.; аналитик К.В.Ван. Изучение зональности образцов проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ при помощи сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и энерго-дисперсионным спектрометром «INCA-Energy 350» с Li-Si полупроводниковым детектором площадью 10 мм² и сверхтонким окном ATW-2 (разрешение 129 эВ на Kα Mn) в 2012 г.; аналитик Л.И.Марущенко. Метод позволяет определять содержания основных минералообразующих элементов с точностью до 0,01%.

На первом этапе было решено не подвергать тверские находки сильному разрушению, а проанализировать лишь небольшие сколы. Из трех гранатов, обнаруженных в Твери, были отобраны сколы размером 0,5–1 мм в сечении. Список проанализированных образцов приведен в таблице 1. В

каждом из них сколы отбирались в нескольких местах (3–4 скола с одного образца), так как состав минерала в пределах одного зерна может иметь некоторые различия. Всего было отобрано 10 сколов. Из эталонной выборки проанализированы четыре граната, в двух

из которых отобрано восемь сколов, впоследствии два граната изучались в диаметральных сечениях на предмет зональности химического строения. Позже, после выявления характера зональности состава на образцах эталонов, была изучена зональность

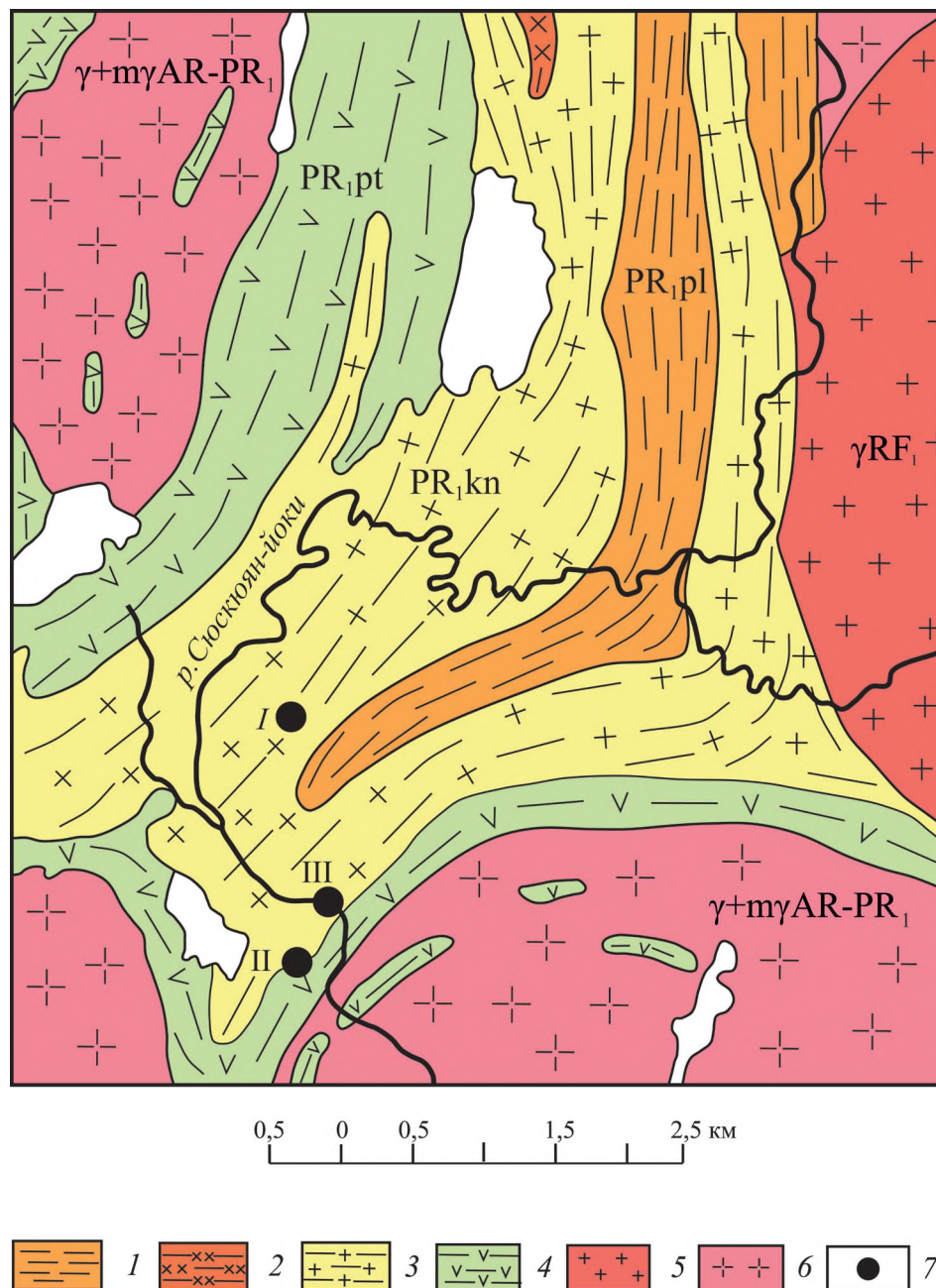


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Кительского месторождения альмандина (Южная Карелия, Северное Приладожье), по Г.В.Макаровой (1977), с изменениями:

Ладожская серия: 1 — филлиты, кварц-биотитовые, биотит-кварцевые сланцы с силлиманитом, ставролитом и гранатом свиты паякярви, 2 — слюдистые кварциты, кварциты, биотит-кварцевые сланцы, ритмично переслаивающиеся, наатсельской свиты, 3 — порфиробластические кварц-биотитовые сланцы и плагиосланцы с гранатом, силлиманитом и редко ставролитом свиты контиосари; Сортавальская серия: 4 — амфиболиты, амфиболовые сланцы, мраморы и скарны питкярантской свиты; анорогенная рифейская интрузия: 5 — граниты рапакиви; выступы реоморфизованного в раннем протерозое фундамента карелид (купола): 6 — граниты, гнейсы и мигматиты, 7 — участки Кительского месторождения: I — Железнодорожный, II — Озерный, III — Высотный

состава и для одного граната из Твери. Небольшое количество проанализированных индивидов можно считать достаточным в силу того, что их формирование происходило в условиях гранат-амфиболитовой фации в силлиманитовой субфации глубинности, что соответствует температурам около 600–650°C, при которых равновесие в породе устанавливается достаточно быстро, и поэтому средний (валовый) химический состав не будет иметь существенных различий для разных зерен. В случае происхождения тверских гранатов из данного месторождения тенденции зональности должны быть качественно аналогичными.

Каждый скол был проанализирован в трех точках: две точки на периферии и одна в центре для получения более точных данных (см. табл. 1). Для каждого скола был подсчитан средний химический состав, с помощью которого рассчитывались формульные коэффициенты по стандартной методике пересчета: на 12 атомов кислорода в формуле граната. Содержания титана и хрома не учитывались, так как их концентрации незначительны. Рассчитанные формулы были опубликованы ранее [16].

При анализе полученных формул становится очевидным, что состав минералов обеих выборок схож: в гранатах за счет преобладания Fe на первой катионной позиции основным является альмандиновый минал. Слабо изменяется содержание Mg, оно заключено в одних и тех же пределах для обеих выборок; практически не меняется содержание Ca, оно стабильно низкое; в более широких диапазонах изменяются содержания Fe и Mn, и диапазоны эти также схожи для обеих выборок (табл. 2). В минералах эталонной выборки несколько понижены содержания Mn, но разница составляет всего 0,04 атома на формульную единицу (по максимальным значениям), что не является существенным. Во всех остальных случаях диапазон содержаний основных минералообразующих элементов в гранатах из Твери не выходит за пределы диапазона содержаний таковых в гранатах месторождения Китильское, то есть максимальные и минимальные содержания весьма схожи (иногда абсолютно идентичны). На второй катионной позиции присутствует только Al, концентрации которого так же стабильны для минералов обеих выборок.

Из результатов исследования зональности химического состава двух гранатов эталонной выборки (обр. 3к (3к-1–3к-18, по 18 точкам), обр. 4к (4к-6–4к-8, по 4 точкам) при некоторых вариациях состава видно, что от центра к периферии кристаллов происходит значительное увеличение содержания Fe при заметном росте содержания Mg. От центра к периферии происходит стабильное уменьшение содержания Mn (рис. 5 а, б). Содержание Ca стабильное, низкое, от центра к периферии не изменяется. Аналогичные закономерности изменения состава были получены

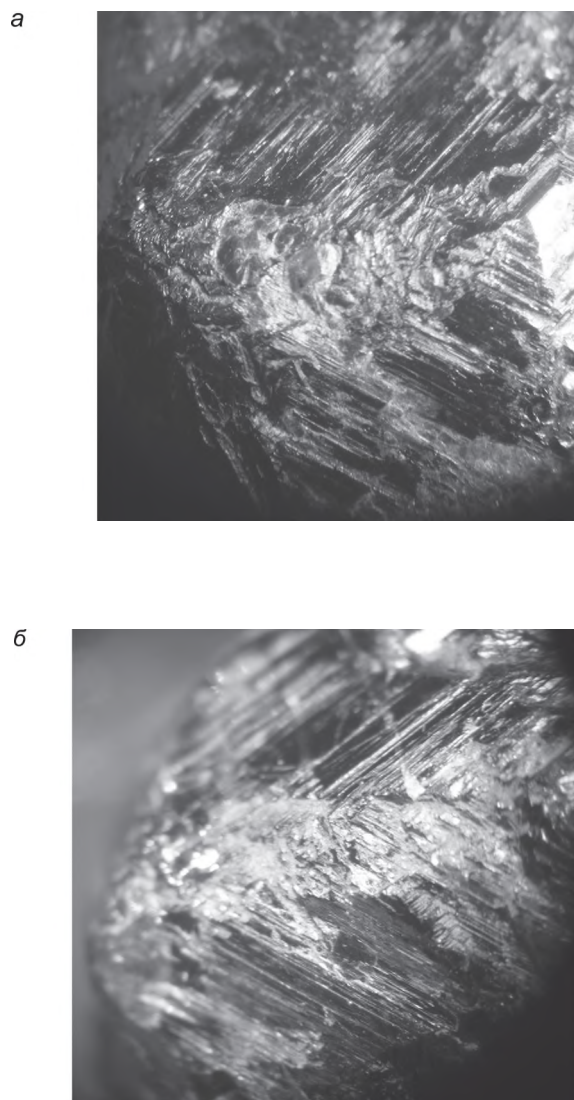


Рис. 3. Штриховка на гранях кристалла альмандина:

а — Китильское месторождение; б — 1/2 кристалла альмандина из Твери, 2002 г., Затьмацкий посад, раскоп Борисоглебский-3, участок 7, кв. Л-10, глубина 116, № 198/3

при изучении одного образца из Твери (образец 3т (3т-35–3т-15, по 21 точке). Так как места отбора сколов в каждом гранате из Твери были точно зафиксированы, то при сопоставлении результатов анализа с местами отбора проб ясно видны те же закономерности, что характерны для гранатов Китильского месторождения: центральные части зерен содержат больше Mn и меньше Fe по сравнению с периферией (рис. 6 а, б). Для большей наглядности сравнения по полученным формулам составы образцов были пересчитаны на

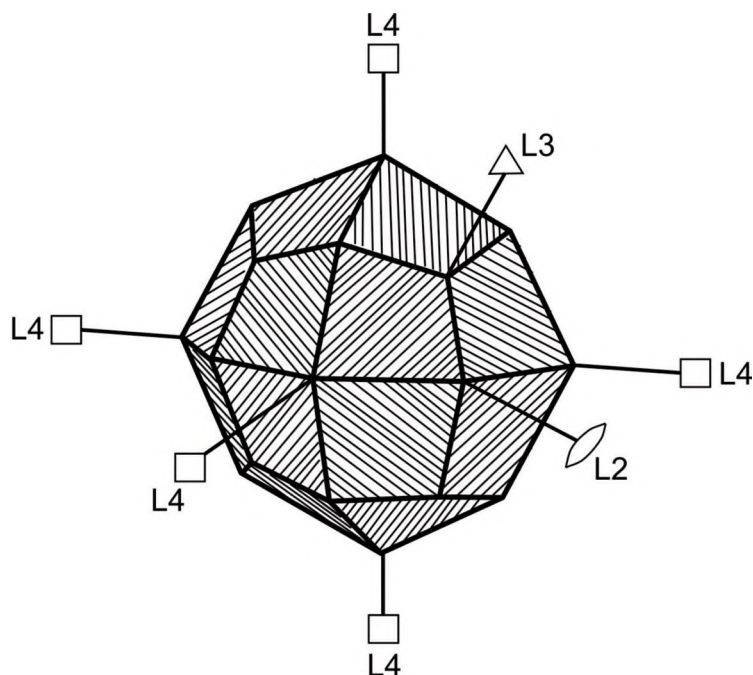


Рис. 4. Кристаллографические закономерности расположения штриховки на гранях кристаллов граната тетрагонтриоктаэдрического габитуса (Кительское месторождение, Южная Карелия):

в месте выхода оси второго порядка штриховка образует «ромбы» и является «следом» ребер ромбододекаэдра; кристаллографические оси: L4 — четвертого, L3 — третьего и L2 — второго порядков

миналы (альмандиновый, пироповый, спесартиновый), и результаты вынесены на трехкомпонентные диаграммы (рис. 7). На всех трех диаграммах видно, что составы гранатов Кительского месторождения, гранатов Твери и альмандиновой бусины локализируются в одном и том же поле (см. рис. 7).

Проградная зональность гранатов обеих выборок, отвечающая росту давления и температуры, свидетельствует о единообразии динамики условий метаморфизма, сводящейся к повышению температуры, и сохранении давления в ходе формирования порфиробластов граната. Последующая быстрая эрозия территории в ходе свекофенской орогении на рубеже раннего и позднего протерозоя привела к сохранению минеральных парагенезисов (сохранность силлиманита, в частности) и химических составов в периферийных частях зерен, соответствующих условиям кульминации метаморфизма, без существенных ретроградных изменений. Аналогичная зональность гранатов Северного Приладожья отмечалась и ранее [2].

Результаты анализов подтверждают, что изучаемые гранаты не могли быть привезены из Чехии, так как чешские гранаты, связанные с трубками взрыва, являются по составу пиропами, и, следовательно, в них существенно более высокие концентрации Mg. Гранаты месторождений Шуерецкой группы в Северной

Карелии (Тербеостров, Еловый Наволок, Солохина Луда и др.), залегающие в кианитсодержащих кварц-биотитовых жердититах, обнаруживают максимальное внешнее сходство с гранатами Кительского месторождения, по сравнению с другими известными проявлениями и месторождениями граната Карелии и Кольского п-ва. Но они отличаются от изучаемых сильно пониженными концентрациями железа и марганца, повышенными — магния и кальция. Кроме того, эти гранаты насыщены большим количеством включений других минералов, например рутила, что делает их значительно менее прозрачными.

Эталонные гранаты из Кительского месторождения и тверские экземпляры были также подвергнуты рентгено-флуоресцентному анализу (РФА) на элементы-примеси, который производился в Лаборатории физических методов исследования минералов и руд РГГРУ им. С.Орджоникидзе на приборе ReSPEKT с энерго-дисперсионным спектрометром. Метод полуколичественный. Камера образцов не вакуумирована, в связи с чем возможен анализ элементов только с аргона до урана. Анодное напряжение на трубке 35 кВ, ток 0,5 мА. Время экспозиции 200 секунд. Энергетическое разрешение <150 эВ. Материал анода — серебро; аналитик М.Ю.Гурвич. На спектрограммах эталонных гранатов месторождения Кителя наблюдаются характеристические линии,

1. Пересчет химического состава гранатов-альмандинов, определенного методом электронного микрозонда на миналы

Образец- скол (точка)	Формульные единицы элементов (из расчета на 12 атомов кислорода)							Примечание
	Fe	Mg	Mn	Ca	Сумма	Al	Si	
Китильское месторождение								
(1к-1)	2,48	0,44	0,08	0,05	3,05	2,00	2,97	
(1к-2)	2,44	0,46	0,11	0,07	3,08	1,99	2,96	
(2к-6)	2,38	0,47	0,13	0,08	3,05	1,99	2,98	
(2к-5)	2,46	0,45	0,09	0,06	3,06	1,98	2,98	
(2к-4)	2,30	0,42	0,21	0,07	3,00	1,99	3,00	
(2к-3)	2,39	0,47	0,15	0,08	3,09	2,00	2,96	
(2к-2)	2,48	0,44	0,09	0,07	3,08	1,99	2,97	
(2к-1)	2,40	0,48	0,11	0,07	3,06	1,99	2,97	
(3к-01)	2,23	0,45	0,26	0,085	3,03	2,01	2,98	Центральная часть кристалла
(3к-02)	2,23	0,45	0,25	0,08	3,01	2,01	2,98	
(3к-03)	2,24	0,45	0,25	0,085	3,02	2,00	2,98	
(3к-04)	2,24	0,46	0,25	0,08	3,03	2,01	2,98	
(3к-05)	2,23	0,46	0,24	0,08	3,01	2,01	2,98	
(3к-06)	2,25	0,47	0,23	0,08	3,01	2,00	2,98	
(3к-07)	2,28	0,49	0,19	0,08	3,04	1,99	2,98	
(3к-08)	2,28	0,50	0,18	0,08	3,04	2,00	2,97	
(3к-09)	2,28	0,50	0,18	0,08	3,04	1,99	2,99	
(3к-10)	2,29	0,50	0,17	0,08	3,04	2,00	2,97	
(3к-11)	2,30	0,50	0,17	0,08	3,05	2,02	2,96	
(3к-12)	2,28	0,50	0,17	0,08	3,03	1,98	2,99	
(3к-13)	2,27	0,50	0,17	0,08	3,02	1,99	2,99	
(3к-14)	2,29	0,50	0,16	0,08	3,03	1,99	2,99	
(3к-15)	2,29	0,52	0,15	0,08	3,04	2,00	2,98	
(3к-16)	2,31	0,49	0,13	0,08	3,01	2,00	2,99	
(3к-17)	2,34	0,50	0,13	0,07	3,04	2,00	2,97	
(3к-18)	2,42	0,40	0,13	0,08	3,03	2,00	2,98	Периферия кристалла
(4к-06)	2,26	0,45	0,23	0,09	3,03	1,99	2,99	Центральная часть кристалла
(4к-07)	2,33	0,48	0,17	0,07	3,05	2,00	2,97	
(4к-09)	2,48	0,40	0,11	0,06	3,05	1,98	2,98	
(4к-08)	2,54	0,38	0,13	0,07	3,12	1,98	2,96	Периферия кристалла
Гранаты из культурного слоя Твери								
(198-2)	2,26	0,37	0,30	0,08	3,01	2,00	2,99	
(198-3)	2,29	0,46	0,22	0,07	3,04	1,98	3,00	
(198-1)	2,47	0,39	0,11	0,06	3,03	1,99	2,99	
(224-2)	2,3	0,4	0,28	0,08	3,06	1,99	2,97	
(224-3)	2,29	0,41	0,24	0,08	3,02	2,01	2,98	
(224-1)	2,41	0,46	0,16	0,07	3,1	1,97	2,97	
(88-2)	2,24	0,41	0,26	0,08	2,99	1,98	3,01	
(88-1)	2,35	0,42	0,20	0,08	3,05	2,00	2,97	
(88-3)	2,33	0,45	0,22	0,07	3,07	1,96	2,99	
(88-4)	2,41	0,46	0,08	0,07	2,99	1,98	3,01	
(3т-15)	2,35	0,51	0,12	0,07	3,05	1,99	2,99	Периферия кристалла
(3т-16)	2,29	0,51	0,13	0,07	3,00	1,99	3,00	
(3т-17)	2,28	0,52	0,14	0,07	3,01	1,99	2,97	
(3т-18)	2,28	0,51	0,16	0,07	3,02	1,99	2,99	
(3т-19)	2,26	0,5	0,18	0,07	3,02	1,98	3,00	
(3т-20)	2,22	0,48	0,2	0,08	2,98	1,98	3,02	
(3т-21)	2,26	0,49	0,22	0,08	3,05	1,97	2,99	
(3т-22)	2,24	0,48	0,23	0,08	3,03	1,98	2,99	
(3т-23)	2,23	0,48	0,23	0,08	3,02	1,98	3,00	
(3т-24)	2,35	0,48	0,24	0,08	3,02	1,99	2,99	
(3т-25)	2,24	0,47	0,26	0,08	3,05	1,99	2,99	
(3т-26)	2,24	0,47	0,26	0,08	3,05	1,98	2,99	
(3т-27)	2,23	0,46	0,26	0,08	3,03	1,98	2,99	
(3т-28)	2,19	0,46	0,27	0,08	3,00	1,99	2,99	
(3т-29)	2,19	0,46	0,27	0,08	3,00	1,99	3,00	
(3т-30)	2,22	0,46	0,28	0,08	3,04	1,99	2,98	
(3т-31)	2,20	0,45	0,28	0,08	3,01	1,99	3,00	
(3т-32)	2,27	0,43	0,27	0,08	3,05	1,97	2,99	
(3т-33)	2,19	0,47	0,27	0,08	3,01	1,99	3,00	
(3т-34)	2,22	0,46	0,27	0,08	3,03	1,99	2,99	
(3т-35)	2,20	0,46	0,27	0,08	3,01	1,99	2,99	Центральная часть кристалла
Гранатовая бусина								
(163-1)	2,36	0,49	0,12	0,07	3,04	1,98	2,99	
(163-2)	2,33	0,50	0,12	0,07	3,02	2,00	2,98	
(163-3)	2,35	0,50	0,12	0,07	3,04	2,01	2,97	
(163-4)	2,34	0,50	0,13	0,07	3,04	2,00	2,97	
(163-5)	2,37	0,51	0,12	0,07	3,07	2,02	2,95	
(163-6)	2,35	0,51	0,11	0,07	3,04	2,02	2,96	
(163-7)	2,34	0,50	0,12	0,07	3,03	2,01	2,98	
(163-8)	2,36	0,51	0,11	0,07	3,05	2,01	2,96	
(163-9)	2,38	0,51	0,10	0,07	3,06	2,00	2,97	

(163-10)	2,34	0,50	0,10	0,07	3,01	2,01	2,98	
(163-11)	2,37	0,50	0,09	0,07	3,03	2,01	2,97	
(163-12)	2,35	0,51	0,09	0,07	3,02	2,01	2,97	

Примечание. Образцы из Твери: 198 — Тверь-2002, Затьмацкий посад, пер. Трудолюбия-45, раскоп Борисоглебский-3, участок 7. 1/2 кристалла граната со штриховкой на гранях; 224 — Тверь-2004, Затьмацкий посад, пер. Трудолюбия-45, раскоп Борисоглебский-3, участок 7. 1/2 кристалла граната со штриховкой на гранях; 88 — Тверь-2002, Затьмацкий посад, пер. Трудолюбия-45, водоотводная траншея, участок 3., Б-4/м.я, 9А/-193, раскоп Борисоглебский-3, участок 7, фрагменты (3) кристалла граната со штриховкой; 3т — Тверь-2012, Затьмацкий посад, ул. Победы, шурф №1; 163 — Тверь-2005, Загородский посад, ул. Трехсвятская-17, раскоп 89А, участок 3, С-1/-315. Бусина гранатовая шлифованная овальной формы, 13×9 мм, с продольным отверстием диаметром 1,5 мм; анализ образцов 1к, 2к, 88, 198, 224 проводился в Лаборатории ИЭМ РАН (Черноголовка), анализ образцов 3к, 4к, 3т, 163 — в Лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ (г. Москва).

принадлежащие минералообразующим элементам: железу, марганцу, кальцию; на некоторых спектрограммах имеются слабые характеристические линии титана. Появление титана спорадическое, а концентрации, исходя из интенсивности линий, довольно низкие. Наиболее интенсивные линии (следовательно, и большие концентрации) соответствуют железу, как одному из главных минералообразующих элементов. Менее интенсивные — марганцу и кальцию. Среди элементов-примесей наблюдается только иттрий.

Спектрограммы РФА гранатов из Твери аналогичны спектрограммам гранатов месторождения Кительское как по набору минералообразующих элементов и элементов-примесей, так и по интенсивности характеристических линий этих элементов (следовательно, и концентрации). Как и у эталонных образцов, наиболее интенсивные линии соответствуют железу, менее интенсивные — марганцу и кальцию. Среди элементов-примесей также наблюдается только иттрий.

Результаты РФА зерен гранатов из Твери и из Кительского месторождения показывают их идентичность по набору элементов-примесей.

Таким образом, данные кристаллографических и минералого-геохимических исследований позволяют с уверенностью говорить о том, что тверские гранаты происходят именно из Кительского месторождения.

Кроме необработанных гранатов, был исследован химический состав уже упоминавшейся бусины. Химический состав основных минералообразующих элементов был получен методом электронного микрозонда по 12 точкам. Исследованию подвергался полированный фрагмент бусины размером 2×2 мм.

Из полученных результатов и рассчитанных формул видно, что состав граната бусины аналогичен составу гранатов Кительского месторождения (см. табл. 1). Вариации концентраций Fe, Mg, Mn, Ca и Al попадают в диапазон концентраций этих элементов в гранатах Кительского месторождения и гранатах Твери (см. табл. 2).

Спектрограмма РФА бусины аналогична спектрограммам альмандинов из Твери и Кительского месторождения. Наиболее интенсивные линии соответствуют железу, менее интенсивные — марганцу и кальцию. Среди элементов-примесей также фиксируется только иттрий. Бусина обладает насыщенным бордово-красным цветом, характерным для кительских альмандинов.

Гранат в средневековой Руси. Одним из первых упоминаний граната в древнерусской литературе следует считать «Сказание о 12 драгоценных камнях» в Изборнике Святослава 1073 г. [1]. Из Изборника описания двенадцати камней полностью были перенесены в «Толковую Палею». В эпизоде, повествующем о приходе Александра Македонского в Иерусалим, приводится описание облачения иудейского архиерея, грудь которого украшала пектораль с двенадцатью драгоценными камнями. Гранат здесь упомянут под именем карбункула (в переводе с латинского — «уголёк») [9].

