

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2010

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Стручков К.К.
Комплексная рудоносность и алмазонасность Бело-
реченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта

3

Грановская Н.В., Кочергин А.В., Грановский А.Г.,
Ларионов Н.Н.

Прогнозные факторы пигментного оруденения на
примере Зигазино-Комаровского железорудного
района (Южный Урал).

12

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Арютина В.П.

Литогенетические особенности болотных пигментно-
носных отложений Европейской части России.

19

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Шкодзинский В.С.

Генезис литосферной мантии древних платформ.

27

Гасанкулиева М.Я., Велиев А.А., Имамвердиев Н.А.,
Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д.

Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского колли-
зионного вулканизма Малого Кавказа

33

Лурье А.М.

Особенности геологии медистых песчаников и слан-
цев, обусловленные токсичностью меди

43

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Колосов П.Н.

Фациально-генетические типы органогенных карбо-
натных пород и потенциальные коллекторы нефти и
газа в каланчевской свите неопротерозоя Предпатом-
ской нефтегазоносной области

49

Баранов В.В.

Сравнительная эволюция рифогенных формаций
Яно-Индибирской и Сетте-Дабанской карбонатных
платформ в среднем палеозое (северо-восток Евра-
зии)

57

Богомолов Е.С., Тимашков А.Н., Лебедев П.Б., Капи-
тонов И.Н., Сергеев С.А.

Новые данные о возрасте вулканогенных образова-
ний основного состава Восточного Саяна

61

Куприн П.Н.

Геодинамика земной коры океанического типа (к
вопросу о структуре океанской коры)

65

РЕЦЕНЗИИ

Хомичев В.Л., Долгушин С.С., Жабин В.В.

Модели месторождений золота Енисейской Сибири

75

Чернышев А.И.

Геология и перспективы сульфидного платино-мед-
но-никелевого оруденения востока Алтае-Саянской
складчатой области

76

К 100-летию со дня рождения Михаила Прокопьеви-
ча Материкова

78

Памяти Евгения Алексеевича Баскова

81

Памяти Анатолия Ивановича Кривцова

83

Список статей, опубликованных в журнале
«Отечественная геология» в 2010 г.

85

Российская геологическая энциклопедия

87

Информация

88

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 24.11.2010. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

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

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Комплексная рудоносность и алмазоносность Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта

Л.А.КОНДРАТЬЕВА, Г.С.АНИСИМОВА (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: lkon12@yandex.ru), К.К.СТРУЧКОВ (Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова; 677000, ГСП, г.Якутск, ул.Белинского, 58; *e-mail*: struchkov-konstantin@rambler.ru)

Рассмотрена эндогенная минерализация и перспективы алмазоносности двух смежных тектонических блоков Белореченской палеорифтовой зоны. Установленная медная минерализация секущего типа Лединского блока в отличие от известных стратиформных проявлений, представляет собой более молодое метаморфогенно-гидротермальное оруденение. В Аллах-Юньском блоке прогнозируется медно-порфировое оруденение и предполагается развитие карбонатитов. Пространственное совмещение алмазов и золота в россыпях, комплексная металлоносность рудопоявлений и редкоземельная минерализация повышают практическую значимость промышленного освоения региона.

Ключевые слова: Белореченская палеорифтовая зона, Широкинский рудно-россыпной узел, Лединский комплекс щелочных—ультраосновных пород и карбонатитов, Au-Cu-TR минерализации, алмазоносность, минералогическая и геохимическая зональность.

Complex ore and diamond contents of the Belorechensk zone within the Sette-Daban paleorift

L.A.KONDRATIEVA, G.S.ANISIMOVA, K.K.STRUCHKOV

Endogenic mineralization and diamond potential of two adjacent tectonic blocks of the Belorechensk paleorift zone are discussed. In contrast to known stratiform deposits, the recognized cross-cutting Cu-mineralization of the Ledinsk block represents a younger metamorphogenic-hydrothermal metallization. Within the Allakh-Yun' block, the presence of copper porphyry mineralization and carbonatites is predicted. Close spatial association of diamond and gold in placers, complex metal content of ore occurrences, and rare earth mineralization make the commercial development of the region practically very important.

Key words: Belorechensk paleorift zone, Shirokinsk ore cluster, Ledinsk complex of alkaline ultrabasic rocks and carbonatites, Au, Cu, TR mineralization, diamond content, mineralogical and geochemical zoning.

Сетте-Дабанский палеорифт, впервые выделенный К.К.Левашовым [19], выражен в современной структуре Южного Верхоянья как Томпо-Юдомское складчато-надвиговое поднятие [25], протягивающееся в субдолготном направлении от р.Томпо до р.Юдома. Заложение палеорифта происходило полициклично в позднесилурийское—раннедевонское время. В результате пяти тектономагматических циклов сформировались три палеорифтовые зоны — Джалканская, Восточно-Хандыгская и Белореченская [21]. В отличие от первых двух зон характерная черта Белореченского палеорифта — слабо проявленный базальтоидный магматизм, наличие комплекса щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов с редкометалльно-редкоземельным оруденением, широкое распространение магматических образований пикритовой и лампроитовой серий, находки спутников алмазов и самих алмазов. Палеорифтовая зона делится на Бурхалинский, Лединский и Аллах-

Юньский тектонические блоки, характеризующиеся различными фаціальным составом девонских отложений, магматизмом и связанным с ним оруденением [22]. В последние годы получены новые данные о проявлении разнообразной эндогенной минерализации в Лединском и Аллах-Юньском блоках палеорифта (рис. 1), позволяющие расширить представления о металлогении региона.

Аллах-Юньский тектонический блок. Исследования проводились на площади Широкинского рудно-россыпного узла, занимающего северную часть блока в междуречье Силур—Суох (бассейн р.Аллах-Юнь). Вмещающий комплекс узла представлен карбонатными и вулканогенно-осадочными породами О—D, прорванными редкими дайками диабазов (D), а также терригенными отложениями С. Имеются единичные выходы габбро-долеритов и ультракалиевых сиенитов. Узел известен крупными россыпными месторождениями золота р.Аллах-Юнь, ее

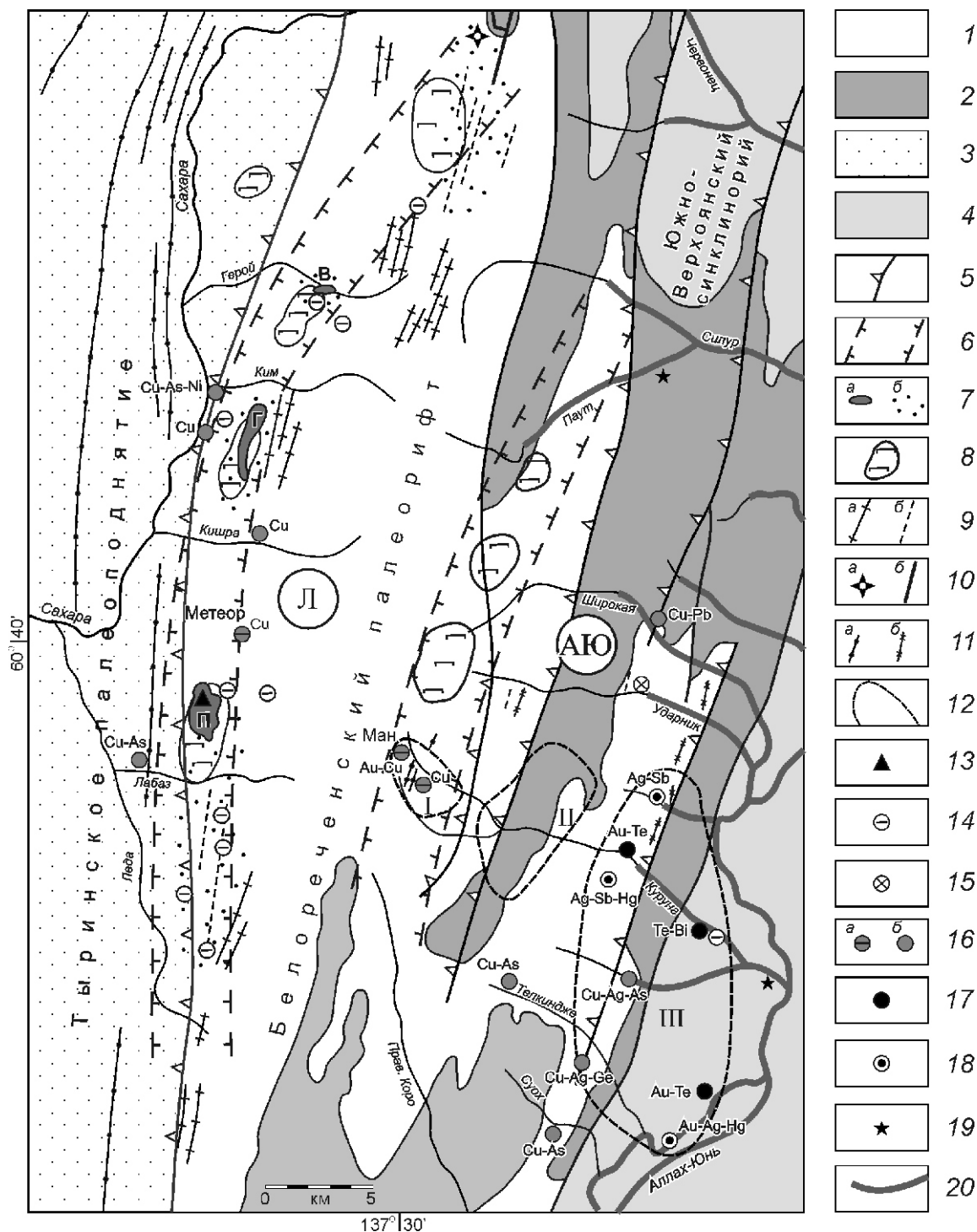


Рис. 1. Металлогения и алмазонасность Лединского и Аллах-Юньского тектонических блоков Белореченского палеорифта:

Белореченский палеорифт: 1 — кембрийско-силурийские и 2 — девон-турнейские отложения; 3 — Тыринское палеоподнятие; 4 — Южно-Верхоянский синклиниорий; 5 — разрывные нарушения; 6 — зоны глубинных разломов, предполагаемые по аэромагнитным данным; 7 — лединский комплекс пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитовый: а — штоки (В — Воин, Г — Гек, П — Поворотный), б — поля метасоматических карбонатитов, сг; 8 — магнитные аномалии над скрытыми массивами щелочно-ультраосновных пород; левосахаринский комплекс пикрит-сиенит-карбонатитовый: 9 — дайки: а — щелочных пикритов, б — сиенитов, ; 10 — диатремы (а) и дайки (б) лампроитов; 11 — сетте-дабанский комплекс габбро-долеритовый: а — силлы и дайки долеритов, б — дайки диабазов, ; 12 — ореолы эндогенной минерализации (I — Au-Cu, II — Au-As-Pb-Zn, III — Au-Ag); 13 — Ta-Nb рудопоявление Поворотное; точки минерализации: 14 — редкоземельной, TR, 15 — оловянной, Sn-V-Zn, 16 — медной, Cu: а — стратиформный и б — метаморфогенно-гидротермальный типы, 17 — золототеллуридной, Au-Te, 18 — золотосеребряной, Au-Ag; 19 — места находок алмазов; 20 — россыпи золота; тектонические блоки: Л — Лединский, АЮ — Аллах-Юньский

правых притоков и находками в них алмазов (россыпи ручьев Курунг и Силур).

Благороднометалльное оруденение. Золотое оруденение узла характеризуется разнообразием минеральных типов. Ранее [8] были выделены стратиформное золотомедное проявление в вулканогенно-осадочных комплексах раннего палеозоя и невадийский тип золотого оруденения. Детальное изучение вещественного состава руд на уровне микроминеральных парагенезисов дало возможность выделить эпitherмальные золотосеребряный и золототеллуридный типы минерализации [7, 14].

При топоминералогическом картировании выявлено зонально-латеральное распределение минерализации с запада на восток (см. рис. 1). Западный сектор узла отличается золотомедным (Au-Cu) типом минерализации (рудопоявление Ман), более подробно рассматриваемым ниже. Главные рудные минералы — халькопирит и пирит. Блёклорудная и серебряная минерализации здесь не отмечаются. Золото тонкодисперсное. Кальцит — один из распространенных жильных минералов.

Рудные тела центральной части Широкинского узла образованы золотомышьяково-полиметаллическим (Au-As-Pb-Zn) типом минерализации. Типоморфные минералы — мышьяковая блёкля руда — теннантит и галенит; серебряные минералы отсутствуют. Из группы сульфосолей присутствуют люцит, энаргит и геокронит. Золото тонкодисперсное. Жильные карбонаты представлены в основном доломитом.

Восточный сектор узла характеризуется преимущественным развитием золотосеребряной (Au-Ag), золототеллуридной (Au-Te), теллуридо-висмутовой (Te-Bi) и меднорудной (Cu) ассоциаций минералов; доминирующие минералы — блёклые руды, галенит, сфалерит, халькопирит, Ag-Pb сульфосоли и борнит. Здесь наблюдается минералогическая зональность с севера на юг. На севере в сфалерите найдены микровключения сульфостаннатов (Zn-некрасовит, кестерит) и ванадатов (карелианит) [3, 5]. Главный рудный минерал As-блёкля руда — теннантит. В центре сектора отмечается спектр минералов: диафорит, овихит, самородное золото, ртутистое серебро, акантит; различные теллуриды: Au и Ag (гёссит, петцит, сильванит), Ag (штютцит), Pb (алтаит), Bi (пильзенит); самородные Bi и Te, теллуриды Ag и Bi, сульфид Cd (гринокит). Блёкля руда представлена только Sb-гомологами тетраэдритом и фрейбергитом. Ближе к югу в рудах появляются борнит, блёкля руда промежуточного состава тетраэдрит—теннантит, неизвестные Ag-Fe-Cu сульфиды и германиевый минерал из группы аргиродита. И, наконец, в южной части установлены As-сульфосоли: энаргит и геокронит; теннантит, борнит и серебряные минералы исчезают. В распределении жильных карбонатов в пределах сектора также намечается зональность: доломит — в центре, кальцит — по периферии.

Видимое самородное золото встречается только в рудах восточного сектора узла. По пробности выделяется три типа золота: 1) электрум (540‰) ассоциирует с петцитом, гёсситом, галенитом; ртутистый (Hg 6,9%) электрум (502‰) с галенитом; 2) низкопробное Au (740—750‰) с примесью Cu до 1,03% и Hg до 1,57% отмечается в тетраэдрите; 3) среднепробное Au (802—820‰) с концентрацией Hg до 1,86% находится в тесном парагенезисе с сильванитом, гёсситом в форме включений среди галенита.

Медное оруденение. Распространение в пределах Широкинского узла халькогенидов (борнит, талнахит, халькопирит, халькозин, ковеллин), пирита с зональным распределением Ni до 7%, присутствие микроклина, многостадийность формирования оруденения при постепенном снижении температуры рудообразующих растворов, развитие на заключительных стадиях низкотемпературных минеральных ассоциаций теллуридов Ag, Pb, Au, образование минералов висмута и самородного Bi, а также ртутьсодержащих и серебряных минералов, изменение пробности золота в широких пределах и его ртутистость [4] позволяют провести аналогию с месторождениями меднорудного профиля (медно-порфировый тип) Центрального Алдана [15] и Алтае-Саянской складчатой области [10].

В западной части Широкинского узла, сопряженной с Лединским блоком, размещено золотомедное рудопоявление Ман стратиформного типа [8]. Оруденение локализовано в виде залежей и линз мощностью до 1 м в вулканогенно-осадочных отложениях саккырынской свиты O₁ и пространственно сближено с силами расланцованных габбро-долеритов, претерпевших преобразования при складчатости и региональном метаморфизме.

Рудные тела зонального строения сложены в осевой части массивным жильным кварцем сливного облика с обильными вкрапленниками сульфидов и прожилками малахита с азуридом, далее к зальбандам сменяющегося кварцевой рудой полосчатой текстуры с мелкой сыпью халькопирита и гипергенных налетов вторичных минералов по реликтовым включениям тонкослоистых известняков. На флангах развиты вкрапленно-прожилковые метасоматиты.

Золото в рудах тонкодисперсное. По данным пробного анализа в центральной части залежи установлено 0,7 г/т Au, а в приконтактовых частях — «следы». Околорудные изменения выразились в окварцевании, сульфидизации, серицитизации.

Редкоземельная минерализация. Среди реликтовых включений терригенных пород в сульфидно-кварцевых жилах впервые в Широкинском рудно-россыпном узле найдены редкоземельные минералы [9]. Анализ минералов выполнялся в ИГАБМ СО РАН на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD.

Минералы относятся к редкоземельным фторкарбонатам: основная масса по составу ближе к группе бастнезита (табл. 1, анализы 1—8) с несколько пониженным содержанием Се и отсутствием Pr. По ним развиваются вторичные редкоземельные минералы (см. табл. 1, анализы 9, 10). Редкоземельный состав минералов существенно цериевый, а сумма РЗЭ при переходе от бастнезита к вторичным минералам снижается с 50,65 до 8,74% при полном исчезновении лантана. В целом наблюдается обратная корреляция РЗЭ с Fe. В тесном парагенезисе с описываемыми минералами находятся слюды и хлорит, также обнаружено одно включение арсенопирита. Следует отметить постоянное присутствие иттрия (спектральный анализ) в жильном кальците (до 100 г/т) и доломите (до 50 г/т).

ми сиенитами и карбонатитами. Карбонатиты занимают 15% площади плутона в его центральной части и подразделяются на кальцитовые и анкеритовые фациальные разности. Тантал-ниобиевое оруденение приурочено преимущественно к кальцитовым карбонатитам [24].

Редкоземельная минерализация широко распространена на площади Лединского блока и связана с анкеритовой фацией карбонатитов. Минералы цериевой группы представлены бастнезитом и паризитом. В виде акцессорных и рудных минералов встречаются магнетит, титаномagnetит, ильменит, рутил, сфен, анатаз, апатит, циркон, ортит и перовскит [22].

В пироксенитах массива Поворотный авторами данной публикации обнаружены редкоземельные

1. Химический состав редкоземельных минералов Аллах-Юньского блока (в %)

Анализ	F	Ca	La	Ce	Nd	Fe	Al	Si	S	O	Сумма
1	4,34	0,98	12,76	22,44	12,92	—	—	—	—	17,81	71,25
2	4,42	1,74	13,17	24,18	12,25	—	—	—	—	17,01	72,77
3	5,49	0,67	12,97	22,70	11,71	—	—	—	—	18,40	71,94
4	5,26	1,05	13,59	25,91	11,15	—	—	—	—	17,79	74,75
5	3,75	1,01	9,83	18,97	11,93	4,83	—	—	—	17,51	67,83
6	2,76	1,13	9,36	17,41	9,86	8,83	—	—	—	19,72	69,07
7	3,96	1,15	10,43	21,61	10,93	2,83	—	—	—	18,15	69,06
8	4,69	1,34	12,42	22,25	10,79	1,58	—	—	—	17,55	70,62
9	—	1,45	6,60	12,82	6,17	23,94	1,33	0,78	0,90	26,28	80,28
10	—	3,80	—	4,59	4,15	26,97	—	0,64	0,75	23,88	65,08

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD при следующих условиях: напряжение — 20 кВ, ток — 17 нА; аналитические линии: O, F, Al, Si, S, Ca, Fe—K ; La, Ce, Nd—L . Эталонные: O — диопсид; F, P — фторапатит; Al — альбит; Si — диопсид; S, Fe — халькопирит; Ca — хлорапатит; La — LaB₆; Ce — CeO₂; Nd — NdF₃; аналитик С.К.Попова.

Лединский тектонический блок. В Лединском блоке известно три массива щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов: Поворотный, Гек и Воин, приуроченных к Бурхалинскому глубинному разлому. Вмещающими породами массивов Гек и Поворотный являются карбонатные и карбонатно-терригенные породы ϵ_2 , массива Воин — известняки O_1 . Становление плутонов происходило в несколько этапов, в результате которых последовательно образовывались ультрабазиты, ийолиты, щелочные сиениты, дайки и покровы трахибазальтов, лампроиты и карбонатитовый комплекс с редкометалльно-редкоземельным оруденением.

Редкометалльно-редкоземельная минерализация. Тантал-ниобиевое рудопроявление Поворотное связано с одноименной интрузией площадью 2,7 км², сложенной пироксенитами, ийолитами, нефелиновы-

фосфаты из группы монацита. Минерал по химическому составу близок Се-монациту (табл. 2). Кроме того, установлены титанит, карбонат-фторапатит и неидентифицированный минерал сложного состава (Ca-Ti-Fe-Mn-O), а также проанализированы некоторые акцессорные минералы: ильменит, рутил и циркон (табл. 3).

Сульфидная минерализация. На площади Лединского блока известно рудопроявление Метеор (см. рис. 1), представленное стратиформным медным оруденением карбонатных пород. При проведении минералогического картирования авторами статьи установлена сульфидная минерализация прожилково-вкрапленного типа как в магматических породах массивов ультрабазитов и на контактах с ними, так и на удалении от них в карбонатных породах ϵ_2 — O_1 . Медная минерализация локализуется в секущих

2. Химический состав редкоземельных минералов Лединского блока (в %)

Ана- лизы	Ca	La	Ce	Nd	P	O	Сумма
1	—	13,85	32,22	9,36	11,82	21,52	88,76
2	—	14,44	32,24	9,23	12,09	18,50	86,50
3	—	14,46	32,61	11,53	11,97	21,38	91,95
4	—	14,80	32,96	10,33	12,53	21,47	92,09
5	—	15,13	31,45	9,13	12,39	20,48	88,58
6	—	15,60	35,68	9,27	12,87	22,29	95,70
7	—	15,36	30,71	9,19	13,21	22,32	90,79
8	0,68	14,52	30,82	11,32	11,93	22,47	91,73
9	—	12,76	31,50	10,36	12,57	21,37	88,57
10	—	16,96	31,70	8,57	12,91	22,06	92,20

Примечание. Условия съемки, аналитические линии и эталоны см. в табл. 1; аналитик С.К.Попова.

кварцевых и карбонат-кварцевых жилах и слюди-
стых метасоматитах.

По данным минераграфических и прецизионных исследований вещественный состав руд выглядит однообразным. Преобладающий жильный минерал — кварц, следующими по распространенности являются карбонаты в основном представленные кальцитом, доломитом и анкеритом. Среди рудных минералов доминирует халькопирит (табл. 4). Впервые установлены блёкляя руда, по составу относящаяся к теннантиту и сульфоарсенид Ni — герсдорфит.

Халькопирит — главный рудный минерал наблюдается в кварце и карбонате в виде мелких зерен и кристаллов неправильной формы. При микроскопическом исследовании видны реликты халькопирита в гидроксидах железа. Халькопирит, как индикатор медного оруденения, в отличие от позднемезозойских типов минерализации Широкинского узла, по содержанию элементов-примесей более стерилен, а по химическому составу близок к теоретическому.

Пирит по распространенности уступает халькопириту. Он присутствует во всех структурно-морфоло-

3. Химический состав аксессуарных минералов Лединского блока (в %)

Анализы	O	F	Al	P	Ca	Ti	Fe	Mn	Si	Zr	Сумма
<i>Карбонат—фторанатит</i>											
1	36,97	3,51	—	18,17	40,3	—	—	—	0,58	—	98,92
2	37,73	1,9	—	17,67	38,74	—	—	—	—	—	96,04
3	37,11	2,85	—	19,18	38,8	—	—	—	—	—	97,95
4	35,95	2,37	—	18,39	39,22	—	—	—	—	—	95,93
5	36,75	2,51	—	17,5	39,04	—	—	—	—	—	95,8
6	34,97	1,76	—	17,76	39,84	—	—	—	—	—	94,33
<i>Титанит</i>											
7	22,76	—	—	—	21,23	22,76	0,76	—	14,32	—	99,41
8	23,5	—	0,58	—	19,88	23,5	0,72	—	13,98	—	98,34
9	24,41	—	0,69	—	19,69	24,41	—	—	14,55	—	99,56
10	24,62	—	0,61	—	20,13	24,62	—	—	14,18	—	99,09
<i>Неазванный минерал</i>											
11	29,46	—	—	—	11,3	29,46	12,66	4,02	8,9	—	99,98
12	34,64	—	—	—	10,37	30,46	13,32	3,95	—	—	100,03
<i>Ильменит</i>											
6	30,83	—	—	—	1,28	32,90	27,70	8,01	0,83	—	100,15
<i>Рутил</i>											
3	37,09	—	—	—	1,56	60,38	0,83	—	0,95	—	99,11
<i>Циркон</i>											
8	28,14	—	—	—	—	—	—	—	14,49	48,27	90,90

Примечание. Условия съемки, аналитические линии и эталоны см. в табл. 1; Mn — ИГЕМ, Ti — ильменит, Zr — циркон; аналитик С.К.Попова.

4. Химический состав сульфидов Лединского блока (в %)

Компоненты	Минералы				
	Пирит*	Халькопирит*	Сфалерит*	Герсдорфит**	Теннантит**
Fe	46,48	29,57	0,02	7,11	3,33
Cu	0,17	34,18	0,02	8,20	41,97
Co	—	—	—	1,14	—
Ni	—	—	—	25,82	—
Pb	—	—	0,05	—	—
Zn	—	—	67,48	—	5,04
Ag	—	—	—	—	0,94
Sb	—	—	—	—	0,05
As	—	—	—	35,40	19,45
S	53,88	36,13	34,02	23,28	28,52
Сумма	100,56	99,88	101,59	100,95	99,30

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, * — на микроанализаторе Camebax-micro, ** — на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD при следующих условиях: напряжение — 20 кВ, ток — 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, Bi—K ; Ag, Sb, S—L ; эталоны: CuSbS—Cu, Sb, S; ZnS—Zn; CuFeS₂—Fe; Bi₂S₃—Bi; HgTe—Hg, Te; FeAsS—As; Au — 750%; Ag — 100%; аналитик С.К.Попова.

гических типах руд, локализуясь в виде прожилков и рассеянной вкрапленности в кварце, карбонате и вмещающих породах. В пирите рудопроявления Лединского блока отсутствуют примеси Ni и Co по сравнению с пиритом Широкинского узла, где в железном колчедане отмечается Ni до 7%.

Сфалерит встречается редко и в основном в кварцевых и карбонат-кварцевых жилах. Минерал отмечается в виде вкрапленников неправильной формы и монокристаллов. Цвет светло-бурый. Сфалерит наблюдается в ассоциации с халькопиритом и гидроксидами железа. По составу он относится к клейофану, в виде примеси постоянно присутствуют Cu и Pb.

Теннантит впервые обнаружен в кварцевых жилах, локализованных в карбонатизированных отложениях междуречья Кишра—Ким и по руч.Лабаз (правый приток руч.Леда). Минерал отмечен в виде ксеноморфных вкрапленников и зернистых агрега-

тов. Ассоциирующие минералы — халькопирит, пирит и герсдорфит.

По химическому составу относится к крайнему мышьяковому члену ряда тетраэдрит—теннантит, тем самым подтверждается установленная ранее [6] зональность изменения состава блёклых руд (снижение содержания сурьмы с востока на запад). Концентрация серебра в минерале невысокая, редко достигает 3,19%, также отмечается более низкое содержание Zn 5,04% по сравнению с теннантитом 7,36% Широкинского узла и соответственно более высокие концентрации Fe 3,33% против 0,90% (см. табл. 4). В некоторых зернах блёклой руды Fe 6,49% преобладает над Zn 2,20%.

Герсдорфит отмечен в тех же кварцевых прожилках, где и блёклая руда. Сульфоарсенид никеля образует дендритовидные выделения и симплектитовые сростания в массивных зернах халькопирита в парагенезисе с теннантитом (рис. 2). Другим ассоциирую-

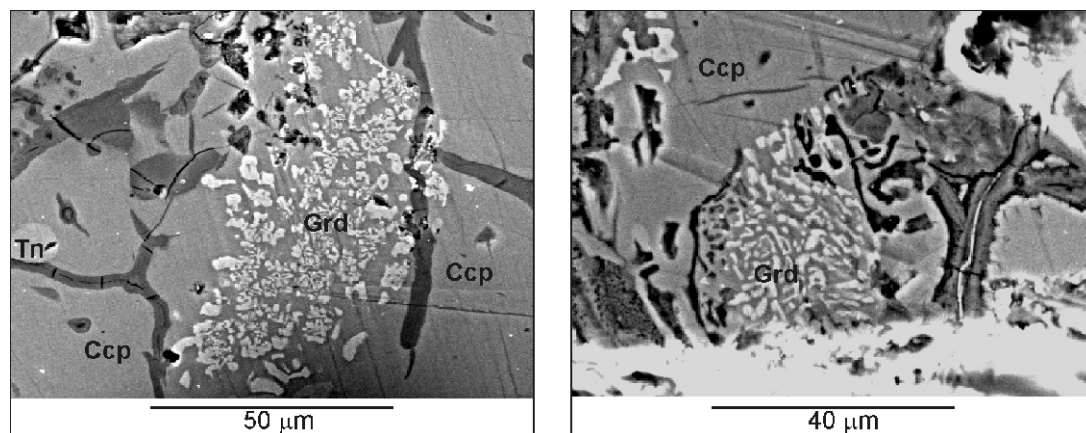


Рис. 2. Дендритовидные выделения и симплектитовые сростания герсдорфита (Grd) в парагенезисе с теннантитом (Tn) в халькопирите (Csp). Обр. 227-АН-00. Лединский блок

щим минералом является пирит. Растровые картины распределения элементов четко показывают взаимоотношения ассоциирующих минералов с герсдорфитом (рис. 3).

В составе герсдорфита в виде примесей постоянно отмечается довольно значимое содержание Fe (до 9,58%) и Cu (до 11,01%), что, вероятно, связано с тесным парагенезисом сульфоарсенида никеля и халькопирита, а также микроскопическими размерами минерала. Судя по литературным данным, для герсдорфита не характерно присутствие в его составе меди.

Золотоносность и сереброносность руд и пород, определенная методом атомно-абсорбционного ана-

лиза в лаборатории физико-химических методов ИГАБМ СО РАН, низкая. Основная масса проб характеризуется содержанием Au 0,00 г/т, максимальная концентрация достигает 0,8 г/т в рудах участка Кишра. Здесь же отмечается относительно повышенная концентрация Au 0,0 г/т и в сульфидизированных породах. Такая же тенденция намечается и на участке Лабаз. Содержание Ag на порядок выше Au.

Другие элементы-примеси в рудах и породах определялись методом полуколичественного спектрального анализа. Из рудогенных элементов постоянно присутствуют Cu, Ni и Co, отмечаются Pb и Zn. Участки развития магматических пород (массивы

Гек, Поворотный) характеризуются повышенным содержанием Ti, V, Sr, Ba, Yb и Y.

Алмазоносность Белореченской зоны. Проблема алмазоносности юго-восточной окраины Сибирской платформы поднимается с 1960-х годов в связи с находками в пределах Сетте-Дабана геологами Аллах-Юньской комплексной экспедиции кристаллов алмазов в шлиховых пробах. Первой достоверной находкой на территории Белореченского палеорифта является обнаружение алмаза массой 2,95 карата, извлеченного при ручной разборке концентрата фракции 4 мм золотоносной россыпи Курунг (Широкинский рудно-россыпной узел) [1]. Минерал имеет типичные «признаки древности» и не сопровождается ин-

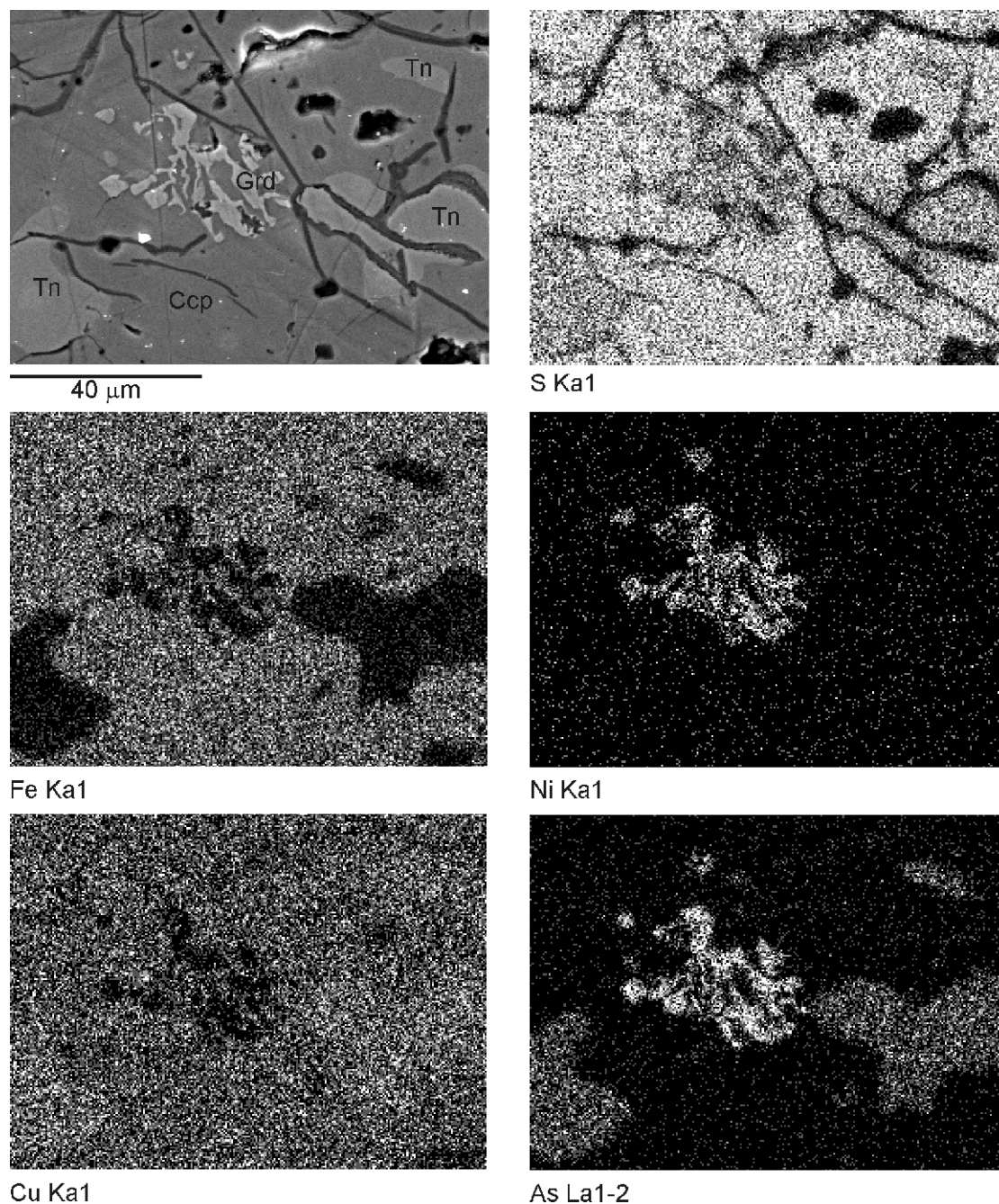


Рис. 3. Растровые картины распределения элементов в халькопирите (Csp), теннантите (Tn) и герсдорфите (Grd). Обр. 227-АН-00. Лединский блок

дикаторными минералами кимберлитов и лампроитов. Однако в россыпи присутствуют мелкие зерна и галечки сапфира размером до 1,5 см, имеющие высокую степень окатанности и по этому признаку являющиеся, возможно, гидравлическими спутниками алмаза с докембрийского времени [2].

По сообщению К.П.Аргунова, в этой россыпи найдено еще несколько алмазов ромбододекаэдрического габитуса с «признаками древности». Кроме того, известны также сведения о находках алмазов при старательской отработке золотоносных россыпей в бассейне ручья Силур, дренирующего Аллах-Юньский блок палеорифтовой зоны.

Существуют различные геолого-генетические концепции [1, 2, 12, 18, 23] алмазонасности Сетте-Дабана. Алмазы ассоциируются с такими типами пород как кимберлиты, лампроиты, щелочные пикриты, эклогиты и др.

Лампроиты впервые определены Г.К.Шнай с соавторами [23] в пределах одного из полей лампрофировых даек на юге Сетте-Дабана. Лампроиты входят в состав лампрофировой формации, представленной здесь в основном дайками спессартитов, вогезитов и минетт, отличающихся повышенной щелочностью.