Однако в известных письменных источниках нет сведений о добыче граната (который был так же известен под именами антракс, червчатый яхонт, вениса, бечет [22, 23] на территории Северного Приладожья. Самые ранние сведения об этом минерале близ погоста Китель (сам термин погост свидетельствует

2. Изменение концентраций главных минералообразующих элементов в эталонных гранатах, гранатах и гранатовой бусине из Твери, выраженное в формульных единицах

Образцы	Главные минералообразующие элементы (в атомах на формульную единицу)							
	Fe		Mg		Mn		Ca	
	max	min	max	min	max	min	max	min
Кительские гранаты	2,54	2,23	0,50	0,38	0,26	0,08	0,09	0,06
Тверские гранаты	2,47	2,20	0,52	0,37	0,30	0,08	0,08	0,06
Гранатовая бусина	2,38	2,33	0,51	0,49	0,13	0,09	0,07	

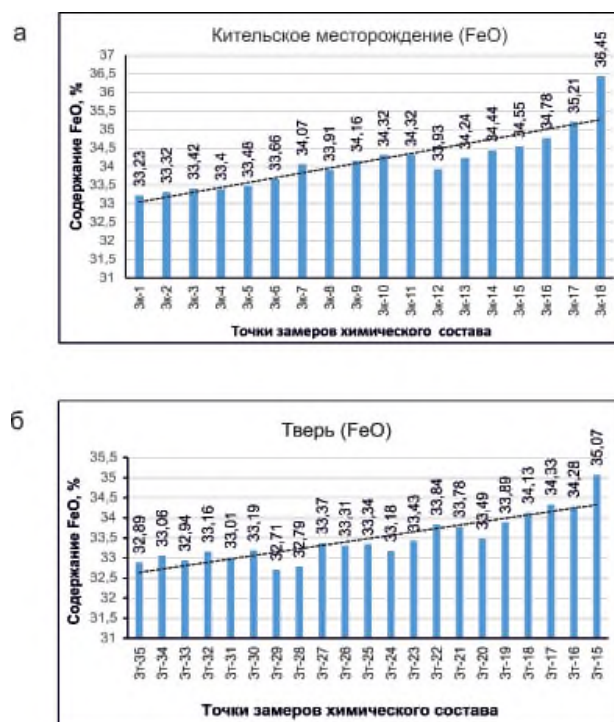


Рис. 5. Гистограммы распределения содержаний FeO от центра к периферии кристаллов альмандина:

а — Кительское месторождение, образец 3к; б — Тверь, образец 3т (2012 г., Затьмацкий посад, раскоп Г.А.Лавровой); отчетливо виден тренд увеличения содержаний FeO по направлению к внешней зоне кристаллов

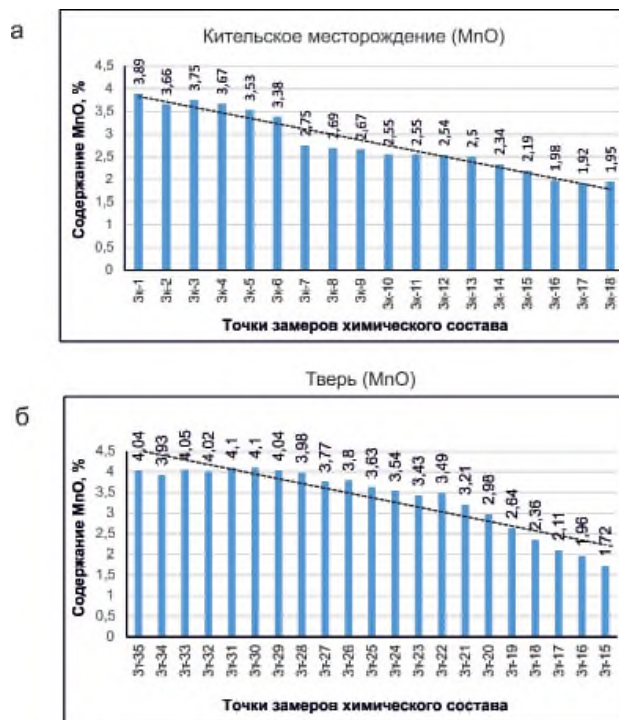


Рис. 6. Гистограммы распределения содержаний MnO от центра к периферии кристаллов альмандина:

а — Кительское месторождение, образец 3к; б — Тверь, образец 3т (2012 г., Затьмацкий посад, раскоп Г.А.Лавровой); хорошо виден тренд уменьшения содержаний MnO по направлению к внешней зоне кристаллов

о наличии здесь более древнего поселения — центра сбора податей) в отечественной историографии относятся к концу XVIII—началу XIX вв. Вот как описывает академик Н.Я.Озерецковский кительские гранаты: «...отсюда ездил я сухим путем к Русскому погосту Кидель (Киделя)... место сие примечания достойно по гранатам, которые там во множестве находятся. Камни сии величиной попадаются близ небольшого Грецкого ореха, и малые ребята собирают их на поле, когда крестьяне пахут свою землю, из которой сохой вырываются они наружу; но гнездо их находится в Тальковом камне, Киделя Киви Каллио там называемом, который начинается в лесу от селения не более как на версту... В разных местах видны наруже небольшие гранаты, в камнях сидящие, и добывать их нет никакой трудности, потому как камень некрепок и от молота сразу раскалывается. В одном месте видны там старинные покушения, чтобы добывать гранаты из камня... Кидельские жители по преданиям старейших рассказывают, что опыт сей делали некогда Шведы» [8, с. 109–111]. Схожие сведения можно найти и в описании путешествия академика В.М.Севергина: «В полуторах верстах от Кидельской церкви в левую сторону находится гора, где в старину добывали здесь так называемые Рубины или Рубиновые камни, кои суть не что иное, как обыкновенные гранаты... Здесь находится несколько старинных оставленных каменоломен, прокопанных на одну и более сажень в глубь на подобие рвов. В одном месте подкопано даже под гору на подобие длинной пространной пещеры, где взрослый человек, нагнувшись, удобно стоять может. Копи сии деланы были еще Шведами для добывания помянутых гранатов. Крестьяне собирают их также в великом множестве на полях... Сказывали мне, что здесь бывают иногда и скупщики сих гранатов, получающие их от крестьян за дешевую цену, и отсылающие потом в Москву и другие места для дальнейших обрабатываний на украшения» [19, с. 55–57].

И В.М.Севергин, и Н.Я.Озерецковский упоминают о шведах, некогда добывавших кительские «рубины». Следует предположить, что, более ранние упоминания об этих копиях имеются в шведских хрониках.

Как известно, в ходе Ливонской войны в 1580 г. шведские войска захватили русскую крепость Корела (современный г. Приозерск). Шведскому королю Юхану III были известны кительские альмандины, которые в то время называли «рубины Якисалма». В 1583 г. король попросил доставить такие камни к его двору в Стокгольм. Это поручение выполнил начальник крепости Кексгольм (шведское название Корелы) Лаури Торстейн, который и отправил в Китель военный отряд с целью добычи драгоценных камней для шведской короны [3, 5]. Сохранились сведения о том, что в 1588 г. из Кителя отправили в Стокгольм полбочки драгоценных камней, а в 1589 г. — в три раза больше. Месторождение драгоценных камней было объявлено

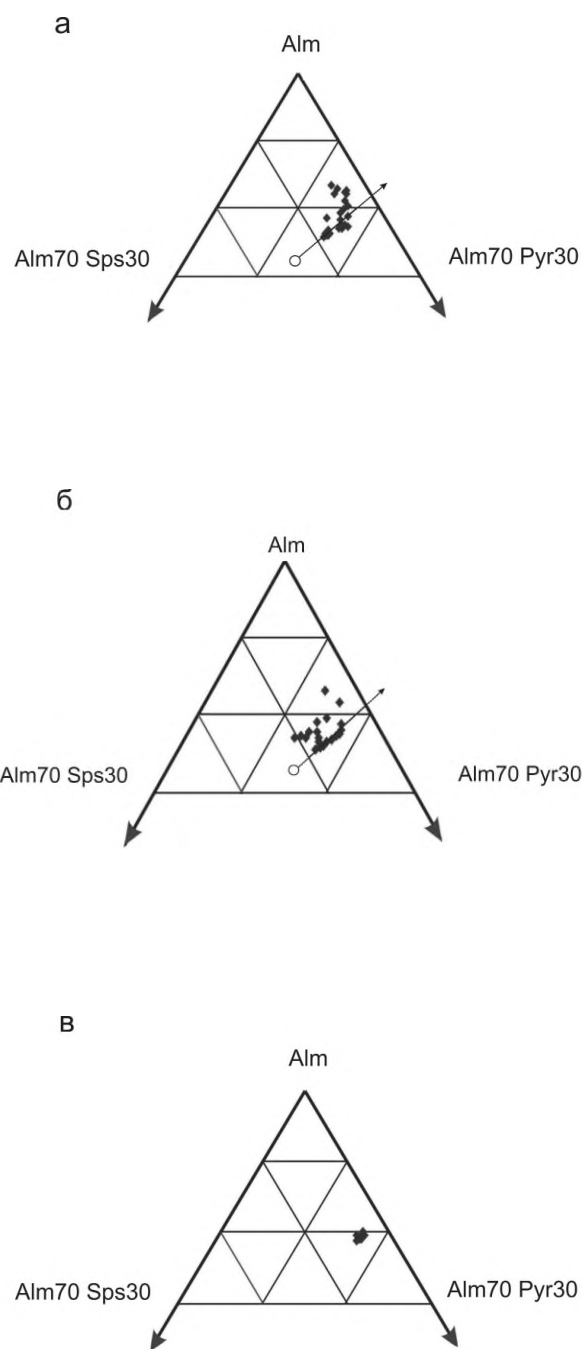


Рис. 7. Трёхкомпонентные диаграммы состава гранатов по трем основным миналам:

а — Кительское месторождение (стрелкой показано направление изменения состава от центра к периферии в образце № 3); б — гранаты Твери (стрелкой показано направление изменения состава от центра к периферии в образце №163); в — гранатовая бусина, Тверь; Alm — альмандин, Pyr — пироп, Sps — спессартин

королевской собственностью. Примечательно, что корона шведской королевы, Гуниллы Бьелке (второй жены Юхана III), была украшена «рубинами из Кякисалма» [24].

В настоящее время известны находки гранатов в Великом Новгороде. При проведении подводных археологических раскопок на дне р. Волхов на месте Великого моста в 2012–2013 гг. было обнаружено 3 кристалла граната, 1 осколок кристалла и зерно граната неправильной формы. Важным условием обнаружения находок являются особенности стратиграфии культурного слоя, в котором они были найдены. В слое отсутствует другой крупный каменный материал, совместно с которым они могли бы накапливаться на дне или, при разрушении которого могли бы извлекаться. Таким образом, гранаты попали в культурный слой дна р. Волхов вместе с другими находками XV–XVII вв., которые были обнаружены в слое, и являлись, вероятно, ювелирным сырьем [20, 21]. Осколок кристалла и один целый кристалл по уже описанным характерным особенностям аналогичны образцам Китильского месторождения.

Самая значительная археологическая находка грантов-альмандинов на сегодняшний день сделана в Москве. При раскопках на территории усадьбы Гагариных (на углу улицы Петровки и Страстного бульвара) в слоях XVII в. было обнаружено 2,4 кг кристаллов и их фрагментов. По комплексу описанных признаков найденные образцы, как и новгородские, аналогичны альмандинам Китильских копей.

Следует так же отметить, что при раскопках в восточной части московского Кремля в слоях XIII–XV вв. была найдена альмандиновая бусина, сходная с описанной выше [6]. Происхождение минерала не устанавливалось.

Авторы данной статьи полагают, что гранаты-альмандины Северного Приладожья могли использоваться в украшении окладов икон и книг, облачениях церковных иерархов и других статусных вещей.

Драгоценные камни средневековой Руси традиционно рассматривались только как предмет импорта из Европы и стран Востока. Богатства Урала, в том числе и месторождения драгоценных камней, начинают вовлекаться в хозяйственные интересы государства только со 2-й трети XVII в. Причем в это время известны, главным образом, отдельные факты находок цветного камня. Расцвет добычи драгоценных и поделочных камней на Урале приходится на XVIII–XIX вв. Таким образом, гранаты Китильских копей были в средневековой Руси, по-видимому, одними из немногих драгоценных камней «отечественного происхождения». Жителям Северного Приладожья это месторождение, как теперь выясняется, было известно, по крайней мере, со второй половины XV в.

Интересно отметить, что находки изделий из альмандина неизвестны на территории Волжской

Булгарии и Золотой Орды [12]. Это, по мнению авторов, является еще одним свидетельством, пусть косвенным, северо-западного, а не восточного происхождения тверских, новгородских и московских камней.

Пути поступления гранатов в Московскую Русь.

Каким образом гранаты попали в Тверь, Новгород и Москву? В интересующее авторов время, то есть XV–XVI вв. территория входила в состав Водской пятины (Новгородская земля), затем — Русского государства.

Новгородцы могли приобретать камни непосредственно у жителей новгородской Карелии. По-видимому, в Тверь альмандины попадали в результате торговых операций с Новгородом, или напрямую — с жителями Северного Приладожья. Заметим, однако, что Е.А.Рыбина отмечает весьма слабую, даже незначительную роль межгородских торговых связей в новгородской экономике XIV–XV вв. [18].

Возможен и иной вариант ответа, более гипотетичный. Обратим внимание на то, что камни в Твери появляются не ранее второй половины XV в., скорее всего, ближе к концу этого столетия. В 1485 г. Тверь попадает под власть московского великого князя. При этом с конца XV в. по данным археологии в городе наблюдается бурное развитие крупного ремесленного производства, в основном бронзолитейного, железоделательного, и связанного с обработкой кости [10, 11, 17]. Растут население и территория города. Присоединение Тверского княжества к Московскому государству вызвало рост экономики его столицы. Одной из причин этого может быть то, что в 1488–1489 гг. были организованы выходы большого числа новгородцев, среди которых были и купцы, и ремесленники, в города Московии [14]. Тверь не названа прямо как пункт их расселения, но может скрываться среди «иных городов», упомянутых в этой летописном тексте.

Выскажем достаточно зыбкое в своем основании предположение о том, что среди этих «выведенцев» могли быть люди, связанные или с торговлей, или со сбором доходов в новгородской Карелии. Возможно, они и доставили вместе с прочим своим имуществом кристаллы альмандина в Тверь.

Еще один немаловажный вопрос — почему гранаты, являясь ценным ювелирным материалом, попали в культурный слой, иначе говоря, были утеряны? Почему найденные образцы не имеют следов обработки? Почему не обнаружены полуфабрикаты обработки, а количество готовых изделий (бусины) измеряется единицами? Добычей граната на месте занимались, скорее всего, местные жители, которые не являлись специалистами в его оценке и обработке. Они, по-видимому, собирали все, что им попадалось. Затем материал в большом количестве в виде сырья поступал в города (подобная практика существует и в современном ювелирном деле). Среди массы этого сырья некоторая часть была малопригодной для обработки (трещиноватость,

малая прозрачность). Именно эта часть поступавшего материала после раскалывания (?), просмотра и отбраковки, попадала в культурный слой. Однако часть находок могла быть утеряна случайно. Это касается и тех кристаллов, которые были обнаружены в подклетах жилых построек. Годные для обработки кристаллы и их половинки сразу шлифовались и полировались, а поскольку камни ювелирного качества во все времена были в цене, то при обработке их старались не терять. Отходы же производства (крошка, мелкие осколки) имеют настолько незначительные размеры, что просто не могут быть обнаружены при переборке культурного слоя. Редкость бусин и вставок из граната, как категории археологических находок, на взгляд авторов, можно объяснить применением граната для украшения малораспространенных, статусных вещей — дорогих регалий, облачения, потилов, окладов и др.

В заключение отметим следующее. Проведённые исследования показали, что Северное Приладожье служило заметным источником ювелирных гранатов, обрабатывавшихся на Руси в период XV–XVII вв. Добыча носила в этот период, по-видимому, кустарный характер, благодаря высокому содержанию граната в породе и простым горно-геологическим условиям, подтверждением чего является тот факт, что таковой она является и в настоящее время (месторождение без применения тяжелой техники спорадически разрабатывается любителями камня). В свете выше-изложенного можно предположить высокий «удельный вес» приладожских альмандинов в изделиях русского Средневековья. Для выявления среди большого количества гранатов, известных в ювелирных изделиях XV–XVIII вв., альмандинов, происходящих из Кительского месторождения, требуется применение неразрушающих методов диагностики, например, рамановской спектроскопии. На взгляд авторов, впоследствии это позволит не только выявить гранаты Кительского месторождения, но и оценить долю «отечественного» сырья среди гранатов средневековой Руси в целом.

Авторы благодарят Е.В.Кобозеву, О.М.Олейникову, Н.Е.Персову, руководивших в разное время исследованиями на посадах и в кремле г. Тверь, за возможность использовать неопубликованные материалы раскопок, Г.А.Лаврову за возможность проанализировать образец, найденный при раскопках в 2012 г.; искренне признательны: за ценные консультации директору Минералогического музея МГРИ-РГГРУ (г. Москва) Т.Ю.Должанской, с.н.с. Лаборатории метаморфизма и метасоматизма ИГЕМ РАН (г. Москва) В.М.Козловскому, ст. преподавателю кафедры минералогии и геохимии РГГРУ (г. Москва) Н.В.Бондаренко; науч. сотр. Института археологии РАН, начальнику подводно-археологического отряда Новгородской археологической экспедиции А.В.Степанову, сотрудникам ООО «Столичное археологическое бюро» К.В.Воронину и М.Ю.Мень-

шикову за возможность использовать материалы раскопок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксентон Ю.Д. Сведения о драгоценных камнях в Изборнике Святослава 1073 г. и некоторых других памятниках // Изборник Святослава 1073 г.: сборник статей. — М., 1977. С. 280–292.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофенид Приладожья. — С-Пб, 2000.
3. Борисов И.В. Кительские гранатовые копи // Камень вокруг нас. — Реж, 2009. № 24. С. 33–36.
4. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. — М., 1982. С. 171–198.
5. Киркинен Х., Невалайнен П., Сихво Х. История карельского народа. — Петрозаводск, 1998. С. 89.
6. Колызин А.М. Торговля древней Москвы (XII–середина XV в.). — М., 2001. С. 108.
7. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 17. Гранат. — М., 1977.
8. Озерецковский Н.Я. Путешествие по озёрам Ладожскому и Онежскому. — С-Пб, 1812. С. 109–112.
9. Палей Толковая. — М.: Согласие, 2002. С. 348–354.
10. Персов Н.Е., Сарачева Т.Г., Солдатенкова В.В. Средневековые ювелирные комплексы бывшего Затьмацкого посада г. Твери (по материалам раскопок 2001–2006 гг.) // АМ. Вып. 5. — М., 2009. С. 268–280.
11. Персов Н.Е., Солдатенкова В.В. Некоторые итоги изучения одного из средневековых «кварталов» Затьмацкого посада г. Твери (по материалам раскопок 1992–2002 гг.) // ТАС. Вып. 6. Т. II. — Тверь, 2007. С. 345–379.
12. Полубояринова М.Д. Украшения из цветных камней Болгара и Золотой Орды. — М., 1991.
13. Попова С.В. К изучению керамики середины XVIII в. (по материалам Загородского посада г. Твери) // ТТЗиСТЭС. Вып. 6. — Тверь, 2010. С. 220–225.
14. Полное собрание русских летописей (ПСРЛ). Т. XII. — М., 2000.
15. Ранний докембрий Балтийского щита. — С-Пб: Наука, 2005.
16. Романова Е.А., Окулов А.В., Данилов В.В., Шкурский Б.Б. Гранаты-альмандины из раскопок в Твери // Новгород и новгородская земля. История и археология / Мат-лы науч. конф. Вып. XXVI. 2012. С. 313–315.
17. Романова Е.А., Данилов В.В. К истории ремесленного производства средневековой Твери: мастерская косторезов конца XV–начала XVI в. на Заволжском посаде // ТАС. Вып. 8. Т. II. С. 250–272.
18. Рыбина Е.А. Торговля средневекового Новгорода. Историко-археологические очерки. — Великий Новгород, 2001.
19. Севергин В.М. Обзорение Российской Финляндии. — С-Пб, 1805. С. 55–58.
20. Степанов А.В. Отчет о проведении археологических работ в акватории Ильмень-Волховского бассейна в 2013 г. — М., 2013. С. 30, 101–107.
21. Степанов А.В. Великий мост. Результаты новых подводно-археологических исследований. Подводное наследие 2013: Сб. статей. — М., 2013. С. 94–101.

22. *Торговая книга 1575 и 1610 гг.* // Записки отделения русской и славянской археологии императорского археологического общества. Т. 1. — С-Пб, 1851. С. 121–122.
23. *Ферсман А.Е.* Очерки по истории камня. Т. 1. — М., 1954. С. 223, 357–358, 371.
24. *Kirkinen Heikki.* Karjala Taistelukenttänä. Karjala Idän Ja Lännen Välissä. II. — Helsinki, 1976. Pp. 164.

Металлоносность верхнеэоцен-нижеолигоценовых осадочных кварцевых песков и песчаников в Приташкентском районе (Узбекистан)

Ш.А.АБДУМОМИНОВ (Государственная пробирная палата Агентство по драгоценным металлам при Центральном Банке Республики Узбекистан; г. Ташкент, ул. Зарафшан, д. 2)

Установлена металлоносность верхнеэоцен-нижеолигоценовых прибрежно-морских кварцевых песков и известковистых песчаников на Au, металлы платиновой группы (Pt, Pd, Rh) и сопутствующие (Cu, Mo, U и др.), а также седиментационно-диагенетическая природа происхождения оруденения.

Ключевые слова: золото, металлы платиновой группы, нетрадиционный тип оруденения.

Абдумоминов Шухрат Азатбекович, shuh0404@mail.ru

The metal carrier sedimentary quartz sand and sandstones of upper eocene-lower oligocene in the Pritashkentsky area (Uzbekistan)

Sh.A.ABDUMOMINOV

Are studied upper eocene-lower oligocene neritic-sea quartz spigot products and sandstones (lime the containing). It is positioned them the metal carrier on Au, platinum metals (Pt, Pd, Rh) and accompanying (Cu, Mo, U, etc.), and also Sedimentary (diageneticary) the parentage nature minerals.

Key words: gold, platinum metals, nonconventional phylum minerals.

Кварцевые пески и песчаники на известковистом цементе Приташкентского района и сопредельных территорий (Азатбаш, Акмурад, Джерой, Катмана, Юсупташ, Красный Водопад, Кулантай, Майское и др.) служат сырьевыми источниками для стекольного производства [7]. В разные годы (1980–2010 гг.) специалисты Госкомгеологии РУз и РФ (Регионалгеология, Кимё маъдангеология сервис, Красногорская геологоразведочная экспедиция, Геологический музей, ИГЕМ АН РФ и др.) изучали верхнеэоцен-нижеолигоценовые (P_2^3 – P_3^1) прибрежно-морские (пляжевые фации) кварцевые пески и песчаники, кремниевые и самоцветные камни на пригодность их использования в различных отраслях производства. Выходы пород палеогеновой формации обрамляют Чаткало-Кураминские горные сооружения (рис. 1). Верхнеэоцен-нижеолигоценовые отложения протягиваются узкой полосой по низовью руч. Ташсай (Ангренское плато), их коренные обнажения известны в бассейнах руч. Келенчек, Лочинкия, р. Иерташсай (правобережье р. Ахангаран) и на Ангренском бурогольном разрезе. Кварцевые пески и песчаники далее прослеживаются в бассейне ручьев Акча, Шавазсай (Ахангаранский цементный завод), Аксагата, Сюреньгата и Таваксай (с охватом участков Таваксай, Азатбаши, Красный Водопад, Майский).