А.В.Сагир с соавторами [22] в Лединском блоке палеорифта выделил лампроитовую серию, объединяющую субвулканические дайки, диатремы и горизонты взрывно-обломочных пород франско-фаменского уровня. Пространственно магматические образования лампроитовой серии связаны с не вскрытыми плутонами ультрабазитов и выделялись ранее как лейцитовые меланофонолиты, флогопитовые мелалейцититы, туфы калиевых трахитов и трахисиецитов-порфиров.

В ийолит-уртитовом массиве Поворотный Е.Н.Эпштейном найден ксенолит слюдяного кимберлита; по минеральному составу порода соответствует некоторым разностям пикритовой серии, а по химическому сопоставима с кимберлитами [12].

В аллювии ручьев, дренирующих выходы щелочно-ультраосновных пород пикритовой и лампроитовой серий, фиксировались ильменит, титаномagnetит, магнетит, гранат, циркон, рутил, муассанит, хромит, колумбит, пироксен, перовскит, апатит, монацит, бастнезит-паризит и др. Кроме того, в бассейне р.Сахара (по ручьям Леда, Вой, Батрак) были обнаружены пикроильменит и хромшпинелиды. Характер окатанности зерен свидетельствует об их незначительной транспортировке [22].

По результатам интерпретации геофизических данных (Н.Г.Рыманенко и Л.Г.Тютюнников, 1986) выделено две субпараллельные (слабоизогнутые с юга на северо-восток) линейные зоны, связанные с глубинными разломами и щелочно-ультраосновным магматизмом (см. рис. 1). Магнитные и гравиметрические аномалии фиксируются как над вскрытыми, так и необнаженными на уровне современного эрози-

онного среза массивами. В западной зоне, интерпретируемой как Бурхалинский глубинный разлом, зарегистрирована цепочка четырех отчетливо фиксируемых магнитных аномалий (от первых сотен до 2000 нТл). Они отражают известные массивы, а также не вскрытый плутон в северной ее части. Данный массив, а также Гек и Поворотный отмечаются и локальными максимумами в поле силы тяжести. В восточной зоне (Аллах-Юньский блок) существование щелочных ультрабазитов предполагается на основании магнитных аномалий (от 50 до 90 нТл) изометрической формы. Отметим, что выходы высококальциевых щелочных пород, установленные в истоках руч.Ударник, пространственно сближены с вышеописанными магнитными аномалиями.

Обсуждение и выводы. На Сетте-Дабане стратиформное медное оруденение развито на севере палеорифтовой структуры в пределах Джалканского и Восточно-Хандыгского грабенов. Известны месторождения Курпанджа (медистых песчаников и сланцев), рудопроявления Джалкан, Россомеха и Кемюс-Юрх (медистых базальтов) D₂—C₁ возраста [11, 17].

Установленная авторами статьи прожилково-вкрапленная медная минерализация Лединского блока, в отличие от вышеперечисленных стратиформных проявлений, локализуется в рудных телах секущего структурно-морфологического типа и представляет собой иное, более позднее метаморфогенно-гидротермальное оруденение.

В рассматриваемых рудах Лединского блока впервые найдены теннантит и герсдорфит. Обнаружение крайнего мышьяковистого гомолога фальерца подтверждает общую зональность изменения состава блёклых руд: снижение содержания сурьмы в блёклых рудах от центра к периферии и с запада на восток.

Широкинский рудно-россыпной узел характеризуется разнообразием и зональным распределением минерального состава руд, что создает полиформационный облик прогнозируемого благороднометалльного оруденения. Разнообразие минеральных видов возрастает в процессе эволюции рудообразующих систем от ранних к поздним этапам и стадиям. Наблюдаемая в пределах узла минералогическая зональность в соответствии с правилом Гесса—Ферсмана отражает последовательный ряд геохимических парагенезисов Au-Cu Au-As-Pb-Zn Au-Te-Bi Au-Ag-Sb-Hg. Таким образом, описываемый узел характеризуется стандартным набором минеральных ассоциаций, который установлен во всех золоторудных месторождениях [13, 16, 20]. Следует особо подчеркнуть, что на данном объекте также имеются минералогические признаки, позволяющие провести аналогию с месторождениями меднорудного профиля (медно-порфирового типа).

Находки редкоземельных фторкарбонатов группы бастнезита, наличие ультракальциевых сиенитов, не-

вскрытые плутоны щелочно-ультраосновных пород на территории Широкинского узла указывают на возможность развития в его пределах карбонатитов, что сближает его с Лединским блоком.

Широкое развитие ультрабазитов, пикритов, лампроитов, находки алмазов являются признаками потенциальной алмазоносности Белореченской палеорифтовой зоны.

Пространственное совмещение алмазов и золота в россыпях, комплексная металлоносность (Au, Ag, Cu, Pb-Zn, Te, Bi, Sn, Ge, Ta-Nb) рудопроявлений и редкоземельная (Ce, La, Nd, Yb, Y) минерализация повышают практическую значимость промышленного освоения региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатов В.В., Амузинский В.А., Заякина Н.В. и др. Алмаз золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 39—41.
2. Амузинский В.А., Урзов А.С., Мишин В.М., Галаба-ла Р.О. Вопросы алмазоносности западной части Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 6—8.
3. Анисимова Г.С. Микроминералогия Широкинского золоторудного узла (Сетте-Дабан, Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 20—23.
4. Анисимова Г.С. Разнообразие минерального состава руд в типизации благороднометалльного оруденения // Матер. Всеросс. конф. Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах. —Уфа, 2009. С. 12—14.
5. Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Попова С.К. Цинкистый некрасовит — минерал из группы колусита // ЗВМО. 2002. № 6. С. 65—69.
6. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Типохимическая зональность высокоцинкистой блеклой руды Широкинского узла (Южное Верхоянье) // Наука и образование. 2000. № 3. С. 99—103.
7. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Золототеллуридная минерализация Аллах-Юньской металлогенической зоны // Система коренной источник—россыпь. —Якутск, 2009. С. 154—157.
8. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 59—62.
9. Анисимова Г.С., Попова С.К. Редкоземельные минералы метасоматитов Широкинского узла (Сетте-Дабан, В.Якутия) // IX Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». —М., 2009.
10. Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалев К.Р., Сотников В.И. Золотосодержащие минеральные ассоциации месторождений медно-рудного профиля Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 2006. № 9. С. 996—1004.
11. Иогансон А.К. Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения Якутии // Стратиформное оруденение Якутии. —Якутск, 1988. С. 87—98.
12. Колодезников И.И., Левашов К.К., Маршинцев В.К. и др. Геология и перспективы алмазоносности юго-восточной окраины Сибирской платформы и Сетте-Дабана. —М.: Недра, 1996.
13. Конеев Р.И., Халматов Р.А., Мун Ю.С. Золоторудные месторождения Узбекистана: минерально-геохимический стиль, закономерности размещения и формирования // Geologiya va resurslar. 2009. № 3. С. 11—24.
14. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11—17.
15. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. № 7. С. 850—864.
16. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф. Универсальность золоторудных систем — ключевой критерий регионального прогноза промышленного прогноза // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 19—27.
17. Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии. —Якутск, 1988. С. 74—87.
18. Левашов К.К. Проблема алмазоносности Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 2. С. 426—428.
19. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 3. С. 689—692.
20. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. №1. С. 11—24.
21. Сагир А.В. Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 740—745.
22. Сагир А.В., Дорофеева Р.Н., Круковский П.Ю., Филатова Ю.Б. Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 34—43.
23. Шнай Г.К., Соболев А.Е., Игошина И.И. Лампроиты Южного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 4. С. 957—961.
24. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А. и др. Карбонаты Якутии: (Вещественный состав, минералогия). —Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991.
25. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. —Якутск, 1983.

Прогнозные факторы пигментного оруденения на примере Зигазино-Комаровского железорудного района (Южный Урал)

Н.В.ГРАНОВСКАЯ, А.В.КОЧЕРГИН, А.Г.ГРАНОВСКИЙ (Южный федеральный университет; 344006, г.Ростов-на-Дону, ул.Большая Садовая, 105/42; e-mail: grannv@mail.ru),
Н.Н.ЛАРИОНОВ (Управление по недропользованию Республики Башкортостан, Башнедра; 450006, Республика Башкортостан, г.Уфа, ул.Ленина, 86.)

Рассмотрены прогнозные факторы железооксидного пигментного оруденения на Южном Урале: геодинамический, тектонический, геохимический, литологический, стратиграфический, геоморфологический, минералогический. Показана устойчивая связь пигментных руд с периферическими зонами залежей плотных бурых железняков, сидеритов и анкеритов, зависимость масштабов оруденения от геохимической специализации вмещающих осадочных комплексов, приуроченность пигментных руд к корам выветривания, тектоническим зонам.

Ключевые слова: рудный район, пигментные руды, прогнозные факторы.

Forecasting factors of pigmentary ores of Zigazino-Komarovsky area (the Southern Urals) as an instance

N.V.GRANOVSKAYA, A.V.KOCHERGIN, A.G.GRANOVSKIY, N.N.LARIONOV

Forecasting factors of pigmentary ores in Southern Ural Mountains are considered: geodynamic, tectonic, geochemical, lithological, stratigraphic, geomorphologic, mineralogical. The stable relation of pigmentary ores with peripheral zones of getite, siderite, ankerite bodies, dependence of ores scales from geochemical features of containing sedimentary complexes, localization of pigmentary ores to aeration barks, tectonic zones are shown.

Key words: ore area, pigmentary ores, forecasting factors.

Зигазино-Комаровской рудный район с крупными скоплениями дисперсных руд, пригодных для получения высокосортных железооксидных пигментов желтого и коричневого спектров, является одним из наиболее значимых пигментных объектов в Российской Федерации и эталонным для Южного Урала [5]. Это дает основание для разработки типового комплекса рудоконтролирующих факторов, воплощенных в прогнозной модели пигментного оруденения данной территории.

Геологические особенности Зигазино-Комаровского рудного района, расположенного в пределах Башкирского мегантиклинория и приуроченного к Туканскому пакету пластин Юрматаского антиклинория [8]. Оруденение сконцентрировано в синформных структурах, представляющих собой серию тектонических чешуй, выполненных дислоцированными образованиями среднего рифея. В пределах рудного района выявлено более 20 месторождений бурых железняков (рис. 1). На всех объектах в составе залежей бурых железняков присутствуют тонкодисперсные пигментные руды. Месторождения связаны с площадями развития отложений катаклинской и туканской подсистем авзянской и зигазино-комаровской свит. Наиболее благоприятны горизонты переслаивания обломочных доломитов и углеродисто-глинистых сланцев, по которым развиваются гидрослюдисто-каолиновые коры выветривания. Глубина развития кор выветривания изменится от 5 м до пер-

вых сотен метров. В корях локализованы бурожелезняковые и пигментные залежи.

Железорудные месторождения представлены вторяющимися в разрезе двумя-тремя пачками бурых железняков, которые сложены сближенными рудными телами (1—7). В большинстве случаев наблюдаются 3—4 сближенных железорудных тела, включающие и пигментные руды. Пачки прослеживаются на расстоянии 0,3—4 км. Мощности рудных тел изменяются в пределах 0,1—10 м (обычно 1—3 м) и относительно выдержаны, но нередко резкие раздувы и пережимы. Протяженность единичных рудных тел — первые сотни метров, иногда до 1 км. Морфология рудных тел обусловлена строением слоистых вмещающих комплексов, а также характером пликтивной и дизъюнктивной тектоники. Преобладают субпластовые тела, субсогласные со структурным планом вмещающих пород (рис. 2). В массивных карбонатах наблюдаются также секущие жилообразные тела лестничного типа мощностью до 0,4 м. В трещинах отслоения и отрыва в антиклинальных складках встречаются седловидные рудные залежи невыдержанной мощности. Оруденение прослежено скважинами на значительные глубины, например, на Туканском месторождении — 170 м.

Промышленные типы пигментных руд Зигазино-Комаровской рудного района, где А.В.Кочергин [3, 4] выделил 3 типа пигментных руд с близким вещественным составом, но существенными разли-

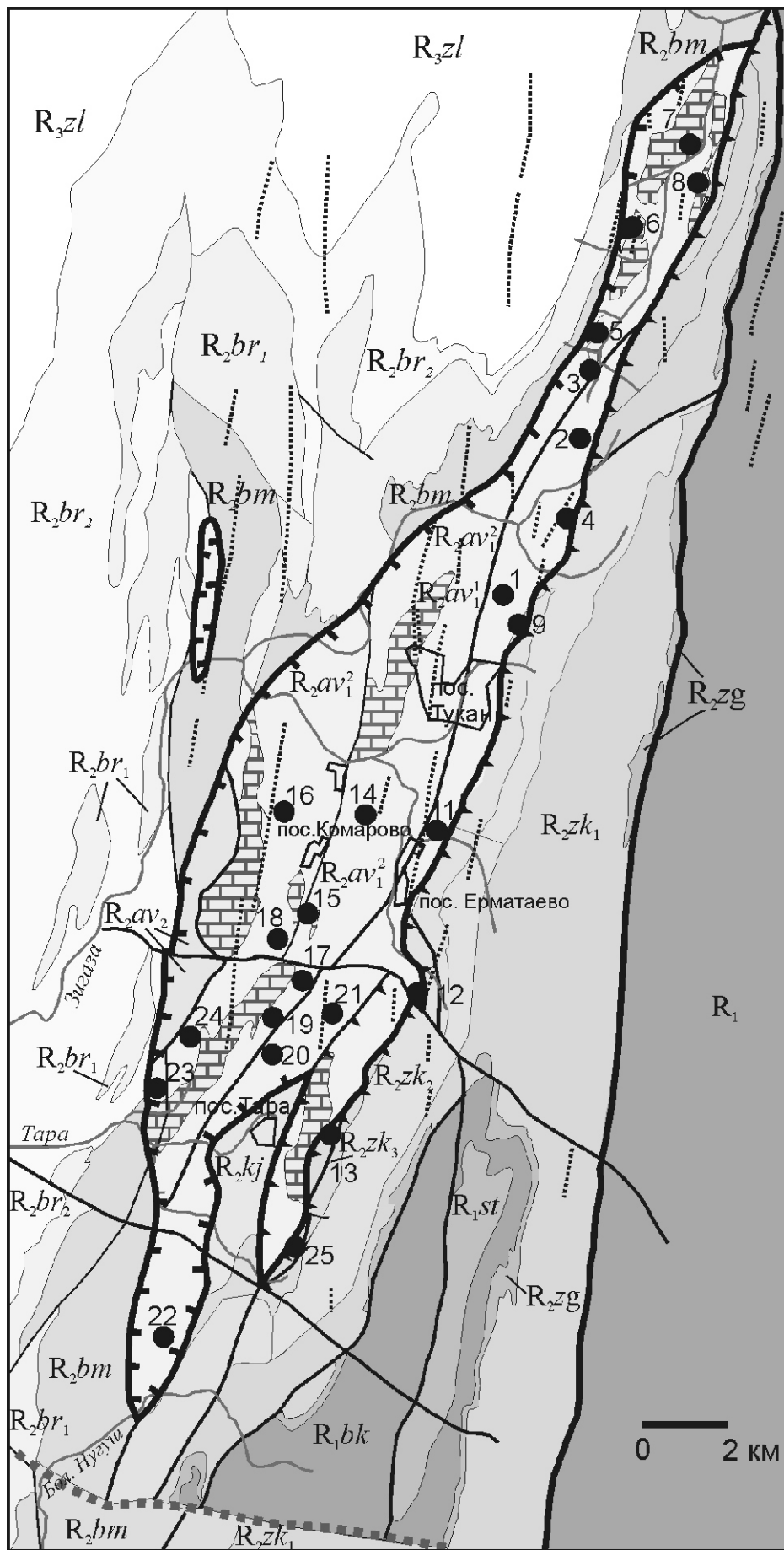


Рис. 1. Схема геологического строения Зигазино-Комаровского рудного района:

1 — дайки магматитов основного состава; тектонические дислокации: 2 — надвиги (а — Западно-Туканский, б — Туканский); 3 — крутопадающие нарушения; 4 — Верхненугушская зона разломов; 5 — железорудные месторождения: 1 — Туканское, 2 — Наратайское, 3 — Северо-Наратайское, 4 — Зигазино, 5 — Калышта IV, 6 — Калышта III, 7 — Калышта II, 8 — Калышта I, 9 — Карандинское, 10 — Зиландинское, 11 — Ерматеевское, 12 — Северо-Кукашкинское, 13 — Южно-Кукашкинское, 14 — Комаровское, 15 — Южно-Кукашкинское, 16 — Туссаганское, 17 — Южно-Майгашлинское, 18 — Западно-Майгашлинское, 19 — Кордонское, 20 — Тара А, 21 — Попович, 22 — Лапа-Нугушское, 23 — Бикбулатовское, 24 — Старобашкирское, 25 — Осинское; поля развития геологических тел, свиты: R_{3zl} — зильмердакская, R_{2br} — бретьякская (подсвиты: R_{2br2} — верхняя, R_{2br1} — нижняя), R_{2bk} — биктимировская, R_{2kj} — кужинская, R_{2av} — авзянская (подсвиты: R_{2av2} — малоинзерская, R_{2av1}² и R_{2av1}¹ — катакская, соответственно верхней «рудной» пачки и нижней карбонатной), R_{2zk} — зигазино-комаровская (подсвиты: R_{2zk3} — туканская, R_{2zk2} — амбарская, R_{2zk1} — серегинская), R_{2zg} — зигальгинская, R_{1st} — саткинская, R_{1bk} — бакальская; R₁ — нерасчлененные образования нижнего рифея Ямантауского антиклинория (свиты: суранская, юшинская, большинзерская)

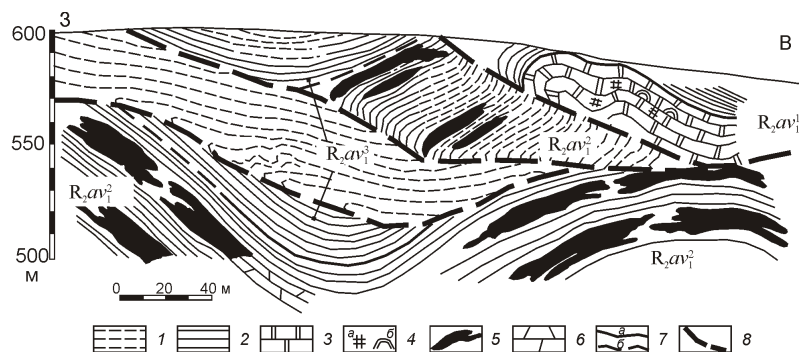


Рис. 2. Схематический геологический разрез северной части Туканского месторождения:

1 — выветрелые алевролит-глинистые породы с реликтами первичной слоистости; 2 — углеродисто-глинистые сланцы; 3 — доломиты; 4 — характеристика пород: а — ожелезнение, б — строматолитовые текстуры; 5 — рудные тела бурых железняков (без разделения по типам руд); 6 — сидериты; 7 — стратиграфические контакты: а — достоверные, б — предполагаемые; 8 — разрывные нарушения

чениями технологических свойств, определяющих их промышленную ценность: черные лессировочные турьиты, укывистые коричневые и желтые охры. Все типы руд представлены аргиллитоподобными породами тонкополосчатой, редко брекчиевидной, почковидной текстуры, а также рыхлыми, землистыми образованиями, сложенными в основном оксигидроксидами железа (содержания Fe_2O_3 50—82%).

Турьиты отличаются черным цветом в мокром состоянии и желтовато-серым, сиреневато-серым в сухом. Они характеризуются оливково-зеленым разбелом в масляных выкрасках. Турьиты разделяются на марганцовистые разности (MnO 3,6—4,6,2—8%) и немарганцовистые (MnO 0,7—1,3%) и обычно встречаются на нижних горизонтах месторождений. Для чистых турьитов характерны однородные линзообразные, сигарообразные и пластообразные залежи, повторяющие морфологию вмещающих комплексов. Мощность тел турьитов колеблется от 0,3 до 5 м. Выделения турьитов несут черты сходства с характером локализации сидеритов. Установлены постепенные переходы турьитов в сидериты через смешанный турьит-сидеритовый тип руд по восстановлению рудных тел.

Коричневые охры обладают коричневым цветом различных оттенков и содержат MnO 2,5—6,2%. Они формируют субпластовые и жилообразные тела. Пластообразные тела мощностью 0,3—4,2 м обычно залегают среди беляков. Характерны четкие контакты рудных тел с беляками, содержащими лишь 0,3—1,8% Fe_2O_3 . Жилообразные тела коричневых охр, секущие слоистость, установлены среди анкеритов Туканского месторождения, они сопряжены с пластообразными залежами, субсогласными со слоистостью вмещающих анкеритов.

Желтые охры характеризуются различными оттенками желтого цвета и содержат лишь 0,12—0,26% MnO . Выделения желтых охр имеют коррозионные, заливообразные границы с турьитами. Зеленовато-желтые разности охр языками проникают в тело турьитов и отчетливо их пересекают и замещают. Также в желтых охрах обнаружены гнездообразные обособления турьитов явно реликтовой природы.

В коричневых охрах желтые разности образуют тонкие прерывистые нитевидные прослойки или концентрически-зональные пятнистые выделения, различающиеся по цвету. Пятна желтых охр окаймляются зоной резкого обогащения порошковатым пиrolюзитом. Иногда наблюдаются перемежающиеся зоны коричневых, желтых охр различного тона и охр, обогащенных порошковатыми оксидами марганца, наиболее темноокрашенной остается центральная часть. «Корни» зональности приурочены к зоне дробления в вышележащих сланцеватых беляках. Отмечаются примеры послойного выделения желтых охр в коричневых охрах, а также их постепенные переходы со сменой разностей на протяжении десятков метров.

Плотные бурые железняки отчетливо корродируют и замещают тонкодисперсные пигментные железоксидные руды любого типа, а также железистые карбонаты. Выделения плотных бурых железняков приурочены к границам раздела любого рода: контактам литологических разностей, границам рудных тел, тектоническим нарушениям, кварцевым прожилкам. Наличие трещин, морфологически сходных с трещинами усыхания геля, сталактитоподобных форм свидетельствует о кристаллизации плотных бурых железняков из гелеподобных систем.

Пространственно-временные соотношения дисперсных железоксидных пигментных руд с плотными бурыми железняками и железистыми карбонатами, а также их геологическая позиция свидетельствуют о сложном, многоэтапном характере процессов рудообразования катагенно-гипергенной природы. Обобщенная генетическая модель пигментного оруденения включает 4 этапа: I — катагенный (формирование сидеритов и анкеритов при избирательном замещении горизонтов доломитов), II — инфильтрационный (образование пластообразных, жилообразных тел турьитов и коричневых охр при окислении сидеритов и анкеритов донеогеновыми инфильтрационными пластовыми водами), III — гипергенно-коровый (гнездово-пластовые выделения желтых охр за счет преобразования турьитов и коричневых охр в миоценовых корах выветривания низинного типа), IV — гипергенно-посткоровый (развитие плотных бурых железняков по всем типам руд за счет деятель-

ности поверхностных вод). Возрастной интервал генерации руд, вероятно, длительный — от венда (?) до кайнозоя. Это определяет специфический комплекс прогнозных факторов пигментного оруденения Зигазино-Комаровского типа.

Прогнозные факторы пигментного оруденения. В качестве элементов прогнозной модели пигментного оруденения Зигазино-Комаровского типа рассматриваются следующие региональные и локальные рудоконтролирующие факторы: минералогический, литологический, стратиграфический, геохимический, геоморфологический, гипергенный, геодинамический и тектонический.

Минералогический фактор — определяющий для прогнозирования данного оруденения и характеризующий устойчивую пространственно-генетическую связь всех типов пигментных руд со скоплениями плотных бурожелезняковых руд, сидеритов и анкеритов.

Четкая связь плотных бурых железняков и дисперсных железооксидных пигментных образований обусловлена вторичным гипергенным характером плотных бурых железняков, что доказывается морфологическими взаимоотношениями минеральных агрегатов этих руд [3, 4]. В силу устойчивости в условиях гипергенеза, высокой плотности, широкой распространенности плотных бурых железняков, они маркируют наличие железосодержащего субстрата любого рода, в т.ч. и пигментных руд. С плотными рудами могут ассоциировать любые типы дисперсных руд, но в непосредственной близости к ним чаще встречаются тела желтых охр, а на удалении, по простиранию единых тел, более распространены коричневые охры и турьиты. Качественные и количественные показатели плотных бурожелезняковых руд коррелируют с аналогичными параметрами пигментных руд, ассоциирующих с ними. В частности, отсутствие скоплений качественных пигментных руд в поле развития туканской подсвиты зигазино-комаровской свиты хорошо согласуется с высоким содержанием кварца (вредной примеси) в плотных бурожелезняковых рудах, приуроченных к данному стратиграфическому подразделению.

В Зигазино-Комаровском рудном районе также очевидна тесная пространственно-генетическая связь дисперсных железооксидных руд с сидеритами и анкеритами, выступающими в качестве высокожелезистого легко окисляемого субстрата. Причем наблюдается закономерность в приуроченности турьитового типа руд к сидеритам, а коричневых охр к анкеритам. Данные образования крайне неустойчивы в корях выветривания, поэтому их находки редки. Наиболее крупные скопления железистых карбонатов известны в Бакальском и Ахтенском рудных районах Южного Урала. В других железорудных районах в настоящее время сидериты вскрыты на глубоких горизонтах Туканского, Калыштинского I, Комаров-

ского (Зигазино-Комаровский район) и Куртмалинского (Авзянский район) бурожелезняковых месторождений. Тонкие прослои сидеритов установлены среди алевролитов бердагуловской подсвиты суранской свиты. При наличии других факторов это может служить косвенным поисковым признаком на пигментные образования.

Для локального прогнозирования желтых пигментных руд можно использовать их характерные ассоциации с турьитами и (или) коричневыми охрами. В пределах многих рудных районов Южного Урала установлено, что вне развития тел турьитов или коричневых охр высокожелезистые желтые охры не встречаются. Помимо Зигазино-Комаровского района турьиты вскрыты на месторождениях бурых железняков Бакальского железорудного района, Манявском и Багарыштинском месторождениях Лапыштинского железорудного района, Куртмалинском и Баграшкинском месторождениях Авзянского железорудного района. Это свидетельствует о перспективности обнаружения здесь и локальных промышленных скоплений наиболее ценных желтых охр.

Геохимический фактор значим в региональном плане. Установлена прямая связь масштабов бурожелезнякового и пигментного оруденения с уровнем геохимического фона железа вмещающих стратиграфических подразделений. Так, в южной части Башкирского мегантиклинория большая часть объектов связана с авзянской формацией, включающей отложения зигазино-комаровской и авзянской свит, обладающих четкой геохимической специализацией на железо [6, 7]. В других железорудных районах (Лапыштинский, Кужинский, Тирлянский), которые связаны с иными свитами и не обладают столь яркой железистой специализацией, масштабы оруденения менее значительны.

Железистая специализация отдельных стратиграфических подразделений рифейских осадочных комплексов Башкирского мегантиклинория сочетается с геохимическими особенностями литологических типов пород. В рудных районах повышенные концентрации железа наблюдаются в породах, обладающих коллекторскими свойствами — песчаниках, алевролитах и карбонатах, а вне рудных районов — в глинистых сланцах, аргиллитах. Это объясняется перераспределением железа из первично обогащенных глинистых разностей в коллекторы в ходе рудно-катагенного процесса [1].

Другая геохимическая особенность — зависимость цвета пигментных руд от концентрации марганца в карбонатных породах материнских комплексов. Так, в доломитах катакинской толщи с содержанием MnO 0,21—0,15% доминируют охры насыщенного коричневого цвета, а на месторождениях Лапыштинского железорудного района, приуроченного к корам выветривания по отложениям нижней части лапыш-

тинской свиты, где содержания MnO в известняках и доломитах 0,01—0,07%, вскрыты только глинистые охры желтого цвета.

Литологический и стратиграфический факторы можно рассматривать только в сочетании с геохимическим фактором, так как в поле развития отложений рифея Башкирского поднятия пигментоносными являются сероцветные толщи переслаивания карбонатов и углеродисто-глинистых сланцев, залегающих в разрезах с геохимической специализацией на железе. На примере Зигазино-Комаровского рудного района установлено, что все пигментные объекты контролируются катаскинской подсвитой авзянской свиты, состоящей из невыдержанных горизонтов доломитов, переслаивающихся с черными сланцами и алевролитами. В поле развития однородных глинистых (серегинская и амбарская подсвиты зигазино-комаровской свиты и др.) или массивных карбонатных толщ (реветская подсвита авзянской свиты, нижняя карбонатная толща катаскинской подсвиты авзянской свиты) значимого бурожелезнякового или пигментного оруденения не наблюдается.

К локальному литологическому фактору относится присутствие седиментационно-обломочных и биогермных доломитов, доломитистых известняков, известняков, которые обуславливают высокие фильтрационные свойства и вмещают богатые пигментные руды высокого качества.

Геодинамический фактор выражен в приуроченности железорудных месторождений и районов Башкирского мегантиклинория к рифейскому осадочно-породному бассейну элизионного типа, который был разрушен на коллизионном этапе. Значительные мощности осадочных рифейских толщ (12—15 км), характер их постдиагенетических преобразований свидетельствуют о том, что в процессе саморазвития и литификации пород формировались низкотемпературные гидротермальные системы, способные выполнять масштабный массоперенос [1]. Генерация железа в элизионно-катагенных формациях — важнейшая предпосылка для формирования в дальнейшем всех типов пигментных руд.

Тектонический фактор проявляется в прямой связи степени тектонической проработки субстрата и его рудоносности в отношении как пигментного, так и плотного бурожелезнякового оруденения.

Зигазино-Комаровский рудный район приурочен к сложно дислоцированным аллохтонным образованиям Туканского пакета тектонических пластин, а в районах более спо-

койного залегания авзянской и зигазино-комаровской свит крупных месторождений не обнаружено. Очевидна и определяющая роль тектоники в формировании морфологического облика рудных тел (пластообразный, линзообразный). В пределах рудного района оруденение сконцентрировано в крупных синформных структурах тектонического происхождения, представляющих собой серию тектонических чешуй, обусловивших повторение, порой неоднократное, отдельных толщ и горизонтов. Структурными ловушками для рудных тел служат сводовые части и деформированные западные крылья принадвигаемых антиклиналей, сложенных карбонатными коллекторами. Секущие тела приурочены к трещинам отрыва в сводовых частях локальных антиклинальных структур второго порядка. Седловидные залежи выполняют замки запрокинутых антиклинальных складок.

Геоморфологический и гипергенный факторы неразрывно связаны между собой. Они выражаются в приуроченности рудных залежей к денудационным уровням планации в донеогеновых межгорных понижениях и к неогеновым педиментам в пределах этих понижений (рис. 3). Такие выровненные поверхности широко распространены на западном склоне Южного Урала и там развиваются рудоносные коры выветривания низинного типа. В условиях застойных водоемов межгорных понижений происходили процессы преобразования турьитов и коричневых охр (за счет избирательного очищения от примеси марганца) в желтые охры, сопряженные с каолинит-гидрослюдистыми продуктами кор выветривания. Наиболее

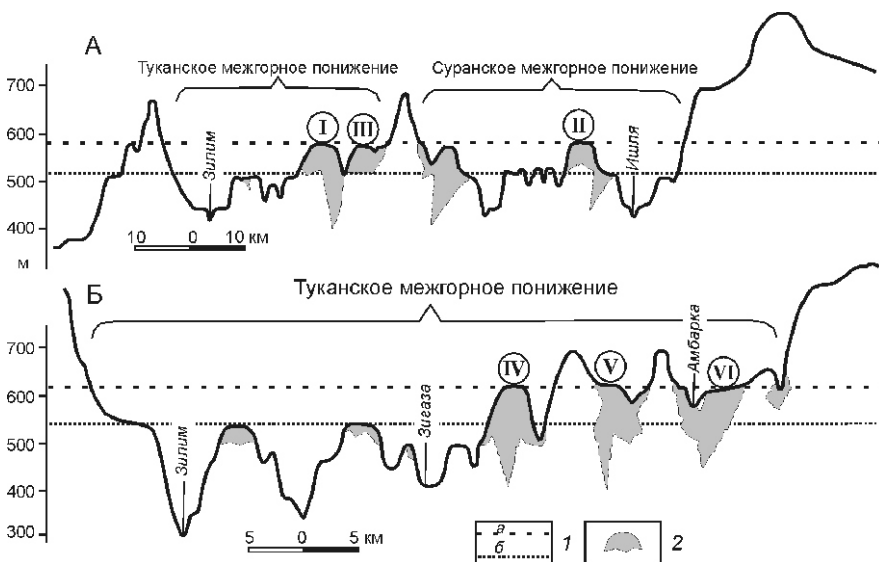


Рис. 3. Геоморфологические профили с бурожелезняковыми месторождениями:

на широте поселков: А — Тукан, Б — Комарово; 1 — уровни денудационной планации: а — донеогеновой, б — неогеновой; 2 — коры выветривания; месторождения бурых железняков: I — Туканское, II — Зиландинское, III — Суранское, IV — Тусаганское, V — Комаровское, VI — Ерматаевское

обширными и значимыми в минерагеническом отношении являются Туканское, Суранское и Кагинское межгорные понижения.

К Туканскому межгорному понижению приурочены все без исключения месторождения бурых железняков Зигазино-Комаровского района. Аналогичная картина наблюдается и в пределах других межгорных понижений Башкирского поднятия и его обрамления: Суранского (залежи Лапыштинского железорудного района), Кагинского (часть залежей Авзянского железорудного района) и др.

В пределах отмеченных межгорных понижений выровненные поверхности с корами выветривания занимают до 70% их площади. Для кор характерен незрелый каолинит-гидрослюдистый профиль, отсутствие зональности. В этих корах непосредственно локализованы охристые и плотные бурожелезняковые руды. В условиях коры выветривания другого профиля (например, латеритного) при преобразовании железистого субстрата обычно получают иные продукты (кирасы, залежи глинистых охр по нонтронитам).

Все рассмотренные факторы неразрывно связаны, и только их сочетание дает основание для прогнози-

рования пигментных месторождений. Обобщенная прогнозная модель пигментного оруденения Зигазино-Комаровского типа показана в таблице. На основании разработанной модели можно дать геологический прогноз пигментных объектов изучаемой территории различного ранга — регионального и локального.

Прогнозируемые объекты. Объектами регионального прогнозирования являются, прежде всего, те рудные районы Южного Урала, в которых развито бурожелезняковое оруденение. Однако среди множества бурожелезняковых районов по совокупности факторов к наиболее перспективным относятся объекты, связанные с катакской подсвитой авзянской свиты и малобакальской подсвитой бакальской свиты. Это месторождения Зигазино-Комаровского, Бакальского и Инзерского, а также часть залежей Авзянского (Куртмалинское, Дворищенское и др.) рудных районов.