Верхнеэоцен-нижеолигоценовые литоральные кварцевые (стекольные) пески и песчаники на известковистом цементе распространены регионально. Высококачественные кварцевые пески и песчаники отмечаются в отложениях алайской, риштанской,

исфаринской и ханабадской свит. *Алайская свита* (название по Алайскому хребту) представлена преимущественно известняками, содержит кварцевые песчаники на известковистом цементе и прослойки устричников. Кварцевые (известковистые) песчаники (верхняя часть алайской свиты, P_2^3 , лютетский век) образуют линзы и горизонты (до 15 м) с минералами кремнезема (халцедон, опало-халцедон и опал). Мощность 35,0 м. *Риштанская свита* (по саю Риштан, Фергана) сложена песчаниками, известняками и табачно-зелеными глинами (сметиты) среднего эоцена (бартонский век). Породы перекрываются отложениями исфаринской свиты. Мощность 28,0 м. *Исфаринская свита* (по городу Исфара, Фергана) верхнего эоцена (приабонский век) мощностью до 50 м состоит из опоковидных и кремнеземистых глин (конкреции). На отложениях риштана согласно лежат осадки ханабадской свиты. *Ханабадская свита* (селение Ханабад, Фергана) мощностью 53,0 м сложена тонкослоистыми алевритистыми глинами (слабо карбонатными), присутствуют включения известковистых конкреций. С незначительным размывом отложения перекрыты породами сумсарской свиты. *Сумсарская свита* (по р. Сумсар, Ферганская впадина) мощностью до 90 м представлена глинами, алевритами с фауной моллюсков, фораминифер и остракод. Породы *туркестанской свиты* (P_2^{tr}) мощностью 30 м залегают в основании верхнеэоцен-нижеолигоценовых отложений. Нижняя пачка (P_2^{2tr}) состоит из мергелей, алевролитов, известковистых глин, верхняя (P_2^{3tr}) — мраморизованных ракушечников

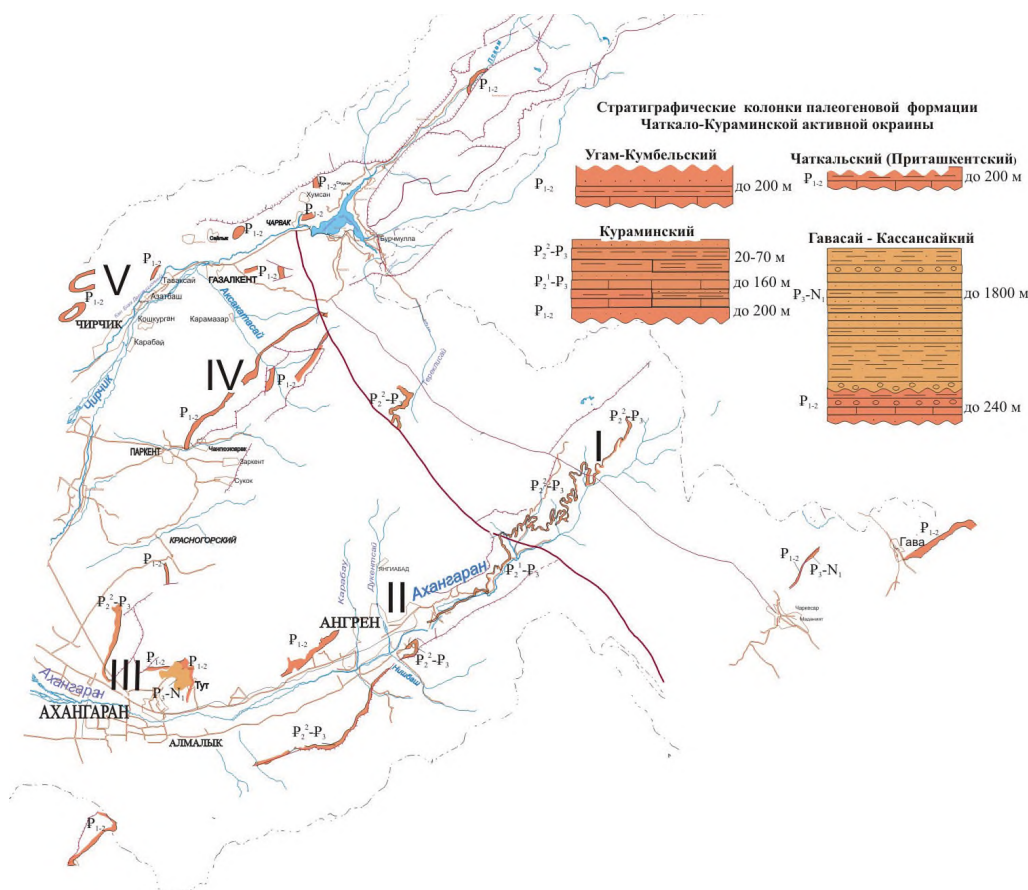


Рис. 1. Положение кварцевых песков и кремнеземистых известковистых песчаников палеогеновой формации в Приташкентском районе, по материалам В.В.Михайлова «Геологическая карта Чаткало-Кураминского региона», масштаб 1:200 000 (рабочая геологическая основа для прогнозных построений):

P_{1-2} — палеоцен-эоцен, $P_2^1-P_3$ — нижний эоцен-олигоцен, $P_2^2-P_3$ — средний эоцен-олигоцен, P_3-N_1 — олигоцен — нижний миоцен; рудные поля (площади): I — Юсупташское, II — Ангренский бурогольный карьер, III — Шавазсайское, IV — Верхнеаксагатинское, V — Таваксайское

(грифеи, их обломки). На стратиграфическом контакте ракушечников, кварцевых песков и известковистых (кремнеземистых) песчаников присутствуют линзовидные залежи зеленоватых смектитов (монтмориллониты) мощностью 2,5 м.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовые гравийно-галечниковые и гравийно-песчанниковые отложения образовались в результате переработки субстрата (дробление, истирание, разделение) континентального происхождения в энергетически напряженной обстановке [5, 9]. Дифференциация и фракционирование обломочных материалов происходили в зависимости от крупности, плотности и гипергенной устойчивости минеральных компонентов. Фациально отложения представлены осадками прибрежных отмелей (пляжевые, I), донных течений, II, спокойной седиментации (карбонатно-песчанисто-алевролитовые, III). В условиях морского мелководья формировались органогенные известковистые осадки (до 100 м). В основании пластов, как правило, накапливались конгломераты. Межгорные

тектонические впадины, так называемые краевые прогибы (Ангренский, Ферганский, Чирчикский и др.), сложены кремнеземистыми песками, а также глинистыми образованиями, которые чередуются с гравелитами, кварцевыми и кремнеземистыми песками и песчаниками, известняками, доломитами, мергелями (рис. 2).

Прибрежно-морские (литоральные, пляжевые) кварцевые преимущественно мелкозернистые пески достаточно хорошо отмыты и отсортированы. Во фронтальной и тыловой береговых зонах они, как правило, формируют горизонты, выдержанные по простираанию и мощности. В известковистых кварцевых песчаниках содержание карбонатного цемента варьирует, иногда он полностью отсутствует, а в некоторых разностях составляет до 20%. Цемент вторичный (эпигенетический), хрупкий. В песках и песчаниках встречаются обособления и отдельные выдержанные горизонты (до 10 м мощности) песчано-гравийного и гравийного (галечниково-песчаного)

состава.

Кварцевые пески и кремнеземистые песчаники на известковистом цементе и «продуктивный горизонт» (0,5–2,5 м) на Юсупташской, Ангренской, Шавазсайской, Верхнеаксагатинской и Таваксайской площадях изучались на золото, металлы платиновой группы и другие рудные компоненты (табл. 1).

Продуктивность меловых и палеогеновых формаций Узбекистана на нефть, газ, глаукониты, бентониты и бентонитоподобные глины, фосфориты, россыпи ценных минералов, цеолиты, материалы для производства бетона, силикатные и стекольные изделия и др. [1–3, 7, 8] значительно расширяет спектр большинства традиционных и нетрадиционных видов минерально-сырьевых ресурсов Республики.

Юсупташская площадь. Верхнеэоцен-нижне-олигоценовые прибрежно-морские отложения пляжевой фации (мергели, глины монтмориллонитового состава, ракушечники, высокосортные кварцевые пески и кремнеземистые песчаники на известковистом цементе, гравелиты) участвуют в геологическом строении участка (см. рис. 2). В основании разреза

залегают нижнеолигоцен-миоценовая толща (сумсарский слой), представленная мергелями, алевролитами, красноцветными глинами и горизонтом гравелитов и песчаников. Толща сменяется конгломератами миоцена. Песчанисто-гравийные (около 60–70 м) кварцевые пески и песчаники на известковистом цементе служат носителями практически значимых содержаний благородных (Au, Pt, Pd, Rh) металлов.

На **Ангренской площади** (Ангренский буроугольный карьер) горизонт кварцевых песков (7,0 м) залегает в нижней части олигоцен-миоценовых (P_3-N_1) отложений мощностью 36,0 м, выделенных под названием «белая свита» [7]. Пески серые, местами зеленоватые, тонко- и мелкозернистые, переслаиваются с глинами и переходят в кремнеземистые (опало-халцедоновые, халцедоновые) песчаники на известковистом цементе.

На **Шавазсайской площади** (район Ахангаранского цементного завода) состав песков кварцево-полево-шпатовый, их мощность 35,0 м. «Продуктивный горизонт» перекрывается известняками алайского (16,2 м) и мергелями туркестанского (6,0 м) слоев.

Верхнеаксагатинская площадь сложена породами

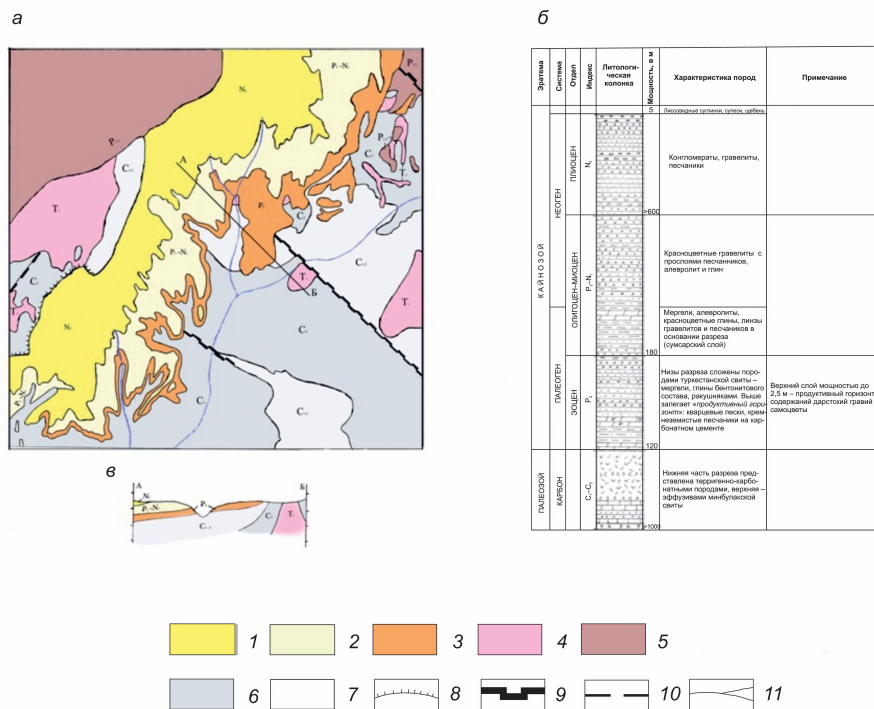


Рис. 2. Геологическая карта (а), литолого-стратиграфическая колонка (б), разрез по линии А-Б (в) месторождения Юсупташ (В.В.Терентьев, 1985–1987, А.М.Пугаченков, 1993):

1 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 2 — гравелиты, песчаники, алевролиты; 3 — песчаники, глины, мергели, конгломераты, гравелиты; 4 — граниты, кварцевые порфиры, сиенито-диориты, диабазы; 5 — гранит-порфиры, гранодиориты; 6 — андезиты, дациты, риолиты; 7 — терригенно-карбонатные толщи и эффузивные породы; 8 — межпластовый надвиг; 9 — заложение разломов более высоких порядков; 10 — крупные разломы; 11 — гидросеть

1. Химический состав (массовые доли, %) кварцевых песков и кремнеземистых известковистых песчаников (Р23–Р31) Приташкентского района. по материалам Р.Г.Юсупова, Ш.А.Абдумоминова, Р.М.Ташпулатова, А.М.Пугаченкова, Е.М.Семечкиной, Э.Э.Игамбердиева

Компоненты	Юсупташ										Ангреский карьер				Шавазсай, Суреньгата								Танакасai, Алабаш, Красный холм, Майский				Сред- нее	L _n
											Номер пробы																	
	13а	9/2	8536	8537	10/2	39/2	13/1	13/2	3/2	13/3	[2]	[2]	18/2	12/2	28-1/2	18/3	Ав-1	[2]	101[2]	[2]	13/4	13/5						
SiO ₂	96,15	95,4	95,99	95,80	68,19	44,40	78,00	56,89	90,98	73,19	93,20	84,46	93,40	94,90	64,30	64,01	98,23	87,70	95,93	88,10	90,60	93,47	80,73					
TiO ₂	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04	0,10	0,23	0,08	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,03	0,15	0,06	0,06	0,10	0,07	0,05					
Al ₂ O ₃	1,66	1,52	1,60	1,50	1,32	3,02	12,71	3,39	1,59	3,39	2,59	1,39	1,54	1,79	1,23	3,28	0,37	3,67	1,47	2,87	4,81	4,03	2,87					
Fe ₂ O ₃ +FeO	0,62	<0,05	0,42	0,20	0,25	0,45	2,48	0,45	0,10	0,45	0,21	0,21	<0,25	<0,25	<0,25	0,33	0,49	0,25	0,40	0,44	0,42	0,31	0,20					
MnO	—	<0,01	—	—	0,01	0,01	0,04	0,01	—	0,01	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	0,01					
CaO	—	0,33	0,30	0,30	15,79	24,75	1,77	21,12	2,35	16,53	0,83	6,95	1,45	<0,30	17,92	20,41	0,15	1,86	0,39	0,50	1,62	0,15	6,44					
MgO	—	0,16	0,43	0,30	0,17	0,44	1,84	0,40	0,22	0,40	0,88	—	0,16	0,20	0,17	0,36	0,07	0,48	0,28	2,16	0,50	0,33	0,62					
Na ₂ O	0,13	0,18	0,19	0,09	0,15	0,50	0,32	0,20	0,18	0,20	—	0,18	0,18	0,18	0,18	0,25	0,11	2,56	0,77	2,40	0,33	0,24	0,20					
K ₂ O	0,85	0,80	0,79	0,75	0,69	1,37	1,12	0,83	1,05	0,83	0,26	0,50	0,95	1,04	0,65	0,88	0,17	—	—	—	1,21	1,25	1,00					
P ₂ O ₅	0,055	0,060	—	—	0,046	0,082	0,26	0,24	0,08	0,24	—	—	0,07	0,07	0,09	0,30	0,05	—	—	—	0,27	0,05	0,07					
SO ₃	—	<0,10	—	—	<0,10	0,10	0,06	0,08	—	0,08	0,10	0,10	<0,10	0,11	<0,10	0,04	0,17	—	<0,10	—	0,05	0,04	0,10					
CO ₂	0,20	0,20	0,20	0,20	12,50	19,58	1,10	6,30	1,87	4,60	0,32	5,16	1,21	<0,20	13,90	10,80	—	1,10	<0,20	2,10	<0,20	<0,20	5,11					
H ₂ O	0,15	0,16	0,34	0,84	0,16	0,67	0,30	0,27	0,20	0,45	—	—	0,15	0,25	0,16	0,20	0,30	—	—	—	0,50	0,50	0,60					
ППП	0,22	0,84	—	—	0,52	3,62	—	—	2,00	—	2,54	1,06	1,40	1,92	1,50	—	—	2,38	0,75	0,75	—	—	2,00					
Сумма	100,1	99,7	100,30	100,03	99,58	99,09	100,23	100,25	100,67	100,45	100,89	100,6	100,56	100,62	100,16	100,94	100,36	100,17	100,05	99,38	100,42	100,45	100,00					
Au	—	1,8	0,7	—	—	—	1,60	2,5	0,7	0,5	—	—	41,3	32,3	25,0	2,7	11,9	—	—	—	0,15	0,07	1,00	240				
Ag	—	27,0	31,0	—	37,0	15,1	62,0	18,0	11,0	—	—	—	0,03	4,0	0,07	0,10	0,02	—	—	—	0,08	0,10	0,30	400				
Pt	—	0,11	0,07	—	0,14	0,02	0,52	0,05	0,07	—	—	—	1,10	4,42	0,50	0,41	0,00	—	—	—	0,36	0,27	1,5	30				
Pd	—	5,6	2,2	—	0,17	114	71,0	0,18	0,21	—	—	—	0,094	0,28	0,15	0,11	0,008	—	—	—	0,10	0,08	0,1	115				
Rh	—	0,41	0,11	—	0,09	0,008	0,35	0,007	0,10	—	—	—	0,001	0,080	0,050	0,030	0,01	—	—	—	0,005	0,007	0,01	—				
Ru	—	0,01	0,009	—	0,007	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	—	—	15	20	22	47	57,3	—	—	—	0,005	0,007	0,01	—				
Pb	—	39	33	—	40	16,0	36	41	32	—	—	—	10	21	22	55	128	—	—	—	27	34	32,8	2,05				
As	—	4	3	—	16	16,0	2,0	10	8	—	—	—	10	21	31	55	128	—	—	—	3,5	2,7	14,0	8,2				
Sb	—	15,7	21,8	—	17,0	10,2	7,8	21,2	18,7	—	—	—	17,1	27,0	18,2	15,5	18,4	—	—	—	11,8	9,7	16,4	32,8				
Hg	—	22,4	20,3	—	24,1	21,8	11,5	22,4	20,8	—	—	—	21,2	17,8	15,6	12,3	21,8	—	—	—	22,4	18,7	19,5	390				
Se	—	7,0	3,8	—	7,2	2,07	5,4	7,8	6,7	—	—	—	10,1	9,7	7,8	8,1	1,3	—	—	—	7,1	6,4	6,5	—				
Te	—	38,0	22,0	—	40,0	40,0	33,0	25,0	33,6	—	—	—	31,9	40,1	25,0	23,4	59,5	—	—	—	34,0	41,0	34,0	7,2				
Cu	—	0,08	0,11	—	0,07	0,40	0,50	0,08	0,10	—	—	—	0,11	0,07	0,008	0,007	0,6	—	—	—	0,08	0,1	0,9					
Mo	—	0,003	0,004	—	0,005	0,005	0,001	0,005	0,005	0,003	—	—	0,007	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—	0,005	7,1				
Ra	—	21,2	22,8	—	27,0	7,70	12,2	20,4	18,8	—	—	—	17,7	20,8	12,3	11,8	3,7	—	—	—	11,7	22,8	16,5	6,6				
U	—	0,94	0,77	—	1,01	0,71	0,85	0,78	0,67	—	—	—	1,34	1,15	0,87	0,65	0,20	—	—	—	0,63	0,72	0,81	—				
Th	—	7,70	11,50	—	8,90	5,30	4,10	11,7	8,70	—	—	—	10,8	17,3	7,3	9,1	2,6	—	—	—	12,1	9,7	9,1	100				

Примечание. Масспектрометрическое с индукционно-связанной плазмой ICP MS Elan DRC II (Au, Ag, Pt, Rh и др.; Е.М.Игнатиков); расщеповка рудных и редких (примесных) элементов (г/т): рентгенфлюорисцентное (на 56 элементов) ГП «Комплексная ГСПЭ»; атомно-эмиссионное на ICP Spectro Flame Modula (Pt, Pd, Rh, Ru; Ш.А.Абдумоминов).

гравийно-галечникового состава с горизонтами и линзами кварцевых песков мощностью до 1,5–2,0 м. Общая мощность гравийно-галечниковых образований достигает 10–12 м, пески некондиционные, их обогащение на концентрационных столах и последующая промывка в слабо солянокислых водных растворах позволяют отделять гидроксидные компоненты железа и повышать кондиции конечных продуктов (в соответствии с требованиями ГОСТ).

Таваксайская площадь охватывает собственно Таваксайские обнажения с участками Азатбаш, Красный водопад, Майское. Пески преимущественно кварцевые мелко- и среднезернистые, рыхлые, беловато-желтоватые, содержат незначительную примесь K-Na полевошпатного компонента, а также зерна опало-халцедона, кремниевых пород и др. Пески размещаются в алайских слоях палеогеновой формации. Средняя разведанная мощность 12–15,0 м [7].

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовые кварцевые пески и песчаники на известковистом цементе, кроме минеральных зерен упорядоченного α -кварца (до 90% кремнезема), содержат включения халцедона (примеси) в виде сердолика [1], халцедон-опала (α -кристобалит, лютецин, кварцин), опало-халцедона (матрица, главным образом из кварца). В кремниевых обломках (0,25–0,40 мм) опалы образованы при замещении карбонатных остатков (силифицированные фаунистические остатки из тонкозернистого кварцита) (табл. 2). Пески мелко- и среднезернистые, рыхлые, беловатые, серовато-желтые.

Кроме SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO и др., в них содержатся золото, металлы платиновой группы и сопутствующие элементы (см. табл. 1). Для золота, металлов платиновой группы и др. элементов на основе кларка (А.П.Виноградов, 1962) приводятся расчетные коэффициенты интенсивностей накопления. Источник рудного вещества [2, 3, 5, 6, 10] связывается с перемывом континентальных (материнских) горных пород, в том числе золото-, серебро- и платиносодержащих объектов, и последующим их переотложением. Во многом рассматриваемая концепция минерализации осадочного обломочного материала совпадает с представлениями о формировании платиносодержащих сланцев Польши и Германии [6, 9, 10]. Накопление платинометаллических компонентов в черных сланцах цехштейновых отложений происходило при формировании осадочных отложений из питающих областей (береговых поднятий). Кварцевые пески и песчаники Приташкентского района, металлоносные на Au, металлы платиновой группы и др., отвечают седиментационно-диагенетической концепции их формирования. Изначальное присутствие аморфной кремнекислоты обусловило их минеральный состав (α -кристобалит в эвтектоидной матрице в присутствии упорядоченного α -кварцевого компонента), а наличие силифицированного минерального карбоната и

органического вещества благоприятствовало накоплению благороднометаллических элементов в тонкокристаллических (наноструктурных) формах (табл. 3).

В геологических объектах [4] диспергирование пород и минералов, механосинтез и кристаллизация новых наноансамблей, каталитические реакции, сорбция, полимеризация и особенности отложений рудного вещества при неблагоприятных и неравновесных термодинамических параметрах отражают особенности нетрадиционного поведения золота при этих процессах и обусловлены преимущественно тонкодисперсным характером выделения минералов.

В настоящее время разрабатываются современные прибрежно-морские пляжевые золотоносные россыпи (Юго-Западная Камчатка; Аляска, Кадьяк, г. Ном; Канада, провинция, Квебек; США, штат Орегон; Чили и др.). В Удской губе Охотского моря (РФ) на юго-западном окончании о. Феклистов (архипелаг Шантарских островов) известны [6] современные (морские) россыпи (изоферроплатина, ферроплатина, минералы группы лаурита-эрликманита и в форме твердых растворов в сульфидах Os, Ru и других платиновых металлов) с минеральными (обломочными) содержаниями платины от 6 до 1350 мг/т. Наноструктурно-кластерные (до 100 нм) минеральные выделения золота и металлов платиновой группы находятся в зернах кварца, Fe, Mn-Si-U оксидных, гидроксидных и органоминеральных включениях [2, 3]. Золото и металлы платиновой группы накапливались в процессе преобразований аморфной кремнекислоты (минеральный кристобалит, низкотемпературный тридимит и упорядоченный α -кварц). Верхнеэоцен-нижнеолигоценовые кварцевые пески и песчаники с ультратонкими (наноструктурными) примесями Au, Pt, Pd, Rh и др. образуют новый нетрадиционный тип благороднометаллической минерализации. Металлоносность кварцевых песков и песчаников на известковистом цементе формировалась в условиях высоких сорбционных показателей сопутствующего органического вещества. Современные малоотходные технологии извлечения золота и металлов платиновой группы призваны активизировать инновационные разработки по их освоению, отработке и утилизации. Металлоносность кварцевых песков и песчаников связана с процессами денудации (дробление, выветривание) палеозойских вулканоплутонических комплексов Чаткало-Кураминской континентальной окраины. Рудное вещество накапливалось в зернах упорядоченного α -кварца и Fe, Mn-Si-U гидроксидных и органоминеральных включениях (размерности от <0,1 до 1,0 мм).

В кварцевых песках и песчаниках доминируют зерна упорядоченного α -кварца. Трансформация во времени исходной аморфной кремнекислоты: α -кристобалит (низкотемпературный, разупорядоченный с тридимитовой фазой выделений; опаловый состав матрицы)

2. Прибрежно-морские (пляжевые) кремниевые гальки и их типоморфные особенности

Признаки	Объекты			
	Юсупташ	Ангренский буроугольный карьер	Суккок, Сюренъята	Красный водопад
Формы нахождения, размеры	Шаровидно- и эллипсовидные (близко уплощенные); размеры от 5–20 до 100 мм и более			
Структура	Радиально-лучистая, волокнистая, органогенная			
Текстура	Массивная			
Излом	Раковистый, занозистый, полосчатый, неправильный	Занозистый, зубчатый, неправильный	Занозистый, раковистый	Занозистый, раковистый, зубчатый
Твердость	6,5–7,0	6,5–7,0	7,0	6,5–7,0
Плотность	2,6 г/см ³ (от 2,4 до 2,7 г/см ³)			
Цвет	Черный, дымчато-черный, серый	Черный, темно-серый	Черный, бурый	Черный, дымчато-черный, темно-серый, бурый
Блеск	Матовый, восковый			
Прозрачность	Тонкие сколы просвечиваются, характерно присутствие прозрачных участков			
Минеральный состав, включения	Халцедон, кварцин, лютетин, кварц, опал, окислы и гидроксиды Fe, Mn, U; тонкоглинистое вещество (смектит) с реликтами органических остатков (спиккулы губок палочковидные и трубчатые, от 0,01 до 0,4 мм длины и от 0,02 до 0,05 мм в диаметре); ячеистые панцири иглокожих. Органическое вещество нацело замещается опалом, радиально-лучистым халцедоном; характерна буроватая пигментация оксидами и гидроксидами Fe, Mn			
N _{p1}	1,537	1,537	1,535	1,537
N _g	1,540	1,539	1,541	1,544
Двуупреломление	0,003–0,008			
Погасание	Крестообразное			
Люминесценция	Слабая, средняя, бледно-голубая, голубовато-белая	Слабая, бледно-голубая	Сильная, беловатая, беловато-зеленоватая	Слабая, средняя, бледно-зеленоватая, голубовато-белая
Диагностические признаки	Цвет (черный, дымчато-черный, сероватый), блеск, излом, степень прозрачности, люминесценция, присутствие в составе матрицы биогороднометаллической минерализации			
Химический состав (%), примеси	SiO ₂ (93–98,5), Al ₂ O ₃ (от 0,36–0,40 до 2,26); Fe (суммарно, до 1–1,5 вес. %); Ca, Mg, Na, K, S; наноструктурные примеси Au, Ag, Pd, Pt, Rh, Cu, Mo, Re, Pb, Zn, U, Th.			
Накопление элементов (примесей)	Te–Bi–Se–(Au)–(Ag–Pd)–Pt–S–Rh–U–Co–Ni			
Генезис	Осадочный			

3. Типоморфизм упорядоченного α -кварца из прибрежно-морских (литоральных) кварцевых песков и кремнеземистых известковистых песчаников (P_2^3 – P_3^1) Приташкентского района

Сингония, класс симметрии	Тригональная (низкотемпературный, упорядоченный α -кварц)
Габитус	Округло-овальные зерна (от 0,05 до 0,40 мм) с гладкой (блестящей) поверхностью и негладкой (корки и каемки) — при нарастании кристобалит-тридимитовой матрицы на поверхности зерен. Признаки слабых диагенетических преобразований зерен
Излом	Раковистый, хрупкий
Твердость	7,0
Плотность	2,65 г/см ³
Цвет, блеск	Водяно-прозрачный, молочно-белый, розоватый, желтоватый, серый до черного. Характерна буроватая пигментация окислами и гидроксидами Fe, Mn и др., блеск стеклянный
Прозрачность	Прозрачный, полупрозрачный
Включения	Газово-жидкие, минеральные (оксиды и гидроксиды Fe, Mn и др.). Примеси: самородное Au (порпечит и др.). Размеры включений: тонкокристаллические (>100 нм), наноструктурные >100 нм и др.
Люминесценция	Практически отсутствует; слабая светло-зеленоватая (редко)
Диагностические признаки	Упорядоченный α -кварц на α -кристобалитовой матрице; твердость, плотность, пьезо- и пьезоэлектрические эффекты; отсутствуют реакции на HNO ₃ , HCl и др.
Химический состав, примеси	SiO ₂ , TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ +FeO, примеси Au, Ag, Pt, Pd, Rh, Cu, Bi, As, Sb, Hg, U, Th
Накопление элементов (примесей) [4]	Te–Bi–Se–(Au–Ag–Pd–Hg–Pt–S–Rh–U–Co–Ni–...
Генезис	Осадочный

→разупорядоченный α -кварц на фоне разупорядоченного α -кристобалита (халцедон-опаловый состав матрицы)→слабо разупорядоченный α -кварц (халцедоновый состав матрицы с включениями разупорядоченного α -кристобалита)→упорядоченный α -кварц (кварцевый состав матрицы с включениями α -кристобалита, тридимита и др.).