Менее ясны перспективы обнаружения пигментных руд по наличию бурых железняков, связанных с нижекусинской подсвитой саткинской свиты (Ахтенский железорудный район), нижней толщей вязовской подсвиты юшинской свиты (Манявское,

Прогнозная модель пигментного оруденения Зигазино-Комаровского типа

Прогнозный фактор оруденения	Региональный	Локальный
Геодинамический	Наличие древнего осадочно-породного бассейна элизионного типа	
Тектонический	Пространственная связь рудных районов с пакетами тектонических пластин, синформами, сформированными синхронно с деформацией осадочно-породного бассейна	Сопряженность оруденения с зонами интенсивной тектонической проработки. Структурными ловушками для рудных тел служат сводовые части и деформированные западные крылья принагнговых антиклиналей
Литологический	Приуроченность оруденения к толщам переслаивания доломитов и известняков с углеродистыми сланцами	Сопряженность с телами обломочных и биостромных карбонатов с высокими фильтрационными свойствами
Стратиграфический	Локализация в ниже- и среднерифейских карбонатно-терригенных комплексах Башкирского мегантиклинория	Приуроченность к рифейским отложениям катакской подсвиты авзянской свиты, малобакальской подсвиты бакальской свиты, вязовской толщи юшинской свиты, малокусинской подсвиты саткинской свиты
Геохимический	Региональная геохимическая специализация вмещающих литологических комплексов на железо и марганец	Присутствие марганца в свободных минеральных формах в плотных бурых железняках свидетельствует о пространственной близости желтых пигментных руд
Геоморфологический	Локализация рудных районов в пределах выровненных денудационных поверхностей (педипленов в межгорных понижениях)	Для желтых руд — приуроченность к эрозионным врезам в пределах педипленов, выполненных глинистыми образованиями, для турьитов и коричневых охр — к участкам педипленов, не затронутых эрозионным расчленением
Гипергенный	Распространение пигментных объектов на площадях развития кор выветривания низинного типа	Локальные скопления каолинит-гидрослюдистых продуктов кор выветривания
Минералогический	Приуроченность пигментного оруденения к железорудным районам с бурожелезняковыми рудами. Перспективы пигментного оруденения возрастают при обнаружении в пределах рудоносных площадей железистых карбонатов	Пространственная связь пигментных руд с залежами плотных бурых железняков. Локализация турьитов по простиранию тел сидеритов, коричневых охр — в анкеритах, желтых охр — в турьитах и коричневых охрах

Багарыштинское, Юшинское месторождения Лапыштинского железорудного района), кызылташской и авзянской свитами Белорецкого, Катав-Ивановского и Тирлянского железорудных районов. Бурожелезняковые залежи Лемезинского, Архангельского, Алакуяновского рудных районов, большинство объектов Белорецкого, Авзянского, Тирлянского, Лапыштинского районов не перспективны, так как здесь не проявлены многие из необходимых критериев прогнозирования.

Достоверность научного прогноза подтверждается результатами поисковых работ. Используя факторы локального прогнозирования, на участке Комарово-3 в Зигазино-Комаровском районе была выделена перспективная рудная зона, в пределах которой обнаружены крутопадающие тела желтых охр высокого качества мощностью до 0,9 м. В Авзянском районе на Куртмалинском месторождении железа по простиранию тела бурых железняков были обнаружены промышленно значимые коричневые охристые пигментные руды. Подобные ситуации могут встречаться и на других бурожелезняковых объектах западного склона Южного Урала, которые были отработаны или законсервированы в отношении железа, но могут получить «новую жизнь» благодаря находкам ценных пигментных руд.

На основании приведенных данных можно заключить, что главными прогнозными факторами пигментного оруденения Зигазино-Комаровского типа являются: устойчивая связь всех разновидностей железооксидных пигментных руд с периферическими зонами залежей плотных бурых железняков, сидеритов и анкеритов; прямая корреляция масштабов оруденения с уровнем геохимического фона железа вмещающих терригенно-карбонатных комплексов; приуроченность пигментных руд к корам выветрива-

ния низинного типа, зонам интенсивной тектонической проработки, сопряженность с телами обломочных и биостромных карбонатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория. — Екатеринбург, 1997.
2. *Доброхотов М.Н.* Зигазино-Комаровский и Инзерский железорудные районы Башкирии // Труды геол. упр. БАССР. Вып. 9. — Уфа: Башгосиздат, 1940. С. 115—355.
3. *Кочергин А.В.* Взаимоотношения и последовательность образования железоокисных пигментных руд Зигазино-Комаровского рудного района, Южный Урал // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 55—61.
4. *Кочергин А.В.* К проблеме генезиса плотных и дисперсных окси-гидрооксидных руд железа Зигазино-Комаровского рудного района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Труды научных чтений памяти Н.П.Чирвинского. — Пермь: Изд-во ПГУ, 2008. Вып. 11. С. 230—237.
5. *Кочергин А.В., Грановская Н.В., Шефер В.А., Чернов А.Л.* Природные пигменты и наполнители Башкортостана — состояние МСБ и перспективы освоения // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 3—7.
6. *Крупенин М.Т.* Верхне-рифейско-вендский этап железонакпления на западном склоне Урала // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. — Екатеринбург, 1998. С. 43—50.
7. *Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.* Минералого-геохимические особенности глинистых сланцев авзянской свиты (новые данные) // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минералогия. — Екатеринбург, 2002. С. 105—108.
8. *Ларионов Н.Н.* О надвиговой природе структур месторождений на западном склоне Южного Урала // Шарьяно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании месторождений полезных ископаемых / Тез. докл. науч. сессии БНЦ УрО АН СССР. — Уфа, 1991. С. 81—82.

Литогенетические особенности болотных пигментоносных отложений Европейской части России

В.П.АРЮТИНА (ФГУП ЦНИИГеолнеруд; 420097, г.Казань, ул.Зинина, д.4.; e-mail: root@geolnerud.net)

Литогенетические особенности болотных пигментоносных отложений заключаются в переходе закисных форм железа в оксидные при существовании длительных условий аэрации в приповерхностных горизонтах торфяно-болотных и аллювиальных отложений, что осуществляется при сочетании ряда факторов: геологических, геоморфологических, гидрогеологических и др.

Ключевые слова: литогенетический, торфяно-болотный, аллювиально-болотный, пигментоносный, железистый, тип.

Lithogenetic features of boggy pigment-bearing deposits of European parts of the Russian

V.P.ARYUTINA

Lithogenetic of boggy pigment-bearing deposits consist of transition of ferrous iron forms into oxidic forms, with existing of long-time aeration conditions in near-surface horizons of peat-boggy and alluvial deposits, which occurs due to a combination of several factors: geological, geomorphological, hydro-geological, etc.

Key words: lithogenetic, peat-boggy, alluvial-boggy, pigment-bearing, ferric, type.

Минеральные пигменты — это цветные горные породы и минералы, использующиеся в сочетании со связующими веществами для поверхностного и объемного окрашивания различных материалов. Их ценные свойства: яркость, однородность и устойчивость окраски к природным и техногенным воздействиям, простота переработки, безвредность. Применяются они во многих отраслях народного хозяйства: в лакокрасочной промышленности, строительной индустрии, в производстве художественных красок и др. В зависимости от минерального состава, содержания красящего вещества (хромофора), технологических особенностей они подразделяется на 6 типов — глинистый, железооксидный, кремнеземистый, сажистый, карбонатный, сульфатный. Последние четыре типа характеризуются незначительным распространением. Сырьевая база минеральных пигментов России представлена преимущественно двумя промышленными типами — глинистый и железооксидный. Глинистые пигменты, характеризующиеся невысоким содержанием хромофора, пригодны в основном для объемного окрашивания строительных материалов. В лакокрасочной промышленности используются железооксидные пигменты с высоким содержанием красящего вещества. В Европейской части России они представлены окисленными железными рудами и рудами кор выветривания, образующими довольно крупные залежи, разработка которых требует значительных капиталовложений. К железооксидным пигментам также относятся *болотные железистые образования* или земляные пигменты, слагающие мел-

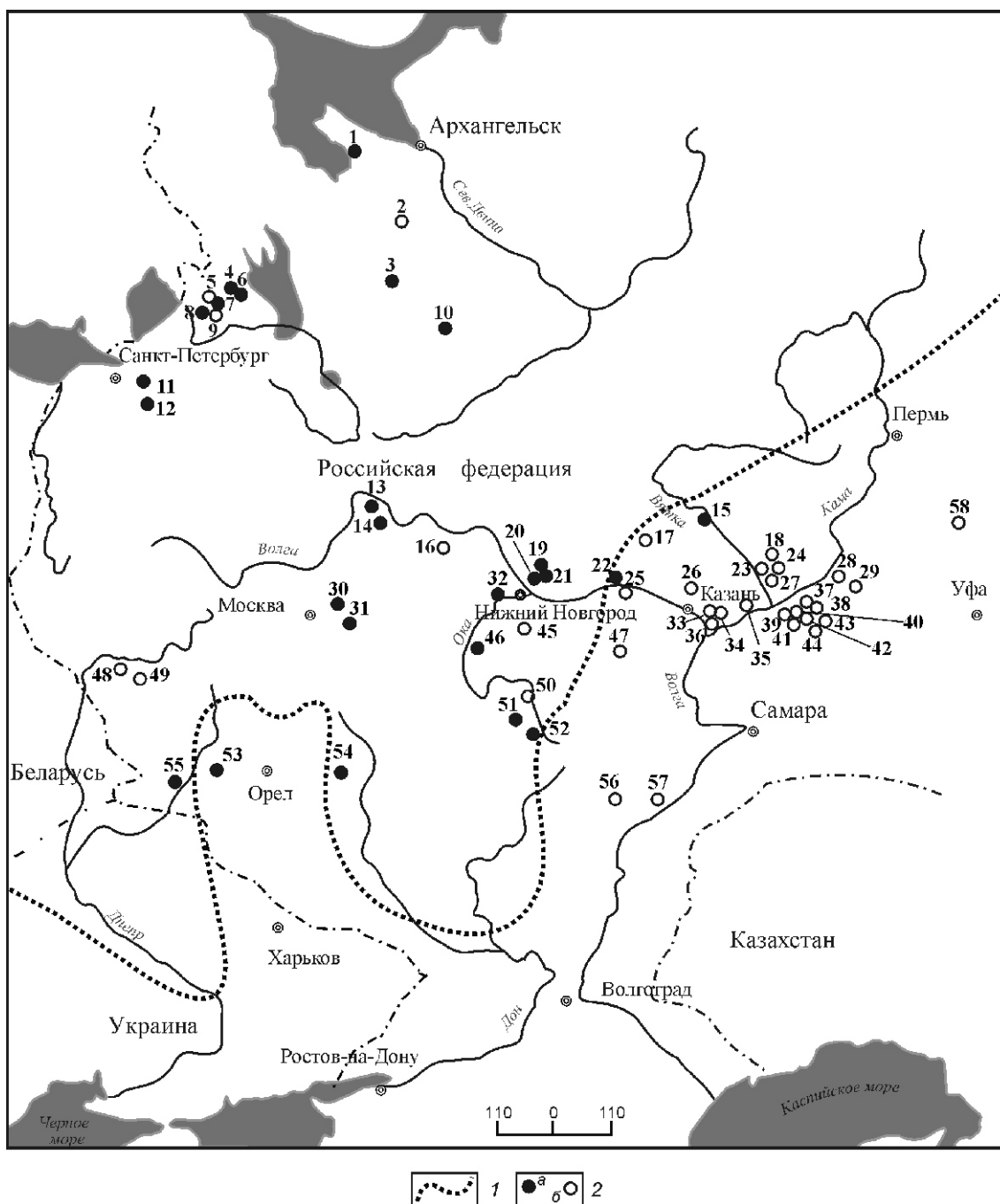
кие месторождения. Освоение таких месторождений в современных экономических условиях более рационально, поскольку не требует значительных затрат. Расширение сырьевой базы земляных пигментов за счет выявления месторождений с благоприятными геолого-промышленными параметрами (глубина залегания, мощность продуктивных горизонтов, содержание хромофора и др.) во многом определяется литогенетическими особенностями болотных отложений. Земляные пигменты — одна из составных частей высокозолых торфяных залежей, в которых наряду с органической составляющей (торф) встречаются прослойки минеральных осадков: болотные железистые образования, болотная известь, вианит, сидерит и др. Помимо торфяных залежей болотные железистые образования локализуются в приповерхностных слоях песчаных пород [4]. Это позволяет выделить среди болотных отложений два основных высокожелезистых (пигментоносных) литогенетических типа: аллювиально-болотный и торфяно-болотный (табл. 1).

Аллювиально-болотный литогенетический тип на территории Европейской части России приурочен к *ледниковой зоне*. Торфяно-болотный литогенетический здесь имеет подчиненное значение (рис. 1).

Ледниковая зона представляет собой преимущественно низменную равнинную местность со сглаженными округлыми возвышенностями, обширными водосборными площадями и чаще всего с незначительным превышением водоразделов над уровнем рек. Покровные отложения — зандровые и древнеал-

1. Типизация пигментоносных болотных отложений

Зона	Тип отложений		Геоморфологическая позиция	Примеры месторождений
	Литогенетический	Литоморфологический		
Ледниковая	Аллювиально-болотный	Кварцевый песок, импрегнированный тонкодисперсными агрегатами гидроксидов железа	Пойменно-террасная	Вильское проявление
		Кварцевый песок слабожелезистый с конкреционными железистыми образованиями		Неклюдовское
Внеледниковая	Торфяно-болотный	Ожелезненный торф различной степени минерализации	Пойменно-террасная	Ямурзинское
			Долинно-балочная	Кузякинское



лювиальные, а также флювиогляциальные пески. Характерна высокая степень заболоченности территории, на которой развиты в основном верховые торфяники, занимающие сотни и тысячи гектаров.

Аллювиально-болотный литогенетический тип связан с верхнечетвертичными и голоценовыми аллювиальными песчаными отложениями. Пигментоносные тела расположены в пределах высоких пойм и низких первых надпойменных террас и по геоморфологической позиции относятся к пойменно-террасному литогеоморфологическому типу (см. табл. 1). По морфоструктурным особенностям железистой минерализации выделены два литоморфологических типа продуктивных горизонтов: первый представлен ожелезненным кварцевым песком, импрегнированным тонкодисперсными агрегатами гидроксидов железа, второй — слабоожелезненным песком с конкреционными железистыми образованиями.

В типовом разрезе *первого* литоморфологического типа (Вильское проявление Нижегородская область) продуктивные отложения состоят из кварцевого песка различной степени ожелезнения желтовато-оранжевого, красновато-оранжевого, коричневатокрасного; мощность его 0,1—1,7 м. Среднее содержание гидроксидов железа (в пересчете на Fe_2O_3) в песках составляет 10—12%. Железистые компоненты представлены гётит-гидрогётитовой ассоциацией с различной степенью упорядоченности внутренней структуры.

Продуктивные горизонты *второго* литоморфологического типа характеризуются наличием многочисленных твердых железистых включений в виде конкреций (типа бобовин, горошин, желваков и др.), иногда сцементированных в железистую плиту кавернозную или очень плотную сливную, заключенную в кварцевом слабо ожелезненном песке. Примером второго типа является Неклюдовское месторождение Нижегородской области (см. рис. 1). Болотные железистые образования месторождения приурочены к современным аллювиальным отложениям р. Везлома и залегают преимущественно под почвен-

ным слоем мощностью 0,10—0,15 м, местами выходя на поверхность. Продуктивный горизонт представлен слабоожелезненным кварцевым песком или алевритом, включающим многочисленные железистые стяжения размером 0,2—1,0 см, часто сцементированные в плиту; цвет его желто-бурый, коричневатокрасный. Хромофором является гидрогематит, реже гётит. Мощность полезной толщи 0,03—1,25 м. Содержание Fe_2O_3 составляет 40—60% (Л.Х.Чумакова, Г.Н.Анфилатова, 1970).

Объекты торфяно-болотного литогенетического типа на территории ледниковой зоны встречаются значительно реже. Продуктивная толща их сложена ярко-бурыми или вишнево-бурыми болотными железистыми образованиями, рыхлыми, землистыми; мощность ее составляет 0,4—0,6 м. Минеральные железистые ассоциации образованы гётитом, сидеритом, вивианитом.

Торфяно-болотный литогенетический тип преимущественно распространен на территории *внеледниковой зоны* (см. рис. 1). Зона характеризуется сильно расчлененной системой речных долин и оврагов и довольно хорошо дренированным рельефом, не создающим благоприятных условий для формирования торфяников [8]. Покровные отложения представлены элювиальными и делювиальными суглинками, аллювиальными песчано-глинистыми отложениями. Общая заболоченность территории незначительная. Преобладают низинные торфяники небольших размеров (до нескольких десятков гектаров), приуроченные к речным долинам, логам, балкам. По геоморфологической позиции выделяется два типа объектов: первый — пойменно-террасный, второй — вершинных разветвлений долинной сети или долинно-балочный, геоморфологические модели которых представлены на рис. 2 [2, 3]. По морфоструктурным особенностям железистой минерализации продуктивные горизонты относятся к торфяному типу — ожелезненному торфу различной степени минерализации. Объекты развиты на площадях, в геологическом строении которых принимают участие верхне-

Рис. 1. Схема размещения месторождений и проявлений минеральных пигментов торфяно-болотного и аллювиально-болотного литогенетических типов Европейской части Российской Федерации:

1 — граница оледенения (рисского—днепровского) в Европейской части РФ (по Г.Ф.Мирчинк [7]); 2 — месторождения и проявления минеральных пигментов: а — аллювиально-болотные, б — торфяно-болотные (цифры на рисунке): 1 — Пурнемское, 2 — Черноозерское, 3 — Коношское, 4 — Святозерское, 5 — Райсельга, 6 — Половининское, 7 — Погран-Кондушское II, 8 — Погран-Кондушское I, 9 — Раудо-Суо, 10 — Кулойское, 11 — Малое Манушкино, 12 — Мгинское, 13 — Петровское, 14 — Акишинское, 15 — Мало-Турекское, 16 — Княгининское, 17 — Сосновское, 18 — Атмизское, 19 — Линдовское, 20 — Неклюдовское, 21 — Зименское, 22 — Кувшинское, 23 — Анзирское, 24 — Яковлевское, 25 — Иваново-Банновское, 26 — Шушарское, 27 — Костенеевское, 28 — Ямурзинское, 29 — Ямалинское, 30 — Хотьковское, 31 — Кудиновское, 32 — Степаньковское, 33 — Кзыл-Илинское, 34 — Березовское, 35 — Сатлыганское, 36 — Пальцовское, 37 — Князевское, 38 — Такерменское, 39 — Биклянское, 40 — Суксинское, 41 — Калининское, 42 — Кувадинское, 43 — Ирек-Танское, 44 — Старо-Абдуловское, 45 — Белавское, 46 — Вильское, 47 — Новиковское, 48 — Снегиревское, 49 — Кухаревское, 50 — Анаевское, 51 — Бельинское, 52 — Большелукское, 53 — Карачевское, 54 — Матусова Верха, 55 — Ужовское, 56 — Алексеевское I, 57 — Алексеевское II, 58 — Агашино болото

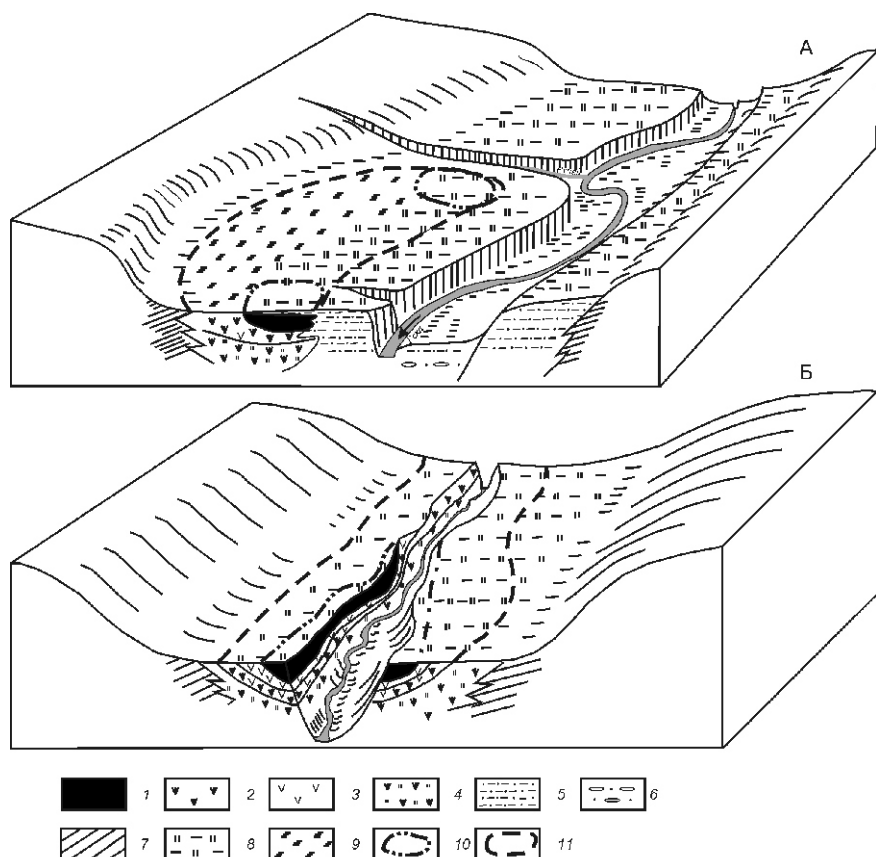


Рис. 2. Геоморфологическая модель месторождений пойменно-террасного (А) и долинно-балочного (Б) типов:

типы отложений, болотные: 1 — железистые образования, 2 — торф, 3 — болотная известь, 4 — торфяно-илистые отложения; аллювиальные: 5 — пойм и террас (суглинки, супеси), 6 — русловые (песок, гравий); 7 — склоновые (суглинки, глины); 8 — сухая луговина; 9 — заболоченная поверхность; 10 — контур развития болотных железистых образований; 11 — контур торфяной залежи

пермские красноцветные и неогеновые часто ожелезненные песчано-глинистые отложения.

Месторождения *пойменно-террасного типа* приурочены к высоким пойменным или первым низким надпойменным террасам мелких и средних рек с широкой и хорошо разработанной долиной (200—500 м), характеризующейся унаследованностью развития — наличием аллювиальных террас от эоплейстоцен-нижнечетвертичного до голоценового возраста. Террасы и пойма сложены аллювиальными и озерно-болотными песчано-глинистыми или глинисто-торфяными отложениями (суглинки, пески, глины, торф, болотная известь и др.).

Пигментоносные тела расположены в периферических частях маломощных торфяных залежей (мощность торфа 0,3—0,5 м), занимающих предсклоновые понижения, вблизи естественных дренирующих систем (ручьи, ложбины стока и др.). Они тяготеют к верхним частям торфяных залежей и практически никогда не обнажаются в береговых обрывах. Пигментоносные

тела в плане субизометричной формы, размеры их 50—120 20—100 м, мощность от 0,05 до 0,5 м, редко достигает 0,7 м. Болотные железистые образования представляют собой рыхлую землистую массу желтовато-оранжевого, оранжевого, вишневого, красновато-бурого и коричневого цветов. Для продуктивного горизонта характерно высокое содержание гидроксидов железа (Fe_2O_3 40—50, иногда до 85%) и относительно низкое — карбонатного вещества (CaO 5—10%); характерные железистые минеральные ассоциации — гётит, гидрогётит, гематит.

Продуктивные горизонты перекрываются аллювиальными суглинками и подстилаются торфом черным с включениями или тонкими прослоями болотной извести (см. рис. 2, А). Болотная известь имеет подчиненное значение. Участки с прослоями болотной извести в большинстве случаев расположены в наиболее пониженных местах, где, по-видимому, чаще проявляются процессы отложения минеральных осадков из грунтовых вод.

Эталонный объект пойменно-террасного типа — *Ямурзинское* месторождение Республики Татарстан. Оно образовано несколькими линзообразными телами, занимающими в целом пло-

щадь 250 250 м. Мощность их изменяется от 0,07 до 0,36 м, составляя в среднем 0,11 м, причем максимальных значений она достигает вблизи ложбины стока; глубина залегания 0,02—0,26 м. Болотные железистые образования представляют собой рыхлую однородную землистую массу коричневого, вишнево-коричневого и бурого цветов, характерная особенность которых — отсутствие в их минеральном составе карбонатного вещества при высоком среднем содержании гидроксидов железа (в пересчете на Fe_2O_3) — 47,26%. Железистые минеральные ассоциации представлены гётитом, гидрогётитом, гематитом. Перекрываются продуктивные тела почвенно-растительным слоем и почвой коричневой с прослоями и линзами черного торфа в нижней части, подстилаются черным торфом, глиной серой, слабо ожелезненной.

Месторождения *долинно-балочного типа* приурочены к верховьям мелких рек и ручьев, балкам и логам, долины которых сложены элювиально-делюви-

альными образованиями склонов и водоразделов, аллювиально-делювиальными и озерно-болотными отложениями балок и оврагов средне-верхнечетвертичного и голоценового возраста.

Пигментоносные тела занимают центральную часть торфяников с довольно значительной мощностью 1,0—2,0 м, расположенных в днищах долин; причем торф наблюдается по обеим сторонам водотоков. Пигментоносные тела вытянуты вдоль берегов рек и ручьев на расстояние 80—350 м, редко более, при ширине 5—80 м; мощность их составляет 0,05—0,65 м (иногда достигает 2 м). Сложены они дерновой рудой буровато-коричневой (присутствует не повсеместно) и болотными железистыми образованиями оранжевого или бурого цвета; содержание Fe_2O_3 составляет не более 25—35%, CaO 15—20% (табл. 2). Характерная особенность объектов — наличие болотных железистых образований в береговых обрывах, где мощность их имеет максимальные значения; постепенно или резко она уменьшается по направлению от берега к склону (см. рис. 2, Б). Железистые минеральные ассоциации — гётит, гидрогётит, гематит.

Перекрывающие отложения — почвенно-растительный слой или болотная известь, подстилающие — болотная известь с немногочисленными включениями или тонкими прослоями черного торфа, ниже залегает черный торф с линзами болотной извести в верхней части. Наличие болотной извести на объектах долинно-балочного типа объясняется тем, что площади характеризуются развитием эрозионных форм рельефа с большими разностями высот, глубоко врезанными речными долинами, вскрывающими горизонты грунтовых вод в четвертичных отложениях, обогащенных карбонатами. Чем глубже врез заторфованной долины, тем более благоприятные условия создаются для дренажа водоносных горизонтов и выноса кальция из покровных пород [5].

Линзообразная залежь типового месторождения (Кузякинское в Республике Татарстан) мощностью 0,09—0,30 м сложена рыхлыми болотными железистыми образованиями бурого, ярко-бурого цветов, иногда с немногочисленными мелкими гороховидными железистыми включениями в нижней ее части. Залегает она под почвенно-растительным слоем на глубине 0,01—0,05 м, подстилается болотной известью с гнездами черного торфа. Среднее содержание Fe_2O_3 в продуктивном горизонте составляет 38,34%.

Помимо уже описанного торфяно-болотного типа на территории внеледниковой зоны незначительно распространены объекты, относящиеся к аллювиально-болотному литогенетическому типу (Кувшинское месторождение в Чувашской Республике, Мало-Турекское проявление в Удмуртской Республике). Продуктивный горизонт представлен ожелезненным песком или алевроитом желтовато-коричневым с немногочисленными мелкими бурыми конкреционными стяжениями железистого состава, максимальным количеством их в нижней части. Мощность 0,25—0,90 м; глубина залегания 0,05—0,10 м, подстилается серым кварцевым песком, в верхней части сильно ожелезненным.

Известно, что основной фактор формирования болотных пигментоносных образований — болотная среда, которая способствует концентрации железа в виде двухвалентных ионов (Fe^{2+}). По Л.В.Пустовалову (1933), В.В.Лаврову (1972) и другим авторам, болота являются предпосылкой мобилизации железа в областях сноса. Обогащению болотных вод железом способствует наличие пород, содержащих повышенное его количество по сравнению с кларком (песчано-глинистые образования красноцветных кор выветривания, сидериты, ожелезненные элювиально-делювиальные образования и др.), подготовленных предварительными стадиями почвенного развития [4]. Железонакопление тесно связано с процессами формирования подзолистых, полуболотных и бо-

2. Химический состав пигментоносных отложений аллювиально-болотного и торфяно-болотного литолого-фациальных комплексов

Химические компоненты	Литолого-фациальные комплексы			
	Аллювиально-болотный; литоморфологические типы		Торфяно-болотный; литогенетические типы	
	Первый (Вильское проявление)	Второй (Неклюдовское месторождение)	Пойменно-террасный (Ямурзинское месторождение)	Овражно-балочный (Кузякинское месторождение)
SiO_2	79,51	39,73	17,53	10,19
Fe_2O_3	11,82	39,02	47,26	38,34
CaO	0,33	0,67	2,64	19,20
CO_2	0,18	0,51	0,33	14,00
ППП	3,88	9,02	28,95	30,21



Рис. 3. Схема процесса образования болотных пигментоносных отложений

лотных почв, так как при этом создаются благоприятные условия для обширных гипергенных передвижений (миграций) железа [1].

Железо, активно участвуя в биологическом круговороте, выносится из верхних горизонтов почв, где весной и частично осенью в связи с сильным увлажнением создается восстановительная среда. В этих условиях железо легко переходит в двухвалентную форму и, соединяясь с органическими кислотами, образует растворимые органоминеральные соединения и попадает в поверхностные и грунтовые воды. Миграция железа происходит в виде органоминеральных комплексов, тонкодисперсной минеральной взвеси, в виде коллоидных частиц, сгустков и пленок на глинистых частицах; часть железа поступает в водоносные горизонты в виде истинных растворов [6].

Обогащенные железом грунтовые и поверхностные воды попадают в торфяные болота, пониженные обводненные участки рельефа (плоские низины, ложбины), озерные водоемы. Высокая обводненность этих участков, обогащенность органическим веществом и кислотами создает восстановительную среду, способствующую нахождению и накоплению железа в закисной форме [6].

Осушение болот, сезонные колебания уровня болотных вод, развитие естественных дренажных систем (ручьи, ложбины стока, овраги, балки) способствуют смене восстановительных условий окислительными. При этом создаются условия для постоянного перехода закисных форм железа в окисидные и накопления его в виде гидроксидов (гётит-гидрогётитовая ассоциация — гётит, гидрогётит, реже — лепидокрокит и маггемит) в зонах повышенной аэрации: в приповерхностных слоях торфяных залежей или песчаных отложений (рис. 3). В сухие периоды к поверхности торфяных залежей или песчаных пород подтя-

гиваются капиллярные растворы, из которых выпадают соединения трехвалентного железа в виде тонкодисперсных агрегатов, заполняя межпоровые пространства, образуя пленки на кварцевых зернах или минерализуя органические остатки. Многократное повторение (цикличность) окислительно-восстановительных процессов приводит к образованию пигментоносных (высокожелезистых) болотных отложений.

Болотные высокожелезистые образования аллювиально-болотного литогенетического типа формируются в результате отложения гидроксидов железа в виде тонкодисперсных агрегатов в порах кварцевых песков с частичной коррозией кварцевых зерен, или в виде конкреционных железистых образований — гороховидных включений, бобовин, железистых плит. При формировании высокожелезистых болотных отложений торфяно-болотного литогенетического типа происходит не только заполнение поровых пространств в слое торфа тонкодисперсными агрегатами гидроксидов железа, но и практически полная минерализация органического вещества; конкреционные железистые образования встречаются очень редко.

Рассмотренные литогенетические особенности пигментоносных болотных отложений выделенных типов контролируют их качественные и технологические параметры. Минимальное содержание гидроксидов железа установлено в залежах первого литоморфологического типа, связанных с отложениями аллювиально-болотного типа, продуктивные горизонты которых состоят из ожезненных кварцевых песков и алевритов со средним содержанием Fe_2O_3 не более 10% (см. табл. 2). По технологическим свойствам они пригодны для объемного окрашивания строительных материалов без обогащения (таблицы 3 и 4). Железистые образования месторождений вто-

3. Основные горно-геологические параметры пигментоносных отложений аллювиально-болотного и торфяно-болотного литофациальных комплексов

Параметры	Комплексы			
	Аллювиально-болотный; литоморфологические типы		Торфяно-болотный; литогенетические типы	
	Первый	Второй	Пойменно-террасный	Овражно-балочный
Мощность продуктивного горизонта, м	0,5—2,0	0,2—2,0	0,1—0,35	0,1—0,65
Глубина залегания, м	0,1—2,0	0,1—2,0	0,1—0,45	0,1—0,65
Содержание хромофора (Fe ₂ O ₃), %	5—12	20—75	45—55	30—35
Технология обогащения	Без обогащения	Рассев, измельчение, обжиг	Измельчение, обжиг	
Ожидаемые ресурсы и запасы полезного ископаемого, тыс.т	3—30 (до 250—270)	3—30	1—3	1—3
Область использования	Объемное окрашивание строительных материалов	Лакокрасочная промышленность	Лакокрасочная промышленность	

рого литоморфологического типа (аллювиально-болотный литогенетический тип) и объектов пойменно-террасного и долинно-балочного торфяно-болотного литогенетических типов содержат не менее 20—25% гидроксидов железа (до 80—85%) и 10—30% карбонатов (см. таблицы 1 и 2). Пигменты после обогащения пригодны для использования в лакокрасочной промышленности (см. таблицы 3 и 4).

Таким образом, перспективы выявления залежей торфяно-болотного литогенетического типа связываются с внеледниковой зоной Европейской части России, в первую очередь северной ее частью, аллювиально-болотного — с ледниковой зоной. При этом, основными рудоконтролирующими факторами являются: 1) комплекс пород, содержащих повышенное количество железа и органического вещества (песча-

4. Сравнительная характеристика качественных параметров продуктивных горизонтов месторождений и проявлений аллювиально-болотного и торфяно-болотного комплексов

Показатели	ТУ 301-10-019-90 (Охра)				Литолого-фациальные комплексы			
	Норма для марок				Аллювиально-болотный		Торфяно-болотный; месторождения	
	О-1	О-2	О-3	О-4	Вильское проявление	Неклюдовское месторождение	Ямурзинское	Кузякинское
Массовая доля оксида железа, % не менее	19	12	9	8	11,82	39,02	47,26	38,34
Массовая доля веществ, растворимых в воде, % не более	0,5	0,5	1,0	1,0	0,26	0,05	0,37	0,79
pH водной вытяжки	6,5—8,0	6,5—8,0	6,5—8,0	6,5—8,0	7	7,2	6,6	8,8
Маслоемкость, г/100 г	25—40	25—40	25—40	Не нормирована	22	22	29,3	34,3
Укрывистость, г/м ² не более	65	65	115	Не нормирована	159	62	38,2	46,3

Примечание. Для производства марок: О-1 — художественных красок; О-2 — густотертых и готовых к применению красок и эмалей, цветной штукатурки, клеевых и силикатных красок; О-3 — густотертых красок, цветной штукатурки, клеевых и силикатных красок; О-4 — цветной штукатурки, клеевых и силикатных красок.

но-глинистые образования красноцветных кор выветривания, сидериты, аллювиальные и озерно-болотные неоген-эоплейстоценовые отложения древних погребенных долин и ниже-среднечетвертичные зрелых долин I-II порядка, ожелезненные покровные элювиально-делювиальные отложения и др.); 2) продуктивный комплекс, представленный аллювиальными ожелезненными песчаными отложениями и (или) ожелезненным торфом; 3) приуроченность объектов к высоким пойменным или низким первым надпойменным террасам речных долин средних рек II-III порядка, или вершинным разветвлениям долинной сети (верховья рек III-IV порядка, балки, лога); 4) развитие естественных дренажных систем (реки, ручьи, ложбины стока и др.) в их пределах.

Итак, литогенетические исследования торфяно-болотных отложений позволяют установить условия образования и закономерности размещения объектов различных типов, разработать на их основе прогнозно-поисковые критерии и более достоверно оценить перспективы территорий на железоксидные минеральные пигменты, выявить новые объекты с определенными геолого-промышленными параметрами.

Предлагаемая модель формирования пигментоносных болотных отложений апробирована на территории Республики Татарстан и подтверждена выявле-

нием более 50 месторождений и проявлений железоксидных пигментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурлак А.Ф., Левков Э.А. Болотные железные руды Белоруссии как сырье для минеральных красок // Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых. Под ред. Г.Л.Агафонова, Н.А.Корнилова. — Минск: Изд-во БелНИГРИ, 1976. С. 113—118.
2. Дьячков И.В., Арютина В.П. Железоокисный промышленный тип // Геология твердых полезных ископаемых Республики Татарстан. Под ред. Ф.М.Хайретдинова, Н.Б.Валитова. — Казань, 1999. С. 180—202.
3. Дьячков И.В. Железистый тип // Методическое руководство по поискам, оценке и разведке месторождений твердых нерудных полезных ископаемых Республики Татарстан в 3-х частях. Ч. 1. Под ред. Ф.М.Хайретдинова, Р.М.Файзуллина. — Казань, 1999. С. 115—124.
4. Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. — Минск: Наука и техника, 1985.
5. Минкина Ц.И. Торфяные месторождения с карбонатами кальция в залежи. ТООО Ин-та геологии АН Латвийской ССР. 1963. Т. 9. С. 79—100.
6. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. — М.: Географгиз, 1961.
7. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. — М.: ГОСТОПТЕХИЗДАТ, 1940.
8. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. — М.: Недра, 1976.

Генезис литосферной мантии древних платформ

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)

На основании обобщения литературных данных установлено положение точек состава различных пород мантийных ксенолитов в кимберлитах на единых трендах магматического фракционирования. Данные породы образуют единые возрастные и температурные ряды. Все это свидетельствует о формировании континентальной литосферы в едином процессе фракционирования глобального магматического океана, происходившего в течение всей истории Земли.

Ключевые слова: платформы, литосферная мантия, магматический океан.

Genesis of the lithosphere mantle of ancient platforms

V.S.SHKODZINSKIY

On the basis of generalization of published data it was established the localization of composition of different mantle rocks from xenoliths on united trends of magma fractionation. These rocks origin united age and temperature trends. These data shown the origin of lithosphere mantle of ancient platforms as a result of magma ocean fractionation during all the time history of the Earth.

Key words: platforms, lithosphere mantle, magma ocean.

Существующие представления. Знание генезиса литосферной мантии древних платформ, т.е. континентальной мантии, имеет основополагающее значение для установления закономерностей образования и размещения кимберлитов, карбонатитов и связанных с ними месторождений алмаза, редкоземельных элементов, цветных и благородных металлов и для решения многих проблем петрологии. В соответствии с господствующей гипотезой холодной гомогенной аккреции Земли обычно предполагается, что первичная мантия имела пиролитовый состав и никогда не находилась в расплавленном состоянии [17, 20]. В связи с присутствием среди мантийных ксенолитов перидотитов, содержащих меньше некогерентных (а точнее расплавофильных) компонентов (FeO , CaO , Na_2O , K_2O и др.), чем пиролит. Многие исследователи считают, что в архее из мантии выплавилось большое количество основных и кислых расплавов, сформировавших континентальную кристаллическую кору, что обусловило обеднение (деплетирование) мантийных пород расплавофильными компонентами. Присутствие среди мантийных ксенолитов относительно богатых кремнекислотой гарцбургитов и признаки более позднего образования в них некоторых зерен ромбического пироксена по сравнению с оливином рассматриваются как доказательство метасоматического обогащения мантии кремнекислотой в позднем архее [16, 21]. В связи с последующей кристаллизацией в мантийных породах граната, клинопироксена, флогопита и карбонатов и с присут-

ствием бедных расплавофильными компонентами разностей гарцбургитов, лерцолитов и других пород предполагается существование еще многих эпизодов метасоматического обогащения и деплетирования мантийных пород. Таким образом, формирование каждой разновидности пород и минералов связывается с существованием самостоятельных процессов обогащения или деплетирования мантии.

Однако таким представлениям о происхождении мантийных пород противоречит множество данных. В этих породах наблюдаются только признаки остывания мантии (распад высокотемпературных минералов, замещение высокотемпературных фаз низкотемпературными) и отсутствуют признаки повышения температуры. Поэтому непонятно под влиянием каких факторов происходили процессы плавления и деплетирования. Вязкость мантии ($0,1 \cdot 10^{18}$ — $0,1 \cdot 10^{24}$ Па с) настолько высока, что в ней не могли происходить процессы отделения выплавов [12, 14]. Мантийные породы почти не содержат гидроксилсодержащих минералов, поэтому в них нет источников метасоматизирующих флюидов. Даже если бы эти источники существовали, то отсутствие в мантийных породах открытых трещин и пор при высоких давлениях и температуре исключили бы возможность заметных инфильтрационных перемещений летучих и нелетучих химических компонентов. Скорость диффузии химических компонентов в твердых фазах очень мала [10], поэтому диффузионные процессы также не могут обеспечить протекание крупномас-

штабных процессов метасоматоза [12]. Все это свидетельствует о том, что существующие в настоящее время генетические предположения не согласуются с эмпирическими данными и не объясняют происхождение континентальной мантии.

Образование континентальной мантии в результате магматического фракционирования. Полученные в последние десятилетия доказательства горячего образования Земли и фракционирования на ней глобального океана [15, 18] убедительно объясняют все особенности мантийных пород без привлечения нереальных процессов выплавления и метасоматоза [14]. По разработанной модели [13] при аккреции падавший материал плавился под влиянием импактного тепловыделения и на самой ранней стадии формирования мантии возник магматический океан. Под влиянием нагрузки новообразованных верхних частей придонная часть его кристаллизовалась. Осаждавшиеся кристаллы формировали ультраосновные кумулаты, всплывавший расплав обогащал магматический океан расплавофильными компонентами. Захороненные среди кумулатов преимущественно толеитовые расплавы образовали эклогиты нижней мантии. После завершения аккреции кристаллизация и фракционирование сверху вниз расслоенного магматического океана со средней глубиной около 240 км привели к образованию ортогнейсов и древних гранитоидов кислой кристаллической коры, ультраосновных кумулатов континентальной мантии и лапроитовых, карбонатитовых, кимберлитовых и других остаточных расплавов.

При таком происхождении точки состава различных пород континентальной мантии должны располагаться на единых трендах магматического фракционирования. Эти породы должны формировать единый возрастной и температурный ряды. Судя по закономерностям фракционирования мафических магм [6, 7], при дифференциации нижнего наиболее мафического слоя магматического океана состав его кумулатов должен был изменяться от дунитового и гарцбургитового к лерцолитовому и далее к пироксенитовому. Состав остаточных расплавов эволюционировал через пикритовый (эклогитовый) к кимберлитовому и карбонатитовому или к лампроитовому. Это полностью подтвердилось результатами принятого обобщения опубликованных данных.

Содержание магнезии резко уменьшается в остаточных расплавах, поэтому оно является хорошим индикатором магматического фракционирования. На диаграмме $MgO—CaO$ (рис. 1) точки составов дунитов, лерцолитов и верлитов (вебстеритов) из мантийных ксенолитов расположены вдоль одного и того же линейного тренда в направлении уменьшения содержания магнезии также как и в расслоенных интрузиях, что согласуется с образованием их в результате магматического фракционирования. На продолжении этого тренда находятся и точки состава эк-

логитов из ксенолитов. Это свидетельствует о формировании эклогитов в континентальной мантии при тех же процессах фракционирования, которые привели к возникновению ультраосновных пород.

Господствующим в настоящее время представлением о формировании эклогитов путем перекристаллизации океанской литосферы, погруженной в мантию в зонах субдукции [19], противоречит отсутствие среди мантийных ксенолитов метаморфизованных разновидностей осадочных пород океанской коры — высокобарических гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов. Не согласуется эта гипотеза и с приуроченностью кимберлитов к древним платформам, для которых не характерно присутствие зон субдукции.

Вещество нижней мантии, поднятое плюмами под океанами и слагающее астеносферу, сформировалось в синаккреционном магматическом океане, а современной континентальной литосферы — в постааккреционном. Поэтому оно должно несколько различаться по составу. Это подтверждает рис. 2, где состав континентальной и океанской мантии оценивался по ксенолитам, соответственно, в кимберлитах и различных базальтах. Оказалось, что породы континентальной ман-

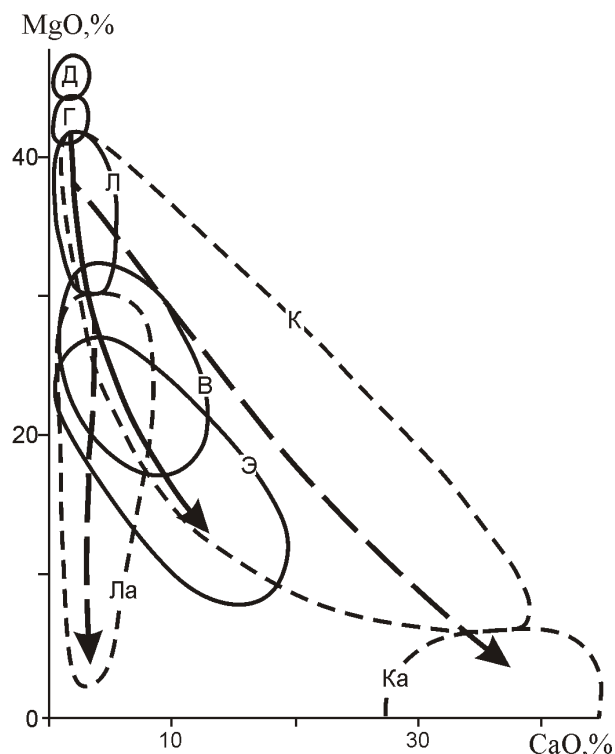


Рис. 1. Соотношение $MgO—CaO$ в породах. Использованы данные работ [1, 3, 6—9, 11, 16, 21, 22]:

поля составов: ксенолитов (В — верлитовых и вебстеритовых, Г — гарцбургитовых, Д — дунитовых, Л — лерцолитовых, Э — эклогитовых), магматических пород (К — кимберлитов, Ка — карбонатитов, Ла — лампроитов); стрелки — эволюция составов кумулатов (сплошная) и остаточных расплавов (пунктирные) магматического океана

тии в среднем на 5—7% беднее кремнекислотой, чем океанской. В них меньше TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и больше K_2O . Различия составов пород континентальной и океанской мантии позволяют оценить природу эклогитов из мантийных ксенолитов в кимберлитах. Поле их составов на рис. 2 полностью расположено в области континентальной мантии, существенно отличается от поля составов базитов океанических островов и не перекрывается полем базальтов срединно-океанических хребтов, считающихся наиболее типичными представителями океанических основных пород. Это также свидетельствует о том, что эклогиты континентальной мантийной литосферы не сформировались в результате погружения океанской коры в зонах субдукции или путем кристаллизации основных магм в мантийных камерах, а возникли в процессе фракционирования постаكкреционного магматического океана. Эклогиты сформировались на средних этапах фракционирования в соответствии с умеренным содержанием в них расплавофобной магнезии и расплавофильных щелочей и извести. По составу они чаще всего соответствуют пикритам. Экспериментальные исследования Ю.А.Литвина с соавторами [5] показали, что появление при высоком давлении пироксена с высоким содержанием жадеита приводит к его реакции с форстеритом с образованием граната, энстатита и Na-Mg -силиката, что может приводить к преодолению «эклогитового барьера» и появлению возможности эволюции перидотитовых расплавов в эклогитовые. Вероятно, в расплавах такого и несколько более кислого состава происходили кристаллизация и отсадка богатого кальцием и железом граната и омфациита. На поздней стадии к ним присоединялись кианит, корунд и некоторые другие минералы. Из этих кумулатов сформировались эклогиты.

Остаточные расплавы в зависимости от особенностей их состава в дальнейшем эволюционировали до лампроитовых или карбонатитовых и кимберлитовых. Это подтверждается присутствием в алмазах включений эклогитового парагенезиса, более молодым возрастом образованных такими расплавами магматических пород и высоким содержанием в них расплавофильных компонентов. Присутствие в некоторых кианитсодержащих эклогитах отчетливого европиевого максимума, по-видимому, связано с большим количеством в них глинозема и не указывает на содержание в их протолитах плагиоклаза, как обычно предполагается. Это согласуется с тем, что в ксенолитах флогопитовых дунитов и шпинелевых гарцбургитов из щелочных пород Монтана в США установлено существование отчетливого европиевого минимума [19], несмотря на явное отсутствие процессов отсадки полевых шпатов при образовании этих пород, и подтверждает возможность возникновения аномалий в распределении европия без участия полевых шпатов.

В соответствии с полученными результатами эклогиты, содержащиеся в веществе континентальной

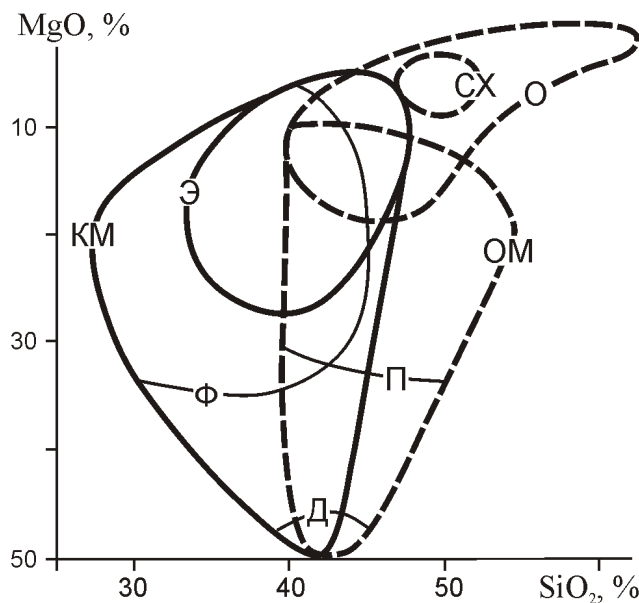


Рис. 2. Соотношение MgO-SiO_2 в породах. Использованы данные работ [1, 2, 6—9]:

поля составов: Д — ксенолитов дунитов, КМ — континентальной мантии, О — базальтов океанических островов, ОМ — океанской мантии, П — ксенолитов пироксенитов, СХ — базальтов срединно-океанических хребтов, Ф — ксенолитов флогопитсодержащих пород, Э — ксенолитов эклогитов

верхней мантии, образовались несколько иным путем и имеют другой состав, чем присутствующие в нижней мантии и астеносфере под океанами. Последние являются результатом быстрого затвердевания расплавов синаккреционного магматического океана и имеют преимущественно состав примитивных толеитовых базальтов. В результате их декомпрессионного плавления в поднимающихся нижнемантийных плюмах формируются огромные массы океанических и континентальных базитов. В астеносфере, вследствие ее высокой температуры, они находятся в расплавленном состоянии, поэтому магмы в океанах обычно не выносят ксенолиты этих пород. Эклогиты континентальной мантийной литосферы сформировались как промежуточный продукт фракционирования постаккреционного магматического океана. Они богаче магнезией и беднее кремнекислотой, чем эклогиты нижней мантии. Континентальная мантийная литосфера в настоящее время намного более низкотемпературная, чем астеносфера под океанами поскольку ее вещество не обновляется в результате конвекции. Следовательно, эклогиты в ней находятся в твердом состоянии и кимберлитовые и другие низкотемпературные магмы выносят значительное количество ксенолитов этих пород.

Поле состава кимберлитов (см. рис. 1) начинается в поле лерцолитов и простирается в сторону низкого содержания MgO до полей типичных карбонатитов

(при высоком содержании CaO) и лампроитов (при низком). Как было показано раньше [13], такое расположение этого поля связано с существованием в кимберлитах карбонатитовой и лампроитовой магматических серий. Первая возникает при высокой доле углекислоты (60%) среди летучих компонентов, растворенных в расплаве, вторая — при низкой. Кимберлитовые остаточные расплавы формировались при P 2,0—2,6 ГПа в обстановке полной смесимости силикатных и карбонатных расплавов. При меньшем давлении эти расплавы ограниченно смесимы, карбонатные расплавы отделяются от силикатных и образуют карбонатиты [14]. Поле лампроитовых остаточных расплавов начинается в поле верлитов и вебстеритов. Они возникают преимущественно при фракционировании менее глубинного пикритового слоя магматического океана, что является причиной меньшей алмазоносности лампроитов по сравнению с кимберлитами.

В случае формирования кимберлитовых магм из наиболее глубинных остаточных расплавов постагрегационного магматического океана во всех областях древних платформ с мощной литосферой должны были присутствовать эти расплавы и формироваться кимберлитовые магмы и кимберлиты. Поэтому все подобные области перспективны на алмазные кимберлиты. Такой вывод существенно расширяет перспективы алмазоносности древних платформ. Отсутствие пока в некоторых их частях находок кимберлитов, по-видимому, связано со слабой геологической изученностью, что согласуется с массовыми находками в последние годы новых кимберлитовых тел в большинстве районов Африканской и Американских платформ при детальном геологическом исследовании. Наиболее глубокие и поэтому высокоалмазные кимберлиты должны присутствовать в участках с самой низкотемпературной и мощной континентальной литосферой.

Возраст и температура образования пород континентальной мантии. Как отмечалось, в случае образования континентальной мантии в процессе магматического фракционирования средний изотопный возраст ее пород должен уменьшаться в ряду гарцбургиты—лерцолиты—эклогиты и пироксениты—флогопитсодержащие породы—карбонатиты—кимберлиты. Это согласуется с полученными по опубликованным данным средними изотопными возрастными гарцбургитов из ксенолитов в кимберлитах — 2,325 млрд. лет (27 определений), лерцолитов — 1,777 млрд. лет (63 определения), эклогитов — 1,407 млрд. лет (43 определения), верлитов и вебстеритов — 0,713 млрд. лет (13 определений), флогопитсодержащих пород — 0,688 млрд. лет (32 определения). Позднее образование флогопита обусловлено медленным постепенным накоплением калия в остаточных расплавах. Средний возраст карбонатитов составляет 0,650 млрд. лет (152 определения), кимбер-

литов — 0,236 млрд. лет (159 определений) (рис. 3). Такая же последовательность получена и для изотопного возраста различных включений в алмазе. Большинство кристаллов этого минерала кристаллизовалось в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана при формировании кимберлитовых остаточных расплавов [14].

Максимумы возрастов различных мантийных пород также омолаживаются в рассмотренной последовательности (рис. 4). Исключение составляют эклогиты, для которых намечается существование двух максимумов — один для интервала 3,0—2,5 млрд. лет., другой — для 0,5—0 млрд. лет. Природа их становится понятной, если учесть, что постагрегационный магматический океан вследствие расслоенности по составу затвердевал сверху вниз. Кумулаты верхних частей каждого слоя имеют более древний возраст, чем кумулаты нижних частей. Эклогиты возникали как при фракционировании среднеглубинного базитового слоя океана с образованием древнего максимума, так и при фракционировании нижних пикритового и перидотитового сло-

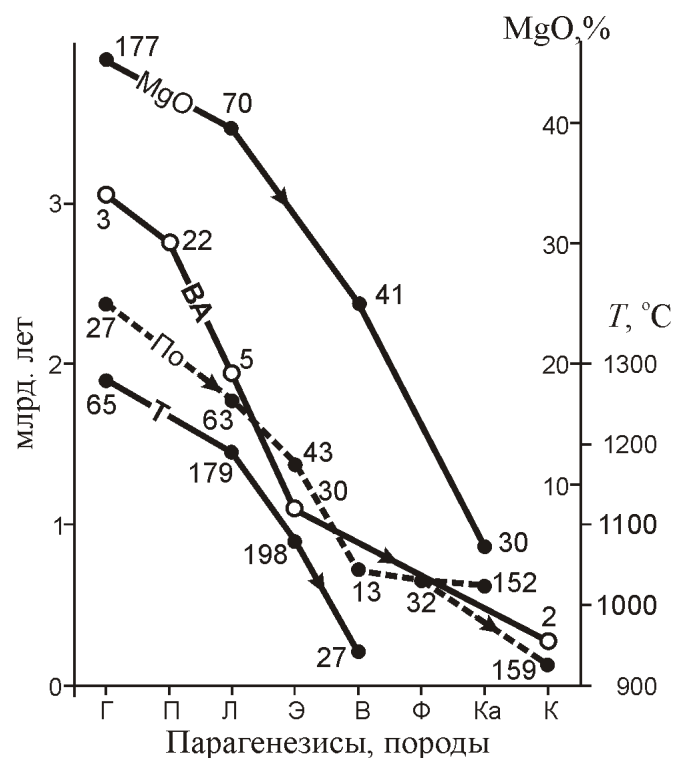


Рис. 3. Средние изотопные возрасты различных пород. По данным работ [1—4, 6—9, 11, 16, 21, 22]:

линии: По — из ксенолитов в кимберлитах, ВА — включений в алмазах, Т — средняя температура образования при 5 ГПа, MgO — среднее содержание в породах; состав пород и включений в алмазах: Г — гарцбургитовый, П — перидотитовый нерасчлененный, Л — лерцолитовый, Э — эклогитовый, В — верлитовый и вебстеритовый; Ф — флогопитсодержащие породы; Ка — карбонатиты; К — кимберлиты; цифры у точек — число использованных определений

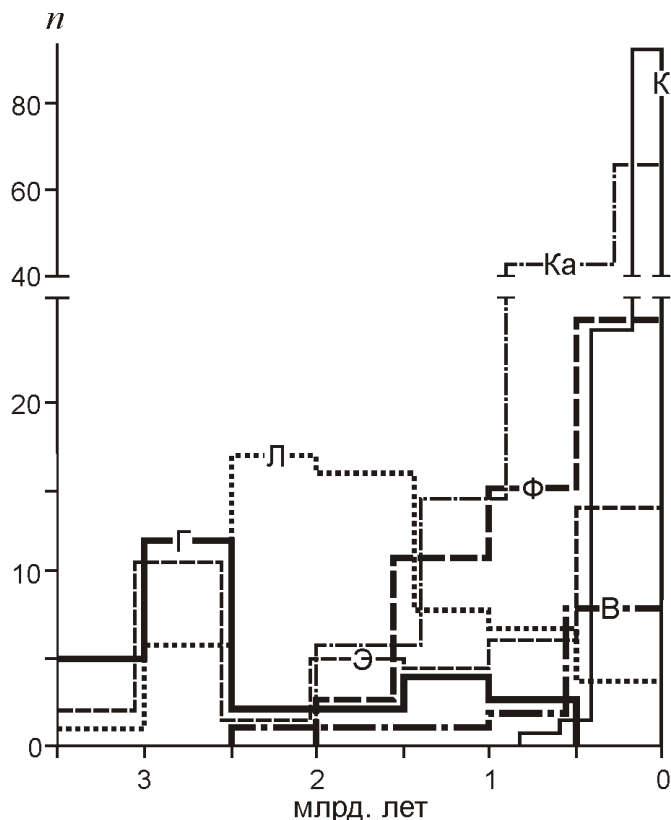


Рис. 4. Гистограммы изотопных возрастов пород мантийных ксенолитов, кимберлитов и карбонатитов. *Использованы данные работ [2, 3, 13, 21, 22]:*

см. услов. обозн. к рис. 3

ев. В последнем случае сформировался молодой максимум.

Разновидности кумулатов, возникшие при поздних процессах фракционирования низкотемпературных остаточных расплавов, более богаты расплавофильными компонентами, чем ранние. Повышенное содержание этих компонентов первично и не связано с гипотетическими процессами метасоматического обогащения ими. Однако небольшая часть минералов в этих породах могла возникать в результате реакции ранних минералов с остаточным расплавом. Система расплав – твердые фазы при этих реакциях оставалась полностью закрытой, поэтому возникшие реакционные минералы не являются метасоматическими с традиционной точки зрения, связывающей метасоматоз с привнесением химических компонентов. Такой механизм формирования мантийных пород с различным содержанием расплавофильных химических компонентов хорошо согласуется с более поздним возрастом богатых некогерентными компонентами пород. Ярким примером их являются флогопитсодержащие кумулаты со средним изотопным возрастом 0,642 млрд. лет. Ранние разновидности одних и тех же кумулатов беднее расплавофильными компонентами, чем поздние. Это связано с тем, что в равновес-

ных с ними остаточных расплавах еще не накопились расплавофильные компоненты и не указывает на протекание процессов деплетирования мантийных пород, как обычно предполагается. Таким образом, формирование различных пород мантии путем магматического фракционирования объясняет все особенности их состава без привлечения малореальных процессов метасоматоза и деплетирования.

Если породы мантийных ксенолитов в кимберлитах являются продуктом фракционирования мафических слоев магматического океана, то температура формирования их минеральных парагенезисов должна снижаться от гарцбургитов к эклогитам и верлитам вебстеритам. В настоящее время в мировой литературе опубликовано большое количество результатов оценки P - T условий кристаллизации минералов в мантийных породах [16, 21, 22]. Однако их трудно непосредственно использовать для определения температуры образования различных мантийных пород, так как она очень сильно зависит от давления, повышаясь с его ростом. Чтобы избежать влияния давления, определялись величины тепловых потоков, на линии которых попадают точки условий образования минералов мантийных пород на P - T диаграммах. Для гарцбургитов средняя величина теплового потока при кристаллизации оказалась равной 44,9 мВт/м² (судя по 65 определениям), для лерцолитов — 42,2 мВт/м² (179 определений), для эклогитов — 39,0 мВт/м² (198 определений), для верлитов и вебстеритов — 36 мВт/м² (27 определений). При давлении 5 ГПа этим тепловым потокам соответствуют температуры 1275, 1190, 1075 и 950 °C, т.е. средняя температура кристаллизации действительно понижалась от ранних дифференциатов к поздним в полном соответствии с образованием этих пород в процессе магматического фракционирования.

Полученные результаты подтверждают образование пород континентальной литосферы в результате единого очень длительного процесса фракционирования постаккреционного глобального океана магмы и хорошо согласуются с результатами расчетов, свидетельствующими о большой продолжительности остывания этого океана [12]. Такая дифференциация занимает всю историю Земли. В самых глубинных частях континентальной литосферы фракционирование последних остатков магматического океана происходит и в настоящее время, о чем свидетельствует возрастание интенсивности кимберлитового и карбонатитового магматизма к концу фанерозоя (см. рис. 4).

В заключение следует отметить, что, приведенные в этой статье результаты обобщения опубликованных данных свидетельствуют о том, что точки составов различных пород из мантийных ксенолитов в кимберлитах располагаются на единых трендах магматического фракционирования. Данные породы образуют единые возрастные и температурные ряды. Все это однозначно свидетельствует о формировании

континентальной литосферы в едином процессе фракционирования глобального магматического океана, происходившего в течение всей истории Земли. Кимберлитовые, карбонатитовые и лампроитовые магмы образовались из последних остаточных расплавов этого океана. Алмазоносные кимберлиты должны были формироваться во всех участках древних платформ с мощной литосферой, где сохранились нижние ее части с фракционировавшими остатками магматического океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. —Новосибирск: Наука, 1997.
2. *Виггерс де Вирс Д., Дэвис Г.Р., Пирсон Д.Г.* и др. Первые результаты петрологического и геохимического изучения якутских алмазов на основе Re-Os датирования включений сульфидов в единичных кристаллах алмазов // Наука и образование. 2009. № 1. С. 4—7.
3. *Владимиров В.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. —М.: Наука, 1976.
4. *Зайцев А.И.* О возрасте алмазов Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2008. № 6. С. 6—9.
5. *Литвин Ю.А., Бутвина В.Г., Бобров А.В.* и др. Физико-химический эксперимент в изучении эволюции многокомпонентной мантии и происхождения алмаза // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Материалы конференции. —М., 2009. С. 241—245.
6. *Магматические горные породы. Основные породы* // Е.Д.Андреева, В.А.Баскина, О.А.Богатилов и др. —М.: Наука, 1985.
7. *Магматические горные породы. Ультраосновные породы* // О.А.Богатилов, Ю.Р.Васильев, Ю.И.Дмитриев и др. —М.: Наука, 1988.
8. *Минин В.А., Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Лампроиты Австралии: опыт петрологической интерпретации петрохимических данных // Геология алмазов — настоящее и будущее. —Воронеж, 2005. С. 541—548.
9. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. —Новосибирск: Наука, 1974.
10. *Таблицы физических величин. Справочник* // В.Г.Аверин, Б.А.Аронзон, Н.С.Бабаев и др. —М.: Атомиздат, 1976.
11. *Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В.* и др. Карбонаты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогенез, прогноз). —М.: НИИ-Природа, 2005.
12. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. —Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
13. *Шкодзинский В.С.* Магматические серии кимберлитов и их алмазоносность // Наука и образование. 2008. № 4. С. 5—9.
14. *Шкодзинский В.С.* Генезис кимберлитов и алмаза. —Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия», 2009.
15. *Beard B.L., Taylor L.A., Scherer E.E., Johnson C.M., Snyder G.A.* The source region and melting mineralogy of high-titanium and low-titanium lunar basalts deduced from Lu-Hf isotope data // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62. Pp. 525—544.
16. *8th Kimberlite Conf. Long Abstract.* —Victoria, Canada, 2003.
17. *Helmstaedt H., Doig R.* Eclogite nodules from the Colorado plateau — samples of subducted Franciscan type oceanic lithosphere // Phys. Chem. Earth. 1975. № 9. Pp. 95—111.
18. *Hofmeister A.M.* Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys. Res. 1983. Vol. B88. № 6. Pp. 4963—4983.
19. *Irving A.J., Carlson R.W.* Mantle xenoliths in potassic magmas from Montana: Sr, Nd and Os isotopic constraints on the evolution of the wyoming craton lithosphere // 5th International Kimberlite Conference. Brasilia. 1991. Pp. 183—185.
20. *Jacob D.E., Foley S.F.* Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // Lithos. 1999. № 48. Pp. 317—336.
21. *9th International Kimberlite Conf. Extended Abstract.* Germany, 2008.
22. *6th International Kimberlite Conference. Extended Abstract.* Russia. —Novosibirsk, 1995.

Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа

М.Я.ГАСАНКУЛИЕВА, А.А.ВЕЛИЕВ (Институт геологии НАН Азербайджана Az; 1143, г.Баку, просп.Г.Джавида, 29а), Н.А.ИМАМВЕРДИЕВ, М.Н.МАМЕДОВ (Бакинский государственный университет Az; 1148, Баку, ул.З.Халилова 23; e-mail: inazim17@yahoo.com), Г.Д.БАБАЕВА (Институт геологии НАН Азербайджана Az 1143, Баку, просп.Г.Джавида, 29а)

Рассмотрены петрогенетические особенности позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа. При AFC-моделировании установлено, что количество корового вещества, необходимого для соответствующего изменения исходного мантийного состава пород трахибазальт-трахиандезитовой и андезит-дацит-риолитовой формаций, может быть достигнуто в ходе фракционирования базальтов при ассимиляции ими значительного количества кислого расплава. Источником позднеплиоцен-четвертичной риолитовой магмы являлись породы гранитометаморфического слоя земной коры.

Ключевые слова: коллизионный вулканизм, Малый Кавказ, петрогенезис, мантийный источник, ассимиляция и фракционная кристаллизация.

Questions petrogenesis of the Late Collision volcanism of the Lesser Caucasus

M.Y.HASANGULIYEVA, A.A.VELIYEV, N.A.IMAMVERDIYEV, M.N.MAMEDOV, G.D.BABAYEVA

Petrogenetic features of the Late collision volcanism of the Lesser Caucasus are considered. AFC modeling showed that the amount of crustal material required for a corresponding change in mantle source composition for rocks of trachybasalt — trachyandesite and andesite-dacite-rhyolite formations can be achieved during the fractionation of basalt in the absorption of a significant amount of the acid melt. Source of Late pliocene — Quaternary rhyolite magmas were rocks of granite — metamorphic layer of the crust.

Key words: collision volcanism, Lesser Caucasus, petrogenesis, mantle source, assimilation and fractional crystallization.

Одна из актуальных проблем исследования коллизионных зон — выяснение эволюции магматизма, происходящей в их пределах. Индикаторные магматические формации, их петрогеохимические особенности отражают специфику проявления, а также развитие магматизма от магомгенерации до эволюции магматического расплава в условиях земной коры. Материалы по распределению редких и редкоземельных элементов в различных типах пород, а также по другим геохимическим и петрологическим характеристикам позволяют с помощью известных моделей проанализировать некоторые аспекты процессов зарождения, эволюции и кристаллизации глубинных магматических расплавов.

Поэтому определение геохимических характеристик мантийных и коровых источников магматизма, проявившихся в условиях коллизии типа континент — континент, является вполне актуальным, а изучение позднеколлизионного вулканизма Малого Кавказа представляет теоретический и практический интерес.

Позднекайнозойская геодинамика Альпийско-Гималайского сектора Средиземноморского пояса устанавливается коллизией Евразийской и Афро-Аравийской мегаплит. Согласно современным представлениям складчатые сооружения Кавказа возникли в результате их сближения. По мнению Н.В.Коро-

новского и Л.И.Деминой [11], в Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса позднекайнозойский вулканизм проявился в обстановке субмеридионального сжатия региона, вызванного ускоренным перемещением в северном направлении Аравийской плиты вследствие раскрытия в позднем миоцене (примерно 11—10 млн.лет назад) Красного моря. Ими коллизионный этап разделен на стадию мягкой коллизии (конец среднего эоцена — средний миоцен) и стадию жесткой коллизии (с позднего миоцена по настоящее время). При этом дробление жесткой коры сопровождалось вулканизмом, приуроченным к участкам локального растяжения литосферы.

По Ю.В.Карякину [8], коллизионный этап тектонического развития Малого Кавказа продолжался с позднего сенона до четвертичного времени включительно и расчленяется на две стадии: начальную (поздний сенон—средний олигоцен) и заключительную (поздний олигоцен—антропоген).

По М.И.Рустамову [14], коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза в развитии Центрального сегмента Средиземноморского пояса начинается на рубеже маастрихта и палеоцена и продолжается до квартера включительно. Коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза региона им расчленен на мягкий — раннеколлизионный (маастрихт—верхний эоцен, 65—35 млн.лет), жесткий —



Рис. 1. Геологическая карта позднекайнозойских вулканических формаций центральной части Малого Кавказа (Азербайджан). Масштаб 1:500 000:

1 — континентальные отложения, N_2^3-Q ; 2 — трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты N_2^3-Q ; 3 — риолиты, перлит, обсидианы, N_2^3 ; 4 — андезиты, дациты, риодациты, риолиты, N_2^{1-2} ; 5 — вулканогенный флиш P_2^{1-2} ; 6 — породы, K_2 : а — андезиты и базальты, б — сланцы, в — известняки; 7 — вулканокластические отложения, J_2 ; интрузивные образования: 8 — P_3-N_1 , 9 — P_2 ; 10 — офиолиты, K_2 ; 11 — разломы; 12 — центры излияния вулканов

собственно коллизионный (верхний эоцен—средний миоцен, 35—15 млн. лет) и хрупкий—позднеколлизионный подэтапы (верхний миоцен—четвертичный период, 15—0 млн. лет).

Таким образом, обстановка проявления позднекайнозойского вулканизма Кавказского сегмента характеризуется условиями общего сжатия и увеличения мощности земной коры в районах его локализации. Продукты позднекайнозойского вулканизма в пределах Азербайджана охватывают верховья рек Тертер и Акера и характеризуются излиянием лав и пирокластов разнообразного состава (рис. 1).

Неогеновый вулканизм. Неогеновый вулканизм на Малом Кавказе в основном проявился, начиная с верхнего сармата, меотис-понта до верхнего плиоцена. Вместе с тем М.И. Рустамов [14] в юго-западной части Малого Кавказа установил на бортах молассовых прогибов (Нахчыван, Карадаг) трахиандезит-гешенит и анальцимовый щелочно-базальт-трахиандезитовый с абсолютным возрастом 14—15 млн. лет трещинный вулканизм, и пришел к выводу, что неогеновый этап вулканизма региона начался не в верхнем сармате, а в среднем миоцене.

В центральной части Малого Кавказа верхнесарматский вулканогенный комплекс мощностью 200 м

в литературе описан как агджагызская свита и представлен дацит-риолит-риодацитами и их пирокластическими производными (дацитовыми и риолитовыми) витрокластическими туфами. Прослой нормально-осадочных пород — углистые сланцы, лигниты присутствуют между вулканогенными толщами.

Вулканогенный комплекс мощностью 1150 м мео-тис-понтского возраста впервые выделен [9] как басаркечарская свита и представлен дацит-трахидацитами, андезит-трахиандезитами и кварцевыми латитами. Этот комплекс с угловым и азимутальным несогласием залегает на агджагызской свите, местами на эоценовых и меловых отложениях. Они перекрываются с угловым несогласием верхнеплиоценовыми и четвертичными вулканогенными породами на вулканических нагорьях. Эти вулканогенные комплексы объединены в дифференцированной андезит-дацит-риолитовой формации [2]. Судя по геологическим данным возраст формации определяется как позднемiocен-нижнеплиоценовый.

Ближние по возрасту вулканические породы известны и в ряде других районов Малого Кавказа. Так, в пределах Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской зонах развита андезит-дацитовая формация нижнеплиоценового возраста. Аналогичные породы развиты в пределах Гегамского и Варденисского нагорий Армении.

Позднеплиоцен-четвертичные кислые вулканогенные образования широко развиты в пределах Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. В пределах Азербайджана они приурочены к Кельбаджарским и Карабахским нагорьям и образуют куполовидные вулканы и ряд мелких экструзивных куполов (горы Кечалдаг, Девегезы) с их лавовыми потоками, сложенные риолитами, риодацитами, их субщелочными разновидностями, а также обсидианами и перлитами.