Таким образом, металлоносные верхнеэоцен-нижнеолигоценовые прибрежно-морские (пляжевые) кварцевые пески и песчаники в Приташкентском районе перспективны на обнаружение нетрадиционных проявлений золота и металлов платиновой группы, что увеличивает минерально-сырьевой потенциал территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Г.С., Троцкий В.И. Геодинамическое районирование мезозойско-кайнозойского чехла Туранской платформы и внутренних впадин Тянь-Шаня // Теоретические и практические аспекты нефтегазовой геологии. — Ташкент: Фан, 2010. С. 7–10.
2. Абдумомунов Ш.А. Сердолики верхнеэоцен-нижнеолигоценовых прибрежно-морских отложений (Приташкентский район, Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. 2012. № 3. С. 35–38.
3. Игамбердиев Э.Э., Юсупов Р.Г. Благоприятная минерализация месторождения Юсупташ (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2008. № 6. С. 26–30.
4. Конев Р.И. Наноминералогия золота. — С-Пб: Delta, 2006.
5. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. — М.: Недра, 1982.
6. Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. — С-Пб: Недра, 2002.
7. Минеральная сырьевая база строительных материалов УзССР // Справочник. — Ташкент: Фан, 1967.
8. Троцкий В.И. Итоги комплексного изучения шельфовых палеогеновых формаций — важная веха в становлении минерально-сырьевой базы Узбекистана // Узбекский геологический журнал. 1991. № 3. С. 94–95.
9. Шило Н.А. Учение о россыпях. — М.: Академия горных наук, 2000.
10. Kucha H. Platinum-Group Metals in the Zechtein Cooper Deposits, Poland // Econ. Geol. 1982. № 6. Pp. 1578–1592.

Образование Земли и вехи геологической истории

Е.М.ТРУНАЕВ

Излагается авторская гипотеза образования Земли. В обособленном водородном облаке в Галактике гравитационная энергия его массы преобразуется в энергию вихревого вращения, разорванные фрагменты космогенного Вихря преобразуются в подобные вихри второго порядка, затем — в будущие планеты. Обосновывается механизм появления в центре каждого вихря магнитного поля, высокотемпературной плазмы и термоядерного синтеза всех химических элементов с последующим образованием вещества планет, зарождения и дрейфа материков.

Ключевые слова: космогенный вихрь, магнитное поле, плазма, термоядерный синтез, дрейф материков.

Трунаев Евгений Михайлович, etrunaev@mail.ru

The origination of the Earth and geological history milestones

E.M.TRUNAEV

The author's hypothesis about the origination of the Earth is presented here. Within separate hydrogen cloud in Galaxy the gravitational energy of it's mass converted into vortex rotation energy, then broken fragments of the cosmogenic Vortex are converted into similar second level vortices with will be planets. Also here are substantiated the mechanisms of magnetic field appearance in center of every vortex, full high-temperature plasma and thermonuclear synthesis of all chemical elements there, then the origin of planet substance from them, the origination and drift of the continents.

Key words: cosmogenic vortex, magnetic field, plasma, thermonuclear synthesis, the drift of the continents.

Современные гипотезы образования Солнца, Земли, других планет и их спутников исходят из предположения, что все эти объекты образовались в результате гравитационно-радиального стяжения из некоторого исходного многокомпонентного вещества (горячего или холодного), якобы изначально содержащего в себе полный набор всех ныне имеющихся на Земле химических элементов, включая атомы урана, тория и других радиоактивных веществ, ныне встречающихся на нашей планете.

Однако современные астрономические наблюдения свидетельствуют, что подавляющая часть вещества в Солнечной системе — это легкие газы — водород и гелий, находящиеся главным образом в объеме центральной звезды — в Солнце, а также в составе четырех так называемых планет-гигантов. И только в сравнительно небольшом промежутке между газо-плазменным солнечным шаром и орбитами относительно холодных газообразных планет-гигантов по непонятым пока причинам располагаются «твердотельные» планеты, так называемой земной группы, относительно малые по размерам и резко отличающиеся по вещественному составу и от планет-гигантов и от Солнца. И именно только в составе этих планет отмечается наличие тяжелых химических элементов, в том числе радиоактивных — урана и тория — при полном отсутствии таковых в составе

центрального Солнца.

Общий анализ состояния межзвездной среды показывает, что аналогов газопылевому веществу, могущему послужить основой для непосредственного получения из него всего комплекса ныне наблюдаемых в Солнечной системе планет и их шарообразных спутников, в облаках так называемой межзвездной пыли, не обнаружено. Из наблюдений также следует, что атомы тяжелых радиоактивных элементов группы урана и тория полностью отсутствуют в составе вещества оболочек молодых горячих звезд, так называемого раннего спектрального класса О, В, А, F, являющихся весьма активными поставщиками вещества, «выбрасываемого» ими из своих недр в межзвездное пространство [6]. Отсутствуют они и в эруптивных выбросах из нашего Солнца, а также в так называемой солнечной фотосфере [7] и в газопылевых облаках, идентифицируемых в качестве некоего остатка вещества, образующихся в ходе гигантских взрывов «сверхновых звезд» [8] и проявляются только в составе вещества очень старых, относительно небольших, достаточно холодных и динамически слабоактивных звезд позднего спектрального класса «L» и «T» [9].

Из вышесказанного напрашивается предположение, что только на заключительных этапах развития шарообразных небесных тел в их недрах создаются физико-динамические условия, способствующие

развитию процессов ядерного синтеза, в ходе которых образуются(!) атомные ядра разных химических элементов, в том числе тяжелых и радиоактивных элементов, включая атомы урана и тория. Сведениями о том, как все это происходит, современная наука с нами не делится.

Тот факт, что звезды, планеты и некоторые их спутники представляются шарообразными, вовсе не означает, что эти небесные тела получились, как считают некоторые ученые, в условиях безграничности открытого космоса из холодной пыли и газа или из сгустков раскаленной материи за счет сил «поверхностного натяжения», по принципу формирования капель воды. Бездоказательно также утверждение о том, что небесные тела стремятся к шару, поскольку «шар есть фигура идеальная».

Пора признать ошибочными современные так называемые стандартные модели термодинамически уравновешенных сложно вращающихся и, одновременно, радиально сжимающихся шарообразных небесных тел, традиционно называемых в теоретической космогонии при описании внешнего строения и функционирования звезд, планет и их шарообразных спутников.

Новая универсальная Концепция образования Земли, Солнечной системы, других звездно-планетарных

систем и отдельных звезд [3, 5], разрабатываемая автором с 1975 г., исходит из единства основных принципов образования, строения и развития макрообъектов материального мира. Для звезд, планет, их шарообразных спутников характерны: а) общность причины и законов образования; б) единое исходное вещество и единство механизма его преобразования; в) общая направленность развития по линии — от материнских структур (объектов) к дочерним: галактика — звезда — планета — спутник. Непременным результатом сочетания вышеназванных категорий и процессов и является одинаковость дальнейшего эволюционного развития всех небесных объектов.

Из фрагмента Галактического вихря, состоящего из самого распространенного во вселенной вещества — водорода, обособилось протооблако будущей Солнечной системы, еще не имеющее четко выраженной структуры и внешнего вида (рис. 1). Исходное движение составляющих облако частиц — хаотическое, вместе с тем, само облако в целом участвует в орбитальном вращении, точнее, обращении относительно Галактического центра.

При взаимодействии тангенциальных сил, связанных с орбитальным относительно центра Галактики движением частиц, входящих в состав протооблака, и сил радиально-центростремительных, определяемых

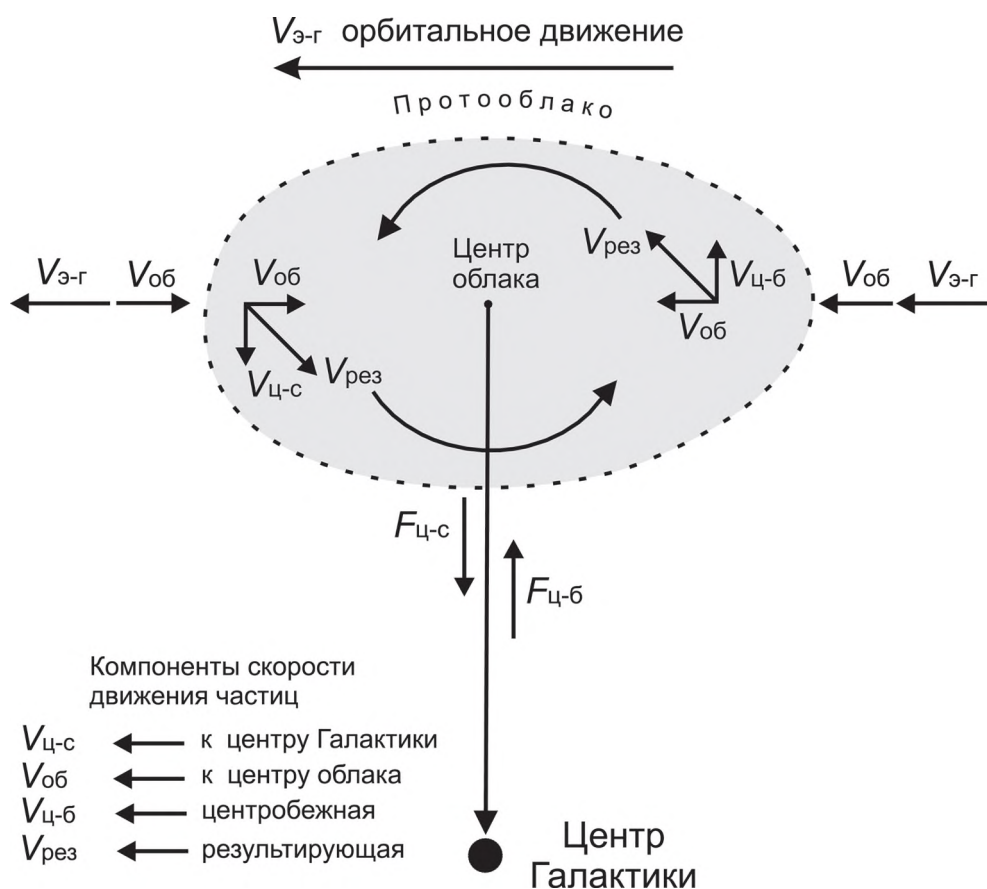


Рис. 1. Механизм закручивания облака, летящего вокруг центра Галактики, в космогенный Вихрь

действием поля тяготения самого протооблака, происходит усложнение формы результирующего движения масс в облаке. Частицы в нем начинают двигаться к центру облака по спиральным траекториям. Спирально-центростремительная форма движения придает устойчивость системе, способствуя уплощению облака и его уплотнению. При этом у частиц, движущихся в плоскости вращения к центру, происходит увеличение линейной скорости движения по орбите обращения вокруг центра облака.

Таким образом, за счет постоянного центростремительного перетока вещества, к концу допланетной фазы развития у радиально сжимающегося «плоского» Вихря в его центральной, наиболее компактной части сосредоточилось более 99% всей массы облака. Периферийная часть Вихря при этом все еще представляла собой систему из двух «клиновидной» формы симметрично расположенных разновеликих рукавов, закрученных в виде логарифмических спиралей, вещество в которых находилось в сильно разреженном состоянии.

По мере дальнейшего увеличения скорости обращения частиц в центральных областях вихревого объекта, соответственно, наблюдался рост центробежных сил, действующих на частицы противоположно направлению силе тяготения облака. Это вело к монотонному замедлению центростремительного движения вещества вдоль спиральных рукавов, но не влияло на характер и скорость их вращательного

движения относительно центра масс всего Вихря.

При наступлении равенства противоположно направленных центробежных и центростремительных сил, на расстоянии примерно в 108 млн. км от центра вихревой системы произошло первое нарушение сплошности Вихря, затем отчленение (обособление) его центральной части, которая затем преобразовалась в шарообразный объект — ныне именуемый Солнцем.

Далее оставшиеся периферические части спиральных рукавов, периодически разрываются и тоже обособляются через равные угловые интервалы (сначала, через $\pi/4$, затем через $\pi/2$) (рис. 2). И каждый фрагмент в рукаве, будучи ограниченным разрывами, закручивался в дочерний спиральный протопланетный вихрь 2-го порядка.

Когда в центре каждого дочернего протопланетного вихря собиралось примерно 99% его вещества, из которого затем образовывалась планета, а остальная его часть находилась в спиральных рукавах, то по аналогии с вышеописанным процессом в материнском протосолнечном Вихре, происходили разрывы сплошности и этих рукавов с последующим образованием из их фрагментов протопутниковых вихрей 3-го порядка («внучатых» по отношению к протосолнечному Вихрю), в дальнейшем преобразовавшихся в спутники планет [2].

В дальнейшем в центральной части каждого из вихрей, вне зависимости от их порядка — протосолнечном, протопланетных и протопутниковых — увеличивалась по экспоненте скорость обращения

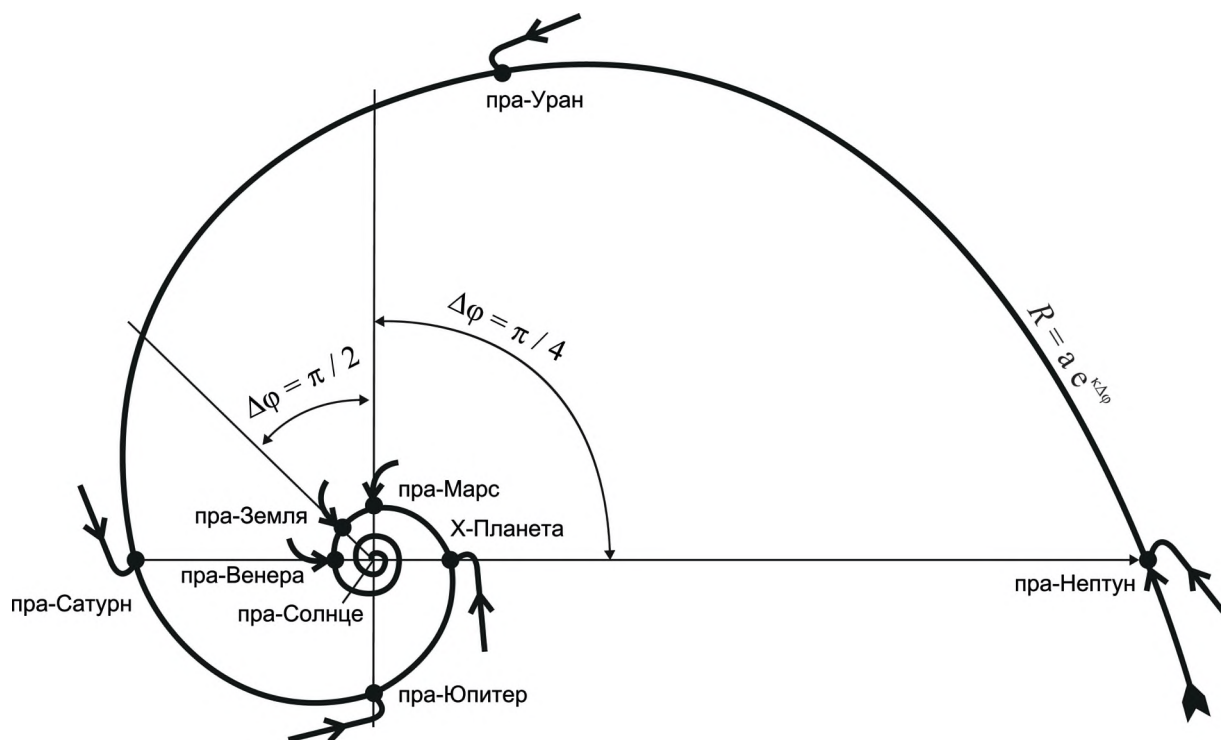


Рис. 2. Разрывы протосолнечного Вихря и образование завихрений 2-го порядка в последовательности протосолнце, протомеркурий, протовенера, протоземля, протомарс, протох-планета, протояupiter, протосатурн, протоуран, протонептун

частиц, таким образом увеличивалась их кинетическая температура и вероятность взаимных столкновений. При достижении линейной скорости обращения в 650 км/с (соответствующей температуре 10^8K) происходит полная ионизация первичного водорода до состояния высокотемпературной плазмы (то есть с разделением нейтральных атомов на отдельные протоны и электроны). Состояние квазинейтральности в плазменном вихре достигается последовательной перемежаемостью «слоев» протонов «слоями» электронов, каждый из которых не связан с конкретным протоном.

Вихревое вращение плазмы, то есть концентрическое движение разноименных электрически заряженных частиц (протонов и электронов) приводит к появлению электромагнитного поля (магнитный диполь), охватывающего центральную область вихря вращающегося вместе плазмой. В этом поле условно можно рассматривать отдельно как бы «магнитный ствол», ограниченный северным и южным полюсами, и внешнюю сферическую часть, которая является продолжением магнитных силовых линий «ствола» и обволакивает с внешней стороны целиком весь магнитный «ствол» и создающий его плазменный вихрь.

Сразу же с появлением в вихре электрических зарядов и магнитного поля начинает проявлять себя и так называемая сила Лоренца, которая возникает во взаимодействии движущихся зарядов с электрическим или магнитным полем [10]. Действие этой силы в плоскости вращения вихря совпадает с действием силы тяготения, и все заряды, образующиеся из нейтрального газа, удерживаются теперь дополнительно еще и силой Лоренца, что позволяет электрическим зарядам двигаться, как и прежде, в общем потоке, приближаясь к оси вращения космогенного вихря. Таким образом, процесс образования магнитного поля в космогенном вихре способствует состоянию дополнительного самосжатия вихря и его динамической стабилизации.

Кроме того, с появлением в вихре «собственного» магнитного поля дальнейшее движение заряженных частиц, находящихся в пределах всего космогенного вихря, усложняется: находящиеся в «стволе» диполя вращающиеся электрические заряды вынуждены теперь двигаться, соизмеряя свой путь с направлением силовых линий магнитного диполя. Исходя из чего, в центре вихревой структуры, в области ее магнитного «ствола», создается внутренний аксиальный поток, в котором электрические заряды вынуждены двигаться винтообразно вдоль магнитных силовых линий из центра вихря в сторону южного полюса «магнитного ствола». Заряды как бы перекачиваются из центра вихря посредством силы действия своеобразного магнито-гидродинамического (МГД) насоса.

При этом во взаимодействии магнитных силовых линий и частиц плазмы, вращающихся с

разной по величине скоростью, силовые линии в области магнитного «ствола» диполя постепенно изгибаются, меняется их конфигурация. Сам «ствол» трансформируется в псевдосферическую конструкцию, имеющую четко выраженные сужения на торцах «ствола» и резко расширенную часть в области его экватора (рис. 3). И вся эта конструкция становится для вращающейся в «стволе» плазмы адиабатической магнитной ловушкой, в недрах которой электрические заряды, продолжая сложное вращательно-винтообразное и «возвратно-поступательное» движение вдоль криволинейных магнитных линий, обречены на случайные встречи и всякого рода взаимодействия, связанные с механическими и ядерными процессами.

В случае мощных столкновений и спонтанного исторжения (исхода) частичек плазмы из южной торцевой части магнитной ловушки («магнитного ствола») исторгнутое из «ствола» ионизированное вещество, в соответствии со свойством «приклеенности» к магнитному полю, вынуждено было далее следовать ходу магнитных силовых линий внешней (сферической) части магнитного диполя, как бы формируя на основе магнитной сферы сферу магнито-ионную. Таким образом, создается магнито-ионная мантия небесного тела с постепенным превращением всего объекта из некогда плоского вихря в объект сфероидальный (точнее — в форме тороида с внутренним диаметром, стремящимся к нулю).

Вблизи южного полюса «магнитного ствола», в сужающейся части адиабатической магнитной ловушки создаются условия для принудительного сближения быстровращающихся электронов и протонов и их столкновений.

При случайных столкновениях разноименные частицы вступают в ядерные реакции и отдельные протоны, поглотив по электрону, превращаются в нейтроны [11]. Другие протоны в ходе соударения и произвольного обмена импульсами могут приобретать дополнительную скорость и отрываться от магнитного поля с выходом за пределы торцевой части магнитной ловушки, после чего, захватив на орбиту по свободному электрону, превращаются в атомы водорода «второго поколения».

При столкновениях большего числа протонов, энергия которых позволяла преодолевать барьер сил кулоновского отталкивания, протоны и нейтроны «складывались» в ядра гелия-3, реже — гелия-4 и далее других, более сложных, химических элементов, которые, захватив из ближайшего окружения необходимое количество свободных электронов, превращались в атомы этих элементов. Это есть начало постепенного спонтанного распада плазмы и практически одновременного образования из нее атомов новых химических элементов.

Таким образом, в недрах шарообразных небесных тел с самого начального этапа их развития происходит

термоядерный синтез химических элементов, то есть из плазмы образуется вновь водород, далее гелий и, пропорционально уменьшающейся вероятности столкновений все большего числа протонов и нейтронов, все реже и реже образуются все прочие химические элементы. В частности, этим можно объяснить, почему в подкоровом гелии изотопа гелий-3 в 1000 раз больше, чем гелия-4 [12]. Вероятно, нестабильный изотоп гелий-3 впоследствии дополняет свой нуклонный состав до четырех пролетающими нейтронами до стабильного гелия-4.

Затем между химическими элементами начинаются химические реакции и появляются разного рода химические продукты в виде газов, жидкостей — растворов и расплавов. Со времени образования этих продуктов при очень высокой температуре и далее до ее существенного снижения и дифференциации

многокомпонентного вещества они находились в общем расплаве — первичной магме.

Характер общего направления движения многокомпонентного высокотермального вещества (магмы) определялся направлением и расположением магнитных силовых линий внешнего контура диполя. Тем самым после выхода из южной части адиабатической магнитной ловушки, потоки новообразованного вещества перемещались в пространство внутри объема, ограниченного внешней (сферической) частью магнитного диполя. И, как бы растекаясь там вдоль силовых магнитных линий упруго-эластичного магнитного каркаса, эти потоки, начиная от области южного полюса, формировали в общем случае внешнюю оболочку каждого шарообразного небесного тела — прото-Солнца, протопланеты, протоспутника.

В дальнейшем на каждой из протопланет

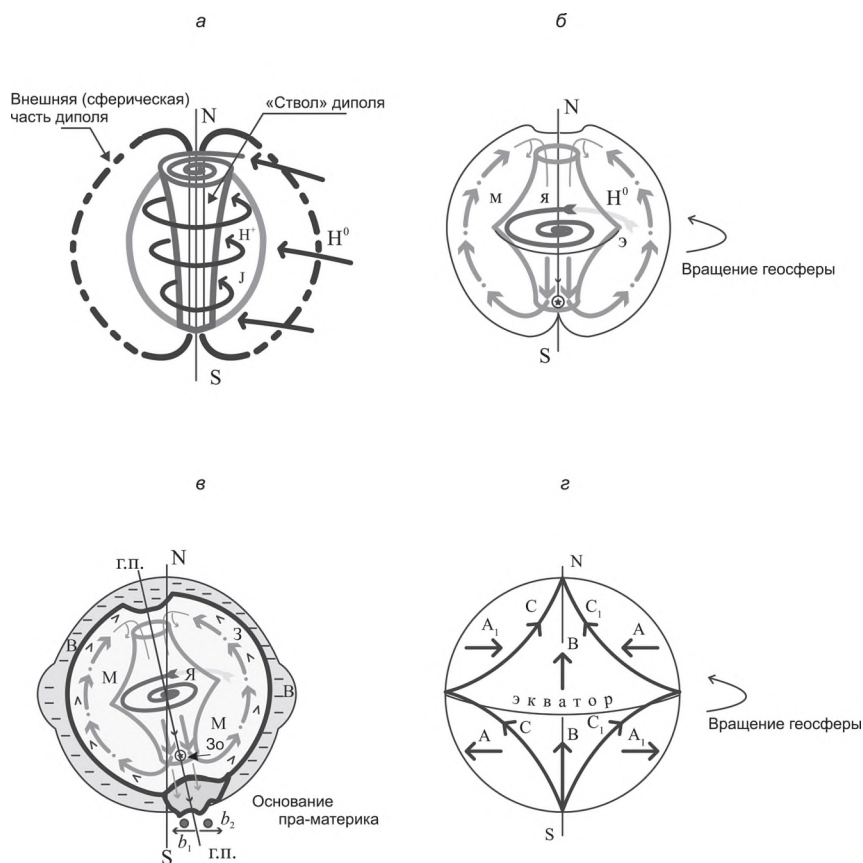


Рис. 3. Стадии догеологического развития Земли:

а — появление магнитного поля в космогенном вихре; *б* — формирование «ядра» и внешней сферы магнитного поля вихря; *в* — образование геосферы Земли; *г* — главные геодинамические силы на поверхности и в мантии; H^0 — вихрь из нейтрального водорода; H^+ — водород «разбитый» на протоны и электроны (плазма); J — кольцевые токи протонов и электронов; $Я$ — плазменное «ядро»; $М$ — магнито-ионная мантия; г.п. — геомагнитные полюса; $З_0$ — зона синтеза химических элементов; $З$ — земная кора; $В$ — воды Мирового океана; b_1, b_2 — векторы усилий, разрывающих пра-материки; главные геодинамические силы: A, A_1 — широтные, связанные с вращением планеты, B — меридиональные с юга на север, связанные с межполярным МГД течением масс в мантии; C, C_1 — траектории результирующих движений на поверхности

последовательно из газов образовалась атмосфера, из нелетучего материала формировались толщи мантии, по мере остывания которой появлялась планетная кора и гидросфера (океан). На этом заканчивалась догеологическая история Земли, как и всех других планет и их шарообразных спутников.

В толще мантии происходили (и продолжают происходить) геологические процессы — дифференциация магмы, внедрение в земную кору и передвижение к поверхности более легких ее частей, неоднократное наложение разных видов изменений состава уже в земной коре в результате длительных разнообразных процессов переотложений в более концентрированном виде отдельных химических элементов, то есть, в конечном счете, образование эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Кроме того, отметим, что химический «оборот» вещества из мантии в кору и далее к земной поверхности происходит на фоне постоянной подпитки снизу новыми количествами вновь образующегося многокомпонентного вещества в связи с продолжающимся еще и сегодня распадом очередных порций плазмы. В этой связи уместно напомнить об одном совершенно уникальном факте, имеющем отношение к рассматриваемому в статье вопросу.