Возрастом кислых вулканитов Малого Кавказа в исследованном районе считается поздний плиоцен—акчагыл—апшерон [10], что подтверждается данными абсолютного возраста. Так, по данным работы [19], возраст риолитовых пород для Восточной части Малого Кавказа определен 2,8—0,1 млн. лет (для вулкана Девегезы — 0,61 млн. лет, Кечалдаг — 0,7 млн. лет). Исходя из этого, возраст указанных кислых вулканитов Восточной части Малого Кавказа можно считать позднеплиоцен-четвертичным.

Позднеплиоцен-четвертичные вулканогенные образования, имеющие более основной и средний состав, охватывают весь Малый Кавказ, образуют обширные вулканические плато и крупные вулканы. Подобные вулканогенные образования в Восточной зоне Армении и в пределах Азербайджана образуют непрерывную дифференцированную трахибазальт-базальтовую трахиандезит-трахиандезит-трахитовую серию и охватывают Гегамское, Варденисское и Сюникское, Карабахское, Кельбаджарское нагорья.

В Кафанской зоне Армении в новейшее время образовались базанит-тефрит-пикробазальтовые серии.

Петрохимические особенности. *Андезит-дацит-риолитовая формация.* По кремнекислотности породы формации образуют непрерывный ряд от андезитов (SiO_2 60%) до риолитов (табл. 1), а по соотношению ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)— SiO_2 [24] являются породами нормальной щелочности (рис. 2), но некоторые породы субщелочные.

Породы данной формации характеризуются разным содержанием петрогенных элементов. В вулканических породах по мере увеличения SiO_2 уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 , обусловленные фракционированием титаномагнетита, клинопироксена, плагиоклаза и, возможно, апатита. Содержание K_2O увеличивается слабыми темпами, Na_2O распределен равномерно, хотя тоже наблюдается медленное увеличение его количества. Причиной такой закономерности может быть появление калиевого полевого шпата в более кислых разновидностях пород.

Риолитовая формация. Породы этой формации в отличие от пород предыдущей, характеризуются более ультракислым составом и повышенной щелочностью. Прослеживается примерно равное соотношение Na_2O и K_2O и низкие содержания CaO , MgO , FeO (см. табл. 1).

Трахибазальт-трахиандезитовая формация. По кремнекислотности породы формации образуют непрерывный ряд от базальтов до андезитов (см. табл. 1) и принадлежат субщелочной серии (см. рис. 2). В породах формации в диапазоне трахибазальт-базальтовый трахиандезит по мере увеличения кремнекислотности содержание TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 значительно уменьшается, а Al_2O_3 , Na_2O уменьшается медленнее. При переходе к трахиандезитам содержание указанных компонентов изменяется в узком интервале. Максимальное содержание MgO 3,97—6,81% наблюдается в трахибазальтах и субщелочных оливиновых базальтах (см. табл. 1), коэффициент магнезиальности 56—71. В последующих дифференциатах уменьшаются содержания MgO и магнезиальность. В таких породах содержание TiO_2 тоже высокое и составляет 1,4—1,6%.

Геохимические особенности. Концентрация редких и редкоземельных элементов в породах андезит-дацит-риолитовой формации в целом закономерно изменяется. Так, концентрация литофильных элементов увеличивается от андезита к риолитам (Rb 44—128 и Th 6—24 г/т) (см. табл. 1). Из когерентных элементов при увеличении кислотности пород в целом содержание V , Cr , Co , Ni уменьшается. Эти элементы, так же как и стронций, образуют с кремнекислотностью отрицательную зависимость. Указанные особенности подтверждают, что ведущая роль при образовании пород принадлежит кристаллизационной дифференциации.

1. Содержание петрогенных оксидов (в %) и микроэлементов (ppm) в представительных образцах позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа

Компо- ненты	Формации														
	Андезит-дацит-риолитовая						Риолитовая		Трахибазальт-трахиандезитовая						
	Образцы														
	40	15	100	106	74	96	12/13	МА 19	132	21	109	120	13	25	73/P
SiO ₂	61,09	62,32	62,99	64,81	65,99	68,19	73,99	77,01	48,88	51,84	54,92	55,67	57,66	58,52	67,8
TiO ₂	0,59	0,58	0,6	0,6	0,52	0,27	0,01	0,09	1,57	1,36	1,14	1,08	0,79	0,82	0,48
Al ₂ O ₃	15,7	16,9	16,6	17,03	16,41	15,77	13,48	12,67	15,86	16,64	16,38	17,13	16,41	16,23	15,7
Fe ₂ O ₃	3,47	3,91	3,28	3,38	3,59	1,69	1,2	He опр.	5,61	6,11	4,54	6,59	4,09	4,8	He опр.
FeO	1,29	1,01	1,29	0,73	0,28	0,43	1,78	0,71	2,73	1,01	2,59	0,43	1,87	0,87	3
MnO	0,06	0,04	0,09	0,03	0,09	0,04	0,01	0,06	0,14	0,11	0,1	0,12	0,05	0,09	0,05
MgO	1,85	1,95	1,9	1,43	1,31	0,05	0,14	0,05	6,29	4,42	3,76	4,66	3,18	3,23	1,1
CaO	4,85	4,24	4,32	3,97	3,19	1,32	0,53	0,47	9,09	8,58	6,88	6,24	6,25	6,24	2,2
Na ₂ O	4,19	4,07	4,08	4,27	4,05	4,57	3,27	4,06	4	4,14	0,7	4,22	3,85	4	5,5
K ₂ O	3,54	2,95	3,08	3,47	2,55	4,14	4,87	4,86	1,92	2,92	2,17	2,6	3,01	2,8	4
P ₂ O ₅	0,41	0,28	0,3	0,33	0,23	0,06	0,01	0,01	1,18	1,31	0,94	0,58	0,57	0,68	0,35
п.п.п.	0,81	0,54	0,46	0,47	0,96	0,27	0,38	He опр.	0,93	0,61	0,85	0,41	0,64	0,4	0,01
Сумма	98,63	99,08	98,1	100,72	98,15	99,23	99,67	99,99	98,1	99,05	98,47	99,07	98,32	98,68	100,19
Rb	83	63	74	86	72	97	160	174	32	60	42	54	55	49	70
Li	20	19	19	12	14	13	67	He опр.	9	14	13	14	10	12	20
Sr	1105	935	850	935	833	420	150	16	1700	2635	1445	1020	1360	1275	1356
Ba	1250	650	690	690	760	830	100	26	1060	1300	1080	680	830	1060	1100
Cr	120	180	180	180	100	He опр.	30	2,75	270	170	224	280	160	188	140
V	170	60	60	40	100	40	He опр.	He опр.	210	140	150	170	80	130	70
Ni	24	30	31	32	25	15	20	He опр.	110	43	34	65	50	54	13,5
Co	20	35	16	3	15	9	5	0,2	50	26	22	45	45	16	11
Sc	7	7	13	10	10	3	He опр.	1,93	21	20	9	20	20	14	6,7
Cu	20	37	83	22	26	13	30	He опр.	70	94	44	46	63	37	41
Zn	65	65	54	57	59	70	100	26,1	100	98	200	80	91	70	55
Zr	178	160	150	170	150	240	100	86	240	200	250	190	190	180	303
Nb	12	11	10	14	14	17	15	34	18	28	18	19	18	13	33
Ta	0,84	0,72	0,94	1,4	1,1	1,2	He опр.	2,71	0,92	1,2	He опр.	1	0,81	0,87	1,43
Hf	4,8	3,6	3,3	4,7	4,2	6	He опр.	3,51	5,2	4,5	He опр.	4,4	4,8	4,5	6,6
Th	11	9,3	10	18	16	5.2	25	34,5	2,6	5,2	He опр.	5,6	6,3	6,5	3,2
U	2,7	5,7	4,4	5,4	3,3	14	9,3	10,2	4	4	He опр.	4	3,6	6,3	12,2

Компо- ненты	Формации														
	Андезит-дацит-риолитовая						Риолитовая		Трахибазальт-трахиандезитовая						
	Образцы														
	40	15	100	106	74	96	12/13	МА 19	132	21	109	120	13	25	73/P
La	45	43	36	47	38	47	33,5	30,7	63	76	69	52	60	60	72
Ce	88	77	76	87	74	78	60	53	130	150	130	98	120	120	115
Sm	4,2	3,9	4,2	3,6	4,4	5	3	2,51	9,8	10	7,4	5,9	5,7	5,3	6
Eu	1,2	1,2	1	1,1	0,95	0,79	0,2	0,16	2,5	2,5	2	1,7	1,6	1,7	1,5
Tb	0,67	0,56	0,58	0,44	0,42	0,57	0,6	0,13	1,3	1	1,1	0,9	1,1	0,94	1,12
Yb	1,2	1,4	1,5	1,3	1,3	1,4	2,3	1,32	2,4	1,8	2	2	1,8	1,9	2,1
Lu	0,19	0,2	0,2	0,17	0,17	0,18	0,32	0,22	0,33	0,22	0,22	0,39	0,31	0,3	0,25
Y	36	11	10	Не опр.	11	29	10	11	34	16	21	19	14	15	10

Примечание. образцы 40 — кварцевый латит, окрестность вулкана Айычынгыллы, 15 — андезит, лавовый поток между вулканами Сарымсаглы и Сарчалы, 100 — андезит, окрестность вулкана Дикпиллаккан, 106 — дацит, окрестность вулкана Галинка, 74 — дацит, юго-западный склон вулкана Сарымсаглы, 96 — риодацит, склон вулкана Дикпиллаккан; 12/13 — риолит, вулкан Кечалдаг, МА 19 — обсидиан, вулкан Девегезы (Сатанакар), по работе [19]; 132 — субщелочной оливиновый базальт — между вулканами Сарымсаглы и Саглыялы, 21 — трахибазальт, вулкан Сарымсаглы, 109 — базальтовый трахиандезит, вулкан Галинка, 120 — базальтовый трахиандезит, вулкан Ишыхлы, 13 — трахиандезит, вулкан Сарымсаглы, 25 — трахиандезит, северо-западный склон вулкана Сарымсаглы; 73/Р — кварцевый трахит, вулкан Ишыхлы, по работе [13].

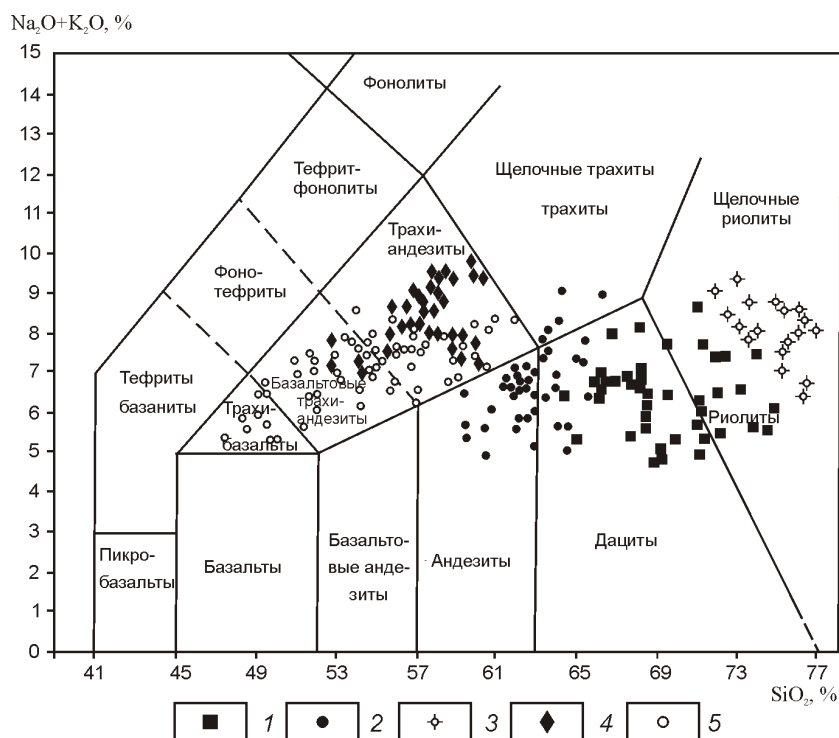


Рис. 2. Положение составов пород позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа на диаграмме TAS. По работе [24]:

андезит-дацит-риолитовая формация, комплекс: 1 — дацит-риолитовый, 2 — андезит-дацитовый; 3 — риолитовая формация; трахибазальт-трахиандезитовая формация: 4 — трахиандезитовый и 5 — трахибазальт-базальтовый трахиандезитовый комплексы

От однотипных пород андезит-дацит-риолитовой формации породы риолитовой формации отличаются обедненностью фермическими компонентами, более низким содержанием элементов группы железа, высокочarged элементов и обогащенностью рудными элементами земной коры, а также литофильными элементами (Pb, Th, U).

В породах трахибазальт-трахиандезитовой формации наблюдается примерно такая же картина, как и в породах андезит-дацит-риолитовой формации, но более четкая. Породам этой формации присущи высокие содержания крупноионных низковалентных (Rb, Ba, La, Sr) элементов, а также высокие значения La/Yb, La/Sm. Геохимические данные для этой формации показывают, что разнообразие пород формации обусловлено в основном фракционной кристаллизацией, о чем свидетельствуют: 1) с увеличением содержания SiO₂ уменьшается содержание совместимых элементов (Cr, Ni) и увеличивается концентрация несовместимых (Rb, Th, U), обусловленное фракционированием оливина и клинопироксена; 2) выявлены положительные корреляционные связи LREE с R, Ca и F, обусловленные концентриро-

ванием легких редкоземельных элементов в апатите (коэффициенты распределения REE для апатита 10—100). Эти данные показывают, что фракционная кристаллизация особенно важную роль играла для трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов. По содержаниям таких элементов породы трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа оказываются близкими к породам океанических островов и рифтовых зон, образовавшихся из обогащенного мантийного источника.

Обсуждение результатов. Теперь обсудим природу мантийного субстрата исследуемого региона, а также происхождение каждой вулканической формации.

Мантийные источники. Данные изотопного состава Sr и Nd для позднеколлизионных вулканитов Малого Кавказа показывают, что первичные расплавы продуцированы из мантийных источников, кислые породы в основном коровые. Имели место смещения мантийных и коровых магм. В целом эти предположения приемлемы и для азербайджанской части региона.

Общая особенность для большинства неоген-четвертичных вулканитов Малого Кавказа — относительная обогащенность легкими редкоземельными и крупными литофильными элементами (Rb, Ba) и слабая деплетированность в отношении тяжелых редкоземельных элементов, а также Nb, Ta, Hf. Такие геохимические данные подтверждают присутствие респитового граната в магматическом источнике для андезит-дацит-риолитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций. Кроме того, по мнению авторов, в петрогенезисе позднекайнозойских коллизионных базальтоидов большую роль играло мантийное вещество, метасоматически переработанное предшествующими субдукционными процессами, что подтверждается сравнительно высокой окисленностью пород формаций. Расчетные линии равновесного частичного плавления гранатового перидотита при различных содержаниях граната приведены на рис. 3.

Расчетные тренды плавления порций гранатового перидотита, содержащего 2,5 и 4% граната, заимствованы из работы [16]. Как видно из рис. 3, фигуративные точки составов пород андезит-дацит-риолитовой формации находятся в области значений с относительно высокой степенью плавления (3—10%) мантийного источника, с содержанием 4% граната. Составы субщелочных базальтоидов трахибазальт-трахиандезитовой формации на этой диаграмме находятся в области значений с невысокой степенью плавления (1—2,5%) гранитового перидотита и, по-видимому, мантийный источник был более метасоматизирован [3, 4]. Можно предположить, что меньшая степень плавления мантийного субстрата приводила к образованию базальтового расплава с повышенной щелочностью и более существенному обогащению расплава K, R, F, Ba, легкими РЗЭ за

счет первоочередного плавления флогопита, апатита, амфибола, являющихся главными носителями этих элементов.

В настоящее время образование таких вулканитов часто связывают с формированием субдукционных «окон» (slab-window) и считают результатом декомпрессионного плавления астеносферного диапира. Эти вулканиты отличаются от типично субдукционных магм и обладают геохимическими характеристиками ОИВ источников. Они описаны для активных континентальных окраин Северной Америки, Филиппин, Камчатки, Восточного Сихотэ-Алиня [12, 15, 18, 20, 27,]. Для коллизионных вулканитов эта идея развивается [1, 21, 22, 23, 25]. Данные породы называются адакитами. Они характеризуются высокими отношениями LREE/HREE и образуются в результате плавления гранатосодержащего вещества (эклогита) океанской плиты.

Отметим, что авторы статьи тоже не отрицают деламинации субдуцированного литосферного слэба в образовании позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа [6, 17]. Об этом свидетельствуют сейсмографические и некоторые петролого-геохимические данные. Часть позднекайнозойских андезитов и дацитов Малого Кавказа можно считать производными адакитовых расплавов. В них $(La/Yb)_n$ изменяются от 17,5 до 26,4, концентрация Y 6—13 и Yb 1,2—1,8 г/т. На диаграмме Sr/Y—Y большинство пород попадают в поле адакитов [18].

Таким образом, установлено, что породы неогеновой андезит-дацит-риолитовой и верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации выплавлялись из гранатосодержащих источников

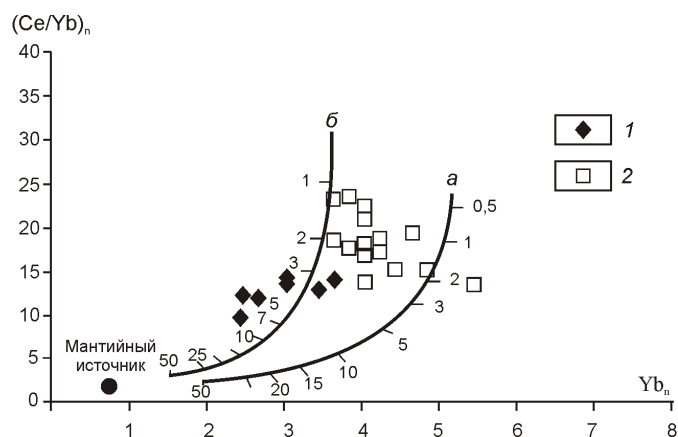


Рис. 3. Нормализованное к примитивной мантии [28] $Ce/Yb—Yb$ в позднекайнозойских базальтоидах и андезитах Малого Кавказа:

1 — андезиты андезит-дацит-риолитовой формации; 2 — субщелочные базальтоиды трахибазальт-трахиандезитовой формации; расчетные тренды плавления порций гранатового перидотита, содержащего гранат (в %): а — 2,5, б — 4; цифры вдоль кривых — процент плавления

на глубинах не менее 60—80 км [2, 5]. Не исключается образование андезитов плавлением субдуцирующей океанской коры [18]. Что же касается верхнеплиоцен-четвертичных кислых вулканитов, как показывает весь комплекс проведенных исследований, а также опубликованных изотопных данных по региону, источником риолит-дацитовых магм могли служить породы гранитно-метаморфического слоя, метаморфизированные в амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма. Высокие содержания K, Li, Rb, Cs, U, Th, Rb и низкие Sr, Ba, Zr, Ti и легких лантаноидов, наличие глубокой отрицательной европиевой аномалии могут свидетельствовать о сравнительно невысоких ступенях плавления субстрата, при которых значительная часть плагиоклаза и акцессориев оставалась в рестите. Для Восточной части Малого Кавказа (Вардениское и Сюникское нагорья) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют 0,70444—0,70811 [19].

Фракционная кристаллизация. Петрогеохимические данные показывают, что при формировании андезит-дацит-риолитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций имела место фракционная кристаллизация. Так, в породах андезит-дацит-риолитовой формации по мере увеличения кремнекислотности уменьшаются содержания феррических породообразующих оксидов, увеличиваются содержания несовместимых элементов, обусловленных фракционированием темноцветных минералов и полевых шпатов. Однако нечеткие тренды показывают влияние процессов ассимиляции и коровой контаминации на формирование этих пород. Так, попытка получить из андезитов дацит и из дацита риолиты путем фракционирования клинопироксена, амфибола, биотита, магнетита и полевых шпатов не удалась. Поэтому, как будет показано, по-видимому, при образовании подобных пород доминирующую роль играл единый процесс AFC, т.е. ассимиляция и фракционная кристаллизация.

По мнению авторов, фракционная кристаллизация играла ведущую роль при образовании пород трахибазальт-трахиандезитовой формации. Об этом свидетельствует поведение ряда петрогенных микроэлементов.

Проведенные балансовые расчеты на компьютере показали, что эволюция расплава происходила в результате изменения состава и количества породообразующих минералов. Результаты балансового расчета фракционной кристаллизации субщелочного оливинового базальт-трахибазальта показали, что он получается при фракционировании 19,8% Crx , 57,6% Pl (An_{65}), 15% Ol (Fo_{84}) и 7,6% Mt . Как видно из табл. 2, абсолютные и рассчитанные значения для макро- и микроэлементов в целом совпадают (R^2 0,507). Степень фракционирования при этом составляет около 61%.

Фракционирование указанных минералов, а также амфибола приводит к последующим дифференци-

там формации и в результате образуется непрерывный дифференцированный ряд — трахибазальт—базальтовый трахиандезит—трахиандезит. Возможна дальнейшая дифференциация расплава до трахита и трахириодацита, что наблюдается, например, в крупном полигенном вулкане Ишыхлы.

Хотя FC-моделирование наименьших квадратов с применением основных породообразующих оксидов и для некоторых микроэлементов дает хорошие результаты, но большинство микроэлементов не подчиняются этой модели. Так, например, содержания LREE и HREE для разных типов пород изменяются в

2. Балансовый расчет для субщелочного оливинового базальт-трахибазальта (петрогенные элементы пересчитаны на 100%)

Компоненты	Магма			D
	Исходная	Рассчитанная исходная	Дочерняя	
SiO_2	51,36	51,76	54,60	
TiO_2	1,05	0,84	1,07	
Al_2O_3	16,77	16,68	17,13	
FeO^*	7,76	7,80	6,85	
MgO	6,29	6,31	4,28	
CaO	10,48	10,46	8,57	
Na_2O	3,14	3,36	4,28	
K_2O	2,10	1,61	2,14	
P_2O_5	1,05	1,14	1,07	
Rb	35	44	64	0,01
Ba	943	953	1392	0,01
Sr	1871	1956	2821	0,04
V	105	2119	150	1,99
Cr	315	575	182	4,02
Ni	105	56	46	1,53
Zr	240	151	214	0,08
Sc	11	22	21	1,12
Cu	73	73	101	0,16
La	63	158	81	0,03
Ce	130	112	161	0,05
Sm	9,8	7,5	10,7	0,08
Eu	2,5	1,5	2,1	0,09
Yb	2,4	0,8	1,1	0,11
Y	19	12	17	0,11

Примечание. D — комбинированный коэффициент распределения, по данным работ [2, 26].

3. Результаты AFC-моделирования для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации (все анализы пересчитаны на 100%)

Компоненты	Субщелочной оливиновый базальт (исходный расплав)	Риолит (ассимилянт)	Трахиандезит (гибрид)	Рассчитанный состав трахиандезита	Трахибазальт (исходный расплав)	Риолит (ассимилянт)	Базальтовый трахиандезит (гибрид)	Рассчитанный состав
SiO ₂	52,46	79,17	64,73	64,94	55,74	79,17	58,76	58,90
TiO ₂	1,09	0,00	0,00	0,10	1,09	0,00	0,00	0,61
Al ₂ O ₃	16,39	13,54	17,86	17,87	16,39	13,54	18,16	17,89
FeO*	7,10	0,00	4,02	4,04	6,01	0,00	5,98	5,99
MgO	6,56	0,00	2,23	2,24	4,37	0,00	3,21	2,96
CaO	9,84	0,00	5,58	5,55	8,74	0,00	7,48	7,51
Na ₂ O	4,37	4,17	3,35	3,34	4,37	4,17	4,27	3,95
K ₂ O	1,09	3,13	2,23	1,87	2,19	3,13	2,14	1,75
P ₂ O ₅	1,09	0,00	0,00	0,04	1,09	0,00	0,00	0,47
Rb	32	180	59	68	37	174	35	58
Sr	1700	100	1819	1918	2635	16	1543	1306
Ba	1060	100	815	524	1300	26	662	666
Zr	240	80	223	125	250	86	205	152
Ni	110	3	45	28	43	3	43	56
Cr	270	30	180	174	170	3	214	166
V	110	20	78	790	140	20	128	142
				SR ² 0,154				R ² 0,93
				r 0,53				r 0,25
				F 0,57				F 0,68

узких пределах. Это предполагает их образование и другими механизмами тоже.

Коровая контаминация. Ранее было показано, что роль коровой контаминации в генезисе позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа незначительна [2]. В других же работах [7, 13] высказываются предположения о значительном преобразовании первичных магм коровыми процессами. Полученные авторами последние петрогеохимические данные указывают на участие в петрогенезисе позднекайнозойских вулканитов обогащенного мантийного источника (литосферной мантии) и значительный вклад процессов коровой контаминации. Как показали расчеты AFC-модели, количество корового вещества, необходимого для соответствующего изменения исходного мантийного состава, для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации может быть достигнуто в ходе фракционирования базальтов (степень фракционирования F 0,5—0,6) при ассимиляции ими значительного количества кис-

лого расплава (отношение количества ассимилянта и кумулата r 0,3—0,5) (табл. 3). Аналогичная картина наблюдается и для пород андезит-дацит-риолитовой формации, но здесь смещение достигается при высокой степени фракционирования (F 0,7—0,9) и при большом количестве кислого вещества (r 0,6). Очевидно, что при таких объемах ассимиляции кислого вещества не сохраняются петрогеохимические характеристики первичных пород (андезиты и базальты). Поэтому на Харкерских диаграммах не наблюдаются четкие тренды.

Как видно из табл. 3, в результате смешения риолита и основных пород (субщелочной оливиновый базальт и трахибазальт) могут образоваться базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты.

Резюмируя приведенные данные, формирование позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа можно представить следующим образом. В пределах Малого Кавказа в позднем кайнозое вулканизм выражался высококальциевыми известково-ще-

лочными, субщелочными и частично щелочными образованиями. В неогеновое время (верхний миоцен—нижний плиоцен), благодаря декомпрессии, происходит анатексис метасоматизированной мантии и низов базальтового слоя на достаточно большой глубине, что определяет обогащение этих расплавов щелочными, щелочноземельными и легкими редкоземельными элементами.

В результате этого процесса образуются базальтовые расплавы, обогащенные щелочами. Возможно, такой расплав сформировался при небольших степенях частичного плавления (3—10%) гранатового перидотита или же эклогита. Можно считать, что он соответствует субдущирующей океанской коре. В дальнейшем в результате нарастающего растяжения мантийные расплавы проникали в верхние горизонты земной коры, где смешивались основные и кислые магмы, с образованием гибридных андезитовых, андезит-дацитовых лав. Прогрессивное охлаждение глубинного источника магмообразования может быть причиной формирования дайкового поля в исследованном районе и возможно трещинное излияние субщелочного вулканизма, наблюдаемых в других пунктах Малого Кавказа. За счет дополнительного разогрева и притока летучих компонентов образовались довольно крупные вулканы известково-щелочного состава неогенового возраста. Затем в верхнеплиоцен-четвертичное время происходил бимодальный вулканизм. Так, временная пространственная сопряженность корового и мантийного магматизма обусловила внедрение мантийных расплавов в условиях растяжения в нижнюю кору, что привело к ее плавлению и образованию кислых вулканитов, обогащенных радиогенными Sr и Nd (риолитовая формация). Одновременно в данной ситуации смена обстановки сжатия на растяжение способствовала развитию рифтоподобных впадин, сводообразованию и проявлению слабодифференцированного и недифференцированного вулканизма (трахибазальт—базальтовый трахиандезит—трахиандезитовая и базанит—тефритовые серии). При этом при эволюции расплава в условиях земной коры доминирующую роль играл единый процесс AFC (ассимиляция и фракционная кристаллизация). Как показывает микроэлементное фракционирование, средние породы могут образоваться при смешении трахибазальтового и риолитового расплавов.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. В позднеколлизийном этапе развития Малого Кавказа формировались высококальциевые известково-щелочные, субщелочные и частично щелочные серии.

2. Общей особенностью для большинства неоген-четвертичных вулканитов Малого Кавказа является относительная обогащенность легкими редкоземельными и крупнокатионными литофильными элементами и слабая деплетированность в отношении тяжелых редкоземельных элементов, а также Nb, Ta, Hf.

3. Породы неогеновой андезит-дацит-риолитовой и верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формаций выплавлялись из гранатосодержащих источников (3—10 и 1—2,5% соответственно). Не исключается в образовании андезитов и плавление субдущирующей океанской коры. Присутствие адакитоподобных пород среди магматических продуктов в позднеколлизийных зонах после прекращения субдукции может быть связано с лэб-расплавами.

Источником верхнеплиоцен-четвертичных риолит-дацитовых магм являлись породы гранитно-метаморфического слоя земной коры, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизмом.

4. Разнообразие пород андезит-дацит-риолитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций обусловлено единым процессом ассимиляции и фракционной кристаллизации. Средние породы обеих формаций могли образоваться в ходе фракционирования базальтов при ассимиляции ими значительного количества кислого расплава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Восточно-Африканского региона // *Геотектоника*. 2004. № 2. С. 55—72.
2. *Имамвердиев Н.А.* Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. —Баку: «Нафта-Пресс», 2000.
3. *Имамвердиев Н.А.* Физико-химические условия кристаллизации позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа // *Петрология*. 2003. Т. 11. 1. С. 82—101.
4. *Имамвердиев Н.А.* Геохимия редкоземельных элементов позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // *Геохимия*. 2003. № 4. С. 425—442.
5. *Имамвердиев Н.А., Гасанкулиева М.Я., Велиев А.А.* Геохимия верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа: петрогенезис, характеристика мантийного источника // *Научное наследие академика М.А.Кашкая. Взгляд из XXI века*. —Баку: «Нафта-Пресс», 2007. С. 139—152.
6. *Имамвердиев Н.А.* Деламинация субдущирующего литосферного слэба как причина проявления позднекайнозойского коллизийного вулканизма Малого Кавказа // *Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук*. 2008. № 3. С. 123—137.
7. *Исмаил-заде А.Д.* Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа. Автореф. дисс....док. геол.-минер. наук. —Тбилиси, 1990.
8. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. —М.: Наука, 1989.
9. *Кашкай М.А., Хаин В.Е., Шихалибеги Э.Ш.* К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи // *Докл. АН Азерб. ССР*. 1952. № 6. С. 285—289.
10. *Кашкай М.А., Мамедов А.И.* Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералогическо-петрографические и физико-химические особенности. —Баку: АН Азерб. ССР. 1961.
11. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизийный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // *Геотектоника*. 1999. № 2. С. 17—35.

12. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 3. С. 295—316.
13. Попов В.С., Семин В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканов Кавказа и их происхождение // *Геохимия континентального вулканизма*. —М.: Наука, 1987. С. 143—231.
14. Рустамов М.И. Южно-Каспийский бассейн-геодинамические события и процессы. —Баку: «Нафта-Пресс», 2005.
15. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // *Петрология*. 2008. Т. 16. № 3. С. 277—295.
16. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1993. Vol. 116. Pp. 45—62.
17. Dilek, Yildirim, Altunkaynak, Safak, Imamverdiyev, Nazim A. Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint for cenozoic volcanism in the Peri-Arabian region. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 41. № 7. Pp. 179
18. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some are magmas by melting of young litosphere // *Nature*, 1990. Vol. 347. Pp. 662—665.
19. Karapetian S.G., Jrbashian R.T., Mnatsakanian A.Kh. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001. Vol. 112. Pp. 189—220.
20. Kelemen P.B. Genesis of the high Mg andesites and the continental crust // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995. Vol. 120. Pp. 1—19.
21. Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *Geophysical Research Letters*, 2003. Vol. 30. № 24. P. 1—9.
22. Keskin M. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia // <http://www.mantleplumes.org/Anatolia.html>. 2005.
23. Keskin M., Genc S.C., Tuysuz O. Petrology and geochemistry of post-collisional middle Eocene volcanic units in North-central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys ocean // *Lithos*, 2008. Vol. 20. Pp. 1—39.
24. Le Bas M.J., Le Mitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram // *J.Petrol.* 1986. Vol. 27. Pp. 745—750.
25. Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 1990. Vol. 44. Pp. 189—229.
26. Rollinson H. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. UK: Longman Scientific and Technical. 1993.
27. Sajona F.G., Maury R.C., Pubeller M., et al. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) // *Lithos*, 2000. Vol. 54. Pp. 173—206.
28. Sun S.-S., McDonough W.E. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean Basins*. Ed. Sunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. Pp. 313—345.

Особенности геологии медистых песчаников и сланцев, обусловленные токсичностью меди

А.М.ЛУРЬЕ (*e-mail*: elenal@mail.biu.ac.il)

Токсичность меди накладывает определенные ограничения на условия образования месторождений типа медистых песчаников и сланцев в морских отложениях. Количество меди, поступающее с рудным раствором, не должно превышать эквивалентное количество продуктов жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. В этом случае токсичные свойства меди не проявляются, так как она переходит в нерастворимые сульфиды.

Ключевые слова: токсичность меди, медистые песчаники и сланцы, гидрогенная гипотеза, сульфатредуцирующие бактерии, рудные растворы.

Geological features of the cuprous sandstones caused by toxicity of copper

A.M.LURIE

Copper toxicity imposes some limitations on the genesis of the cuprous sandstones type deposits in marine sediments. The amount of copper incoming with ore-forming brine should not exceed the equivalent amount of H_2S produced due to activity of sulfate-reducing bacteria. In this case copper forms insoluble sulfides, thereby its toxic properties are neutralized.

Key words: copper toxicity, cuprous sandstones and shales, hydrogenic hypothesis, sulfate-reducing bacteria, ore solutions.

Медьсодержащие осадочные породы — месторождения типа медистых песчаников и сланцев отнесены к разряду стратиформных, что вызвано пластовой формой рудных тел и приуроченностью к определенным частям разреза. Проблема их генезиса остается дискуссионной. По мнению автора (Вестник АН СССР. Т. 5. 1985. С. 102—112), наиболее обоснованной является гидрогенная гипотеза, согласно которой медь и сопутствующие халькофильные элементы выносились из красноцветных формаций подземными водами и отлагались в осадках и породах, содержащих сероводород и сульфиды железа (в зонах геохимического противоречия, по Л.В.Пустовалову).

Наиболее широко распространены медистые песчаники и сланцы, приуроченные к морским отложениям (Мансфельд в Германии, Люблин-Серошовицкое месторождение в Польше, Медный пояс Замбии, Уайт-Пайн в США и др.). В этих месторождениях источником серы сульфидов цветных металлов являются сульфаты, содержащиеся в морской воде и подземных водах вместе с медью [7]. Образование сероводорода происходит в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. Поскольку медь токсична для микрофлоры, то предполагали, что это дискредитирует как осадочную (поступление металлов в морской бассейн с континента), так и гидрогенную гипотезы.

Я.В.Самойлов [11] предположил, что в пермских осадках существуют медьсодержащие бактерии. Их массовая гибель в конце перми и создала месторождения в красноцветных отложениях Приуралья. Дан-

ное предположение было основано на аналогии с асцидиями (Phollusia), в которых присутствует ванадий, выполняющий функцию железа.

Идея Я.В.Самойлова не подтвердилась, хотя и обнаружены бактерии, способствующие выносу меди в зоне окисления сульфидных месторождений и ее накоплению в зоне вторичного сульфидного обогащения [5]. Однако не известны бактерии, содержащие в своем составе медь и, следовательно, играющие роль в образовании исходных месторождений. В тоже время собран достаточно обширный геологический материал, который позволяет определить влияние токсичных свойств меди на условия образования медистых песчаников и сланцев в морских отложениях: продукты жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий (H_2S) нейтрализуют токсичные свойства меди путем перевода ее в нерастворимые соединения, которые не обладают отравляющим действием. Такое обстоятельство оказывает влияние на геологию месторождений.

Основная задача статьи — обосновать причину отсутствия проявлений токсичных свойств меди в месторождениях типа медистых песчаников и сланцев в морских отложениях и показать, каким образом это явление оказало влияние на условия образования этих объектов.

Установлены главные особенности геологии медистых песчаников и сланцев, обусловленные токсичными свойствами меди в рудном растворе.

1. Условия поступления подземных вод из красноцветов в морской бассейн. Современные моря,

как и в прошлые геологические эпохи, питаются водами не только поверхностного стока, но и подземного. Например, известно, что жители побережья Персидского залива добывали пресные воды со дна моря. Специальные ныряльщики набирали ее в кожаные мешки (бурдюки). В тихую погоду вблизи берегов Флориды видно как море «кипит». Это быют подводные ключи [13].

Разгрузка подземных вод в морской бассейн происходит двумя путями: по разломам и вследствие высачивания по площади [5]. Два типа разгрузки рудных растворов в морской бассейн дает основание предполагать наличие двух типов месторождений — пластовых и жильных. Подобное явление известно для колчеданных месторождений меди. В.И.Смирнов разделил эти месторождения на субмаринные (пластовые) и жильные. Субмаринные образуются при достижении рудными растворами дна морского бассейна, жильные — в разломах. Жильных месторождений типа медистых песчаников и сланцев промышленного значения неизвестны.

При образовании пластовых месторождений разгрузка меденосных растворов в морской бассейн происходит не в виде субмаринных источников, а рассредоточено по всей площади геохимического барьера, путем медленного просачивания в морские илы. Из ограничений, которые накладывает токсичность меди на процесс биогенной сульфатредукции, можно ориентировочно определить скорость фильтрации меденосных растворов на барьере. По расчетам в подобных условиях скорость фильтрации не могла превышать нескольких сантиметров в сутки. Именно этим можно объяснить отсутствие прямой связи между меденосными зонами в морских илах и тектоническими нарушениями, по которым подземные воды движутся значительно быстрее, и, следовательно, в данном случае количество меди превышает количество сероводорода, способное перевести медь в сульфидную форму.

Количество рудного раствора, заключенного в красноцветных отложениях, зависит от объема последних. В итоге весь рудный раствор покидает среду, в которой он образовался. Однако на единицу площади за одно и то же время это количество будет во много раз большим при движении по разлому, чем при рассредоточенной разгрузке. Как не парадоксально, но большое количество меди на единицу площади способно препятствовать образованию месторождения, так как в этом случае скажется токсичное свойство меди.

2. Последовательность минералообразования.

На всех без исключения месторождениях рассматриваемого типа сульфиды железа (пирит, марказит) замещаются сульфидами меди, и, следовательно, образование первых всегда происходило раньше вторых. Если бы вместе с железом в растворе находилась бы медь, то в силу ее более высокого родства с серой (в

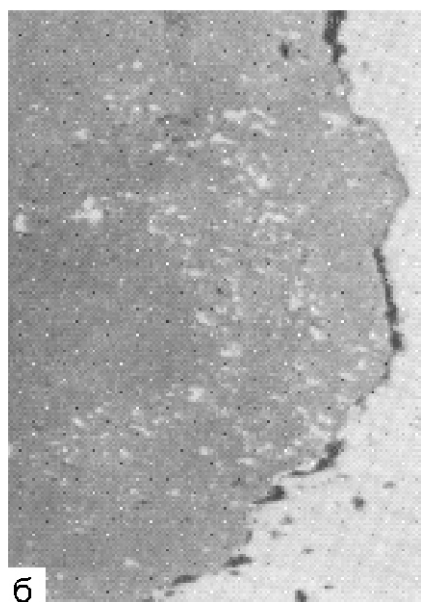
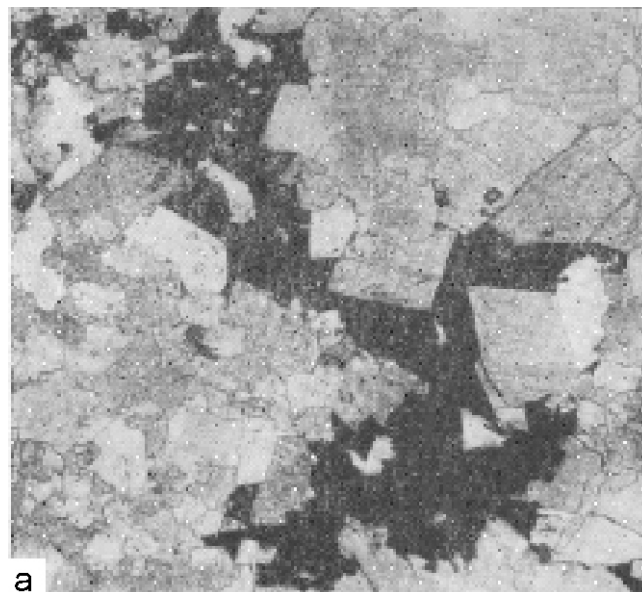


Рис. 1. Полости в пластах тонкозернистого доломита, отороченные крупными кристаллами доломита и заполненные галенитом на месторождении Сумсар в Киргизии:

а — прозрачный шлиф, галенит (черное), ув.20; б — зонное строение крупных кристаллов доломита, подчеркнутое включениями галенита; полированный шлиф, ув.165

десятки миллионов раз: $PP\ Cu_2S\ 10^{49}$, $PP\ FeS\ 10^{16}$) последняя должна была бы осаждаться раньше железа. Кроме того, появление меди в растворе вместе с железом до начала сероводородного брожения из-за ее токсичных свойств исключило бы возможность образования сероводорода. Для функционирования процесса перехода меди из раствора в твердую фазу количество меди, поступающее с рудным раствором в единицу времени не должно превысить эквивалентное количество сероводорода, воспроизводимое бак-

териями за то же время. Иначе проявились бы токсичные свойства меди и сероводородпроизводящие бактерии прекратили бы свое существование.

Из сказанного также следует, что химические реакции образования сульфидов меди происходят существенно быстрее, чем биохимический процесс отравления бактерий медью.

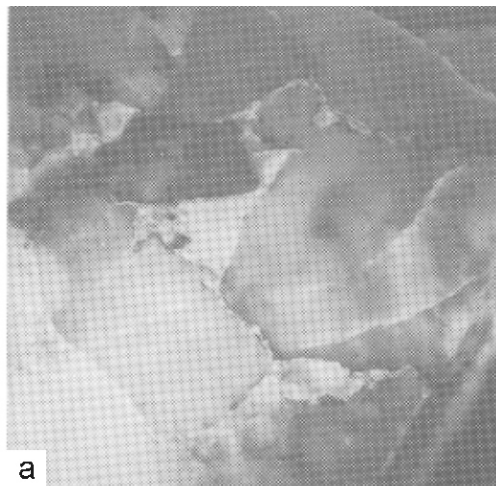
Имеются и прямые доказательства высказанных соображений. Микробиологи [16] изучали влияние токсичных свойств меди на примере черных илов солонго оз.Лагуна Пернати в Австралии. Медь поступала в озеро в процессе окисления рудопоявления, расположенного на его берегу. Начало этого процесса относится к третичному времени, а, возможно, и более раннему. Казалось бы, времени было достаточно для адаптации сероводородпроизводящих бактерий к меди, как это, например, имеет место в крови человека, где болезнетворные бактерии за короткий срок приспосабливаются к различным штаммам пеницилина и сводят его действие к нулю. Однако сероводородпроизводящие бактерии не способны создавать популяции, которые могли бы адаптироваться к токсичным свойствам меди. К.Л.Темпель и Н.В.Ле Рукс [16] на своих опытах показали, что в черных илах упомянутого озера содержится сероводород, и по этой причине деятельность сульфатредуцирующих бактерий не прекращалась даже под действием раствора, содержащего 1000 мг/л Си. После того как весь сероводород в илах, отобранных для опытов, был израсходован на образование сульфидов меди, 3 мг/л Си оказалось достаточно для стерилизации илов.

Наличие отпечатков фауны илоедов в прижизненном положении в рудоносных отложениях также указывает на отсутствие токсичного влияния меди на живые организмы. Н.М.Страхов [12, с. 59] приводит следующие виды фауны в рудоносных породах Мансвелда: «Помимо весьма многочисленных скелетов рыб, цефалопод и занесенных с суши растительных остатков, обнаружены также раковины несомненных донных форм: одного вида ехинодермат, 6 видов брахиопод, одного вида гастропод, 4 вида мшанок, 10 видов ламеллиобранхиат».

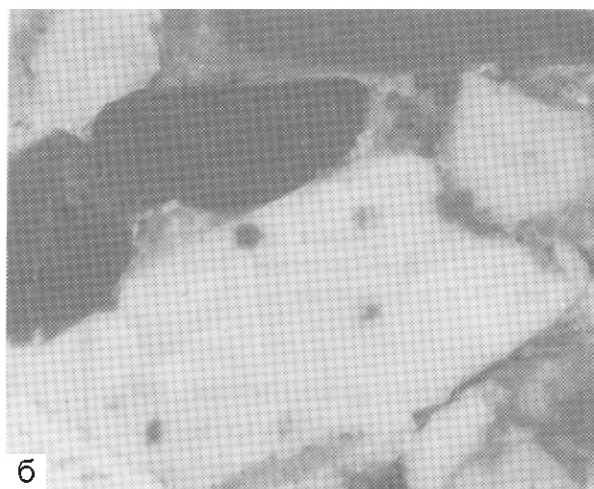
И все же на месторождении Мансвелда за всю его более чем 800-летнюю эксплуатацию случай отравления организмов был установлен. Описаны отпечатки массового захоронения рыб, которые погибали в конвульсиях [9]. По-видимому, на этом участке количество поступающей меди превысило эквивалентное количество сероводорода, необходимое для образования сульфида меди.

3. Влияние токсичных свойств меди на структурно-текстурные особенности руд. Понимание условий концентрации сульфидов и характера их выделений стало возможным благодаря экспериментам, проведенным Н.Н.Ляликовой и Г.А.Соколовой [8], которые показали, что органическое вещество, находящееся в карбонатах в дисперсном состоянии, не

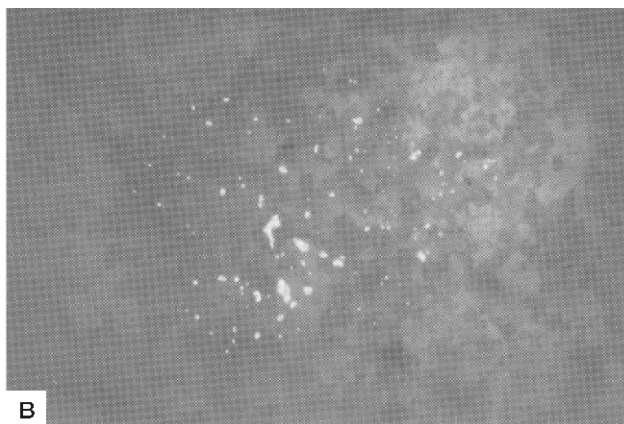
усваивается сульфатредуцирующими бактериями. В то же время эти бактерии развиваются на органике, извлеченной из карбонатов. Действительно, выделения сульфидов цветных металлов в рудах приуроче-



а



б



в

Рис. 2. Конгломерато-брекчии рифового шлейфа, лишенные цемента между обломками на месторождении меди Гравийское:

полированные шлифы: а — обломки конгломерато-брекчии вдавлены друг в друга, ув.2; б — темные комочки — скопления органического вещества внутри гальки, ув.2; в — в темном комочке присутствует вкрапленность халькозина (белое); отраженный свет, ув.40

ны к полостям, связанным с растворением известковой или доломитовой составляющих пород, в частности, к сутуристололитовым швам и полостям, инкрустированным крупнокристаллическим доломитом (рис. 1, а). В зонарном доломите, зоны насыщенные органическим веществом, содержат мелкую вкрапленность галенита (рис. 1, б)*. В конгломерато-брекчиях Гравийского месторождения меди (район г.Игарка), образованных за счет разрушения рифовой постройки, вдавливание обломков известкового состава друг в друга под геостатическим давлением, привело к частичному растворению карбонатного материала и освобождению органики, которая накапливалась в виде сгустков. К последним приурочена тонкая вкрапленность халькозина (рис. 2).

В пелитоморфных известняках, в которых отсутствуют признаки растворения, сульфиды накапливаются внутри раковин пелеципод (рис. 3). Содержащееся в них органическое вещество является благоприятной средой для развития сульфатредуцирующих бактерий.

4. Дополнения к водородной концентрации генезиса медистых песчаников и сланцев, основанные на учете токсичных свойств меди. Сульфиды меди, как уже указывалось, на всех месторождениях относятся к более поздним выделениям по отношению к пириту, который образуется в диагенезе. В то время в осадке меди еще не было. Раковины лингул встречаются в прижизненном положении без признаков отравления [15]. Однако в наддонной воде случаи отравления рыб установлены. Следовательно, медь начала поступать в то время, когда осадок еще контактировал с наддонной водой, и этот процесс может быть отнесен к позднегенетической стадии его формирования.

Минимальная длительность процесса рудогенеза определяется верхней стратиграфической границей проникновения меди. Установлено также эпигенетическое образование сульфидов меди. В районе г.Игарка изучен рудный горизонт, который подстилает красноцветную формацию. Исходя из принятой генетической концепции, медь поступала в этот горизонт из вышележащих красноцветных отложений, и, следовательно, образовались сульфиды в эпигенезе [1]. При этом существенную роль, по-видимому, играл сероводород, захваченный известняками, которые издают характерный запах сероводорода.

К числу эпигенетических относятся и месторождения Джезказганской синклинали, где основная масса медных руд заключена в песчаниках красноцветной формации Центрального рудного поля. Рудные слои обесцвечены в результате проникновения восстановителей, преимущественно сероводорода, из подсти-

лающих морских отложений. Значительно меньшая часть руд находится в группе Джиландинских месторождений, приуроченных к отложениям, переходным от морских к вышележащим континентальным красноцветам джезказганской толщи. Такое распределение меди подтверждается расчетами гидрогеологов, показавших, что при равных условиях разгрузки седиментационных вод, находящихся под геостатическим давлением, 2/3 объема воды отжимается в верхние и 1/3 в нижние пласты.

При образовании месторождений концентрация меди в рудном растворе ограничена скоростью воспроизводства бактериями сероводорода. Максимальная

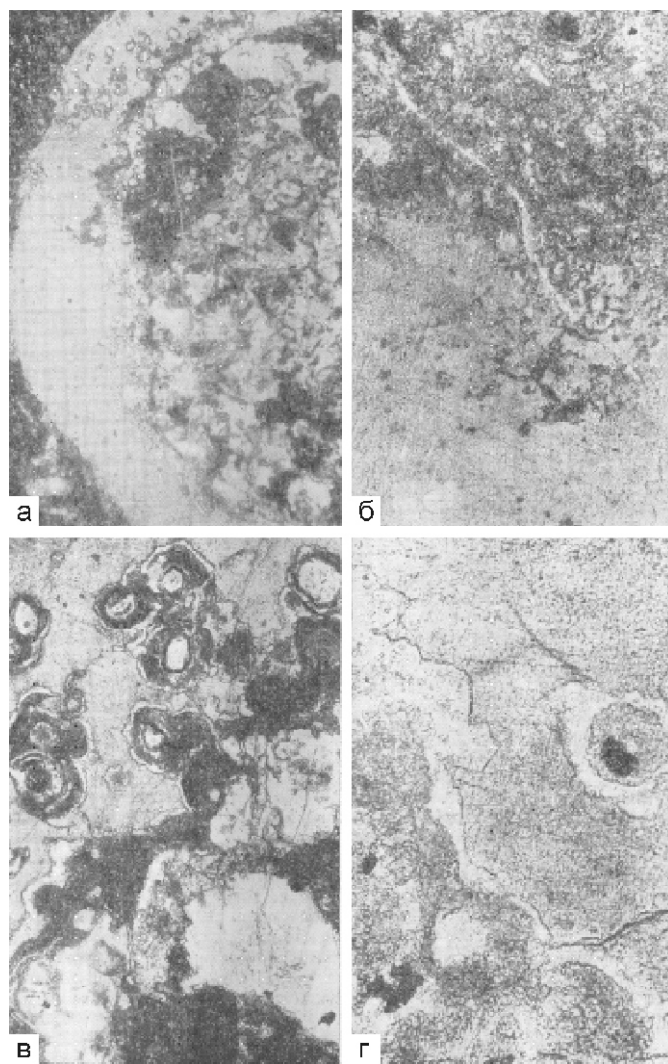


Рис. 3. Раковина пелециподы, внутренняя полость которой выполнена новообразованиями кальцита, хальцедона и сфалерита, стенки раковины источены ходами сверлящих водорослей. Определение В.П.Маслова:

а — общий вид, ув.10; б — раковина источена сверлящими водорослями, ув.70; в — хальцедон с концентрически-зональным строением замещает стенки раковины и проникает вдоль ходов сверлящих водорослей, ув.70; г — выделения хальцедона находятся в тесном срастании со сфалеритом (черное), ув.150; прозрачный шлиф, без анализатора

*Свинец также токсичен, как и медь. Происхождение свинцовых месторождений в морских осадках аналогично медным (гидрогенное).

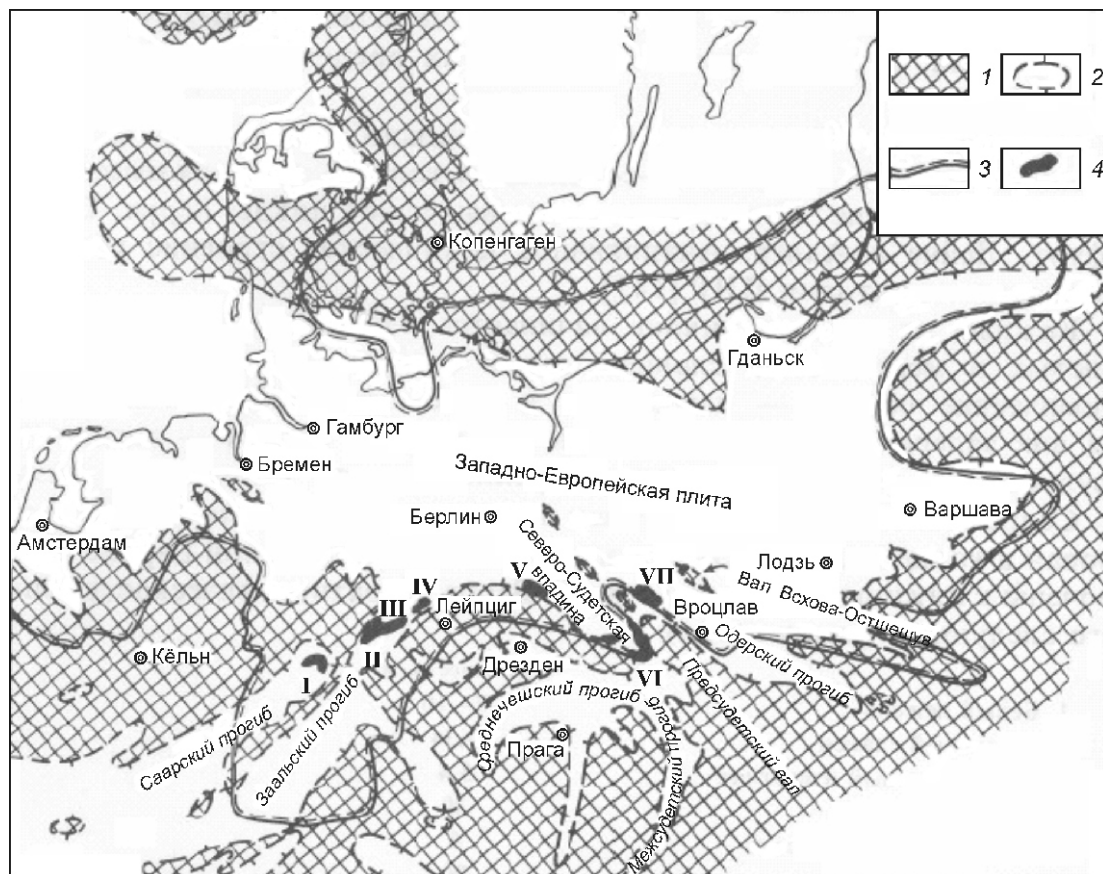


Рис. 4. Проекция месторождений меди в цехштейне Центральной Европы на палеогеографическую схему предцехштейнового времени — красный лежень [7]:

1 — область сноса в верхнем красном лежне; 2 — границы областей осадконакопления в верхнем красном лежне; 3 — границы цехштейнового моря; 4 — месторождения меди: I — Рихельсдорф, II — Зангерхаузен, Мансфельд, Эддеритц, III — Шпремберг-Вайсвассер, IV — Северо-Судетские, V — Любин-Сершовицкое

производительность сероводорода бактериями в илах, по данным С.И.Кузнецова [6], достигает нескольких миллиграмм на литр в сутки. Это дает основание полагать, что концентрация меди в рудном растворе не превышала 100 мг/л, т.е. для образования рудного раствора при 10% содержания воды потребуется десятая доля кларка в осадочных породах. При более высоком содержании меди сероводорода не хватит для полного перехода ее в сульфидную форму, и тогда проявятся токсичные свойства меди, и процесс рудообразования прекратится. Из этого следует, что в источнике меди — красноцветных формациях — ее содержание вовсе не обязательно должно быть выше кларка осадочных пород. Поиски отложений обогащенных медью в качестве ее источника, по-видимому, бесперспективны. Более вероятно, что количество меди в месторождениях обеспечивается не содержанием ее в рудоматеринских породах, а ее объемом. Запасы металлов в месторождениях нашей планеты составляют ничтожную часть по отношению к их количеству, рассеянному в горных массах [10].

В качестве примера зависимости запасов меди от объема рудоматеринских пород можно привести месторождения Германии. Здесь известны два вытянутых в длину прогиба (трога) — Заальский и Саарский, выполненных красноцветными отложениями нижней перми (рис. 4). Заальский трог сливается с красноцветными отложениями Западно-Европейской плиты, охватывающими огромную территорию Центральной Европы. Вблизи устья этого трога рас-

положены месторождения Мансфельд и Зангерхаузен, которые эксплуатировались более 800 лет. Саарский трог отделен от красноцветов Западно-Европейской плиты поднятием Бухенау. Кроме того, он разбит поперечными поднятиями на отдельные бассейны. К поднятию Бухенау примыкает бассейн Верра-Фульда. В нем находится рудопоявление меди Рихельсдорф несоизмеримо меньшее по своим масштабам, чем орудинение Заальского трога. Если рассматривать красноцветные отложения в качестве источника меди, то соотношения запасов этих объектов окажется вполне естественным.

Детальная разведка месторождения Гравийское выявила небольшие запасы меди. Эти результаты можно было предсказать, так как красноцветные отложения в этом районе представлены прибрежными отложениями, которые к востоку переходят в сероцветные морские осадки. Объем их как источника меди недостаточный для образования значительных запасов меди.

В красноцветных отложениях — предполагаемых источниках металлов, фоновое содержание меди такое же, что и в других осадочных породах, а в ряде случаев даже ниже*. Например, фоновое содержание меди в красноцветных отложениях Чу-Сарысуйской впадины (C_{2-3}), которые рассматриваются как источник меди месторождений Джезказганской синклинали, ниже, чем в угленосных отложениях Карагандин-

*Пониженный фон меди возможно связан с ее выносом.

ского бассейна, являющихся их гумидными аналогами. По данным И.В.Глухана и И.В.Евдокимова, в красноцветных отложениях Чу-Саврийской впадины среднее содержание меди составляет $2 \cdot 10^{-3}\%$, в Тенизской впадине $2,2 \cdot 10^{-3}\%$, в Карагандинском бассейне $4,5 \cdot 10^{-3}\%$. Такая же тенденция изменения содержания меди установлена Е.М.Грачевской [3] в песчанниках перечисленных впадин, соответственно $1,2 \cdot 10^{-3}$, $2,47 \cdot 10^{-3}$ и $2,8 \cdot 10^{-3}\%$. В пермских красноцветных отложениях Западного Предуралья содержание меди также не повышено [4].

Примем для рудных растворов концентрацию меди 10 мг/л. Если в породе плотностью 2 г/см^3 содержится 10% воды, то для превращения ее в рудный раствор из 100 см (2 кг) породы необходимо извлечь 1 мг Cu, что составит $5 \cdot 10^{-5}\%$ ее массы. Концентрацию меди в лучшем случае можно увеличить в 10 раз, т.е. достигнуть максимальной производительности сероводорода бактериями, установленной микробиологом С.И.Кузнецовым [6]. Если из пород выносятся $5 \cdot 10^{-5}\%$ Cu, то для образования месторождения с запасами в 1 млн.т требуется извлечение металла из 1000 км^3 пород. Участие в этом процессе столь большого объема пород возможно только при их обезвоживании в результате уплотнения в катагенезе.

Наличие бесплодных красноцветных формаций дает основание считать, что объем красноцветов не является единственным фактором, который требуется для образования промышленных месторождений меди. Важна также геохимическая среда, обеспечивающая ее переход в раствор [7]. Различие между геохимической средой рудоносных и бесплодных красноцветных отложений в должной степени не изучено. Большое значение имеет тектоническая обстановка, при которой рудные растворы из огромного резервуара (отложения красноцветных формаций) должны разгружаться на небольшой площади будущего месторождения [7].

В заключение следует отметить, что образование медистых песчаников и сланцев, приуроченных к морским отложениям, исключают возможность проявления отравляющего воздействия меди на жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактерий и реализуется при следующих условиях:

1. Разгрузка рудных растворов в морской бассейн происходит не по разломам, а путем высачивания по всей площади месторождения.

2. Начало процесса сульфатредукции предшествовало поступлению рудного раствора.

3. В карбонатных породах это связано с растворением вмещающей среды, что приводит к созданию условий для развития сульфатредуцирующих бактерий.

4. Образование рудного раствора в красноцветных отложениях возможно при кларковом содержании меди.

5. Запасы металлов на месторождениях обеспечиваются объемами рудоматеринских пород — красноцветных формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габлина И.Ф., Ржевский В.Ф., Васильевская Л.В. Эпигенетическая зональность Гравийского месторождения меди // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. —М.: Наука, 1986. С. 147—168.
2. Гаррельс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. —М.: Мир.
3. Грачевская Е.М. Формы фоновой меди в красноцветных отложениях и их сероцветных аналогах // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 5. С. 1223—1225.
4. Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветных формаций. —М.: Наука, 1980.
5. Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Мосхетели А.В. Подземный сток в моря и мировой океан. —М.: Недра, 1977.
6. Кузнецов С.И. Итоги и перспективы развития геологической микробиологии / Экология и геологическая деятельность микроорганизмов. —Пушино, 1976. С. 8—24.
7. Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. —М.: Наука, 1988.
8. Ляликова Н.Н., Соколова Г.А. Микробиологическая характеристика некоторых рудных месторождений Центрального Казахстана // Микробиология. 1965. Т. 34. Вып. 2. С. 335—343.
9. Обручев В.А. Рудные месторождения. —М.: ОНТИ, 1935.
10. Смирнов В.И. Успехи и некоторые задачи теории рудообразования // Советская геология. Юбилейный сборник к 40-й годовщине Октября. 1957.
11. Самойлов Я.В. Палеофизиология (палеобиохимия) и ее геологическое значение. Биолиты. —Л.: НХТИ, 1929. С. 77—92.
12. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. —М.: Изд-во АН СССР, 1962.
13. Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. —М.: Недра, 1968.
14. Энсайн К.О., Уайт У.С., Райт Дж.К. и др. Медные месторождения в сланцах Нонсач, штат Мичиган. Рудные месторождения США. —М.: Мир, 1972. С. 602—627.
15. Alexandrowicz S.W., Jarosz J. Paleontology of Zechstein Lingula Sandstones from Lubin / Bulletin Acad. Pol. Sci. Vol. 19. № 3. Pp. 183—191.
16. Temple K.L., Le Roux N.W. Syngenesis of sulfide ores: sulfate reducing bacteria and copper toxicity. Econ. Geol. 1964. Vol. 59. № 2. Pp. 271—278.

Фациально-генетические типы органогенных карбонатных пород и потенциальные коллекторы нефти и газа в каланчевской свите неопротерозоя Предпатомской нефтегазоносной области

П.Н.КОЛОСОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: p_kolosov@diamond.ysn.ru)

Посвящена выявлению в разрезе каланчевской свиты неопротерозоя онколитовых, органогенных, органо-онколитовых и других фациально-генетических типов карбонатных пород. В сочетании с обнаруженными трещиноватыми, пористыми и перекристаллизованными известняками и доломитами они являются потенциальными коллекторами нефти и газа.

Ключевые слова: известняки, доломиты, онколиты, перекристаллизация, типы пород, битум.

Facial-genetic types of organogenic carbonate rocks and potential reservoirs of oil and gas in the Neoproterozoic Kalancha Formation of the predpatom oil and gas bearing region

P.N.KOLOSOV

The paper deals with oncolitic, organogenic, organogenic-oncolitic and other facial genetic types of carbonate rocks distinguished in the section of the Neoproterozoic Kalancha Formation. In combination with the revealed fractured, porous and recrystallized limestones and dolomites they make potential reservoirs of oil and gas.

Key words: limestones, dolomites, onkolites, recrystallization, rock types, bitumen.

В Предпатомской нефтегазоносной области пробурено три десятка глубоких скважин. Керна из неопротерозойской части разрезов не более 100 м. Нефтегазовый потенциал карбонатного комплекса, сложного для прогнозирования в нем залежей, здесь не реализован по причине его слабой детальной литологической и биолого-экологической изученности. Поэтому на основе строения опорного разреза, обнаженного по р.Лена в районе Уринского поднятия на северо-востоке Байкало-Патомского нагорья, автор провел детальные исследования литологических и биолого-экологических особенностей каланчевской свиты с целью установления: возможно ли в Предпатомской нефтегазоносной области присутствие на этом стратиграфическом уровне карбонатного комплекса неопротерозоя потенциальных коллекторов нефти и газа.

Известно, что коллекторский потенциал пород зависит в значительной степени от процессов седиментогенеза, в основном определяющиеся гидродинамической средой. Поэтому в статье большое внимание обращено на присутствие в разрезах онколитов, образующихся в подвижных водных условиях карбонатонакопления. Выбор каланчевской свиты в качестве объекта исследования объясняется тем, что в ней много слоев онколитовых пород. Размер онколитов в определенной мере указывает на степень подвижности воды. В условиях сильной и продолжительной подвижности воды образуются крупные (до 2—3, реже 5 см) онколиты. В отличие от онколитов катаграфии

они образуются в гидродинамически спокойном режиме осадконакопления. Имеют неправильную форму. Нередко это неопределимые остатки цианобактерий и водорослей, а также обрывки цианобактериальных слоев (матов).

В прозрачных шлифах карбонатных пород кроме онколитов автором выявляются микротрещины, стилолиты, поры, каверны, перекристаллизация и доломитизация.

Каланчевская свита делится на две подсвиты. Контакт между уринской и каланчевской свитами на р.Лена не обнажен. **Нижнекаланчевская подсвита** (за исключением самых низов) обнажена на р.Лена в 9—10 км ниже устья р.Джерба, в обрывах скалы Каланча и хр.Долгий. Она состоит из известняков онколитовых темно-серых, черных, разноплитчатых, с редкими прослоями (1—3 м) алевролитов и реже известняков глинистых желтовато-серых. В обрыве скалы Каланча (обнажения 1—68; здесь и далее новые результаты, приводимые в статье, привязаны к стратиграфическим колонкам, опубликованным автором в работах: Колосов П.Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. —Новосибирск: Наука, 1975; Колосов П.Н. Рифейские отложения Уринского поднятия // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Сборник научных трудов). —Якутск, 1978. С. 38—48; снизу вверх обнажены и характеризуются следующими литологическими и биолого-экологическими особенностями:

1. Известняки онколитовые темно-серые, черные, реже серые разноплитчатые. Видимая мощность 27 м. После общей характеристики пачки приведем описания составляющих ее слоев: 1.1. Известняки темно-серые, серые среднеплитчатые (5—10 см) с неровной поверхностью напластования, с редкими онколитами и катаграфиями. Обр. 1-3/68. 3,5 м. Шлифы (Ш) 1-3-68: онколиты мелкие (0,2—0,6 мм), катаграфии продолговатые крупные (0,5—0,7 2—8 мм). Доломитизация затронула указанные следы жизнедеятельности микроорганизмов (в основном цианобактерий). 1.2. Известняки темно-серые и черные тонкоплитчатые (1—5 см) с онколитами и без них, местами органогенного характера. Обр. 4-5/68. 3,4 м. Ш 4-5-68: онколиты средние (0,4—0,6 мм) и крупные (2,0 мм). 1.3. Известняки онколитовые и неонколитовые темно-серые толстоплитчатые (10—20 см). Обр. 6-12/68. 14 м. Ш 6-68: онколиты средних и крупных размеров. Ш 11-68: онколиты составляют около 50 % породы. Они перекристаллизованные, мелкие (0,4—1,0 мм) сферические, крупные (1,0—3,4 мм) овальные с волнистой концентрической слоистостью. 1.4. Известняки онколитовые и без онколитов, темно-серые, серые тонкоплитчатые. Обр. 13-15/68. 6 м. Ш 13-68: 1.5. Известняк органогенный. Ш 15-68: значительная часть Ш — это крупные (2,2 5,0—6,4 мм) синтетические онколиты с внешним концентрического строения ровным и волнистым слоем. Края онколитов иногда «разъедены» стилолитами. В некоторых онколитах имеются трещины шириной 0,02—0,06 мм. Цемент: замещения, крупнозернистый известняк.

2. Известняки темно-серые, черные разноплитчатые, участками онколитовые, с редкими прослоями алевролитов и известняков рассланцованных. 65 м. 2.1. Известняк тонкоплитчатый рассланцованный, с прослоем известняка толстоплитчатого. Обр. 16/68. 1,4 м. 2.2. Известняк онколитовый серый толстоплитчатый (20—50 см). Обр. 17-18/68. 2 м. Ш 18-68: онколиты синтетические с волнисто-слоистым концентрического строения внешним слоем. Их размеры 1,2—2,5 мм (в диаметре). Имеются почти полностью перекристаллизованные формы. Некоторые из них рассечены трещинами (2—4 трещины в одном онколите), по которым деформированы (смещены на 0,2—0,3 мм). 2.3. Известняк онколитовый темно-серый среднеплитчатый (5—10 см), участками кальцитизированный. Обр. 19-23/68. 10 м. Ш 21-68: онколиты (0,6—1,8 мм, преимущественно 1,0 м) составляют около 50% объема породы. Ш 23-68: известняк онколитовый перекристаллизованный кавернозный (1,0—1,6 мм). Каверны образовались в результате выщелачивания, имеют удлиненные очертания, их края извилистые. Онколиты полностью перекристаллизованы. 2.4. Осыпь. Судя по обломкам интервал представлен аргиллитами черными. 5—6 м. 2.5. Известняк темно-серый среднеплитчатый слоистый. Обр. 24/68. 2 м. В Ш 24-68 отмечены мелкие

(0,08—0,2 мм) перекристаллизованные онколиты. 2.6. Аналогичный 2.4. Примерно 10 м. 2.7. Известняк доломитистый серый, желтовато-серый рассланцованный с прослоями плит мощностью 5—7 см. Обр. 25/68. 4 м. 2.8. Известняки онколитовые и органогенные темно-серые средне- и толстоплитчатые. Толстые плиты имеют бугристую (строматолитовую) поверхность, изменчивую мощность. Видны прослойки кальцита. Обр. 26-32/68. 15 м. Ш 26-68: известняк органогенный доломитистый (?) трещиноватый. Ш 28-68: онколиты (0,6—3,0 мм) простые и синтетические округлые, волнисто-слоистого концентрического строения. В Ш 29-68 крупных онколитов мало. Ш 31-68: вторичный онколитовый доломит известковистый. Наблюдается одна разветвленная трещина шириной от 0,1 до 0,4 мм. Редкие выделения битума. Ш 32-68: доломитизация породы начинается с онколитов (1,4—1,8 мм, реже до 3,2 мм). Онколиты простые и синтетические, доломитовые, желтые, местами бурые. Внутри онколитов видны крупные (0,3—0,5 мм, реже до 1,0 мм) ромбоэдри доломита. Некоторые онколиты перекристаллизованы: в их периферической зоне имеются светлые кристаллы кальцита неправильной формы. 2.9. Известняк темно-серый, серый рассланцованный с примазками зеленовато-серого мергеля. Присутствуют прослои известняка онколитового темно-серого средне- и толстоплитчатого. Обр. 33/68. 10 м. 2.10. Отдельные высыпки известняка темно-серого. В этом интервале предположительно залегают мергели (аналогичные 2.9) с прослоями известняка. 5—8 м.