В 1982 г. было официально зарегистрировано научное открытие за № 253, которое явилось своеобразным итоговым документом по результатам гелиометрических исследований, проведенных в 1955–1968 гг. в ВИМС Мингео СССР. Формула открытия: «Установлена неизвестная ранее закономерность распределения концентрации изотопов гелия Земли, заключающаяся в том, что в гелии, продуцируемом подкоровыми слоями Земли, отношение концентраций изотопов He^3/He^4 постоянно и аномально велико, превышая это отношение в гелии, генерируемом породами земной коры, в сотни и тысячи раз.» [12].

Характеризуя важность данного открытия, один из его авторов Б.А.Мамырин, сообщил следующее: «...Мы установили, что гелии, которыми пропитаны породы земной коры и породы мантии, резко различны по изотопному составу. В гелии мантии соотношение He^3/He^4 в 1000 раз больше, чем в гелии земной коры. Это редчайший феномен природы, так как сдвиги в изотопном соотношении для различных элементов на Земле не превышают обычно единиц процентов. Второй особенностью мантийного гелия является удивительное постоянство его изотопного состава на земном шаре».

Современные геофизические исследования свидетельствуют, что среднее значение геотермического градиента, определяющего характер поступления тепловой энергии из недр, соответствует примерно уровню $20^\circ\text{C}/\text{км}$. В этом случае уже на глубине около 2900 км, температура в недрах Земли может достигать порядка $58\,000^\circ\text{C}$. А это в почти 100 раз превышает уровень значе-

ний температуры $500\text{--}700^\circ\text{C}$, допускающих длительную сохранность «реликтового» изотопа гелия-3. Тем самым, совершенно исключается вероятность допланетного происхождения этого газа [13]. И, тем не менее, «ураганные» потоки гелия-4 и гелия-3 до сих пор продолжают поступать из глубины недр Земли на поверхность.

Наряду с этим, многим ученым известно и сегодня, что изотоп гелий-3 получается исключительно в ходе реакции ядерного синтеза. Следовательно, существование мощных потоков изотопа гелия-3 из недр свидетельствует в пользу того, что его наличие обусловлено не мифической сохранностью гелия как «реликта» какого-то его прежнего скопления в космосе, а является результатом современных реакций термоядерного синтеза, донныне протекающих в недрах планеты Земля.

Сделаем небольшое отступление от последовательного изложения.

Газообразное вещество, находящееся в сильно ионизированном состоянии (именуемое «физической плазмой»), в зависимости от наличия или отсутствия магнитного поля, по-разному реагирует, на внешнее, например, сейсмическое воздействие. Сгусток плазмы при отсутствии магнитного поля реагирует на внешние воздействия подобно реакции жидких сред. И это явление свойственно толщам так называемого сегодня внешнего ядра Земли.

В центральной же части Земли, в области «ствола» магнитного диполя весь объем вращающейся плазмы соответствует плазме замагниченной. Движение заряженных частиц здесь становится более упорядоченным, и в этом случае величина осредненной (объемной) плотности заряженных частиц и силовых линий магнитного поля, может достигать предельно больших значений и, естественно, будет реагировать на воздействия сейсмических волн по типу реакции твердотельного объекта.

Вероятно, это и давало повод исследователям ошибочно считать так называемое внутреннее ядро нашей планеты твердотельным, якобы состоящим из железа, никеля и других неизвестных тяжелых веществ [14]. Тем самым, вероятно, и объясняется общеизвестный факт наличия между указанными макроструктурами (мантия — внешнее ядро — внутреннее ядро) очень резких границ различной скорости распространения сейсмических волн в глубинах нашей планеты [1].

Длительность «жизни» (эволюции) Солнца, планет и шарообразных спутников планет зависит, в первую очередь, от массы вращающейся в них плазмы, и продолжающегося до полного ее распада и перехода при этом всего новообразованного вещества в привычную нам форму — твердую, жидкую или газообразную. «Геологические» же истории всех шарообразных тел Солнечной системы практически одинаковы.

Рассмотрим теперь начало геологической истории Земли, отраженной в наших представлениях по наиболее изученной приповерхностной части земной коры.

На этапе начала геологического развития Земли уже покрытой водой Мирового океана, в области ее Южного полюса все еще продолжалось истечение из недр расплавленного вещества. Длительное и обильное извержение лавы, превращающейся после остывания и кристаллизации в вулканические горные породы, неудержимо вытесняемые вверх и местами уже воздымающиеся над поверхностью океана, постепенно формировало первую (начальную) часть Праматерика планеты (см. рис. 3). Длительный процесс поступления магмы и горячих водных растворов, поступающих вместе с магмой из недр, способствовал

привнесению химически активных элементов в коровую часть планеты, что приводило к процессам метасоматического изменения вулканических горных пород и их гранитизации.

Возникающие под действием сил магнитогидродинамического свойства меридиональные движения вещества внутри планеты и на ее поверхности, совместно с инерциальными силами, связанными с осевым вращением планеты, разрывали Праматерик на три части, становящиеся фундаментами первых материковых платформ — Канадской, Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской (рис. 4). Далее эти структуры продолжали самостоятельное движение (дрейф) к экватору и далее в направлении северного полюса по индивидуальным траекториям, подобным линиям архимедовых спиралей, стыкующихся

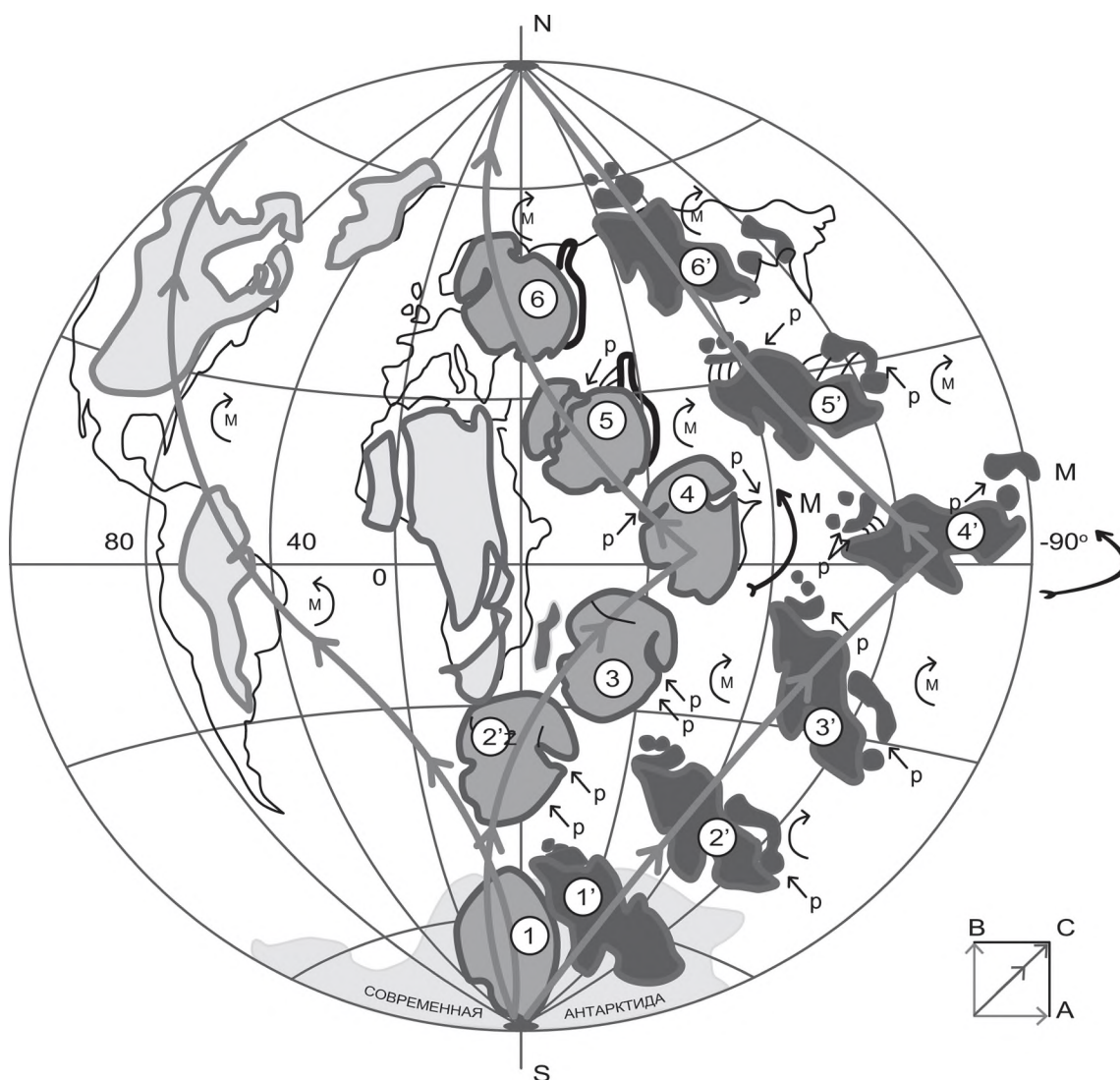


Рис. 4. Дрейф континентальных платформ от южного полюса к северному на примере Восточно-Европейской (1–6) и Восточно-Сибирской (1–6) на фоне современного положения континентов:

М, м — моменты сил вращения, С — траектории межполярного движения фундаментов платформ, р — противодействие вращению

попарно на экваторе. Общий вид таких траекторий имеет вид S-образных линий. Одна из них — почти точная копия линии Срединно-Атлантического хребта, «параллельного на сфере» траектории межполярного движения центров фундаментов материковых платформ по обе его стороны. Вызванное вращением Земли широтное движение каждого материка и каждой его части определялось скоростью вращения поверхности планеты: чем ближе к экватору, тем скорость вращения больше. Поэтому каждый материк, двигаясь в направлении с юга на север, еще и дополнительно поворачивался на поверхности планеты вокруг собственного центра масс (рис. 4). Повороты материков приводили к смятию на фронтальных кромках толщ морских осадков на дне океана с превращением их в складчатые горные системы, нередко с веерной или кулисной формой складок (Кордильеры, Урал и др.), образуя материки уже в современном смысле этого слова. Они состояли из фундаментов материков и прилегающих к ним, так называемых геосинклинальных областей.

Чтобы не нарушалась динамическая балансировка вращающегося геоида, все материки, участвующие в совместном процессе межполярного движения (от Южного полюса к Северному), в южном полушарии на участке от полюса до экватора движутся по трем разнонаправленным траекториям в форме архимедовых спиралей и расходятся друг от друга в широтном направлении. А в северном полушарии наоборот — продолжая движение от экватора к Северному полюсу, сближаются по широте.

По мере выхода на поверхность Земли Праматерика, последующего его разрыва на части и образования из этих частей первых фундаментов ныне северных материков (Канадская, Восточно-Европейская, и Восточно-Сибирская платформы) и их постепенного смещения в сторону Северного полюса, в районе Южного полюса освобождалось место для накопления поступающих снизу новых порций вулканических масс. Здесь происходило образование последующих частей Праматерика, расчленение которого дало начало следующей серии более поздних фундаментов материков (Южно-Американская, Африканская и Австралийская платформы), которые затем, как и их предшественники (северные материки) начали свой дрейф сначала к экватору.

Последняя часть Праматерика — Антарктида — с тех пор как на этом месте сформировались, отделились и «уплыли» все другие материки, никуда не движется и потому сейчас является асейсмичной.

Вместе с тем, асимметрично выступающему южному матерiku, на Северном полюсе, в зоне аксиального погружения внешних межполярно ориентированных потоков мантии, существует оседающая блоками впадина — дно весьма сейсмоактивного Северного Ледовитого океана, ныне представляющего собой

фрагмент наиболее древнего из всех частей Мирового океана и потому обладающего самым протяженным континентальным шельфом.

В центральной части планеты по мере перехода «перекачки» все большего количества вещества из адиабатической магнитной ловушки в мантию и превращения его в многокомпонентное вещество (магму), общий объем вращающейся плазмы внутри планеты уменьшался. Пропорционально этому падала скорость вращения самой адиабатической магнитной ловушки, снижалась и скорость вращения планеты в целом. Закономерно снижалась и напряженность магнитного диполя Земли.

С истощением в связи с распадом в центральном вихре всего запаса плазмы (и, соответственно, ее вращательного движения) Земля потеряет магнитное поле, перестанет вращаться и впоследствии потеряет атмосферу, гидросферу и, конечно же, биосферу. Планета «умрет» и превратится в инертный, далее не эволюционирующий небесный объект, каких уже немало в Солнечной системе. Таковы Меркурий, Венера, Луна, Марс и большинство спутников планет.

История образования и развития всех планет и спутников планет в принципе не отличается от изложенного выше периода догеологической и последующей геологической истории Земли.

«Живые» небесные объекты в Солнечной системе — Земля, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и некоторые спутники планет-гигантов. Свидетельством этого являются их собственные дипольные магнитные поля.

Что же касается нашей звезды — Солнца, то оно еще состоит из магнитоионной мантии и автономно вращающегося в недрах ядра — сгустка быстро вращающейся «замагниченной» плазмы, начальная фаза постепенной «переработки» которой подтверждается преобладанием в солнечной фотосфере (атмосфере) самых легких химических элементов — «вторичного» водорода и «вторичного» гелия.

Образно говоря, для нашей Земли сегодняшняя стадия развития Солнца и планет-гигантов — это ее догеологическое прошлое, а состояние, например, Луны или Марса — ее далекое будущее.

Таким образом, на основе новой Концепции образования Солнца, Земли, других планет и спутников планет из эндогалактического Вихря получаем представление о том, почему разные небесные объекты независимо от величины их внешних размеров и массы, а также иерархического уровня — Солнце (звезда), планеты, их спутники — так не похожи друг на друга. Дело в том, что разные небесные тела находятся на разных стадиях единой эволюционной последовательности развития — одни объекты относительно молоды, другие — сравнительно стары.

Облако — Вихрь — плазма — магнитное поле — Земля (или звезда) — распад (преобразование) плазмы — термоядерный синтез химических элементов — магма

– МГД - процессы и обретение сферической оболочки вокруг плазменно-вихревого объекта – появление первичной коры и гидросферы – формирование единого праконтинента на Южном полюсе – расчленение праконтинента на отдельные фундаменты материковых платформ – криволинейное межполярное движение и соответствующее ему «принудительное» вращение дрейфующих фундаментов – процессы разрушения материковых и вулканических пород и накопления продуктов разрушения в океане – сминание осадочных слоев дна океанов фронтальными частями движущихся материковых фундаментов (горообразование) – формирование материковых платформ и континентов — вот логичная последовательность процессов и образования «регулярных» элементов Солнечной системы, недр и поверхности Земли и других небесных тел.

С учетом всех этих обстоятельств, следует признать, что фактически в центре Земли, вместо классически предполагаемого «двухэтажного» ядра из железа и никеля, находится одна автономно развивающаяся цельная структура — плазменный вихрь.

И плазма в центре Земли — источник ее внутренней энергии, «сырье» для новообразования всех химических элементов, образования магмы и скоплений полезных ископаемых, и ее вращение — первопричина всех эндогенных геологических процессов: вращения планеты, образования мантии, вулканической деятельности, формирования Праматериков, дрейфа их фрагментов в направлении Северного полюса, складкообразования, разрывной тектоники и интрузивной деятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. БСЭ. Т. 9. С. 481. — М., 1972.
2. Сергеев Ю.С. Арифметические упражнения в Солнечной системе // Геоинформатика. 1996. № 3. С. 37–47, <http://trunaev.narod.ru/math.htm>
3. Трунаев Е.М. Образование Солнечной системы из эндо-Галактического вихря // Геоинформатика. 1996. № 6. С. 51–57.
4. Трунаев Е.М. Вводная часть новой геодинамики на основе идеи развития космогенных вихрей // Геоинформатика. 1999. № 2. С. 54–61; 2000. № 1. С. 49–55.
5. <http://trunaev.narod.ru/form.htm> (<http://трунаев.пф/form.htm>) <http://trunaev.narod.ru/part1ru.htm> (<http://трунаев.пф/part1ru.htm>)
6. http://www.allplanets.ru/spektr_klass.htm
7. http://www.krugosvet.ru/enc/nauka_i_tehnika/astrofiziya/SOLNECHNAYA_SISTEMA.html?page=0,1
8. http://kosmos-x.net.ru/news/astrofiziki_zafiksirovali_sintez_nikelja_56_v_sverkhnojvoj_sn_2014j/2014-03-22-2946 http://kosmos-net.ru/news/pri_vzryve_sverkhnojvoj_v_dvojnoj_sisteme_zvezda_sputnik_mozhet_ucelet/2014-03-20-2939
9. http://www.eso.org/public/russia/science/stars/http://www.tesis.lebedev.ru/astrometry_news.html?did=86
10. <http://ligis.ru/effects/science/58/index.htm>
11. <http://medical-enc.ru/1/atom.shtml>
12. <http://ross-nauka.narod.ru/02/02-253.html>
13. <http://nauka.relis.ru/06/0205/06205036.htm>
14. <http://galspace.spb.ru/index335.html> <http://galspace.spb.ru/index14.html>

Северный трехлучевой мегаконтинент Земли: новые данные

А.М.ЖИРНОВ (Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП ДВО РАН); 679016, Россия, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4)

Показано, что географические материки не тождественны геологическим континентам, которые включают также подводные шельфы и континентальные склоны и характеризуются сиалическим составом верхней земной коры. На планете изначально существовало два континента — Северный главный и Южный соподчиненный. Северный мегаконтинент с катархей включал как единую континентальную структуру Американский и Евразийский континенты с Африканским и Австралийским концами. В среднем палеозое–мезозое была опущена и заполнена водой Арктическая часть мегаконтинента, а в кайнозое затоплены окраины континентов и Индонезийский континентальный мост между Азией и Австралией.

Ключевые слова: географические материки, геологические континенты, Северный мегаконтинент, Южный континент, затопление окраин континентов.

Жирнов Анатолий Михайлович, zhanbmich@yandex.ru

Northern three-beam megacontinent of Earth: new data

A.M.ZHIRNOV

It has been shown that the geographical continents are not identical geological continents, which also include underwater shelf and continental slope, and is characterized by the composition of the upper are sialic crust. Two continents always existed on the planet — the main North and the small South. North megacontinent included American and Eurasian continents, with the African and Australian ends, as a single continental structure-with Hadean. The Arctic part of megacontinent was omitted and filled with water in the Middle Paleozoic-Mesozoic. The margins of continents were flooded in the Cenozoic as well as the Indonesian continental bridge between Asia and Australia.

Key words: geographical continents, geological continents, Northern megacontinent, southern continent, flooding continental margins.

Географические материки и геологические континенты. На географических картах Земли уже 200 лет изображаются четыре материка, представляющие собой крупные территории суши над уровнем Мирового океана: Американский, Евразийско-Африканский, Австралийский и самый южный — Антарктический материк, расположенный на площади южного полюса планеты. Часто к ним добавляют Южную Америку и Африку, что правомерно в понимании «частей света», но не в понимании отдельных материков, поскольку они соединены сушей с Северной Америкой и Евразией, соответственно. Географическое понятие «материк» часто отождествляют с понятием «континент», что не вполне верно, поскольку сейчас под континентом понимается геологическая структура, характеризующаяся специфическим, сиалическим, типом земной коры и длительной геологической эволюцией. В географическом плане континенты совпадают с материками, но в отличие от них имеют широкие подводные шельфы с континентальными склонами, также обладающими сиалическим типом земной коры. Границы континентов с океаническим (фемическим) типом земной коры обычно проводятся

по подножию континентальных склонов на глубине 1,5–2 км под водой [3, 16].

Во второй половине XX в. после проведения масштабных батиметрических исследований рельефа в днище океанов и бурения сотен подводных скважин границы континентов установлены достаточно надежно. Также выяснилось, что подводные окраины континентов были затоплены Мировым океаном совсем недавно — в основном в неоген-четвертичное время [3, 14].

Если провести границы континентов с учетом недавно затопленных их окраин, то окажется, что в северном полушарии Земли имеется всего два континента — Американский и Евразийско-Африкано-Австралийский. Поскольку Австралийский континент не является самостоятельным, а представляет собой лишь юго-восточное окончание Азии, соединенное с ней континентальным шельфовым поясом [1, 3, 10, 14], густо насыщенным Индонезийской плеядой современных островов (рис. 1).

В XXI в. опубликованы новые научные сюрпризы. Оказалось, что в северном полушарии Земли имеется всего лишь один континент — Северный. Это огромный

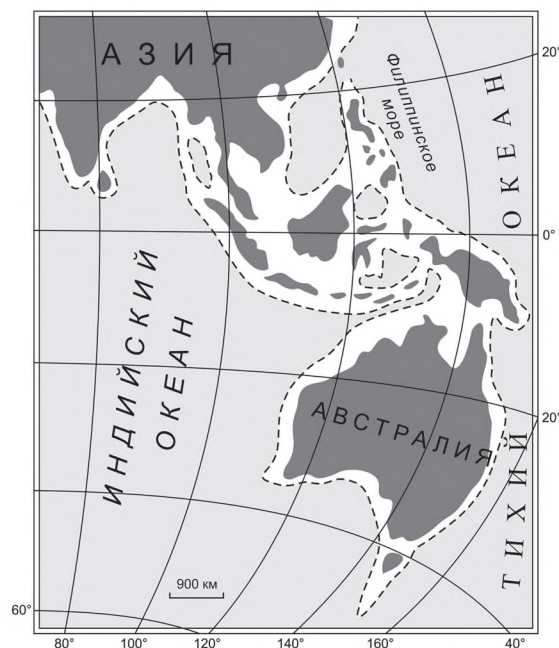


Рис. 1. План Индонезийского континентального шельфа (белое) между Азией и Австралией, по данным работ [1, 2, 10, 22]

мегаконтинент, в котором соединены Американский и Евразийско-Африкано-Австралийский континенты. На поверхности планеты этот мегаконтинент занимал фиксированное положение в течение всей геологической истории Земли и отдельные континентальные блоки его не подвергались изменениям в своем положении и ориентации [13, 22].

Ранние представления о Пангее, Лавразии и Гондване. К началу XX в. в геологической науке оформилось несколько гипотез о происхождении материков, как крупных массивов суши. Вначале некоторые авторы допускали, что Американский материк составлял единый массив суши с Европой и Африкой, распавшийся затем при погружении мифического материка Атлантида [12]. В 1912–1914 гг. появилась серия работ Говарда Бейкера «Происхождение материковых форм», в которых автор предполагал крупный раскол первоначально единого массива суши и появление Северного Ледовитого и Атлантического океанов. Одновременно А. Вегенер издал в 1912 г. книгу «Происхождение материков», в которой обосновывал раскол первоначально единого материка суши, названного Пангеей, на ряд фрагментов и перемещение отдельных фрагментов суши в мезозойско-кайнозой до современного положения материков Земли [12].

Австрийский геолог Э. Зюсс закончил в 1914 г. издание многотомного труда «Лик Земли», в котором выделял две крупные области материковой суши — северную

Лавразию в составе единого Американско-Евразийского континента и южную Гондвану в составе в составе Африки, Мадагаскара и Индостана, разделенные широтным морским поясом Тетис. Позднее Дю Тойт добавил к ним Южную Америку и Австралию. Э. Зюсс ввел понятия «сиаль» для легких пород (с высоким содержанием Si, Al, Na и K), слагающих материки, и «сима», для тяжелых пород под материками и вне их (с высоким содержанием Fe, Ca и Mg). Он полагал, что вследствие контракции крупные секторы на поверхности планеты обрушились и погрузились с образованием океанов, а более устойчивые материки оказались в приподнятом положении в виде крупных «горстов» [18].

Все указанные концепции оперировали главным образом динамикой материков, как участков суши, поскольку геология дна океанов в то время была неизвестна.

Особенности состава и геологической эволюции континентов. Геологическое строение континентов Земли было установлено в основном к середине XX в. [2–4, 11, 16]. Широкие геолого-геофизические и батиметрические исследования в днище океанов, проведенные во второй половине XX в. с подводным бурением многих сотен скважин, подтвердили известные данные о разных типах земной коры. Вместе с тем, были получены новые данные. Оказалось, что первичная океаническая кора габбро-перидотитового состава перекрыта молодыми осадочными породами и покровами

базальтов мезозойского и кайнозойского возраста. Океаническая вода, прикрывающая их, также возникла совсем недавно, одновременно с формированием огромных грабенов и вышеуказанных молодых осадков и покровов. Кроме того, выяснилось, что краевые части континентов также были затоплены молодыми океаническими водами [3, 14]. И что самое интересное — дно Северного Ледовитого (Арктического) океана представляет собой опущенную часть единого Американско-Евразийского континента, западная часть которого (между Гренландией и Великобританией) опущена совсем недавно — в неогеновое время [2, 11, 16, 17].

Новые исследования XXI в. подтверждают представления классиков мировой геологии об автономном строении и развитии континентов Земли [7–10, 14, 15, 21]. В строении земной коры континентов установлены три основных слоя (снизу вверх): «базальтовый» (гранулитобазитовый или metabазитовый), гранитогнейсовый и осадочный. Базальтовый слой имеет большую мощность, в среднем 15–20 км и сложный петрографический состав. Первичные базальты в нем интенсивно метаморфизованы и представлены разного рода кристаллическими сланцами и гнейсами в сочетании с метаморфизованными габброидами, перидотитами и эклогитоподобными породами.

На metabазальтовом слое залегает гранито-гнейсовый слой также большой мощности до 10–20 км, сформированный за счет преобразования первично осадочных пород в палингенные граниты и внедрения большого количества интрузивных батолитов. Metабазальтовый и гранито-гнейсовый слои составляют совместно консолидированный фундамент

континентов. Он занимает большую часть разреза земной коры континентов (80%) и возник в самый ранний период геологического развития планеты на протяжении катархея — архея — раннего протерозоя. Кристаллический фундамент перекрывается сверху осадочным слоем, представленным горизонтальными и складчатыми осадочными породами мощностью 0–5 км (иногда до 20 км) более молодого (протерозой-фанеройского) возраста [3, 13, 16].

Характерная особенность континентов — изначальное формирование их в глубоких впадинах среди первичной перидотитовой мантии (рис. 2)

Отличительной особенностью территорий земного шара под пра-континентами была их изначальная деформированность. На рис. 2 отчетливо видно, что континенты начали формироваться в глубоких прогибах на поверхности верхней мантии. В катархее эти прогибы заполнились огромными объемами горячей базальтовой магмы, выплавленной из ультрабазитовой мантии, позже превращенной в гранулитобазитовый слой.