3. Известняки онколитовые темно-серые средне- и толстоплитчатые. Обр. 34-49/68. 31 м. Ш 34-48/6 8: онколиты разных размеров (от 0,1—0,5 до 3,4—4,4 мм), перекристаллизованные, составляют от 40 до 80% объема породы. Они округлые и вытянутые простые, очень редко синтетические. Цемент зернистый кристаллический (Ш 41-68), замещения (Ш 44-68). Трещины (0,02—0,04 мм, реже до 0,3 мм) минеральные тектонические (кулисообразно-прерывистые) (в шлифе 43—68 имеется 5 трещин, а в 45—68 еще больше — 7 трещин). Стилолиты особенно многочисленны (8) в Ш 43-68. В них и онколитах имеются выделения органического вещества и битума.

4. Известняк темно-серый, черный биогермного характера толстоплитчатый с онколитами. 16 м. 4.1. Известняк серый, зеленовато-серый тонкозернистый слоистый тонкоплитчатый. Обр. 50-51/68. 1,6 м. Ш 51-68: многочисленны выделения (0,02—0,03 мм) черного метаморфизованного органического вещества. 4.2. Известняк темно-серый, черный биогермного (органогенного) характера (толстые плиты изменчивой мощности) с онколитами. Обр. 52-56/68. 12 м. Ш 53-68: органическое вещество в основном в онколитах (0,8—2,0 мм) простых и синтетических доломитовых округлых и угловатых. Ш 54-68: полностью перекристаллизованная карбонатная порода.

По этой причине онколиты заметны с трудом, то же в Ш 56-68. Онколиты (0,2—1,4 мм) закреплены цементом прорастания. Наблюдаются выделения органического вещества. 4.3. Известняк черный тонкоплитчатый. Обр. 57/68. Видимая мощность 2 м. Ш 57-68: порода сильно трещиноватая (трещины шириной 0,01—0,03 мм), местами перекристаллизованная. Онколиты (0,6—1,5 мм) доломитовые.

В обрыве хр. Долгий, расположенного на левом берегу р. Лена в 10 км ниже устья р. Джерба, в разрезе нижнекаланчевской подсвиты (обн. 2-68) выделяется 6 пачек (Колосов П.Н. Рифейские отложения Уринского поднятия // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Сборник научных трудов). — Якутск, 1978. С. 38—48):

1. Известняки местами онколитовые. Видимая мощность 47 м. В этой пачке онколитовые породы редки и маломощны. Они установлены по обр. 62-63/68.

2. Известняки средне- и толстоплитчатые (10—30 см). В 6 м от подошвы пачки имеется слой (3 м) известняка онколитового (крупные онколиты) серого среднезернистого средне- и толстоплитчатого. Обр. 71—74. 29 м.

3. Известняки онколитовые серые. В 11 м от подошвы пачки в слое (6,5 м) онколиты светло-желтые крупные (1—2 см). Обр. 75-89/68. 34 м.

4. Известняки онколитовые темно-серые и черные среднеплитчатые с бугристой поверхностью напластования. Имеются прослои известняков плотных, а также алевролитов темно-серых рассланцованных. Алевролиты местами закрыты осыпью. Обр. 90-91/68. 13 м.

5. Известняки доломитистые онколитовые и катаграфиевые черные и темно-серые тонко- и среднеплитчатые, с прослоями (3—5 см) известняка органо-онколитового. Обр. 92-101/68. 30 м. Ш 92-68: известняк органо-онколитовый доломитистый перекристаллизованный. Онколиты в породе выделяются слабо, кроме округлых размерами 0,6—3,0 мм наблюдается много мелких (0,08—0,2 мм) форм, и имеющих неправильные очертания. Ш 101-68: известняк доломитистый за счет мелких (0,2—0,6 мм) катаграфий доломитового состава. Много трещин шириной 0,02—0,05 мм. Часть из них отчетливо тектонического происхождения.

6. Известняк онколитовый мелкокристаллический толстоплитчатый, в нижних 0,5 м пачки черный с многочисленными прожилками кальцита, а выше серый мелкозернистый выветрелый. Обр. 102-104/68. 12 м. Ш 104-68: онколиты перекристаллизованные и неперекристаллизованные, средние (0,4—1,2 мм) и крупные (2,0—2,5 мм) округлые и вытянутые (1,3 3,6 мм). Центральная часть онколитов сложена доломитами, а периферическая — микритовым карбонатом.

Мощность нижнекаланчевской подсвиты примерно 240 м, из них выше (в обнажениях 1-68 и 2-68) охарактеризовано 211 м.

Верхнекаланчевская (долгинская) подсвита. Ее разрез приводится по обн. 7-68 на правом берегу р. Лена напротив деревни Тинная (Колосов П.Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975; Колосов П.Н. Рифейские отложения Уринского поднятия // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Сборник научных трудов). — Якутск, 1978. С. 38—48): 1—6 пачки, выделенные здесь, относятся к нижнекаланчевской подсвите.

7. Переслаивание известняков темно-серых, серых, участками доломитистых, и доломитов серых, реже темно-серых, прослоями микрофитолитовых. В средней части пачки присутствуют маломощные прослои алевролитов зеленовато-серых. В отдельных слоях установлены известковистые цианобактерии. 7,8 м. 7.1(18 — здесь и далее в скобках указаны полевые номера слоев, приведенные в работе И.П. Колосова (Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975) — 7.10(27). Доломиты онколитовые перекристаллизованные, участками пористые и известняки перекристаллизованные, местами с онколитами или сильно трещиноватые (Ш 432-68). Онколиты простые (0,4—1,8 мм) и синтетические (1,0—3,8 мм), четко выделяются в породе округлые и угловатые. Трещины минеральные, шириной 0,02—0,1 мм. Органическое вещество в порах и в виде отдельных (0,1—0,4 мм) выделений. Битум присутствует в стилолитах. Обр. 431-437/68. 29,1 м. 7.11(28). Известняк доломитистый органо-онколитовый, участками сильно трещиноватый. Трещины минеральные и открытые (0,01—0,3 мм). В Ш 438-68 по краям трещин наблюдаются остатки органического вещества. Онколиты доломитизированы, мелкие (0,1—0,2 мм). В некоторых относительно крупных синтетических онколитах улавливается цианобактериальное их внутреннее строение (Ш 440-68). Обр. 438-441/68. 2,1 м. 7.12(29). Доломиты серые, реже темно-серые плитоморфные толстоплитчатые, местами известковистые плитчатые и неясноплитчатые, с прослоями (0,3—0,7 м) известняков онколитовых темно-серых, черных. В 14,9 м от подошвы слоя присутствует прослой (0,2 м) алевролита зеленовато-серого тонкоплитчатого. Обр. 442-447/68. 15,4 м. По данным петрографического изучения прослоев по Ш 442-444/68 и 446/68: известняки доломитистые за счет полностью перекристаллизованных онколитов доломитовых. Онколиты вытянутые, угловатые синтетические (0,6—1,0 6,0 мм, реже 1,2 8,0 мм). Имеются и простые округлые онколиты (0,2—1,6 мм). В Ш 442/68 видно, что некоторые онколиты состоят из мелких (0,008 мм) шаровидных цианобактерий. Трещины отмечены в Ш 443/68. 7.13(29). Известняки темно-серые тонко-

и толстоплитчатые тонкозернистые с весьма тонкими (до 1 см) прослоечками-полосками доломита светло-желтого. 3,6 м. 7.14(29). Доломит серый скрытокристаллический толстоплитчатый с пятью тонкими (5—10 см) прослоечками алевролита зеленовато-серого листоватого. Обр. 448/68. 4,2 м. 7.15(29). Известняк темно-серый разноплитчатый слоистый и неслоистый с одним прослоем (0,3 м) известняка крупноонколитового (Ш 449/68) перекристаллизованного. Обр. 449/68. 1,6 м. 7.16(29). Доломит зеленовато-серый слоистый неясноплитчатый. 3,2 м. 7.17(29). Переслаивание доломитов известковистых серых и известняков микрофитолитовых черных, темно-серых мелко- и среднезернистых слоистых толстоплитчатых. Обр. 450-453/68. 4,8 м. Ш 451-68: известняк трещиноватый, с полностью перекристаллизованными единичными онколитами (0,3—1,0 мм). Характерны многочисленные мелкие (0,02—0,04 мм) выделения ОВ. Ш 453-68: известняк доломитизированный за счет катаграфий. В отличие от последних онколиты четкие, сохраняют микроструктуру, сложены темным микритом, имеют размеры 0,1—1,3 мм. Трещины тектонические узкие (0,01—0,04 мм) и широкие (0,04—0,28 мм). 7.18(29). Доломит серый, зеленовато-серый слоистый толстоплитчатый скрытозернистый плотный. 3,4 м. 7.19(29). Переслаивание известняков онколитовых темно-серых толстоплитчатых тонкозернистых (обр. 454-455/68) и доломитов серых скрытокристаллических плотных. У кровли слоя имеются линзы окремненных карбонатных пород. Обр. 454-455/68. 10,4 м. В шлифах наблюдаются перекристаллизованные онколиты (Ш 454-68), а также коккоидные цианобактерии (0,01—0,02 мм), по-видимому, колонии последних. Цианобактериальный известняк пористый тонкозернистый (Ш 455-68).

8. Доломиты серые, зеленовато-серые, с прослоями органогенных доломитов известковистых и известняков доломитизированных с онколитами. Маломощные прослои (3—5 см) аргиллитов и алевролитов присутствуют по всей пачке. 30 м. 8.1 (30). Доломит скрытозернистый с чешуйчатыми отдельностями. В 4,2—4,45 м от подошвы слоя встречен прослой доломита серый плитчатый. Выше (в интервале 4,45—4,8 м) известняк серый кальцитизированный скрытозернистый перемятый. 4,8 м. 8.2 (30). Доломит серый, зеленовато-серый полосчатый местами глинистый, с прослоями доломита органогенного известковистого скрытозернистого плотного плитчатого. Обр. 456-458/68. 8,4 м. Ш 456-68: доломит известковистый очень мелкокристаллический с онколитами простыми (0,5—0,9 мм) и синтетическими (0,8—2,6 мм), сложенными темным микритом. Онколиты в породе выделяются очень четко. Трещины (0,01—0,02 мм) тектонического происхождения. Ш 457-68: доломит известковистый органогенный (видны коккоидной формы микроорганизмы), с алевролитовым материалом и многочисленными мел-

кими выделениями органического вещества. В Ш 458-68 порода участками перекристаллизованная. 8.3(30). Доломит зеленовато-серый полосчатый слоистый с прослоями (2—5 см) доломита алевролитового тонкоплитчатого и доломита (0,7 м) черного скрытозернистого толстоплитчатого очень плотного. 5 м. 8.4(30). Доломит известковистый органогенный (обр. 459/68) серый толстоплитчатый плотный скрытокристаллический, с прослоем (0,1 м) зеленовато-серого алевролита (0,8 м): алевролит с прослоем (0,3) доломита (1,6 м); аргиллит известковистый черный параллельно-слоистый (0,4 м) и известняк черный тонкозернистый толстоплитчатый плотный (обр. 460/68) (0,5 м). 3,3 м. Ш 459-68: органогенный доломит пористый. Поры заполнены крупнокристаллическим кальцитом. Имеются многочисленные выделения (0,01—0,05 мм) органического вещества. Ш 460-68: известняк органогенный доломитизированный слабоалевритистый, с единичными перекристаллизованными онколитами и многочисленными выделениями (0,01—0,08 мм) органического вещества. 8.5(30). Доломит известковистый зеленовато-серый неясноплитчатый плотный. 2,8 м. 8.6(31). Известняк серый, темно-серый скрытозернистый, в низах (0,8 м) слоя полосчатый. Порода слоистая средне- и толстоплитчатая плотная (обр. 461/68). У кровли слоя алевролит зеленовато-серый (5—8 см). 3,6 м. 8.7(32). Доломит серый скрытозернистый очень плотный толстоплитчатый (обр. 462/68). В 1,4 м от подошвы слоя присутствует прослой (5 см) алевролита, а еще выше — известняка органогенного темно-серого слоистого (обр. 463/68). 2,3 м. Ш 462-68: доломит органогенный перекристаллизованный. Трещины открытые (0,01 мм) и минеральные (0,02—0,03 мм). Битум наблюдается между органогенными слоями. Ш 463-68: известняк органогенный доломитизированный тонкокристаллический, с редкими перекристаллизованными небольшого размера онколитами (0,4—0,6 мм). От последних сохранились лишь реликты.

9. Доломиты алевролитистые, песчанистые и глинистые, светло-зеленые, бордовые, с редкими прослоями (0,2—0,5 м) органогенных доломитов и известняков серых, аргиллитов и алевролитов черных, зеленовато-серых. В 22,3 м от подошвы пачки прослой (0,8 м) песчаника доломитистого косослоистого. 46 м. 9.1(33). Доломит алевролитистый зеленовато-серый слоистый легко разрушающийся. Видны тончайшие (как нити) полосочки аргиллита (?) темно-серого. 2 м. 9.2(34). Доломиты серые, слегка зеленоватые скрытозернистые очень плотные толстоплитчатые (обр. 464/68), с редкими прослоечками (3—15 см) аргиллита известковистого зеленовато-серого. От подошвы в интервале 4,0—6,2 м доломит алевролитистый зеленовато-серый, который выше становится темно-серым и содержит прослой доломита темно-серого скрытозернистого. Обр. 464/68. 8,3 м. Ш 464-68: доломит органогенный нацело перекристаллизованный с реликтами редких онколитов. Трещины тектонические открытые (0,01 мм) и мине-

ральные (0,03 мм). 9.3(35). Известняк органогенный серый скрытозернистый толстоплитчатый с микрофитолитами. Выше 2,3 м известняк доломитистый. Обр. 465-466/68. 4,1 м. Ш 465-68: известняк органогенный перекристаллизованный с реликтами катаграфий. Трещины тектонические открытые (0,01 мм). Ш 466-68: известняк органогенный частично перекристаллизованный с реликтами единичных онколитов. 9.4(36). Доломит серый, слегка зеленоватый, слоистый среднеплитчатый плотный (обр. 467/68), с микрофитолитами и прослоем (5 см) алевролита. 1,4 м. Ш 467-68: доломит органогенный тонкозернистый пористый, с реликтами единичных полностью перекристаллизованных онколитов (0,2—0,3 мм). 9.5(37). От подошвы слоя в интервалах: 0—0,7 м — доломит алевролитистый зеленовато-серый; 0,7—2,3 м — доломит серый, слегка зеленоватый плотный толстоплитчатый; 2,3—3,8 м — доломит слабо глинистый бордовый неясноплитчатый; 3,8—4,1 м — доломит песчанистый зеленовато-бордовый слоистый, плотный толстоплитчатый. 4,1 м. 9.6(37). Доломит слегка алевролитистый светло-зеленый неясноплитчатый с прослоями алевролита зеленого тонкоплитчатого, а также с редкими прослоечками (1—2 см) аргиллита черного. В 4,6 м от подошвы слоя присутствует пласт доломита 40 см скрытозернистого очень плотного. Выше прослой (0,5 м) аргиллита черного, местами зеленоватого. 6,5 м. 9.7(37). От подошвы слоя в интервалах: 0—1,4 м — доломит бордовый глинистый неясноплитчатый; 1,4—1,7 м — доломит слабopесчанистый светло-зеленый очень плотный; 1,7—2,0 — алевролит зеленый слоистый; 2,0—4,0 м — доломит серый, местами зеленоватый слоистый неясноплитчатый; 4,0—6,2 м — доломит бордовый слегка глинистый; 6,2—7,5 м — доломит алевролитистый и слегка глинистый бордовый слоистый тонкоплитчатый (обр. 468/68); 7,5—9,5 м — доломит слегка глинистый и алевролитистый бордовый неясноплитчатый, местами слоистый (обр. 469/68); 9,5—10,5 м — доломит алевролитистый зеленовато-серый слоистый; 10,5—13,5 м — необнаженная часть слоя. 13,5 м. 9.8(37). Доломит алевролитистый бордовый (4 м), доломит песчанистый (обр. 470/68) косослоистый (0,8 м), доломит песчанистый зеленый (обр. 471/68) слоистый, переходящий в доломит алевролитистый неясноплитчатый. 6,1 м.

10. Переслаивание доломитов серых, зеленовато-серых и известняков органогенных темно-серых, черных, с онколитами. 21 м. 10.1(38). Доломит известковистый серый (обр. 472/68) с прослоями доломита алевролитистого зеленовато-серого слоистого (2,5 м); доломит алевролитистый светло-зеленый неясноплитчатый (0,5 м); известняк черный мелкокристаллический слоистый полосчатый (1,0 м); известняк доломитизированный онколитовый темно-серый мелкозернистый (обр. 474/68) толстоплитчатый неслоистый. 4,2 м. Ш 473-68: известняк алевролитистый перекристаллизованный, с редкими трещинами (0,02—0,03 мм) и кавернами. В последних крупно-кристаллический кальцит. Много-

численны мелкие (0,02—0,05 мм) выделения ОВ. Ш 474-68: известняк доломитизированный (процесс доломитизации имел место по онколитами размерами 0,7—1,6 мм). В стилолитах битум. 10.2(39). Известняк микрофитолитовый темно-серый мелкозернистый плотный (обр. 475/68) толстоплитчатый, в нижних 0,7 м темно-серый, выше в интервале 0,7—2,6 м от подошвы слоя — серый неясноплитчатый кальцитизированный; 2,6—3,1 м — слегка доломитистый серый толстоплитчатый; 3,1—7,4 м — известняк темно-серый, черный мелкокристаллический слоистый полосчатый (тонкие светлые полосы доломита (?), местами онколитовый (единичные крупные округлые диаметром до 1 см). Обр. 476/68. У кровли слоя прослой (0,3 м) известняка слегка окремненного онколитового темно-серого. 7,4 м. Ш 475-68: известняк катаграфиево-онколитовый перекристаллизованный и доломитизированный по указанным форменным элементам разных размеров: мелких (0,1—0,5 мм) и крупных (до 3,8 мм). Цемент прорастания («пойкилитовый»). Ш 477-68: известняк онколитовый окремненный (вторичный процесс) трещиноватый, с мелкими выделениями ОВ. 10.3(40). Доломит серый мелкозернистый слоистый плотный тонкоплитчатый (поверхность плит ровная), устойчивый к выветриванию; от подошвы слоя в интервале 3,0—4,8 м — доломит светло-зеленый неясноплитчатый, при ударе молотком легко разрушающийся. Выше по разрезу доломит серый, зеленовато-серый слоистый, с прослоями доломита серого неслоистого скрытозернистого. 8,5 м. 10.4(41). Известняк органогенный черный слоистый, в нижних 0,2 м полосчатый, а у кровли с микрофитолитами. Обр. 478/68. 1 м. В Ш из этого образца видны мелкие выделения битума. Они в виде отдельных пятен и вдоль органогенной слоистости.

11. Переслаивание доломитов зеленовато-серых тонкоплитчатых и черных, темно-серых известняков, а также алевролитов. 27 м. 11.1(42). От подошвы слоя в интервалах: 0—1,7 м — доломит зеленовато-серый слоистый тонкоплитчатый; 1,7—2,6 м — известняк черный, темно-серый скрытозернистый слоистый плотный, с прослоем (0,1 м) аргиллита черного, переходящий в известняк доломитистый (0,4 м); 2,6—4,7 м — алевролит темно-серый, зеленовато-серый; 4,7—5,6 м — доломит алевролитистый темно-серый (в начале интервала), переходящий в доломит серый толстоплитчатый слоистый плотный (обр. 479/68); 5,6—6,5 м — доломит темно-серый слоистый; 6,5—7,4 м — алевролит; 7,4—8,1 м — доломит серый слоистый; 8,1—8,3 м — алевролит зеленовато-серый; 8,3—9,0 м — доломит серый слоистый; 9,0—9,4 м — известняк доломитистый серый скрытозернистый толстоплитчатый (обр. 480/68); 9,4—10,0 м — известняк черный мелкокристаллический толстоплитчатый (обр. 481/68). 10 м. 11.2(43). От подошвы слоя в интервалах: 0—2,0 м — известняк черный мелкозернистый, с двумя прослоями (0,2 м) доломита тем-

но-серого скрытозернистого очень плотного, местами слоистого, а также весьма тонкими (3—5 см) прослойками алевролита черного; 2,0—4,1 м — доломит слабоизвестковистый серый слоистый, с прослойками (1—3 см) алевролита известковистого с пиритом; 4,1—4,5 м — известняк черный, темно-серый среднекристаллический слоистый; 4,5—5,4 м — доломит серый полосчатый слоистый; 5,4—7,6 м — доломит алевролитистый зеленовато-серый, при ударе молотком легко разрушающийся; 7,6—8,2 м — доломит серый слоистый, в средней части интервала органогенный (обр. 482/68) неслоистый; 8,2—8,5 м — известняк алевролитистый темно-серый, черный слоистый; 8,5—9,1 м — доломит серый, зеленовато-серый, местами слоистый (обр. 483/68), комковатый и полосчатый. 9,1 м. 11.3(43). Доломит серый неслоистый скрытокристаллический, с двумя прослоями (0,3—0,6 м) известняка черного мелкокристаллического слоистого. Кроме того, наблюдаются тонкие прослои доломита алевролитистого слоистого. 8,1 м.

12 (44-46). В основании пачки известняки темно-серые, серые мелкозернистые толсто плитчатые и неясно плитчатые, местами с онколитами и слегка окремненные (1,8 м). Выше по разрезу доломиты светло-серые мелкозернистые неясно плитчатые с чешуйчатыми отдельностями, прослоями (0,15—0,5 м) известняков и доломитов онколитовых (12 м). Далее: переслаивание известняков и доломитов онколитовых от светло- до темно-серых (7,8 м); известняк доломитистый светло-серый неясно плитчатый (1,5 м); известняк органогенный темно-серый, черный мелкозернистый слоистый толсто плитчатый плотный, устойчивый к выветриванию, в средней части слоя доломитистый (3,9 м), переходящий в доломит слабо известковистый темно-серый толсто плитчатый (1,2 м). 28 м.

По данным исследований в Ш: доломит органогенный перекристаллизованный мелкозернистый с единичными онколитами (Ш 485-68), онколитовый (0,4—2,3 мм) перекристаллизованный (Ш 486-68, 493-68, 496-499/68), с мелкими (0,02—0,1 мм) редкими (Ш 488-68) и многочисленными (Ш 496-68) выделениями органического вещества; доломит онколитовый (последние в основном вытянутые до 3,64 мм, перекристаллизация по ним), с открытыми трещинами (0,02 мм) (Ш 494-68); доломит онколитовый перекристаллизованный с простыми (0,3—0,6 мм) и синтетическими (до 3,7 мм) онколитами, трещинами (0,03—0,12 мм). Цемент замещения. Единичные вытянутые (до 2,0 8,0 мм) онколиты похожи на катаграфии (Ш 498-68); известняки онколитовые (онколиты крупные — 0,6—4,8 мм составляют около 70% породы), слабо перекристаллизованные, с беспорядочным разнокристаллическим цементом (Ш 487-68) и органогенные трещиноватые (0,01—0,03 мм) с мелкими выделениями ОВ (Ш 501-68).

13. Доломиты зеленовато-серые, светло-серые, с прослоями онколитовых и катаграфиевых доломитов

и известняков доломитистых, местами алевролитистых. В шести метрах от подошвы пачки присутствуют прослои алевролитов темно-серых. Цвет известняков темно-серый. В верхней половине пачки доломиты преимущественно светло-серые, слегка желтоватые. У кровли пачки присутствует слой (4,1 м) алевролита светло-зеленого слоистого. Разрез пачки завершается слоем (6,8 м) доломита окремненного серого скрытозернистого толсто плитчатого, очень плотного. 59 м.

В приплатформенной зоне Предпатомакского прогиба под передкуллекинским (?) или передникольским перерывом в осадконакоплении, выше которого залегают глинисто-карбонатные породы (никольская свита), могут быть залежи углеводородов. По этой причине описание разреза пачки 13 ниже привожу детально. Последовательность слоев такова: доломит алевролитистый зеленовато-серый слоистый (1,7 м); известняк доломитистый темно-серый толсто плитчатый (0,5 м); алевролит темно-серый слоистый (0,2 м); доломит слабоалевролитистый светло-серый слегка зеленоватый слоистый (1,0 м); алевролит (1,8 м); доломит (0,2 м); алевролит (0,5 м); известняк доломитистый серый слоистый, обр. 502/68 (1,0 м); известняк черный среднекристаллический толсто плитчатый (0,6 м); доломит известковистый серый тонкозернистый толсто плитчатый, очень плотный (1,2 м); известняк черный среднеплитчатый слоистый (0,7 м); доломит алевролитистый зеленовато-серый (1,1 м); известняк онколитовый серый перекристаллизованный толсто плитчатый, обр. 503/68, Ш (0,9 м); известняк доломитистый онколитовый перекристаллизованный трещиноватый (трещины тектонические), обр. 504, 505/68, шлифы (1,3 м); известняк темно-серый (0,6 м); доломит светло-желтый мелкокристаллический перекристаллизованный, неясно плитчатый, с небольшим количеством катаграфий (из-за перекристаллизации сохранились лишь периферические слои). В открытых трещинах (0,01—0,02 мм) по краям наблюдается органическое вещество. Обр. 506-507/68, Ш (0,8 м); известняк темно-серый толсто плитчатый, с линзами окремненного известняка (0,6 м); доломит слабоизвестковистый (за счет катаграфий) светло-серый, желтоватый неясно плитчатый, с чешуйчатой формы отдельностями. В Ш 509-68 установлено, что доломит катаграфиевый сильно перекристаллизованный пористый, с большим количеством выделений битума (нефти?) в порах (4,3 м); известняк доломитистый онколитовый толсто плитчатый, нацело перекристаллизованный, обр. 510/68, Ш (1,8 м); доломит желтый, с чешуйчатой формы отдельностями (2,8 м); известняк доломитистый онколитовый (мелкие 0,03—1,0 мм), перекристаллизованный толсто плитчатый, цемент прорастания, обр. 511/68, Ш (2,2 м); доломит онколитовый перекристаллизованный, прослоями органогенный и катаграфиево-онколитовый желтовато-светло-серый мелкозернистый, с чешуйчатой формы отдельностями, с прослоями доломита онколитового толсто плитчатого (обр. 516-517/68) (11,2 м), по данным шести Ш: пористость

(размер пор 0,1—0,2 мм) доходит до 10—15%; битум (нефть?) в порах, между кристаллами доломита, в межонколитовых пространствах; онколиты простые (0,3—2,0 мм) и синтетические (0,26—3,2 мм, единичные до 6 мм) шаровидные и вытянутые. Данный слой в 11,2 м можно считать карбонатным коллектором.

Далее, продолжая детальное описание разреза пачки 13, наблюдаем: доломит желтовато-светло-серый мелкозернистый средне- и толстоплитчатый плотный (3,1 м); доломит слабоизвестковистый серый мелкозернистый неясноплитчатый плотный, с обломочно-осадочной текстурой, обр. 518/68 (7 м), становящийся толстоплитчатым (1,2 м); алевролит светло-зеленый слоистый (4,1 м); доломит окремненный серый скрытозернистый толстоплитчатый очень плотный, обр. 519/68 (6,8 м).

14 (47). Алевролит темно-серый слоистый, с прослоями (5—10 см) известняка черного мелкокристаллического, обр. 520/68 (1,2 м); известняк черный среднекристаллический, с прослоем (0,1 м) алевролита темно-зеленого слоистого (2,8 м); известняк алевролитистый буровато-серый тонкоплитчатый слоистый (1,4 м); песчаник доломитистый, цвета ржавчатого железа, неясноплитчатый (0,8 м), у кровли с прослоем (7 см) известняка черного, по Ш 521-68: органогенно-онколитового перекристаллизованного, сильно трещиноватого (ширина трещин 0,01—0,1 мм), с выделениями органического вещества и коккоидной формы микроорганизмами размерами 0,01—0,02 мм. Указанной частью пачки 14 (47) в 6,2 м завершается разрез верхнекаланчевской (долгинской) подсвиты. Выше по разрезу здесь же обнажена кулелекинская свита.

Мощность верхнекаланчевской подсвиты 290 м, а всей каланчевской свиты на р.Лена 500—530 м.

В изученных разрезах верхнего докембрия Предпатомской нефтегазоносной области по биолого-экологическим особенностям просматриваются слои и пачки, которые можно отнести к следующим шести фациально-генетическим типам карбонатных пород: I — органогенные (водорослевые, цианобактериальные, строматолитовые); II — органогенно-онколитовые; III — онколитовые; IV — онколитово-катаграфиевые; V — катаграфиевые; VI — органогенно-катаграфиевые.

Ниже автор приводит эти слои и пачки мощностью

2 м с краткой характеристикой и указанием принадлежности к тому или иному типу пород. Присутствующие в породе онколиты и образующиеся по ним сферолиты указывают на гидродинамическую активность среды карбоната накопления. В такой обстановке при позднем диагенезе морские воды интенсивнее проникают в осадок, и в результате сильнее протекают процессы перекристаллизации и доломитизации, нередко улучшающие коллекторские свойства карбонатных пород.

Литологические и биолого-экологические особенности нижнекаланчевской подсвиты. В нижне-

каланчевской подсвите в обнажениях 1-68 и 2-68 изучено 210 м. Распространенность пород по степени убывания (в м и %): известняки онколитовые — 75 (35,7); известняки — 48 (22,8); известняки доломитистые онколитово-катаграфиевые — 30 (14,3); известняки онколитовые перекристаллизованные — 20 (9,5); известняки органогенные — 14 (6,6); известняки органогенно-онколитовые доломитизированные — 12 (5,7); известняки доломитистые — 6 (2,8); алевролиты, известняки песчанистые — 6 (2,8). Итак, в подсвите преобладают известняки онколитовые. Они в сумме составляют 137 м (65,2%) разреза. Породы в основном черного и темно-серого цветов. Наибольшие мощности слоев и пачек (в м): известняки онколитовые — 31 (пачка 3); известняки — 25 (слой 1.4 в обн. 2-68); известняки доломитистые онколитово-катаграфиевые — 30 (пачка 5 в обн. 2-68); известняки онколитовые перекристаллизованные — 10 (пачка 6 в обн. 2-68) и 10 (слой 2.3 в обн. 1-68); известняки органогенно-онколитовые доломитизированные — 12 (2.8 в обн. 1-68). Характерно преобладание в разрезе известняков онколитовых, доломитистых онколитово-катаграфиевых, онколитовых перекристаллизованных и органогенно-онколитовых доломитизированных. Нередко доломитизация известняков происходит по онколитах (наглядно в слое 2.8 в обн. 1-68). В породе онколиты занимают до 50% объема (например, онколиты размерами 0,6—1,8 мм в слое 2.3 и от 0,1-0,5 мм до 3,4—4,4 мм в пачке 3 обн. 1-68). Кроме простых содержатся синтетические онколиты размерами до 2,2 5,0—6,4 мм (1.4), 1—2 см (3 в обн. 2-68). Каверны редки (1,0—1,6 мм в слое 2.3), стилолиты тоже (много лишь в слое 3 в обн. 1-68). Выделения ОВ отмечены в пачке 3 и слое 4.1 (в обн. 1-68). Микротрещины тектонические минеральные, одни из них кулисообразно-прерывистые, а другие — прямолинейные. В обн. 1-68: в слое 2.8 они в органогенных известняках; в пачке 3 трещины шириной 0,02—0,04 мм в онколитовых известняках; многочисленны в слое 4.3 в известняках тонкоплитчатых, частично перекристаллизованных, с онколитами, где их ширина 0,01—0,03 мм. Микротрещины имеются и выше по разрезу. Так, в пределах шлифа по 3—5 трещин (0,02—0,05 мм) наблюдается в известняках доломитистых катаграфиевых (пачка 5 обн. 2-68). Микротрещины шириной до 1 см заполнены кальцитом (например, в пачке 6 обн. 2-68).

Литологические и биолого-экологические особенности верхнекаланчевской подсвиты. Из 290 м разреза подсвиты в обн. 7-68 приходятся на (м и %): доломиты — 50 (17,2); известняки — 26 (9); известняки доломитистые онколитовые — 22 (7,6); доломит зеленовато-серые — 21 (7,2); доломиты алевролитистые — 21 (7,2); доломиты онколитовые — 19 (6,6); доломиты известковистые — 12 (4,1); известняки онколитовые — 12 (4,1); доломиты слабглинистые бордовые — 11 (3,8); доломиты онколитовые

перекристаллизованные (вторичные) — 10 (3,4); известняки онколитовые перекристаллизованные — 10 (3,4); алевролиты — 10 (3,4); доломиты органогенные перекристаллизованные (вторичные) — 8 (2,8); известняки перекристаллизованные — 7 (2,4); доломиты окремненные — 7 (2,4); доломиты известковистые органогенные — 6 (2,1); известняки органогенные — 5 (1,7); известняки органогенные перекристаллизованные — 4 (1,4); доломиты органогенные катаграфические — 4 (1,4); известняки доломитистые, местами катаграфическо-онколитовые перекристаллизованные, доломитизированные, алевролитистые органогенно-онколитовые и катаграфические, доломиты с чешуйчатой формой отдельностей, песчаники доломитистые, известняки алевролитистые, доломиты перекристаллизованные (вторичные) и песчанистые, аргиллиты — 25 (8,6).

В разрезе верхнекаланчевской подсвиты преобладают доломиты и доломиты онколитовые и органогенные. На них приходится 93—97 м или 32—33,4% разреза. С учетом алевролитистых и окремненных, а также зеленовато-серых и слабоглинистых бордовых разностей всего доломитов 165—169 м (56,9—58,3%). Известняки составляют 33 м (11,4%), известняки онколитовые, реже органогенные, в разной степени перекристаллизованные, местами доломитистые — 53 м (18,3%). В сумме на известняки приходится 86 м (29,7%) разреза. Алевролитов 10 м (3,4%). В отличие от нижнекаланчевской подсвиты в верхнекаланчевском подразделении присутствуют: зеленовато-серые и бордовые слабоглинистые доломиты; окремненные доломиты и доломиты с чешуйчатой формой отдельностей; доломиты алевролитистые. Больше становится алевролитов, перекристаллизованных карбонатных пород.

Наибольшие мощности слоев и пачек (в м): доломиты онколитовые — 16 (слои 7.1-7.10), известняки доломитистые онколитовые — 15 (слой 7.12), доломиты онколитовые перекристаллизованные (вторичные) — 10 (пачка 13), доломиты 8 и 11 (соответственно в слое 8.2 и пачке 12), доломиты известковистые — 8 (13) и окремненные — 7 (13), известняки перекристаллизованные — 7, то же, но онколитовые — 5 (7.19), доломиты органогенные перекристаллизованные — 6 (9.2), доломиты алевролитистые — 6 (9.6), доломиты слабоглинистые бордовые — 5,4 (9.7). Онколиты составляют до 50%, в пачке 12 до 70% объема породы. Они преимущественно шаровидные, простые и синтетические (объединяющие несколько более мелких онколитов), разного размера. Например, в слоях 7.1—7.10: простые — 0,4—1,8 мм, синтетические — 1,0—3,8 мм; в слое 7.12 и пачке 12: простые шаровидные диаметром 0,2—1,6 мм, вытянутые синтетические — 0,6—1,0 мм; в слое 10.2 единичные онколиты имеют диаметр до 1 см. Во многих слоях перекристаллизация и доломитизация проис-

ходит по онколитами. Например, факт доломитизации известняков по онколитами хорошо наблюдается в шлифах образцов из слоев 7.11, 10.1, 10.2, а перекристаллизация известняков и доломитов — 7.12, 7.15, 7.19, 10.2, 12, 13 и др., доломитизация известняков зафиксирована и по катаграфиям (например, в слоях 7.17, 9.3). Кроме того, перекристаллизация доломитов и доломитизация известняков нередко начинается по остаткам микроорганизмов (цианобактерий и водорослей), например, в слоях 8.7, 9.2, 9.3.