В архее на metabазальтовом слое повсеместно зарождались глубокие овальные прогибы и началось отложение мощных толщ осадочных пород. Затем после многократных актов гранитоидного магматизма сформировался мощный гранито-гнейсовый слой. В протерозое и фанерозое на древнем фундаменте неоднократно возникали новые осадочные бассейны и формировались магматогенно-складчатые пояса и отдельные грабены с горизонтальными отложениями осадочных пород. В кайнозое складчатые и вулканогенно-плутоногенные пояса появлялись лишь по окраинам поднявшихся континентов [13, 17].

Таким образом, континенты Земли, обладающие

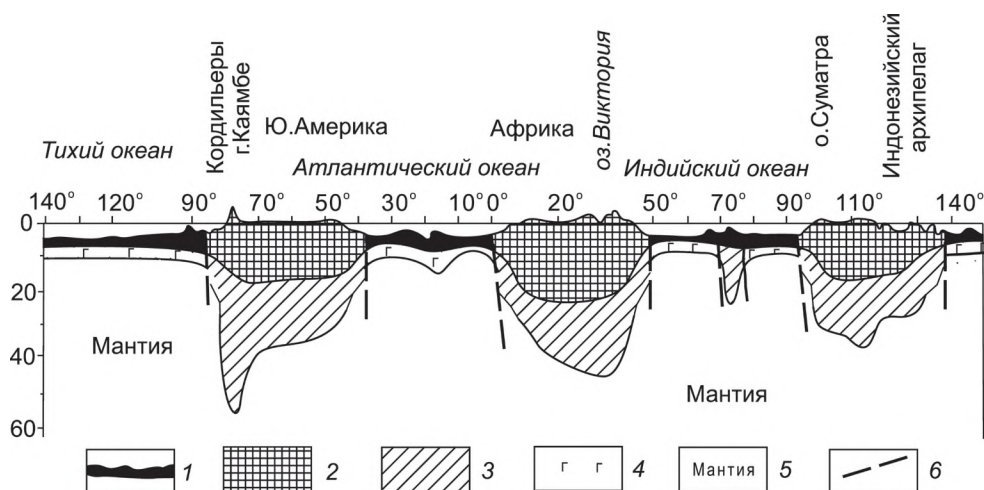


Рис. 2. Разрез Земли по экватору, по работе [4], с дополнением по работам [3, 21, 22]:

1 — базальтовый и осадочный слои (MZ–KZ); 2 — сиалический (осадочный и гранито-гнейсовый) слой; 3 — сибазальтовый (метабазальтовый) слой; 4 — первичная перидотитовая кора, рассеченная дайками габбро мезозойского и кайнозойского возраста; 5 — верхняя мантия; 6 — вертикальные и крутонаклонные разломы по краям континентов

ошной геохимически специфической корой, формировавшейся в течение всей геологической истории Земли, представляют собой гигантские тектонические и геохимические аномалии — своеобразные наросты базальта и сиалита в глубоких впадинах на перидотитовой оболочке планеты [6, 21].

Кайнозойское затопление окраин континентов, как фактор появления современных географических материков. К середине XX в. в геологической науке были выработаны убедительные доказательства молодого, мезозой–кайнозойского, времени появления мировых океанов и их прогрессирующего развития. В частности, «по палеогеографическим данным было установлено, что на месте Карибского моря в мезозое была суша, опустившаяся в палеогене. До миоцена суша существовала на месте Японского моря и еще дольше — на месте Охотского моря... и в западной части Средиземного моря. Она опустилась в конце неогена и начале четвертичного периода. В это же время опустились и большие участки суши на месте северной части современного Атлантического океана. Значительные и совсем недавние опускания земной поверхности произошли в архипелагах Индонезии... почти на глазах у человека» [2, с. 375].

Таким образом, еще в начале кайнозоя западная часть Средиземного моря была сушей, и Африка полностью соединялась с Европой, а в конце неогена Азия непосредственно соединялась с Австралией широкой континентальной сушей — пра-Индонезийским сухопутным «мостом» [10, 14, 19].

Огромное значение для изучения подводных окраин континентов имело применение нового, батиметрического, метода исследования рельефа в Мировом океане, а также бурение скважин в днище океанов. Существующие сейчас географические карты дают прекрасное изображение всех основных деталей подводного рельефа океанов. На основании полученных данных уже в середине XX в. высказано заключение о том, что «разрастание океанов за счет материков представляет ведущее направление в эволюции поверхности Земли» [2, с. 377]. В частности, с середины палеозоя начала опускаться приполярная часть Американо-Евразийского континента, названная А.В.Пейве и В.М.Синицыным Гиперборейской платформой [17]. Образовавшаяся впадина заполнилась водами Северного Ледовитого океана. В мезозое–кайнозое появилась серия окраинных морей на восточной окраине Азиатского континента и в пределах Индонезийского архипелага между Азией и Австралией. Существенно уменьшился по ширине и участок (перешеек) между Северной и Южной Америкой (рис. 3). Кроме того, на месте древних крупных разломов образовались глубокие водные проливы или бассейны, разделившие ранее существовавшие крупные континентальные массивы. Так, возникший в пермское время Мозамбикский

пролив отделил Африку от Сейшельских островов и острова Мадагаскар, а появившиеся в юре–мелу пролив Дэвиса и Баффинов залив отделили Гренландский докембрийский щит от Канадского щита [16, с. 386].

В конце кайнозоя, в четвертичное время, континенты полностью приподнялись и стали сушей. Только края их были затоплены водами, возникшего в мезозое–кайнозое Мирового океана, с образованием широких шельфов. Полностью затопленным оказался и Арктический участок ранее единого Американо-Евразийского (Лавразийского) континента — на его месте образовался Северный Ледовитый океан (см. рис. 3). Так возникли современные материки (часто отождествляемые с континентами). Фактически они представляют крупнейшие надводные части континентов.

Континентальная природа дна Арктического бассейна. Вопрос о геологическом строении дна

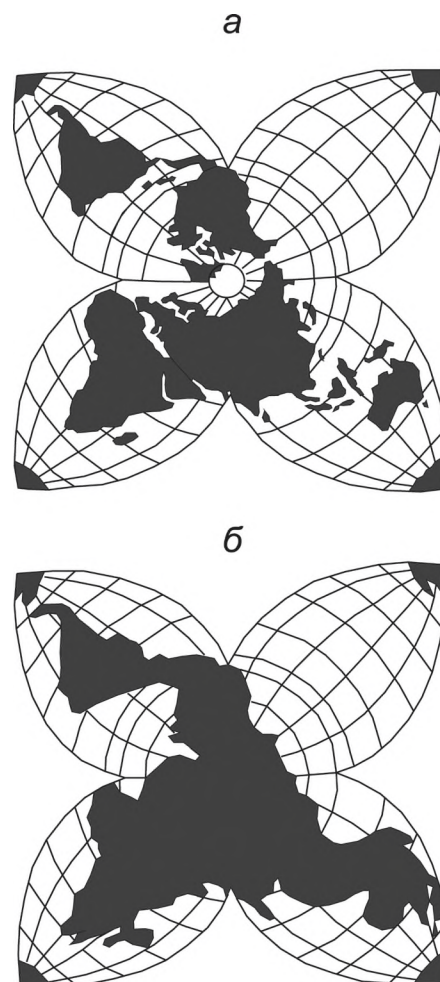


Рис. 3. План Северного континента с тремя континентальными «лучами» [22]:

a — современное время, *б* — в недавнем геологическом прошлом (5–100 млн. лет назад), до затопления границ континентов и приполярной части единого Американо-Евразийского континента [1, 4, 11, 22]

Северного Ледовитого океана активно обсуждался в середине XX в. Многие известные геологи считали, что под океаном находится погруженная континентальная область — продолжение Евразийского и Северо-Американского континентов (Н.С.Шатский, В.А.Обручев, А.В.Пейве и др.). Другие геологи предполагали, что восточная Канадская часть дна океана является континентальной, а западная Евроазиатская — океанической. Однако более поздними сейсмическими исследованиями установлена довольно значительная мощность осадочных пород в котловинах Нансена, Амундсена и Толля, превышающая местами 7 км, что не характерно для типичной океанической коры. Кроме того, сложнодислоцированный подстилающий фундамент также не позволяет относить его к океанической коре. Поэтому континентальная природа дна Арктического океана, составляющего единое целое с Канадско-Гренландской платформой, признана и в работах [4, 11].

В связи с повышенной газоносностью и нефтеносностью Арктического шельфа на его территории в последние годы выполнены огромные объемы подводного бурения и сейсмических исследований. Изучено 150 сейсмических разрезов общей протяженностью 90 тыс. км [8]. Главный вывод проделанной работы состоит в том, что «Евразийская и Северо-Американская континентальные окраины — это единый ансамбль континентальных геологических структур с общей историей геологического развития. Деление этого ансамбля на шельфовую

и глубоководную части произошло в результате неотектонического погружения центральной части Арктического бассейна» [8, с. 12].

В геологическом строении дна Арктики установлена обычная трехслойная континентальная кора. Нижний слой представлен гранулитогнейсовыми (метабазитовыми) образованиями, средний — гранитогнейсами, верхний — осадочными породами фанерозойского возраста (от девона до юры, мела и кайнозоя) [9]. Однако в днище океана резко преобладает континентальная кора мощностью 17–34 км. В частности, в восточной части Арктического бассейна мощность земной коры на хребте Ломоносова 17–19 км, на хребте Менделеева 31–34 км, в котловинах Подводников и Макарова 19–21 км. В южной части котловины Подводников мощность земной коры 7–8 км [8]. Только в отдельных глубоких грабенах — Норвежском, Гренландском, Лофотенском, и в отдельных частях впадин Амундсена и Нансена установлена земная кора небольшой мощности (5–7 км). Но и она рассматривается как континентальная, поскольку консолидированный слой ее представлен «сложнодислоцированной толщей», не характерной для фундамента океанических платформ» [11].

Второй характерной особенностью строения арктической коры является резко сокращенная до 3–5 км мощность гранитогнейсового слоя и, напротив, более увеличенная мощность нижнего гранулитобазитового слоя [8, 20]. Сокращение мощности арктической коры объясняется существенным сжатием ее

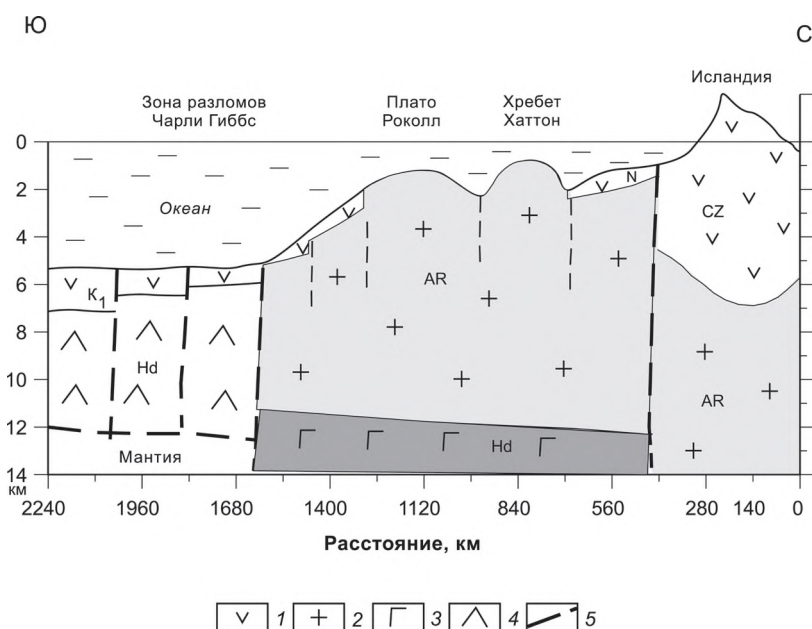


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез поперек границы океанической и континентальной коры в Северной Атлантике, по данным работ [11, 14, 15, 20, 22]:

1 — базальты различного возраста, от раннемеловых в Атлантическом океане, до неогеновых и кайнозойских в различных частях континентального грабена между Гренландией и Европой; 2 — гранитогнейсовый слой; 3 — метабазитовый (гранулитобазитовый) слой; 4 — габбро-перидотитовый слой океанической коры; 5 — разломы

поверхности при вращении планеты в архейское время и, соответственно, затрудненным поступлением к поверхности эндогенных мантийных плюмов [13]. Это происходило поскольку в то далекое время планета быстро вращалась и находилась в более вязком состоянии, чем сейчас.

Геологическая граница между континентальной земной корой Арктического бассейна и ультрабазитовой корой Атлантического океана находится в 1800 км к юго-западу от Исландско-Фарерского порога [21, 22]. Здесь она представлена одним из разломов Гудзоно-Бискайской зоны сближенных нарушений (называемой часто зоной разломов Чарли-Гиббс), простирающейся от Гудзонова залива в Канаде до Бискайского залива близ Европы и далее на юго-восток, отделяя Пиренейский полуостров от Европы [22]. Вероятный геолого-геофизический разрез зоны сочленения континентальной и океанической коры в Северной Атлантике приводится на рис. 4. Мощность континентальной коры в пределах подводной территории между Гренландией и Европой варьирует от 28 км под островом Исландия до 20–25 км в других местах. Мощность гранитогнейсового слоя здесь довольно значительна и изменяется от 15 до 6–10 км [11, 15, 20].

Северный мегаконтинент Земли с Южно-американским, Африканским и Австралийским южными концами. Приведенные данные о палеозой–мезозойском затоплении Арктической части Северного мегаконтинента и кайнозойском затоплении Индонезийского перешейка Азиатско-Австралийского сегмента доказывают единую континентальную природу Северного мегаматерика в допалеозойское геологическое время. Этот единый мегаконтинент имел (и имеет сейчас) трехлучевую форму с тремя зауженными к югу концами — Американским, Африканским и Австралийским (см. рис. 3). Как единый континент он остается и до настоящего времени, но после прогиба его полярной части и образования Арктического водного бассейна пространственно разделился на два географических материка — Американский и Евразийский. В позднем неогене после значительного затопления Индонезийского континентального «моста» выделился и третий географический материк — Австралийский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас Мира. Азия, физическая карта.* Масштаб: 1: 36 000 000. — М.: Картография ГУГК, 1984.
2. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. — М.: Госгеолтехиздат, 1962.
3. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. — М.: Недра, 1975.
4. *Деменицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1975.
5. *Жирнов А.М.* О постоянстве тектонической границы Евразия–Тихоокеанская плита // Региональные проблемы. 2011. Т. 14. № 1. С. 11–16.
6. *Жирнов А.М.* Континенты Земли как следствие преобразования особых участков верхней мантии направленными флюидными пульсациями жидкого ядра планеты // Научная мысль Кавказа. 2011. № 2. С. 181–186.
7. *Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю.* О возможности реконструкции реальной динамики земной коры на примере южных районов Сахалина и Курильских островов // ДАН РАН. 2009. Т. 427. № 6. С. 829–831.
8. *Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А.* и др. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 5–13.
9. *Конюхов А.И.* Окраины континентов — глобальные пояса нефтегазоаккумуляции, Лавразийский пояс // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 2, С. 151–170.
10. *Куприн П.Н.* Структура Малой Зондской островной дуги в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана // Отечественная геология. 2013. № 6. С. 80–91.
11. *Курс общей геологии* // Под ред. В.И.Серпухова, Т.В.Билибиной, А.И.Шалимова и др. — Л.: Недра, 1976.
12. *Кэрри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. — М.: Мир, 1991.
13. *Лихачев А.П.* Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых // Отечественная геология. № 4. 2011. С. 55–63.
14. *Орленок В.В.* Глобальный вулканизм и океанизация Земли и планет. — Калининград: Изд-во Рос. гос. ун-та им. Иммануила Канта, 2010.
15. *Пуцаровский Ю.М.* Микроконтиненты в Атлантическом океане // Геотектоника. 2013. № 4. С. 3–12.
16. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964.
17. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. — М.: Недра, 1985.
18. *Хэллем Э.* Великие геологические споры. — М.: Мир, 1985.
19. *Шевченко В.И.* Альпийско-Индонезийский подвижный пояс и океанический бассейн Тетис // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения / Мат-лы XLVI тектонического совещ. Т. 2. — М.: ГЕОС, 2014. С. 294–299.
20. *Bohnhoff M., Makris J.* Crustal structure of the South-eastern Iceland–Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data // J. of Geodynamics. 2004. Vol. 37. № 2. Pp. 233–252.
21. *Zhirnov A.M.* The geological law of the continents and «oceans» autonomous development // Discovery Science. 2014. Vol. 8. № 18. Pp. 6–15.
22. *Zhirnov A.* Northern three-radial megacontinent of Earth: Outstanding geologic-geophysical discovery of the XXI century // Discovery. 2014. Vol. 22. № 74. Pp. 72–85.

Об уровне Мирового океана, трансгрессиях, регрессиях и минеральных ореолах*

Е.С.Кучин

Кучин Евгений Сергеевич, evg_kuchin@mail.ru

Метод поисков алмазоносных кимберлитов по характерным минералам-спутникам алмаза в россыпях известен давно, и что-то новое по этой теме сказать трудно. Сначала кажется, что автор будет говорить именно об этом. Но слово «россыпь» в статье вообще отсутствует, хотя термин «россыпеобразование» один раз упоминается. Речь идет об ореолах и индикаторных минералах. Ранее было принято слово «ореол» употреблять при описании ореолов химических элементов, имелись ввиду первичные и вторичные ореолы вокруг рудных тел. Насколько удачно применяет этот термин В.П.Афанасьев к шлейфам минералов, растянувшимся от коренного источника *«на многие десятки и сотни километров»*, судить лингвистам. Также ни разу не используются слова «минералы-спутники алмаза», хотя перечень индикаторных минералов именно такой: пироп, пикроильменит, оливин. Со всеми «новациями» можно было бы смириться, но происхождение этих ореолов трактуется довольно оригинально (за исключением континентальных условий), все связывается с береговой линией моря, которое может то наступать, то отступать, при этом имеет значение приподнятость суши, на которую наступает море, или ее пенеппенизация, тогда наступление моря имеет иной характер — ингрессии.

В начале статьи в качестве основополагающего и универсального понятия предлагается *«цикл седиментогенеза»*, выделяются его типы (тоже с акцентом на положение береговой линии): континентальный, трансгрессивный, регрессивный и ингрессивный с присущими им особенностями. Из текста совершенно не ясно, о каком седиментогенезе идет речь, на каком этапе формирования и развития Земли он осуществлялся. Если о накоплении рыхлых обломочных пород, так называемых четвертичных отложений мощностью от первых метров до первых десятков метров — это один процесс и вполне определенный источник минерального вещества в виде разрушающихся в результате гипергенных процессов ранее сформировавшихся горных пород (по автору, возбуждение эрозионных процессов). По приводимому составу пород, возможно, именно о таких отложениях

идет речь. Если подразумевается происхождение километровых толщ сцементированных осадочных пород, то в этом случае не все так однозначно, потому что слишком разнообразен их разрез, а необходимый источник минерального вещества на земной поверхности в то время отсутствовал, не было объекта подобного состава для эрозионных процессов. Тот трансгрессивный разрез, который предполагается автором (галечники, гравелиты, пески), характерен для современных отложений речной поймы, но их распространение ограничено долиной реки, в то время как трансгрессивные разрезы осадочных пород занимают огромные территории.

Процессы формирования осадочного слоя земной коры, по-видимому, В.П.Афанасьевым вообще не рассматриваются, хотя в одном предложении говорится о том, что при *«трансгрессии формируется типичный разрез морских осадков»*, а также упоминаются *«продуктивные среднекарбоновые отложения лапчанской свиты»*. Если в период накопления палеозойских отложений в их составе и оказывались в каких-то количествах индикаторные минералы кимберлитов, то не только прогнозировать по ним кимберлитовые тела, но и обнаружить их трудно.

Если рассмотреть те геологические обстановки, которые предполагаются автором, то можно сказать следующее. Процессы, которые происходят с транспортируемой ассоциацией минералов в континентальных условиях (падение их концентрации по мере удаления от коренного источника, сортировка по гранулометрии и плотности), просты и понятны без сложных формул и графиков, которые для убедительности приводит автор. И вывод, сделанный автором, что *«вблизи источника минеральная ассоциация максимально схожа с коренной, по мере удаления от источника гранулометрический спектр мельчает и ассоциация обедняется относительно плотными рудными минералами»*, возражений не вызывает. Пять констатируемых положений обоснованы, но не содержат ничего нового.

Все, что происходит с минералами в прибрежно-морских трансгрессивных и прибрежно-морских

*Афанасьев В.П. Миграционные свойства индикаторных минералов кимберлитов в связи с прогнозированием месторождений алмазов // Отечественная геология. 2014. № 4. С. 11–16.

регрессивных условиях, носит характер предположений. Автор красочно описывает, как кимберлитовое тело оказывается на дне прогрессирующего бассейна и как по минералогической аномалии оно может быть обнаружено. И не одно тело, а все кимберлитовое поле целиком. И какой формы будет интегральный ореол индикаторных минералов («кометная» форма). Но ситуация осложняется неизбежной последующей регрессией, которая, как пишет автор, *«оставляет мало шансов сохраниться трансгрессивным ореолам»*, то есть может не оказаться того, что предполагается и чем надо руководствоваться при поиске коренных алмазных месторождений.

Интересны еще такие выводы: *«Векторные характеристики ореола можно выявить в масштабе всего ореола, который практически никогда не наблюдается; на фрагментах ореолов, которые сохраняются после регрессии, векторные характеристики почти не видны. Поэтому по фрагментам трансгрессивных ореолов определить направление на коренные источники затруднительно»*. Так можно или нельзя, или затруднительно?

Рассмотрев модели ореолов, сформированных в одноактном процессе, В.П.Афанасьев сообщает, что *«реально имеем, как правило, ореолы в переотложенном, иногда неоднократно, состоянии»*. Откуда такая уверенность, и по каким признакам это устанавливается, автор не раскрывает, но при этом дает полную свободу своему воображению. *«Уже одно то, что формирование коллекторов с переотложенными минералами происходит главным образом в фациях ближнего переноса, свидетельствует о том, что минералы практически проектируются из размытого более древнего коллектора на новую эрозионную поверхность и значительного перемещения не происходит. Как правило, продуктивными являются те коллекторы, которые лежат на кимберлитовмещающих породах, то есть предшествующий коллектор размыт полностью, а его минералы перешли в формирующийся коллектор. Однако иногда на одной продуктивной свите залегает другая, хотя обе содержат переотложенные минералы. Это означает, что нижняя свита находилась в условиях низких абсолютных отметок и потому уберелась от эрозии, а минералы верхней свиты «наползли» на нее с эродируемой территории в стороне от данной»*. И здесь остаются вопросы. Автор не сообщает, о каких свитах идет речь, каковы их стратиграфическое положение и литологический состав. Без объемного цитирования невозможно показать всю «глубину проникновения» автора в сложные геологические процессы, но даже пространственные цитаты не позволяют это сделать, нужно читать статью полностью.

Целью рассмотрения различных литодинамических обстановок было установление для них характерных особенностей миграционных свойств минералов,

которые должны учитываться геологами при прогнозировании алмазных месторождений. Но цель достигнута не была, и это видно по тем выводам, которые делает автор в результате такого рассмотрения:

1. Континентальные условия: *«Максимальные концентрации индикаторных минералов тяготеют к коренным источникам»*.

2. Прибрежно-морские трансгрессивные условия: *«Максимальные параметры ореола по концентрации и гранулометрии минералов тяготеют к коренным источникам или совпадают с ними»*.

3. Прибрежно-морские регрессивные условия: *«При регрессии моря в условиях абразионного пенеплена с низкой энергетикой гидравлических процессов минералы имеют низкие миграционные возможности, поэтому в генерализованном плане их максимальные концентрации и максимальные гранулометрические классы тяготеют к коренным источникам»*.

Если кто-то найдет существенные отличия в поведении ореолов индикаторных минералов в различных литодинамических условиях и сможет на практике оценить, в какой обстановке сформировался тот или иной ореол, а также в зависимости от этого разработать соответствующую методику поисков, то статья была написана и опубликована не зря. Сам же В.П.Афанасьев признает: *«Из краткого рассмотрения миграционных свойств минералов в различных литодинамических условиях формирования ореолов следует, что во всех случаях максимальные концентрации минералов сохраняются вблизи коренных источников»*. Как следствие, идея увязать процесс россыпеобразования с уровнем Мирового океана (трансгрессия, регрессия, ингрессия) себя не оправдала, никаких открытий не случилось. Отсутствие результатов обусловлено надуманностью и необоснованностью геологических обстановок, в которых могли формироваться ореолы индикаторных минералов.

Автор, по-видимому, что-то слышал или читал о трансгрессиях, регрессиях, трансгрессивных и регрессивных типах разреза, но, вероятно, не представляет, когда эти процессы осуществлялись, в каком состоянии находилась наша планета. По его мнению, они могли состояться в любое время и, между делом, сформировать ореолы индикаторных минералов алмазоносных кимберлитов. Поэтому объяснению причин изменения береговой линии моря, которое может то наступать, то отступать, автор вообще не уделил внимания. Вольное обращение с историей формирования и развития Земли характерно для многих авторов, потому что в геологии нет даже предварительных обоснованных и общепринятых представлений об этих процессах.

В.П.Афанасьев много пишет о миграционной способности минералов, их механических изменениях, дальности транспортировки и необходимых объе-

мах опробования для их прослеживания. В его представлениях нет ничего нового, но все сообщается так, как будто до этого никто ничего на эту тему не говорил и не писал.

Считается, что ныне существующие и изучаемые россыпи имеют современное происхождение. Но их возраст определяется возрастом образований, при разрушении которых эти россыпи сформировались, причем возраст может быть самый разный. Их формирование довольно детально рассмотрено В.П.Афанасьевым применительно к континентальным условиям. Почему вдруг автору приходит идея увязать формирование россыпей с уровнем Мирового океана, не понятно. Россыпь — объект локальный, местного значения, процессы, приводящие к его формированию, тоже масштабностью не отличаются. А океан — явление

планетарное, и только поэтому увязать их между собой не каждый геолог решится. С таким же результатом можно было объяснить их формирование тектоникой литосферных плит (спрединг, субдукция, обдукция). Возможны прибрежные россыпи, но их происхождение, то есть формирование за счет разрушения коренных месторождений, ничем не отличается от элювиальных, делювиальных, аллювиальных и прочих.

Статья в большей части своего содержания вызывает недоумение, потому что под видом научного исследования сообщаются или всем известные истины, или весьма сомнительные по достоверности предположения. Читая статью, понимаешь, что автор обладает богатым воображением и поэтическим талантом, но этого недостаточно для науки, необходимы еще некоторые достоверные знания.

В редакцию журнала поступила статья с описанием необычных троилит-кварцевых пород в силурийских осадочных отложениях Южного Урала. Рукопись статьи по просьбе редколлегии проанализирована специалистами. По их мнению, выводы авторов недостаточно аргументированы. Конкретные замечания помещены после текста статьи. Приглашаем заинтересовавшихся коллег откликнуться на данную публикацию.

УДК 549.0 (470.5)

© В.Г.Кориневский, Е.В.Кориневский, 2015

Ключевит — уникальная троилит-кварцевая порода из России

В.Г.КОРИНЕВСКИЙ, Е.В.КОРИНЕВСКИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН); 456317, Челябинская обл, г. Миасс, Ильменский заповедник)

Описывается уникальная по составу и структуре троилит-кварцевая порода — ключевит. Она слагает прослои в осадочной черносланцевой толще нижнего силура на Южном Урале. Троилит образует скопления очень тонких гексагональных пластинок в ядрах кварцевых зерен. Приведены физические свойства и состав троилита из ключевитов.

Ключевые слова: ключевит, троилит, кварц, черносланцевые породы, нижний силур, Южный Урал, Россия.

Кориневский Виктор Григорьевич, vgkor@mineralogy.ru
Кориневский Евгений Викторович

Kluchevite, unique troilite-quartz rock from Russia

V.G.KORINEVSKY, E.V.KORINEVSKY

Unique on composition and structure troilite-quartz rock (kluchevite) is described. It composes interlayers in sedimentary black shale sequence of the Lower Silurian in South Urals. Troilite forms clusters of very thin hexagonal lamellies in the cores of quartz grains. Physical properties and composition of troilite from kluchevites are reported.

Key words: kluchevite, troilite, quartz, black shale rocks, Lower Silurian, South Urals, Russia.

Троилит — обычный сульфид железа в составе метеоритов и лунных пород [8]. В земных условиях он встречается редко, при этом — в необычной обстановке. На Урале он был обнаружен в ультрамафитах Халиловского и Хабарнинского массивов и в блоках горелых пород в терриконах шахт в Челябинском угольном бассейне [5]. Имеются сведения о троилит-пирротиновой минерализации в поверхностном слое глубоководных осадков на океаническом дне во впадине Хесса и осевой зоне Галапагосского хребта [1], в сульфидных прожилках среди расслоенных интрузивов ультрамафитов, в брекчированных серпентинитах [1, 4, 9]. Авторы данной публикации выявили значительные объемы необычных троилит-кварцевых пород среди силурийских осадочных отложений Южного Урала, Россия.

Геологическая ситуация. Необычные по составу и текстуре кварцитовидные породы — ключевиты были обнаружены авторами в придорожных зачистках и в виде отдельных глыб в 3 км к северо-западу от д. Ключевка по дороге на д. Половинка Чебаркульского района Челябинской области (рис. 1). Впервые они найдены в

западной экзоконтактовой зоне Ключевского гранитного массива в пределах развития углеродисто-кремнистой (черносланцевой) булатовской толщи нижнего силура [7] в окрестностях точки с координатами 54°43'30" с.ш., 60°27'33" в.д. Краткое описание этих пород было приведено ранее [3].

Ключевиты состоят из множества черных изометричных зерен кварца с шелковистым блеском поперечником 0,5–1 мм, которые отделяются друг от друга белыми и коричневатыми промежутками, заполненными неравнозернистым агрегатом кварца либо рыхлыми массами глинистого вещества, нередко обохренного (рис. 2, а). В одном из обнажений у развалин д. Косотурка было установлено, что ключевиты слагают согласные прослои среди обычных углеродистых мелкозернистых кварцитовых сланцев, не содержащих вкраплений троилита (см. рис. 2, б). Черный цвет зерен кварца и их шелковистый блеск обусловлены наличием в них огромного количества весьма мелких и тонких (диаметром 1–14 и толщиной 0,7–2 мкм) немагнитных пластинок изометричных или гексагональных очертаний. В прежних публикациях ав-

торы относили их к так называемому минералу А [3]. Их микродифракционная идентификация и микрозондовый анализ были проведены А.В.Моховым на электронном микроскопе JEOL JEM-2100 в Институте геологии рудных месторождений РАН (ИГЕМ). Этот минерал оказался моносulfидом железа — троилитом (FeS).

В каждом изометричном зерне кварца выделяется темное (макроскопически черное) ядро и белая кайма (рис. 3, а). Именно в этих ядрах сосредоточено основное количество пластинок троилита (см. рис. 3, б). Зерна кварца, в которых присутствуют включения троилита, оптически однородны. Их периферия, почти не содержащая включений, окаймляет темное ядро, насыщенное ими, и срезает торцы полос, в которые черные пластинки группируются. В пределах таких полос можно наблюдать несколько систем ориентировки непрозрачных пластинок. Нередко порода обладает брекчиевидной текстурой. Полосчатость в обломках сохраняет свою ориентировку, что говорит о незначительных величинах механических перемещений при окварцевании породы.

Описания аналогов подобных пород со своеобразной текстурой и составом (наличием троилита) в литературе авторам не встретились. По этой причине было предложено называть их ключевитами (по названию д. Ключевка, в окрестностях которой они были первоначально встречены). Очевидно, ключевиты образовались при разрушении, переотложении и последующем кварцевом метасоматозе специфичных по составу пород.

По химическому составу ключевиты входят в группу существенно кремнистых пород с низкими

количествами других породообразующих компонентов (в массовых долях, %): SiO_2 95,48, TiO_2 0,06, Al_2O_3 1,27, Fe_2O_3 0,14, FeO 0,96, MnO 0,07, MgO 0,14, CaO <0,10, Na_2O <0,20, K_2O 0,25, H_2O^+ 1,22, H_2O^- 0,14, P_2O_5 <0,05, CO_2 <0,10, сумма 99,73. Обращает на себя внимание повсеместное повышенное содержание в ключевитах (в ppm): Zn 50–90 и V до 700, постоянное присутствие Cr 10–70, Ni 10–50, Cu 10–25, Ba 20–200, Rb 20–50. Этим они близки к рудоносным углеродистым отложениям складчатых областей. Вместе с тем, в ключевитах отмечены лишь очень незначительные содержания Au (<0,2 ppm) и Ag (<1 ppm).

Особенности минерального состава ключевитов и методика исследований. Несмотря на резкое преобладание в ключевитах кварца (>95% объема), эти породы по количеству содержащихся в них минералов и их разновидностей оказались едва ли не уникальными. Размеры зерен большинства минералов-примесей составляют в основном первые микрометры или их десятки. По этой причине основным методом диагностики минералов, встреченных в ключевитах, определения их формы послужили исследования на растровом электронном микроскопе РЭММА–202М с энерго-дисперсионной приставкой. Эту работу в ИМин УрО РАН выполнил В.А.Котляров. В качестве эталонов сравнения использовались шашка стандартов № 01–044 Mineral Mount 25–53 фирмы ASTIMEX Scientific Ltd., а также чистые элементы и их соединения из стандартной шашки № 1362 фирмы Micro-Analysis Consultants Ltd. Работа велась на полированных образцах ключевитов в эпоксидной матрице с углеродным напылением при ускоряющем напряжении 20 кВ, малом токе электронного пучка (3×10^{-10} а) и



Рис. 1. Схема местонахождения ключевитов в Чебаркульском районе Челябинской области:

1 — ключевиты; 2 — участок работ

минимальном диаметре пучка (<1 мкм).

Темные ядра изометричных зерен кварца в ключевитах имеют набор минералов, резко отличающийся от такового из цементирующего неравнотермического кварцевого агрегата. Кварц из этого агрегата слагает бесцветные зерна с зазубренными извилистыми границами. В промежутках между ними располагаются пластинчатые выделения мусковита, биотита, графита, изометричные зерна альмандин-спессартина, кристаллики фторапатита, циркона, пирротина, халькопирита, сфалерита. Слюды здесь встречаются как ванадийсодержащие, так и безванадиевые. Интересно обнаружение пластинчатых вростков марганцевого минерала голландита, до этого известного лишь из марганцевых месторождений. Изредка наблюдались выделения кальцита, хлорита. Нередко темные зерна кварца цементируются белым рыхлым мелкопластинчатым агрегатом каолинита, вероятно, в смеси с тайниолитом.

Экзотическими даже на фоне редкой вкрапленности

сульфидов в ключевитах выглядят находки мельчайших зернышек манганоильменита, фторапатита, циркона, рутила, монацита, ксенотима. Изометричные зерна манганоильменита, содержат до 3–9% MnO , а отдельные из них — ZnO . Столь высокие содержания MnO в ильмените отмечаются для этого минерала в кимберлитах, карбонатах, метаморфизованных основных и ультраосновных породах, во включениях в алмазах, в специфических биотит-амфиболовых габбро, в некоторых гранитных пегматитах. Это еще одно из доказательств терригенного происхождения зерен манганоильменита в ключевитах. В некоторых образцах ключевитов встречаются округлые в поперечном сечении зерна бесцветного фторапатита с переменным содержанием фтора даже в пределах одного зерна и почти полным отсутствием хлора. Здесь же обнаружены изометричные со сглаженными ребрами зерна монацита, содержащие значительные количества редких земель цериевой группы и тория, но обычной примеси иттрия в них не обнаружено.

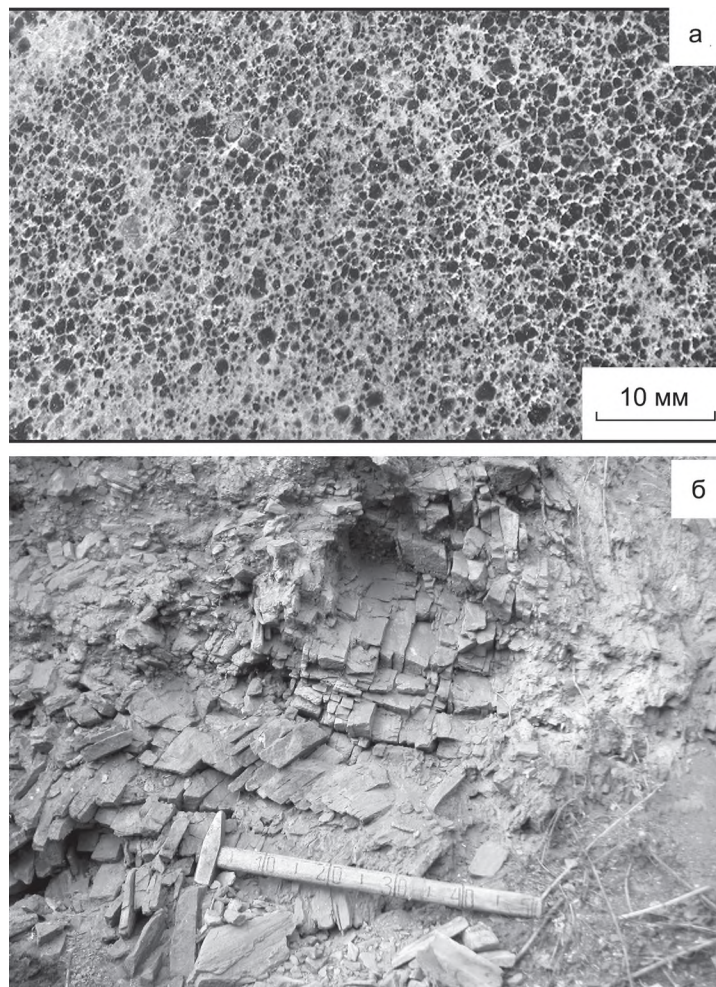


Рис. 2. Облик ключевитов и условия их залегания:

а — полированная поверхность образца ключевитов; изометричные зерна кварца с темными сердцевинами, обогащенными троилитом, цементируются белым разнотермическим агрегатом кварца и каолинитом; б — плитчатый прослой ключевитов среди углеродисто-кремнистых сланцев булатовской свиты нижнего силура у развалин д. Косотурка

Подобную морфологию имеют и зерна иттербиевого ксенотима. Сростков с другими минералами у них не отмечено. Такая морфология зерен фторапатита, монацита и ксенотима может свидетельствовать об их терригенном происхождении. Неожиданно редкими оказались и находки мельчайших кристаллов магнетита, содержащих в виде незначительной примеси лишь MnO . Встречающиеся кристаллы рутила отличаются друг от друга содержаниями ванадия, ниобия и марганца. Это также может говорить об их терригенной природе. Более часты находки зернышек циркона, обогащенных гафнием. Наблюдаемые иногда идиоморфные кристаллики граната оказались принадлежащими спессартин-альмандину с разнонаправленным изменением состава в поперечном срезе отдельных кристаллов.

Весьма специфическим оказался набор минералов в тонких секущих ключевиты прожилках. Наиболее интересным является фаялит-геденбергитовый прожилок. Он встретился лишь однажды и имел мощность

1–3 мм. Фаялит и геденбергит из прожилка являются самыми железистыми природными разновидностями этих минералов [2].

Чрезвычайно специфические по составу и тонкие черные прожилки марганцевых минералов среди прослоев кварцитов в ключевитах. Они встречаются в районе развалин д. Косотурка. Мощность прожилков редко превышает 1–2 мм. Эти прожилки имеют симметрично-зональное строение, которое подчеркивается слоями разного минерального состава. Зальбанды прослоев и жилков сложены почковидными агрегатами гидроксидов марганца с переменным массовым содержанием MnO , которое колеблется в пределах 40–75%. Примечательно очень низкое массовое содержание в них FeO (0,1–2,85%), отсутствие Cr_2O_3 , MoO_3 , WO_3 , ZrO_2 , а также наличие в переменных количествах (местами значительных) CoO , NiO , V_2O_5 , CuO , ZnO , присутствие литиофорита.

Состав и физические свойства троилита. Выделения троилита в кварце занимают не более 1–3%

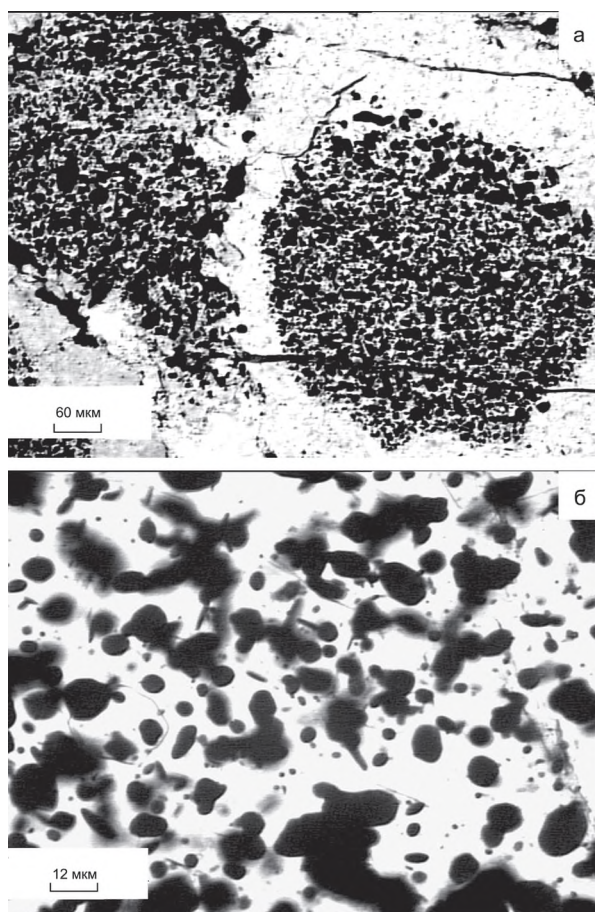


Рис. 3. Микроструктура ключевитов:

а — черные непрозрачные пластинки троилита густо насыщают центральную часть зёрен кварца (Qtz) в ключевите, шлиф, без анализатора; б — ориентированные в одной плоскости изометричные и гексагональные в плане черные пластинки троилита, шлиф, без анализатора

объема, будучи приуроченными к отдельным плоскостям, в пределах которых они занимают от 42 до 53% площади (подсчеты в шлифах по программе [10]). Большинство пластинок троилита в кварце расположено субпараллельно, слагая 2–3 взаимно перпендикулярных системы (см. рис. 3, б). Обычно преобладает одна из них, в пределах которой пластинки троилита в отраженном свете гаснут одновременно. Вмещающее троилит зерно кварца оптически остается однородным. Очевидно, имеет место синтаксическое срастание троилита и кварца, одновременное их образование, о чем свидетельствуют ступеньки поверхностей синхронного роста на кристаллах троилита (рис. 4). В отличие от чешуек графита, присутствующих в межзерновом пространстве ключевитов, пластинки троилита не несут следов деформации, оставаясь плоскими, тогда как выделения графита часто прихотливо изогнуты. Параллельное расположение пластинок троилита в кварце и обуславливает характерный шелковистый блеск на сколах кварцитов. Выделения троилита очень небольших размеров, что крайне затрудняет исследование минерала. Весьма малая их толщина (0,7–2,0 мкм) и твердость, значительно меньшая, чем у вмещающих зерен кварца, не позволяют получить полированные срезы пластинок. Даже самый мелкий

алмазный порошок сдирает пластинки, от которых на поверхности кварцевых зерен остаются лишь их отпечатки. Диагностике троилита очень мешает и присутствие в породе многочисленных чешуек графита в межзерновом пространстве кварца. По этой причине не удалось выделить чистую фракцию и получить рентгенограмму троилита.

Пластинки троилита имеют изометричные или гексагональные очертания (см. рис. 3, б). Их поперечник колеблется в пределах 1,1–14,0 мкм. В тонких шлифах породы видна сильная оптическая анизотропия минерала: прямое погасание в поперечном срезе и изотропия — в плоскости пластинок. В проходящем свете минерал непрозрачен, а в отраженном — имеет отчетливый металлический блеск и соломенно-желтый цвет. В расположенных близко к поверхности кварцевых зерен в пластинках троилита наблюдается совершенная спайность по базопинаккиду и ступенчатые поверхности синхронного роста с окружающим кварцем, сглаженные очертания самих пластинок (см. рис. 4).

На микротвердометре «Durimet» при нагрузке 25 г в пластинках троилита, нанесенных на поверхность алюминия, удалось измерить их микротвердость. В разных сечениях и разных пластинках она колебалась в

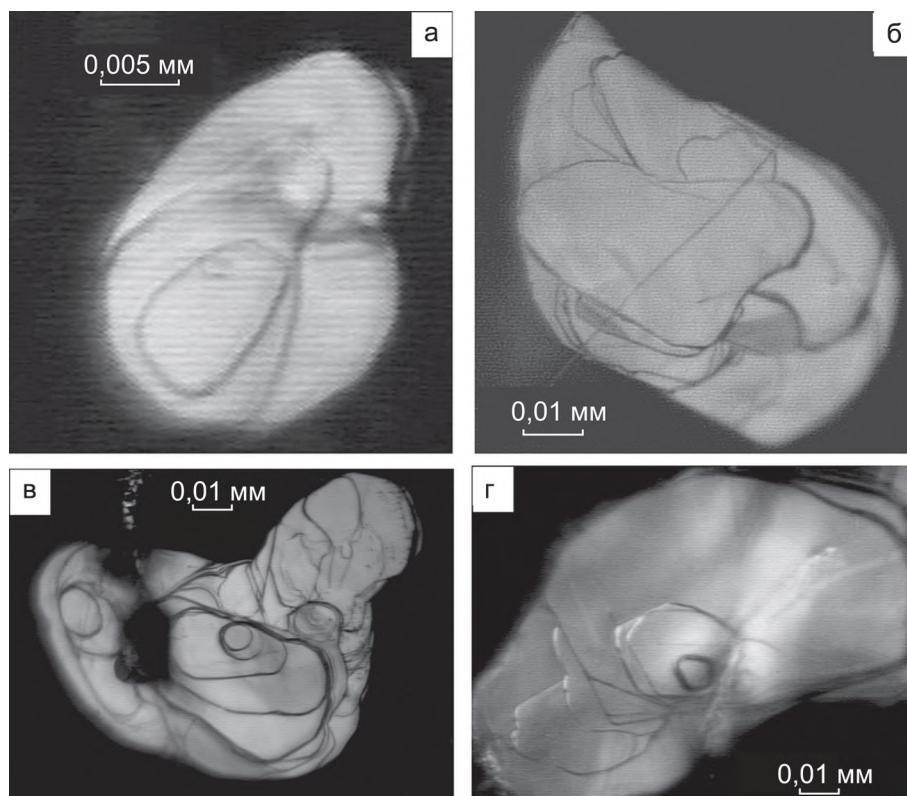


Рис. 4. Пластины троилита в кварцевой матрице:

фото шлифов в проходящем свете; отчетливо проявлены спайность по базопинаккиду и ступеньки пирамид нарастания

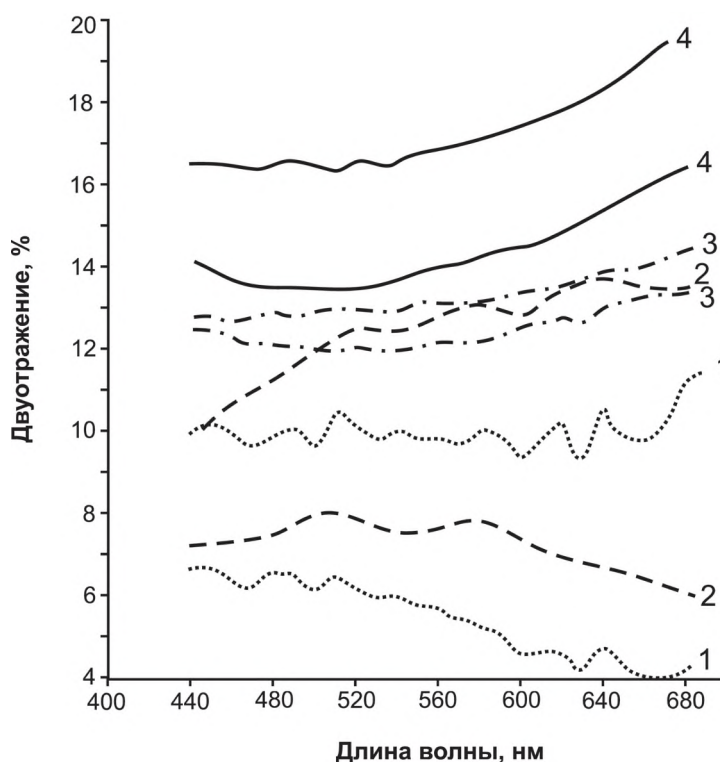


Рис. 5. Спектры двуотражения нескольких пластинок троилита:

цифрами показаны номера пластинок; прибор ПООС-1 с кремниевым эталоном для сравнения

пределах от 20 до 440 кг/мм², в то время как у сходных по морфологии с троилитом пластинок графита она составляет всего лишь около 10 кг/мм².

На приборе ПООС-1 с кремниевым эталоном для сравнения изучены спектры отражения троилита. Кривые отражательной способности (R) 4-х пластинок троилита показаны на рис. 5. Для стандартной длины волны (550 нм) значения R_1 колебались в пределах 6–13,5, а R_2 — от 9,5 до 18,5%. В зернах с наиболее проявленной анизотропией величина двуотражения ($R_2 - R_1$) не превышала 5,5%. Все эти значения весьма заметно отличаются от отражательной способности внешне сходного с пластинчатым троилитом графита, для которого при той же длине волны (550 нм) R_1 7%, R_2 21%, а двуотражение достигает 14%.

По указанным причинам троилит долгое время не удавалось диагностировать. Первое определение состава троилита получил А.В.Мохов (ИГЕМ РАН). Он обнаружил сохранившуюся при полировке пластинку минерала и произвел ее микродифракционное исследование, микронзондовое определение состава. Согласно этим данным, троилит представлен гексагональной модификацией и имеет почти стандартный состав (в массовых долях, %): Si 0,40, S 36,53, Fe 63,08, что соответствует формуле: $S_{1,00}Fe_{0,99}Si_{0,01}$. Появление

в этом анализе незначительного количества кремния вызвано, по-видимому, «под-светкой» кварцевой матрицы, в которой находилась эта тонкая пластинка троилита.

Близкий к стехиометрическому (FeS) состав и приведенные выше физические свойства минерала, соответствуют диагностике троилита [4, 6, 9].

Выходы троилит-кварцевых пород среди графитистокремнистой силурийской толщи в Чебаркульском районе (см. рис. 1) встречаются на достаточно большой площади, слагая в ней стратифицированные прослои (см. рис. 2, б). Очевидно, в течение длительного времени накопления глубоководных черносланцевых отложений в области сноса располагались значительные выходы специфических троилит-кварцевых пород. Судя по присутствию поверхностей синхронного роста между кварцем и троилитом (см. рис. 4), эти породы, скорее всего, имели гидротермальное происхождение.

В заключение отметим следующее. Впервые в земных условиях обнаружены в больших количествах своеобразные троилит-кварцевые породы, из-за специфического состава и текстуры, получившие особое название ключевиты.

Ключевиты — метаморфизованные в зоне контакта с гранитным интрузивом специфические по составу

осадочные породы, в которых резко преобладает кварц. Ими сложены отдельные прослои в широко развитых в Чебаркульском и Уйском районах Челябинской области углеродисто-кремнистых образованиях булатовской свиты нижнего силура. Уникальность ключевитов заключается в присутствии большого количества троилита и необычно широком спектре содержащихся в них минералов и их разновидностей (не менее 57), многие из которых оказались новыми для Урала. Специфический облик ключевитов обусловлен тем, что они сложены изометричными зернами кварца с темными ядрами и светлой кварцевой же оторочкой. Темный цвет ядрам придает множество мельчайших черных пластинок троилита. Совместно с ним, но в резко подчиненном количестве, присутствуют такие же мелкие зернышки железо-ванадиевых и титан-ванадиевых оксидов, ванадиевых слюд, которые доработав авторов данной публикации на Урале были неизвестны. Встречены также отдельные зерна монацита, ксенотима, рутила, циркона, манганоильменита, пирротина, пентландита, высокомарганцевого граната и др. Довольно часты находки железистого сфалерита, состав которого указывает на формирование минерала в глубинных условиях. Морфологические признаки этих минералов, сонахождение в одном образце их зерен с отличающимся составом свидетельствует об их терригенном происхождении. Кварцевый метасоматоз исходной троилит-кварцевой породы происходил при температуре около 420°C (по гранат-биотитовому геотермометру Л.Л.Перчука, 1970). По-видимому, происхождение этих уникальных пород

гидротермальное.

Авторы очень признательны за ценные советы и реальную помощь при исследовании троилитовых пород Южного Урала Л.А.Паутову, А.Агаханову, В.А.Котлярову, Б.В.Чеснокову, В.А.Попову, Т.П.Нишанбаеву. Особая благодарность А.В.Мохову за первое определение состава троилита из этих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годовиков А.А. Минералогия. Издание 2-е. — М.: Недра, 1983.
2. Кориневский В.Г. Крайне железистые фаялит и геденбергит из металлоносных кварцитов черносланцевой формации Южного Урала // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 1–12.
3. Кориневский В.Г., Котляров В.А. Минеральное разнообразие ключевитов // Уральский минералогический сборник № 17. — Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 77–102.
4. Минералы. Справочник. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
5. Нишанбаев Т.П., Чесноков Б.В., Иванов О.К. и др. Минералогия Урала. Элементы. Карбиды. Сульфиды. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 242–245.
6. Новиков Г.В., Егоров В.К., Соколов Ю.А. Пирротины. — М.: Наука, 1988.
7. Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. — Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2006.
8. Frondel J.W. Lunar mineralogy. New York; London: J. Wiley & Sons, 1975.
9. Handbook of Mineralogy. Vol. 1. Elements, sulfides and sulfosalts. Mineral Data Publishing. 1990. Pp. 538.
10. <http://www.Jmicrovision.com> (accessed 2.12.2014).

Статья В.Г. и Е.В.Кориневских посвящена описанию экзотической ассоциации минералов, которой нельзя присваивать именное название, поскольку авторы недостаточно разобрались в вопросах размещения, распространения и происхождения обнаруженной ассоциации. Кроме того, насыщенность кварца темными выделениями троилита, о которых говорится в тексте и показано на фотоснимках, противоречит приведенным данным химического состава пород с содержанием FeO всего 0,96%. Это означает, что большая часть этих выделений не может быть троилитом. Поэтому статья публикуется как информация и первые сведения об экзотической ассоциации минералов.

Об иерархическом подходе к изучению рудоносных площадей и его практическое применение (памяти Л.Н.Овчинникова и А.А.Головина)

И.И.СИЛИН

Силин Игорь Иванович, igorivsil@yandex.ru

Большинство методов прогнозирования ресурсов полезных ископаемых опираются на оценки распределения содержания элементов в земной коре, в геологических формациях и в рудных месторождениях. Проблема картирования пространственной неоднородности достаточно древняя, упоминаемая еще в начале XX в. в трудах (Griswold, Minn, 1907; С.Ю.Доборжинского, 1910 и др.). Из переводных работ известны более поздние фундаментальные работы зарубежных ученых Ж.Матерона (1968), Э.Карлье (1964), У.Крамбейна, Ф.Грейбилла (1969). Отечественная статистическая наука этого периода известна по работам Н.Г.Разумовского (1940), В.Г.Соколова (1938), П.Л.Каллистова (1956) и многих других ученых. Основы кларкового метода у нас известны по работе V.E.McKelvey [17], в которой по запасам некоторых металлов США оценены их мировые запасы. Для оценки МакКелви использовал коэффициент пропорциональности между запасами руды в месторождениях США и кларком рудного элемента. Позднее это направление активно развивал Л.Н.Овчинников [10, 13 и др.].

Л.Н.Овчинников описал зависимость между кларками по А.П.Виноградову и мировыми запасами металлов, а также между кларками и минимальными содержаниями металлов. Кроме этого он вычислил величины коэффициента пропорциональности между средним содержанием металла в земной коре и его запасами в месторождениях суши для 35 основных металлов. Безразмерную величину, равную отношению минимально промышленного содержания рудного элемента в месторождении к кларку земной коры, Л.Н.Овчинников назвал коэффициентом концентрации, очевидно, по аналогии с кларком концентрации В.И.Вернадского и А.Е.Ферсмана (этот коэффициент концентрации не надо путать с одноименным K_c для геохимических аномалий, равным отношению единичного или среднего аномального содержания химического элемента в аномальном геохимическом поле (АГХП) к его фону). Коэффициент концентрации показывает во сколько раз содержание рудного элемента должно превысить кларк, чтобы образовалось месторождение. Эти данные были опубликованы в Докладах АН СССР в 1971 г. [10]. С учетом концентрации элементов в геологических формациях коллективами ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, ВИМС и др. была подготовлена первая систематика рудоносных геологических формаций, ставшая обязательной составной

частью геологического и геохимического картирования территории России.

Позднее, на основе данных, опубликованных Л.Н.Овчинниковым, Г.С.Гусев ввел обратную величину, показывающую, какая доля рудного вещества должна перейти из рассеянного состояния в концентрированное, чтобы образовалось месторождение. Г.С.Гусев [6] назвал ее коэффициентом металлоносности. Используя коэффициент металлоносности Г.С.Гусев и другие ученые подготовили новую классификацию металлогенической специализации геодинамических обстановок и связанных с ними геологических формаций на основе представлений о геотектонике плит. Эта классификация явилась основой нового метода определения минерагенического потенциала региональных металлогенических структур. Ранее Н.И.Сафронов [14 и др.] установил, что запасы металлов в месторождениях континентальной земной коры до глубины 1 км составляют 1–15% от массы металлов, рассеянных в том же объеме, иными словами, коэффициент рудоносности верхней части континентальной коры изменяется в интервале от 0,01 до 0,15.

Используя выявленные закономерности, В.В.Иванов и Р.В.Панфилов [7, 8] для вычисления прогнозных ресурсов (P) в формуле $P = K_n Q$, использовали коэффициент накопления (K_n), который определяется путем вычисления эмпирической зависимости между геохимическими ресурсами и промышленными запасами исследуемой территории. Использование коэффициентов концентрации Л.Н.Овчинникова, накопления В.В.Иванова и металлоносности Г.С.Гусева оказалось очень плодотворным для изучения металлогенической специализации и потенциальной рудоносности геологических комплексов и металлогенических таксонов территориального и регионального уровней.

В книге Л.Н.Овчинникова «Прогноз рудных месторождений» приведена систематика рудоносных площадей с последовательным их уменьшением относительно площади континентальной земной коры (табл. 1).

Предложенная еще Е.Т.Шаталовым в 1964 г., стилизованная Д.В.Рундквистом в 1984 г., уточненная и дополненная Л.Н.Овчинниковым, эта шкала и поныне совершенствуется и развивается. Она явилась основой современной классификации тектонических структур и геодинамических обстановок, выделенных

1. Систематика рудоносных площадей с последовательным их уменьшением, по Д.В.Рундквисту, Л.Н.Овчинникову с некоторыми уточнениями и добавлениям [10]

Класс	Объект прогнозирования (металлогеническая единица)	Площадь S, км ²	Масштаб прогнозно-металлогенических карт	$\frac{S}{149 \cdot 10^6}$
I	Планетарный металлогенический пояс	$n \cdot 10^7$	Обзорный: 1:5 000 000; 1:2 500 000	$n \cdot 10^{-1}$
II	Металлогенический пояс, провинция	$n \cdot 10^6$	1:2 500 000	$n \cdot 10^{-2}$
III	Металлогеническая система, область	$n \cdot 10^5$	Мелкий: 1:2 500 000; 1:1 000 000	$n \cdot 10^{-3}$
IV	Металлогеническая зона	$n \cdot 10^4$	Мелкий: 1:1 000 000; 1:500 000	$n \cdot 10^{-4}$
V	Рудный район	$n \cdot 10^3$	Средний: 1:200 000; 1:100 000	$n \cdot 10^{-5}$
VI	Рудный узел	$n \cdot 10^2$	Крупный: 1:50 000; 1:25 000	$n \cdot 10^{-6}$
VII	Рудное поле	$n \cdot 10^1$	1:25 000	$n \cdot 10^{-7}$
VIII	Месторождение	$n \cdot 10^0$	1:10 000; 1:5000	$n \cdot 10^{-8}$
IX	Рудное тело	$n \cdot 10^{0,1-0,5}$	Детальный: 1:5000; 1:2000; 1:1000	$n \cdot 10^{-9}$

Примечание. Площадь континентов 149 млн. км².

Г.С.Гусевым и др. С ее использованием А.А.Головиным, Е.И.Филатовым и др. создана шкала иерархических уровней аномальных геохимических полей, которая легла в основу разработанной большим коллективом авторов высокоэффективной технологии многоцелевого геохимического картирования (МГХК) (табл. 2) [2].

Сопоставление иерархических уровней геохимических и тектонических структур территории России, выполненное Л.А.Криночкиным, показало их практически полную идентичность [4].

Сегодня ИМГРЭ продолжает применять плодотворный иерархический подход к оценке рудоносных площадей с целью прогноза ресурсов полезных ископаемых. Л.Н.Овчинников писал: шкала «...удобна тем, что размеры площадей с каждой степенью сокращаются на порядок. Естественно уменьшается и переданная через соотношение площадей вероятность обнаружения объекта прогнозирования: от 0,1 для планетарного металлогенического пояса до 0,000000001 для рудного тела; площадь каждого меньшего класса составляет 0,1 предыдущего класса, то есть вероятность нахождения его внутри площади предыдущей металлогенической единицы равна 10%» [13, с. 18–19].

Если систематику металлогенических структур табл. 1 производить не относительно площади континентальной коры, а относительно площади рудного тела, то закономерность не изменится, а таблица будет характеризовать площадную долю участка недр

ранга рудного тела (РТ) в блоках металлогенических структур других рангов: рудных месторождений (РМ), рудных полей (РП), рудных узлов (РУ), рудных районов (РР), рудоносных зон (РЗ) (таблицы 3 и 4). Очевидно, что доля рудных месторождений в площадях разного ранга, использующая десятичную градацию рудоносных структур, по существу, является ранговым коэффициентом рудоносности, что имеет важное практическое значение.

В прикладной геохимии широко используется эмпирический коэффициент минерализации, равный отношению числа аномальных проб к общему их числу, отобранному на каком-либо объекте, описанный И.И.Гинзбургом [3]. И.И.Гинзбург различал коэффициенты безрудной, рассеянной, обогащенной и рудной минерализации, полагая, что они отражают степень рудоносности пород и позволяют дать численную характеристику процессу минерализации.

Все перечисленные коэффициенты имеют единую природу [15, 16 и др.], но существенные различия. Так, коэффициенты аналогии, основанные на сравнении новых объектов разного ранга с уже изученными, сильно зависят от полноты разведанности эталонов. Поэтому достоверность прогнозных оценок может значительно варьировать. Коэффициенты, основанные на сравнении с кларками, отличаются по численным величинам используемых кларков. Например, в коэффициентах концентрации Л.Н.Овчинникова и коэффициентах металлоносности Г.С.Гусева используются кларки, вы-

2. Минерагенические объекты многоцелевого геохимического картирования, по А.А.Головину [2]

Иерархические		Размеры их площадей (км ²)	Объекты геохимического изучения (картирования)	Масштабы картирования	Ранг выявляемых минерагенических объектов	Размеры их площадей (км ²)
Уровни	Минерагенические объекты					
Глобальный	Планета	5,1·10 ⁸	Геохимия планеты	1:20 000 000	Геохимические мегапровинции и пояса континентов	$n \cdot 10^6 - n \cdot 10^7$
	Континент	$n \cdot 10^6 - n \cdot 10^7$	Геохимические мегапровинции	1:5 000 000	Геохимические провинции	$n \cdot 10^5 - n \cdot 10^6$
Региональный	Минерагеническая провинция, область	$n \cdot 10^5 - n \cdot 10^6$	Геохимические провинции, области	1:1 000 000	Аномальные геохимические площади минерагенических зон, бассейнов	$n \cdot 10^4$
Субрегиональный	Минерагеническая зона, бассейн	$n \cdot 10^4$	Геохимические зоны, бассейны	1:200 000	Аномальные геохимические площади рудных районов, узлов	$n \cdot 10^3$
Территориальный	Рудный район	$n \cdot 10^3$	Геохимические районы	1:50 000–1:25 000	Аномальные геохимические площади рудных полей, ореолы месторождений	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^2$
Субтерриториальный	Рудный узел	$n \cdot 10^2$	Геохимические узлы			
Локальный	Рудное поле	$n \cdot 10^1$	Геохимические поля	1:10 000–1:2 000	Геохимические ореолы рудных зон и рудных тел	$< n \cdot 10^1$

3. Значения площадного коэффициента рудоносности (K_{sp}) по соотношению площадей АГХП соответствующего ранга

Ранг АГХП	РТ	РМ	РП	РУ	РР	РЗ
S поля, км ²	0,1	1	10	100	1000	10000
РТ	1	0,1	0,01	0,001	0,0001	0,00001
РМ		1	0,1	0,01	0,001	0,0001
РП			1	0,1	0,01	0,001
РУ				1	0,1	0,01
РР					1	0,1
РЗ						1

4. Значения объемного коэффициента рудоносности (K_{sv}) по соотношению объемов АГХП соответствующего ранга

Ранг АГХП	РТ	РМ	РП	РУ	РР	РЗ
V поля, км ³	0,03	0,5	7	100	1500	25000
РТ	1	0,06	0,004	0,0003	0,00002	0,000001
РМ		1	0,07	0,005	0,0003	0,00002
РП			1	0,07	0,005	0,0002
РУ				1	0,07	0,004
РР					1	0,06
РЗ						1

Примечание. Для вычисления объема блоков принята глубина прогнозирования, усредненная для крутопадающих рудных зон (км): РТ — 0,3; РМ — 0,5; РП — 0,7; РУ — 1; РР, РЗ — 1,5.

численные А.П.Виноградовым на основе среднего состава земной коры на ее полную мощность — 40 км, исходя из нормативного состава изверженных пород. Для целей прогнозирования металлогенического потенциала в структурно-формационных комплексах различных геодинамических обстановок такие коэффициенты являются адекватными поставленной задаче. Но использовать их для оценки ресурсов АГХП локальных рангов некорректно по той причине, что кларки А.П.Виноградова не учитывают вещество остаточных постмагматических, гидротермальных инфильтрационных и элизионных растворов, поэтому по сравнению со средним составом верхней части земной коры они сильно занижены. Применяемые авторами коэффициенты промышленной рудоносности основаны на использовании кларков верхней части земной коры [5] и минимально-промышленных содержаний, взятых из справочника «Минеральное сырье» [1, 9]. Коэффициент промышленной рудоносности, используемый авторами данной публикации для изучения локальных АГХП, по сравнению с коэффициентами концентрации Л.Н.Овчинникова и металлоносности Г.С.Гусева, используемых для изучения региональной металлоносности, по своему содержанию более приближен к экономическим параметрам и в этом смысле является логическим продолжением коэффициентов Л.Н.Овчинникова. Очевидно, что аналогичным параметром на стадии детальных поисков будет коэффициент рудоносности месторождений определенных рудных формаций, математические модели которых в настоящее время разрабатываются.

Известно, что коэффициент рудоносности характеризует вероятную долю промышленной руды в пределах месторождения со сложной морфологией рудных тел. При подсчете запасов его численная величина обычно измеряется десятками долями единицы. В практике поисковых работ и геохимических съемок подобный показатель используется как коэффициент минерализации, равный отношению числа аномальных проб к общему их числу, отобранному с определенной

территории по регулярной сети, что, по сути, эквивалентно отношению суммарного объема элементарных блоков, характеризующихся пробами с аномальным содержанием элемента, к объему всей опробованной геологической структуры.

Общее у этих коэффициентов то, что они характеризуют долю геологического пространства с заданным нижним порогом содержания полезного компонента, а различие определяется величиной этого порога. Если порог равен минимально-промышленному содержанию, то это коэффициент рудоносности, если ниже — это коэффициент минерализации. Существующее различие можно преодолеть, если содержание полезного компонента в пробе предварительно нормировать на минимально-промышленное содержание. Тогда в пределах месторождения и за его пределами, то есть в рудном поле, рудном узле и др. величина коэффициента будет характеризовать относительный объем рудного вещества по сравнению с размерами всего опробованного блока пород. Так как объем рудного вещества по мере удаления от месторождения убывает, то и численные значения коэффициента рудоносности будут стремиться к нулю.

Содержание элемента в геохимической пробе является оценкой доли элемента (в весовых процентах) в объеме геологического блока, который характеризуется этой пробой. Если содержание элемента выразить не в весовых, а объемных процентах, то оно будет оценкой объемной доли элемента в опробованном блоке (табл. 5). Если теперь объемное содержание нормировать по минимальному промышленному содержанию в объемных долях, получится численная оценка рудоносности блока, то есть единичные значения коэффициента рудоносности. При одинаковом объемном весе породы во всех пробах численные значения коэффициентов рудоносности, вычисленных по объемным и весовым процентам, будут равны.

Если геохимическое поле изобразить в гауссовых координатах в виде изолиний равных значений единичных коэффициентов рудоносности, то

5. Соотношение объема пробы и характеризуемого ею блока

Ранг АГХП	РТ	РМ	РП	РУ	РР	РЗ
$S, \text{ км}^2$	0,1	1	10	100	1000	10000
$V, \text{ км}^3$	0,03	0,5	7	100	1500	25000
$v \text{ пробы}, \text{ км}^3$	$1 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-14}$
$V \text{ АГХП}/v \text{ пробы}$	$3 \cdot 10^{12}$	$5 \cdot 10^{13}$	$7 \cdot 10^{14}$	$10 \cdot 10^{15}$	$15 \cdot 10^{16}$	$25 \cdot 10^{17}$
$\text{Ln } v_{\text{эл}}/v_{\text{пр}}$	28,7	31,5	34,2	36,8	39,5	42,4
$\sigma^2, \text{ Км}$	0,0006	0,0009	0,001	0,0015	0,0016	

Примечание. В таблице содержится информация о соотношении объема пробы и характеризуемого ею блока, что необходимо учитывать при прогнозировании ресурсов в пределах РМ (Matheron G., 1962, 1963; Carlier, 1964).

получится картина пространственного накопления рудного вещества в геологических структурах опробованной территории. Выбирая из ряда структур те, в пробах которых численные значения коэффициента рудоносности наиболее близки к единице, можно вычислить площадной коэффициент рудоносности структуры, а с его помощью — площадь потенциально промышленной части структуры с минимальным промышленным содержанием и прогнозные ресурсы металла в рудоносной структуре на заданную глубину.

Чтобы сопоставить численные значения объема руды и содержания металла в руде необходимо, чтобы оба они характеризовали один и тот же участок недр — рудное тело (месторождение). Пространственное распределение рудного вещества в гидротермально-метасоматических месторождениях характеризуется геохимической зональностью, в основе которой лежит химико-плотностная дифференциация вещества, когда во внешней зоне накапливаются элементы с большими радиусами и малыми ионными потенциалами, а в рудных телах элементы с наиболее плотной упаковкой атомов. Эта закономерность, основанная на физических размерах атомов, лежит в основе эмпирического ряда зональности ореолов рудных месторождений Овчинникова–Григоряна, зарегистрированного как открытие.

В разделе «Оценка масштабов оруденения» монографии «Прогноз рудных месторождений» Л.Н.Овчинников, используя результаты исследований А.А.Головина и Д.В.Баранова [11, 12], описывает несколько новых способов оценки масштабов оруденения на основе математической зависимости между параметрами ореолов и запасами металлов, установленной на рудных месторождениях Рудного Алтая и Южного Урала.

Первый способ описан на примере соотношения площадей первичных ореолов и запасов металлов в рудных телах колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая. Прогнозные запасы колчеданного оруденения определяются на основе экспоненциальной зависимости суммарных запасов Cu, Pb, Zn в известных месторождениях от размеров площадей (S_{op}) надрудных комплексных первичных геохимических ореолов этих металлов.

$$Q_{p.t.} = a \cdot S_{op} \cdot e^{S_{op} \cdot b},$$

где a и b — постоянные коэффициенты, зависящие от условий залегания месторождения, его морфоструктурного типа и других, еще недостаточно исследованных факторов.

Установленная теоретическая зависимость позволяет вычислять прогнозные запасы крутопадающих и пологих рудных тел с ошибкой 40%, что удовлетворительно для прогнозных ресурсов категории P_1 .

Суть *второго способа*, позволяющего количественно прогнозировать запасы глубокозалегающих горизонтов и флангов месторождений, заключается в применении градиента выклинивания (lgK_3) рудоносной зоны на глубину и на флангах месторождения.

$$\text{grad } lgK_3 = \alpha \cdot lg \frac{K_3}{dx}$$

где dx — приращение интервала в м.

Прогнозные запасы за контуром разведанных запасов рассчитываются по формуле:

$$P_{p.t.} = S \cdot m \cdot C \cdot d \cdot K \cdot 100,$$

где $P_{p.t.}$ — прогнозные запасы металлов; S — площадь суммарных прогнозных рудных тел на вертикальной проекции; m — средняя суммарная мощность рудных тел, по аналогии с разведанной частью месторождения; C — среднее содержание суммы металлов в руде; d — объемная масса руды; K — коэффициент минерализации, учитывающий сплошность рудных тел в прогнозном контуре.

Третий способ оценки прогнозных запасов скрытого колчеданного оруденения основан на использовании специального показателя концентрации, величина которого определяется как отношение площади высоких значений мультипликативного показателя интенсивности ореола к площади его низких значений. Исследования показали, что между логарифмами показателя концентрации околорудного ореола и безрудных участков существует линейная зависимость, позволяющая отделить одни аномалии от других.

Суть *четвертого способа* заключается в использовании установленной прямой зависимости между промышленными запасами рудных залежей и величиной коэффициента интенсивности типа,

$$K_{пв} = \frac{P_{Cu} \times P_{Zn}}{P^2_{V}}$$

где P — площадная продуктивность соответствующих элементов-индикаторов. Линейная зависимость между реальными запасами и градиентом $K_{пв}$ позволяет оценить прогнозные ресурсы на любом гипсометрическом уровне месторождения.

Современная геохимическая наука активно изучает возможность применения описанных методов для оценки прогнозных ресурсов в АГХП средних и мелких рангов.

Анализ распределения рудного вещества в месторождениях крупных, средних и мелких размеров показал, что объем и содержание металлов связаны функциями, обладающими свойствами эластичности. Поэтому измерение одного из параметров распределения рудного вещества, позволяет оценить величину другого. Месторождения разных геолого-промышленных типов и разных размеров различаются также и по

величине коэффициента рудоносности. Поэтому при оценке размеров потенциальных месторождений конкретной рудной формации можно ориентироваться на геохимические модели, характеризующие алгоритмы изменения объемов руды и содержания элементов в эталонных месторождениях. Ранговой классификации объектов прогнозирования и методам прогнозирования, основанным на ранговой геолого-геохимической классификации, Л.Н.Овчинников придавал первостепенное значение. Он считал, что *все металлогенические единицы более высокого (более раннего) ранга служат прогнозным фоном для единиц последующего более низкого ранга, к главным элементам прогнозного фона рудных месторождений, в первую очередь, должны относиться рудоносные геологические формации, определяющие размещение в пространстве рудных месторождений различного генетического типа, различных рудных формаций и слагающихся этими месторождениями рудных полей*. Почти вся его последняя монография «Прогноз рудных месторождений» посвящена описанию геолого-геохимической связи геологических и рудных формаций. Изучение трудов Л.Н.Овчинникова позволяет находить новые возможности для совершенствования прикладной геохимии. Повторяя И.Ньютона, можно сказать, что сегодня мы видим чуть дальше предшественников, потому что стоим на плечах гигантов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богатство недр России (минерально-сырьевой и стоимостной анализ)*. — С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.
2. *Буренков Э.К., Головин А.А., Филатов Е.И.* Комплексное геохимическое картирование: основы технологии / Сб. Прикладная геохимия. Вып. 1. Геохимическое картирование. — М.: ИМГРЭ, 2000. С. 28–46.
3. *Гинзбург И.И.* Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. — М: Госгеолтехиздат, 1957.
4. *Головин А.А., Гусев Г.С., Криночкин Л.А. и др.* Геохимическая карта России масштаба 1:2 500 000 // Разведка и охрана недр. 2010. № 5. С. 14–21.
5. *Григорьев Н.А.* Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.
6. *Гусев Г.С., Волочкович К.Л., Гуцин А.В. и др.* Методика количественной оценки рудоносности геологических комплексов (формаций) по геолого-геохимическим данным при средне-, мелкомасштабном картировании (методические рекомендации). — М.: ИМГРЭ, 2001.
7. *Иванов В.В., Панфилов Р.В.* О зависимости между рассеянием и концентрацией в общем геохимическом цикле миграции элементов в земной коре // Геохимия. 1985. № 9. С. 1250–1259.
8. *Иванов В.В., Панфилов Р.В.* О суммарной оценке минеральных ресурсов твердых полезных ископаемых // ДАН СССР. 1981. Т. 259. № 3. С. 670–672.
9. *Минеральное сырье*. Справочник. Вып. 1-100. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1997–1999.
10. *Овчинников Л.Н.* Прогнозная оценка мировых запасов месторождений суши // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 683–686.
11. *Овчинников Л.Н., Баранов В.Д., Головин А.А.* Размеры первичных геохимических ореолов — критерий количественной прогнозной оценки колчеданно-полиметаллического оруденения на Алтае // Геохимические поиски по первичным ореолам / Мат-лы II Международного симпозиума «Методы прикладной геохимии». — Новосибирск: Наука, СО, 1983. С. 19–24.
12. *Овчинников Л.Н., Рыфтин В.М., Головин А.А.* Первичные геохимические ореолы колчеданных месторождений и их поисковое значение. — М.: Недра, 1986.
13. *Овчинников Л.Н.* Прогноз рудных месторождений. — М.: Недра, 1992.
14. *Сафронов Н.И.* Основные термодинамические закономерности при изучении энергии рудообразования // Зап. ЛГИ. Т. 1. Вып. 2. 1966.
15. *Силин И.И.* Использование коэффициента минерализации при прогнозировании ресурсов полезных ископаемых по геохимическим данным // Сб. «Теория и практика геохимических поисков в современных условиях». — М.: ИМГРЭ, 1988.
16. *Силин И.И.* Использование коэффициента рудоносности для оценки прогнозных ресурсов по геохимическим данным // Разведка и охрана недр. 2012. № 2. С. 61–67.
17. *McKelvey V.E.*, 1960, Relation of reserves of the elements to their crustal abundance: American Journal of Science. Vol. 258-A (Bradley volume). Pp. 234–241.