Микротрещины тектонические преимущественно минеральные, реже открытые. Минеральные шириной: 0,02—0,1 мм (7.1-7.10), 0,01—0,02 мм (8.2), 0,03 мм (9.2; 9.3; 12 и 13). Их особенно много в прослойке черного известняка в кровле пачки 14. Открытые трещины шириной 0,01 мм отмечены в слоях и пачках 9.2, 9.3, 12 и 13. В слое 7.11 по краям открытых трещин (0,01—0,02 мм) битум (нефть?).

Пористость отмечена: в органогенных (цианобактериальных) тонкозернистых известняках (7.19); доломитах органогенных перекристаллизованных (9.4). Потенциальным карбонатным коллектором является 10-метровая пачка 13 (доломиты онколитовые перекристаллизованные): поры размерами 0,1—0,2 мм, они занимают 10—15% объема породы; битум (нефть?) присутствует в этих порах, а также в межзерновых и межонколитовых пространствах. Каверны (в них кальцит) установлены в известняках алевролитистых перекристаллизованных (10.1). Стилолиты редки. В них выделения органического вещества (7.1—7.10), а в некоторых случаях битума зафиксированы: 0,1—0,4 мм (7.1—7.10), многочисленные мелкие (0,02—0,04 мм) в слоях 7.17, 8.2, 8.4, 10.1 и 12. Битум содержится в органогенном известняке вдоль органогенной слоистости (10.4).

Образовавшимися в наиболее активной гидродинамической среде карбонатакопления являются породы III (онколитового) фациально-генетического типа. Органогенно-онколитовые (тип II) и онколитово-катаграфические (тип IV) породы образуются также в гидродинамически активной среде, но с течением воды меньшей силы. Органогенные (тип I), катаграфические (тип V) и органогенно-катаграфические (тип VI) породы возникают в среде, где течение воды относительно слабое. Наконец, следует сказать об органогенных (тип I) фациально-генетических породах, являющихся также потенциальными коллекторами нефти и газа.

В заключение отметим, что в каланчевской свите неопротерозоя присутствует шесть фациально-генетических типов карбонатных пород. Детальное биолого-экологическое исследование опорного разреза этой свиты в районе Уринского поднятия позволяет предположить присутствие потенциальных коллекторов нефти и газа в карбонатном комплексе неопротерозоя в Предпатомской нефтегазоносной области.

Сравнительная эволюция рифогенных формаций Яно-Индибирской и Сетте-Дабанской карбонатных платформ в среднем палеозое (северо-восток Евразии)

В.В.БАРАНОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: vbaranov@diamond.ysn.ru)

Установлено, что эволюция рифогенных формаций Яно-Индибирской и Сетте-Дабанской карбонатных платформ в среднем палеозое характеризуется синхронностью этапов их формирования, а ее направленность контролируется эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и инверсиями климата.

Ключевые слова: рифогенная формация, карбонатная платформа, северо-восток Евразии, средний палеозой.

Comparative evolution reefogenic formations of Yano-Indigirskay and Sette-Dabanskay carbonate platforms in the Middle Paleozoic (northeast of Eurasia)

V.V.BARANOV

It is established, that evolution reefogenic formations of Yano-Indigirka and Sette-Daban carbonate platforms in the Middle Paleozoic is characterized by synchronism of stages of their formation and its orientation is supervised eustatic by fluctuations of a level of World ocean and inversions of a climate.

Key words: reefogenic formation, carbonate platform, northeast of Eurasia, Middle Paleozoic.

Среднепалеозойские рифогенные формации очень широко представлены на северо-востоке Евразийского континента. Они образуют два рифовых пояса — Верхоянский и Новосибирско-Колымский, протяженность которых сопоставима с Большим барьерным рифом Австралийского континента. Эти рифовые пояса двойным кольцом опоясывают на востоке Сибирскую платформу, залегая на ее кембрийском основании, с возрастанием глубины морского бассейна в восточном направлении. Сетте-Дабанская карбонатная платформа входит в состав Верхоянского, а Яно-Индибирская — Новосибирско-Колымского рифовых поясов [3, 5] (см. рисунки 1 и 2). Обе карбонатные платформы относятся к открыто-морскому типу. В среднем палеозое они разделялись неглубокой впадиной шириной около 400 км, которая заполнялась углеродисто-глинистыми осадками, но гипсометрически Сетте-Дабанская платформа была приподнята все же выше, чем восточная часть Яно-Индибирской платформы, поскольку пржидольская и эйфельская трансгрессии в шельфовых фациях здесь не выражены. На протяжении всего времени существования между платформами происходил интенсивный обмен фаунистическими ассоциациями. Об этом свидетельствует общность фаунистических комплексов и одинаковая их последовательность [1, 2].

Сетте-Дабанская карбонатная платформа протягивается вдоль юго-восточного обрамления Сибирской платформы от бассейна р.Аллах-Юнь на юге до р.Менкюле на севере более чем на 400 км при ширине 15—60 км. Общий уклон морского дна платформы в восточном направлении составлял 10°. Поэтому мощности разновозрастных отложений на восточном

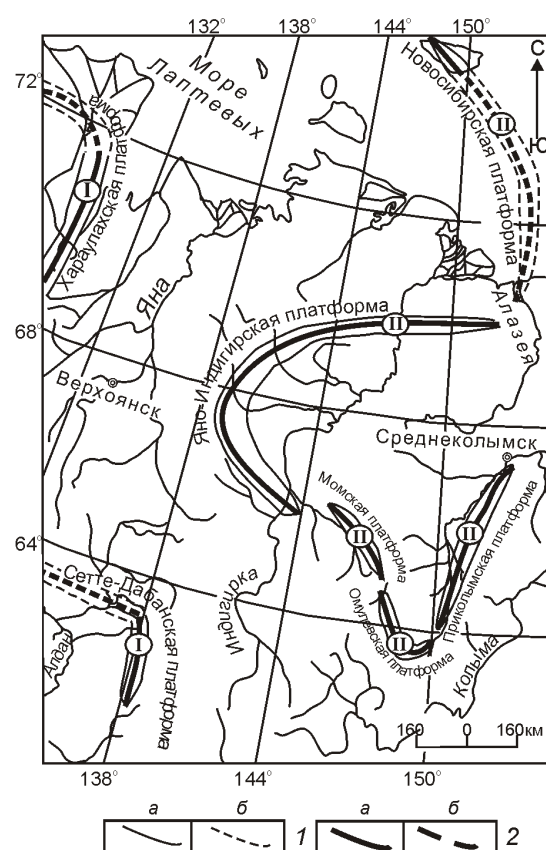


Рис. 1. Местоположение рифовых карбонатных платформ в среднем палеозое Северо-Востока Евразии:

1 — границы карбонатных платформ: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — осевые линии рифовых поясов: а — достоверные, б — предполагаемые; рифовые пояса: I — Верхоянский, II — Новосибирско-Колымский

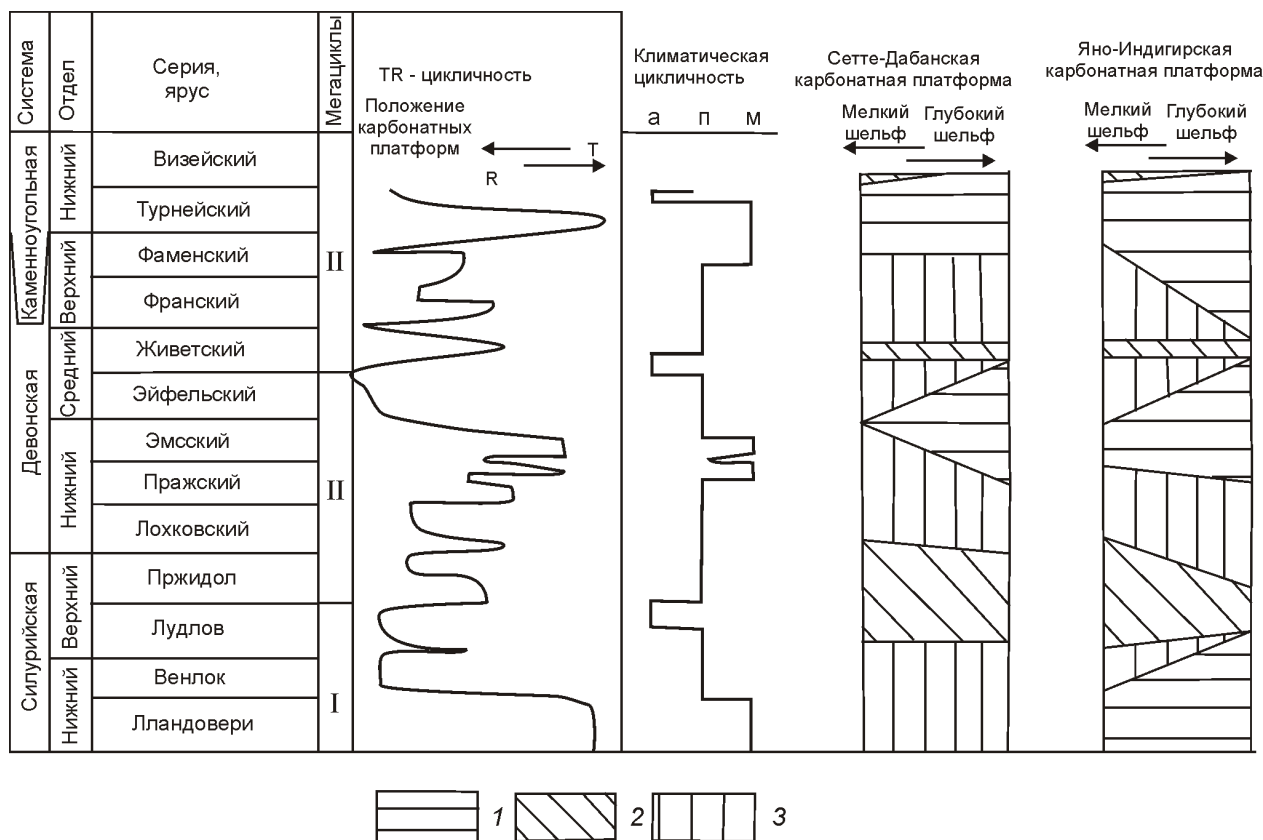


Рис. 2. Сравнительная эволюция рифогенных формаций Яно-Инди́гирской и Сетте-Дабанской карбонатных платформ:

мегациклы: I — верхнеордовикско-лудловский, II — пржидольско-эйфельский, III — живетско-раннекаменноугольный; климаты: а — аридный, п — переходный от аридного к муссонному и от муссонного к ариднему, м — муссонный; отложения: 1 — углеродисто-глинистые, 2 — пестроцветные сульфатонесущие, 3 — карбонатные

обрамлении платформы в 3 раза выше, чем в ее центральной части. В северном направлении платформа перекрыта мощным чехлом верхнепалеозойских и мезозойских терригенных отложений Западного Верхоянья и состав ее отложений неизвестен. Среднепалеозойский этап развития платформы характеризуется пестротой, мозаичностью фаций и резкой их сменой при прослеживании от лагуны в сторону открытого моря. Надо отметить, что биогенное карбонатонакопление происходило здесь с небольшими перерывами на протяжении всего среднего палеозоя. Рифовые постройки представлены только иловыми холмами, биостромами и биогермами. Отсутствие каркасных рифовых и биогермных массивов было обусловлено, вероятно, отсутствием благоприятных абиотических условий для их образования. Общая мощность верхнесилурийских — нижнекаменноугольных отложений колеблется от 2400 до 3500 м.

Яно-Инди́гирская карбонатная платформа протягивается изогнутой полосой с юга на север более чем на 900 км от водораздельных частей рек Эрикит и Учча (правые притоки р. Инди́гирка) до левобережья р. Алазея, при ширине 15—100 км. Крайняя северо-восточная часть платформы (хр. Улахан-Сис) в настоящее

время значительно погружена в северо-западном направлении. Самые древние отложения, которые выходят здесь на дневную поверхность в ядрах антиклинальных складок, представлены рифогенными отложениями нижнего лудлова. Только на восточном склоне платформы, в бассейнах рек Тебетей и Берелех зафиксированы морские трансгрессивные серии пржидоли и эйфеля с ассоциациями бентосной фауны. Мелководные шельфовые отложения пржидольского возраста широко развиты также на северо-востоке платформы в пределах Селенныхского кряжа (бассейны рек Сакынджа и Талынджа) и хр. Улахан-Сис (бассейны рек Кресты, Озерная, Кусаган-Юрях и Правый Наанчан). Западнее и южнее, в бассейнах рек Догдо, Болдымба, Чибгалах (Инди́гирский) они замещаются красноцветными сульфатонесущими отложениями засоленных мелководных лагун с обедненными ассоциациями остракод. Сложность рельефа платформы и, соответственно, резкая смена фациальных обстановок, обусловлена широким распространением каркасных рифовых построек — биостромов, биогермов, биостромных, биогермных и рифовых массивов. Ориентировочная мощность среднепалеозойских отложений колеблется в пределах 3000—4500 м.

Эволюция рифовых карбонатных платформ северо-востока Евразии в значительной степени связана с трансгрессивно-регрессивной цикличностью Мирового океана и инверсией климатов от тропического аридного до гумидного (муссонного). Как было установлено ранее, наивысшая скорость рифообразования и наиболее крупные рифовые постройки приурочены к финальным стадиям двух трансгрессивно-регрессивных мегациклов: верхненеордовикско-лудловского и пржидольско-эйфельского. На Сетте-Дабанской платформе в лудловском веке отмечается образование крупных водорослевых биогермов мощностью до 5—10 м (руч.Огибающий, правый приток р.Восточная Хандыга). На Яно-Индибирской платформе в это время происходит образование рифовых систем большой мощности — Талынджинский рифовый массив в Селенняхском кряже, Крестюряхский биогермный массив в хр.Тас-Хаяхтах и Крестовский риф в хр.Улахан-Сис. В конце лудловского века наблюдается пик регрессии. На обеих платформах рифообразование в это время прекращается. В полуизолированных лагунах и мелких заливах накапливаются пестроцветные, сульфатонесущие отложения: на Сетте-Дабанской — хуратская (мощность 200—300 м), а на Яно-Индибирской — артыхюряхская (мощность до 410 м) свита. Пржидольская трансгрессивная волна захватила только северную часть Яно-Индибирской платформы и восточный склон ее центральной части. Она представлена здесь талынджинской свитой, которая в нижней части сложена темно-серыми, глинистыми, комковатыми известняками с пионерными ассоциациями брахиопод *Atrypa phoca* (Salter), *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov), конодонтами, редкими остракодами, гастроподами и табулятами. На остальной ее территории и на Сетте-Дабанской платформе в пржидоли, а кое-где и до начала раннего девона продолжали накапливаться пестроцветные, сульфатонесущие отложения. В локховском веке раннего девона на обеих платформах возобновляются процессы карбонатакопления. Основными рифостроящими организмами являются известкововыделяющие водоросли и табулятоморфные кораллы *Favosites admirabilis* Sokolov et Tesakov и *F. socialis* Dubatov. Они образуют пласты биоморфных известняков и маломощные биостромы и редко небольшие водорослевые биогермы. В первой половине пражского века на обеих платформах продолжается формирование биостромов. В качестве каркасостроителей выступают водоросли, табуляты, колониальные ругозы и строматопораты. На Яно-Индибирской платформе встречены два крупных биострома в составе нижнесагырской подсвиты Селенняхского кряжа. Каркас первого биострома сложен крупными (до 0,4 м в диаметре) караваевидными, булковидными и уплощенными полипниками табулят. Мощность его колеблется от 7 до 14 м. Второй биостром залегает в 55 м выше по разрезу. Каркасостроители представлены крупными (до 0,5 м в диаметре) караваевидными и вет-

вистыми полипниками ругоз и табулят, булковидными и пластинчатыми полипниками строматопорат. Мощность 12 м. Биостром прослеживается более чем на 400 км на северо-восток до верхнего течения р.Кресты (хр.Улахан-Сис). На этом же стратиграфическом уровне в хр.Тас-Хаяхтах (среднее течение р.Халим) расположен кораллово-водорослевый биогерм мощностью до 100 м. На Сетте-Дабанской платформе в раннепражское время также происходило образование биостромов. Один из них встречен в составе среднесеттедабанской подсвиты. Здесь, на правом берегу р.Восточная Хандыга, на правом борту ручья Тихий каркас биостром образован табулятами и в меньшей степени строматопоратами. Каркасостроители составляют около 70% биострома и представлены караваевидными, булковидными полипниками и пластинчатыми полипниками табулят. Мощность биострома составляет 3 м. В позднепражско-раннеэмское время на обеих платформах накапливаются толщи глинистых, углеродисто-глинистых известняков и углеродистых аргиллитов мощностью 200—500 м. В позднем эмсе на Яно-Индибирской платформе формируется мощная (до 350 м) рифогенная толща. На Селенняхском кряже она представлена Белогорским биогермным массивом, нижняя половина которого сложена криноидно-водорослевыми биогермами, а верхняя — крупным водорослевым биогермом высотой около 200 м, при длине около 3 км. В конце позднего эмса—начале эйфеля на большей части Яно-Индибирской платформы в полуоткрытых лагунах накапливаются мощные толщи пестроцветных мергелей (до 400 м). Биоморфные и органогенно-обломочные известняки с прослоями и пластами углеродисто-глинистых мергелей эйфельского возраста установлены только на восточном склоне хр.Тас-Хаяхтах и в Момо-Зырянской впадине. На Сетте-Дабанской платформе в позднем эмсе карбонатакопление прерывается мощными излияниями траппов и накоплением вулканогенно-осадочной толщи, которые прослеживаются в глубь бассейна более чем на 30 км [4]. На обеих платформах в большинстве разрезов нижнеживетские отложения с размывом залегают на отложениях нижнего девона. Начало живета сопровождается накоплением сульфатонесущих отложений. С максимумом живетской трансгрессии связано образование в центральной части Яно-Индибирской платформы мощных карбонатных толщ (до 900 м), а на ее западном и восточном склонах Сетте-Дабанской платформы темноцветных, глинистых известняков небольшой мощности (до 50 м). В конце живетского века на Сетте-Дабанской платформе и в центральной части Яно-Индибирской (Селенняхский кряж) преобладают фации мелководных лагун, в которых накапливались преимущественно пестроцветные терригенные осадки. Начало франской трансгрессии на обеих платформах фиксируется накоплением биоморфных брахиоподовых, мукроспириферовых известняков. В раннефранское время на Сетте-Дабанской платформе карбонато-

накопление дважды прерывалось мощными излияниями траппов, представленных основными породами [4]. В среднефранское время на фоне максимума трансгрессии формируется мощная толща (до 300 м) органо-детритовых, иногда биоморфных, коралловых известняков. В конце франского века накапливается доломитовая толща мощностью до 350 м и только в верхах франского яруса в результате кратковременной трансгрессии вновь появляются биоморфные коралловые и брахиоподовые известняки.

На западном склоне Яно-Индибирской платформы, начиная с позднего живета и до конца фаменского века, формируется мощная толща углеродисто-глинистых отложений, а на восточном склоне карбонатонакопление происходит только до середины франского века. Затем, до конца франского и на протяжении всего фаменского веков здесь накапливались углеродисто-глинистые отложения, а местами отмечаются и кремнистые осадки. В турне-визейское время на обеих платформах фиксируется маломощная пачка (до 20—40 м.) биоморфных известняков. На Сетте-Дабанской платформе она сложена крупными сиринопоридами, а на Яно-Индибирской — крупными члениками и фрагментами стеблей криноидей, целыми створками продуктид и ринхонеллид.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Рифогенные среднепалеозойские формации Яно-Индибирской и Сетте-Дабанской карбонатных платформ характеризуются общей цикличной направленностью эволюции.

2. Среднепалеозойский седиментогенез контролировался эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и климатической цикличностью.

Работа частично выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 09-05-98518-р_восток_а и 09-04-00757).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). — Якутск, 2001.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). — М., 2002. Деп. ВИНТИ.
3. Баранов В.В. Рифовые системы в силуре и раннем девоне Северо-Востока Азии // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 43—49.
4. Баранов В.В. Положение базальтовых покровов в разрезе девона юго-восточного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2008. Т. 419. №. 1. С. 86—89.
5. Баранов В.В. Рифообразование в среднем палеозое Северо-Востока Азии // Материалы конференции «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». — М., 2010. С. 12—16.

Новые данные о возрасте вулканогенных образований основного состава Восточного Саяна

Е.С.БОГОМОЛОВ (Институт геологии и геохронологии РАН; 199034, г.Санкт-Петербург, наб.Макарова, 2; e-mail: e.bogomolov@mail.ru), А.Н.ТИМАШКОВ, П.Б.ЛЕБЕДЕВ, И.Н.КАПИТОНОВ, С.А.СЕРГЕЕВ (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского; 199106, г.Санкт-Петербург, Средний просп., 74)

Проведено комплексное изотопно-геохронологическое исследование вулканогенных пород Восточного Саяна с использованием Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методов датирования. В результате удалось обнаружить в исследованных районах влияние событий байкальского времени (620–25 млн.лет) и подтвердить ордовикский возраст (488–18 млн.лет) вулканитов основного состава, обнажающихся по правому берегу Красноярского водохранилища, что исключает отнесение их к образованиям бахтинской свиты позднерифейского возраста. Кроме того, впервые удалось выделить мезозойский этап тектономагматической активизации в данном регионе (139–32 млн.лет), выразившийся в образовании мелких тел лампрофиров.

Ключевые слова: вулканиты, лампрофиры, изотопные методы, рифей, ордовик, девон, мезозой, циркон.

New age data for basic volcanites from Eastern Sayan

E.S.BOGOMOLOV, A.N.TIMASHKOV, P.B.LEBEDEV, I.N.KAPITONOV, S.A.SERGEEV

Complex isotopic-geochronological research of volcanic rocks from Eastern Sayan was made using Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb methods of dating. An influence of Baikal age events (620–25 Ma) on the rocks from region investigated has been revealed. Ordovician age (488–18 Ma) of basic volcanites on the naked right shore of the Krasnoyarsk sea has been confirmed. This fact excludes their attributing to the late Riphean bakhtinskaya suite. Besides, the Mesozoic stage of tectonomagmatic activity (139–32 Ma) was revealed in that region for the first time. It was expressed in formation of the small bodies of lamprophyres.

Key words: volcanites, lamprophyres, isotopic methods, Riphean, Ordovician, Devonian, Mesozoic, zircon.

В последние годы (2005—2008 гг.) в рамках тем, посвященных составлению Госгеолкарт масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) в ФГУП ВСЕГЕИ проведены специализированные геохронологические исследования в Южно-Сибирской конвергентной зоне краевых структур Сибирской платформы, земная кора которой окончательно консолидировалась к началу фанерозоя и впоследствии была трансформирована процессами тектономагматической активизации. В результате этого в Присаянском секторе (Западная часть хр.Восточный Саян) соприкасаются геологические образования практически всех систем фанерозоя и акротем докембрия с высокой долей кристаллических пород, диагностика и идентификация которых продолжают оставаться дискуссионными. Региональные особенности ограничивают возможности использования методов классической (палеонтологической) стратиграфии при проведении геолого-съемочных работ, отчего корреляционный анализ часто ограничивается структурно-вещественными методами, а это при слабой изученности лимитов и геохимических индикаторов снижает надежность геолого-минерогенического картирования. В ходе геохронологических исследований на территории листа N-46 «Абакан» доизучались вулканогенные образования Восточного Саяна, слагающие не-

прерывный разрез по подножию правого водораздела Красноярского водохранилища напротив пос. Бахта в стратотипической местности. Стратотип бахтинской свиты верхнего рифея, установленный В.М.Чаиркиным в 1959 г. [3], по существующим оценкам является или самым верхним в составе рассматриваемого стратона в опрокинутом залегании с подстилающей манской свитой, или более древним при моноклиналином залегании свит. Лимитотипы в стратотипической местности не изучались и имеют спорную характеристику, поэтому в практике картирования корреляция разрезов происходит со ссылкой на удаленный так называемый «Кувайский гипостратотип», охарактеризованный В.М.Ярошевичем [7] под названием кершуйской (бахтинской) свиты. По данным предшественников (ФГУГП «Красноярскгеолсъемка») Rb-Sr изохроны по породам бахтинских базальтоидов из смежных мест опробования дают различные датировки: 925–10, 770–22 и 764–35 млн.лет [2].

Методика, объекты и результаты исследования. Геохронологические исследования вулканогенных пород Восточного Саяна проводились в Центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ с использованием Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb изотопных методов. Из исследуемых образцов были выделены Sm, Nd, Rb и Sr по ранее опубликованной методике [1]. Изотоп-

ный анализ Sr и Nd проводился на мультиколлекторном масс-спектрометре «TRITON TI» в статическом режиме с высокой точностью. Построение изохронных зависимостей и определение первичного изотопного отношения стронция производилось по программе ISOPLOT [8]. Изучение U-Pb систем в цирконах осуществлялось с использованием LA-ICP-MS комплекса на базе масс-спектрометра «NEPTUNE» и высокоразрешающего ионного зонда «SHRIMP-II».

Стратотипический разрез вулканогенных образований бахтинской свиты, относимый предшественниками к верхнерифейскому времени формирования, сложен зеленокаменными базальтоидами в моноклинальном залегании сланцеватости с азимутом падения трещин отдельности 90—110 под углом 60 (рис. 1). Эти вулканы прорваны интрузиями гранитоидов буюдзульского комплекса позднего кембрия, дайками трахидолеритов, содержат протрузии ультраосновных пород акшепского комплекса гипербазитов и перекрыты породами овсянковой свиты венд-нижнекембрийского возраста. Из разреза вулканидов, представленных трахибазальтами, были отобраны пробы без признаков тектонической переработки массой 0,5 кг каждая на расстоянии 100—500 м друг от друга вкрест простирания вулканидов. Для определения возраста валовые пробы вулканидов были исследованы Rb-Sr методом (табл. 1).

1. Результаты Rb-Sr анализа валовых образцов из разреза вулканидов основного состава бахтинской свиты

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
КМ-1/1	38,64	523,5	0,2133	0,706095 6
КМ-3/1	38,57	542,4	0,2055	0,705967 5
КМ-4/3	48,73	220,6	0,6385	0,709149 9
КМ-5/2	46,21	267,5	0,4993	0,708071 7
КМ-6/2	68,57	163,9	1,2094	0,712964 7

Была получена изохрона, соответствующая возрасту 488 ± 18 млн. лет и первичному изотопному отношению стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70460 ± 0,00017 с величиной параметра СКВО 0,52 (рис. 2, А). Низкое значение первичного отношения стронция указывает на мантийное происхождение исследуемых вулканидов. Эти результаты совпадают с данными локального U-Pb датирования по цирконам из сходных пород находящегося неподалеку месторождения Солонечное. Конкордантное значение возраста 487 ± 11 млн. лет. Полученные результаты свидетельствуют об ордовикском времени формирования вулканидов, и, возможно, их следует относить к образованиям быскарской серии. Отметим, что еще в 1999 г. А.Г.Рублев с

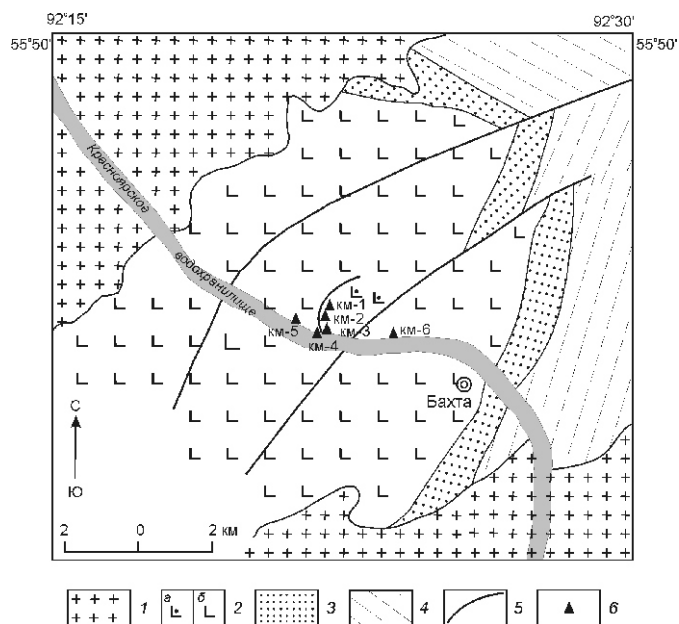


Рис. 1. Геологическая карта Бахтинского участка:

1 — гранитоиды ольховского комплекса; 2 — базальты бахтинской свиты: а — лейкотрахибазальты, б — трахибазальты; 3 — известняки, песчаники манской свиты; 4 — слюдястые и филлитовидные песчаники и сланцы урманской свиты; 5 — тектонические нарушения; 6 — место опробования и номер пробы

соавторами [5] впервые получили возрастные определения, позволяющие считать время образования вулканидов основного состава ордовикским, а не девонским. Именно поэтому значительная часть их в Бахтинской впадине теперь выделяется в составе имирской свиты быскарской серии. Возрастные данные о вулканидах, полученные в результате исследований, предоставили дополнительную информацию о распространении этих образований в пределах Восточного Саяна.

Продолжением работы было исследование сходных образований, относимых к бахтинской свите, на смежной территории в бассейне р.Сисим в верховье ее правого притока р.Средняя Сейба. Здесь на вершине правого водораздела р.Средняя Сейба в коренном выходе обнажаются вулканиды основного состава, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, отнесенные в результате ГДП-200 (2000) к бахтинской свите позднего рифея. Опробование проводилось по трем выходам вулканидов на протяжении 150—200 м (пробы Кр-27/1, Кр-27/2) и на более удаленном обнажении, расположенном в 2 км восточнее (проба Кр-28/1). Были отобраны пробы метавулканидов массой до 1 кг. Для определения возраста были исследованы образцы валовых проб и мономинеральные фракции амфиболов как Rb-Sr, так и Sm-Nd (табл. 2) методами.

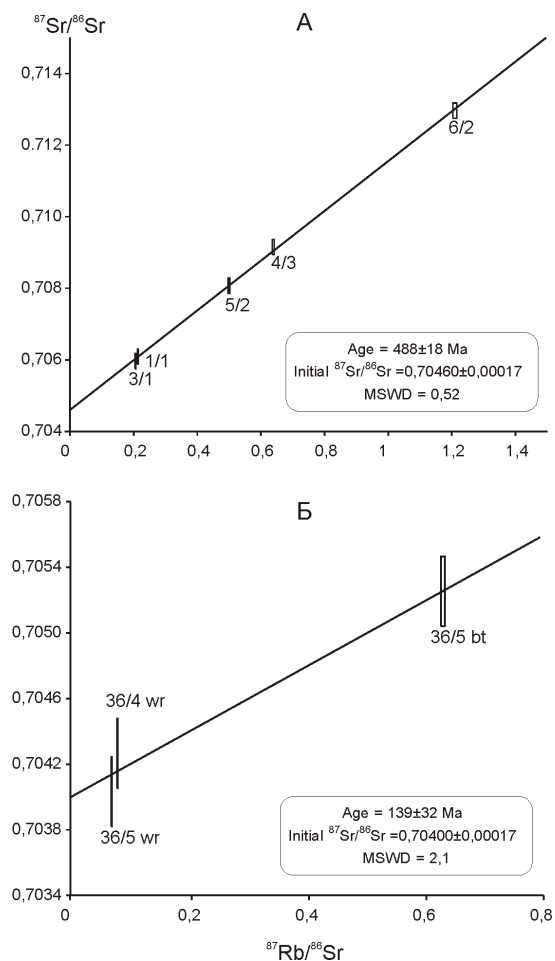


Рис. 2. Rb-Sr изохроны по валовым образцам вулканитов основного состава бахтинской свиты (А) и с биотитом из лампрофиров разреза пород дербинской свиты (Б)

К сожалению, крайне малый диапазон вариации как Rb-Sr, так и Sm-Nd в исследованных образцах не позволил получить достаточно надежные изохронные зависимости для высокоточного определения возраста метавулканитов из бассейна р.Средняя Сейба. Следует обратить внимание на низкое значение изотопного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исследованных породах, что свидетельствует об их мантийном происхождении.

2. Результаты Rb-Sr и Sm-Nd анализов метавулканитов бахтинской свиты

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t_{DM} , Ma
Кр-27/1, вал	5,690	273,4	0,0601	0,704946 14	4,702	19,55	0,1454	0,512565 4	1308
Кр-27/1, амфибол	3,219	117,2	0,0793	0,705254 11	1,815	7,222	0,1520	0,512566 3	—
Кр-27/2, вал	1,342	407,1	0,0095	0,704498 8	5,691	23,83	0,1444	0,512627 3	1153
Кр-27/2, амфибол	1,945	239,3	0,0235	0,704670 8	3,718	16,38	0,1373	0,512581 4	—
Кр-28/1, вал	0,964	312,9	0,0089	0,704360 5	6,787	29,29	0,1401	0,512647 4	1045
Кр-28/1, амфибол	1,164	528,6	0,0064	0,704315 8	10,12	44,06	0,1389	0,512641 3	—

Если эти метавулканиты и подверглись контаминации коровым веществом, то, опираясь на результаты изотопного анализа стронция, являющегося наиболее чувствительным изотопным индикатором, ее можно считать незначительной. Поэтому для оценки возраста метавулканитов из бассейна р.Средняя Сейба с большой долей уверенности можно использовать значения модельного возраста t_{DM} , вычисленные по результатам Sm-Nd анализа образцов валовых проб (см. табл. 2).

Для более точного определения возраста были изучены U-Pb системы в цирконах, выделенных из метавулканитов района р.Средняя Сейба, методом лазерной абляции с использованием LA-ICP-MS комплекса на базе масс-спектрометра NEPTUNE. Исследовались монофракции циркона в количестве 30—100 зерен. Во всех пробах установлены окатанные прозрачные и замутненные, бесцветные, желтые и оранжевые зерна, а так же идиоморфные призматические кристаллы и их обломки размером 40—300 мкм, Ку 1—3 и 1,4—2,5. В результате измерений получены конкордантные U-Pb возрастные значения по следующим кластерам (в млн.лет): 1 (619 7); 2 (856 19); 3 (1042 41); 4 (1110 19). Кроме того, имеются единичные зерна возрастами 1272 25, 1320 28 и 1826 30 млн.лет. Цирконы из третьего и четвертого кластеров округлые, явно окатанные, что указывает на их, скорее всего, ксеногенный характер. Возрастное значение цирконов из кластера 1 (619 7 млн.лет), по всей вероятности, соответствует времени проявления Байкальской складчатости [6], в ходе которой вулканиты были метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Возраст цирконов из кластера 2 (856±19 млн.лет), по-видимому, соответствует времени верхнерифейской тектономагматической активности, проявленной в Прибайкалье [4]. С U-Pb возрастными данными для кластеров 3 и 4 и единичного зерна возрастом 1320 млн.лет согласуются вычисленные по результатам Sm-Nd анализа валовых образцов значения модельных возрастов в исследованных метавулканитах (см. табл. 2). Такое совпадение возрастов, определенных различными изотопны-

ми методами, как представляется авторам, не может носить случайный характер. Оно может лишь свидетельствовать о наличии вулканической активности в данном регионе в соответствующие временные периоды, зафиксированной двумя независимыми изотопно-геохронометрическими системами.

Геохронологические исследования, помимо областей распространения вулканогенных образований, проводились так же и в пределах Дербинского антиклинория, сложенного карбонатными породами, выделенными в составе дербинской свиты нижнепротерозойского возраста. В ходе этой работы А.Н.Тимашков впервые в этом регионе на склоне правого водораздела р.Крол обнаружил небольшое тело (дай-ка) лампрофиров (спессартитов), приуроченное к зоне разлома Северо-Западного простирания. Тело лампрофиров имеет резкие секущие контакты с вмещающими кальцифирами дербинской свиты, в его центральной части на фоне тонкозернистой основной массы отмечаются редкие крупные (до 1 см в поперечнике) кристаллы биотита, апатита (до 0,3 см в поперечнике), плагиоклаза (до 0,5 см в поперечнике), ближе к краевым частям наблюдается легкая неравномерно распределенная вкрапленность плагиоклаза размером до 0,1 см в поперечнике. По данным геологических наблюдений лампрофиры — самые молодые образования в разрезе карбонатных пород Дербинского антиклинория. Для установления их возраста были опробованы все разновидности пород тела лампрофиров в количестве пяти проб массой до 1 кг. Датирование производилось Rb-Sr методом по валовым пробам и монофракции биотита (табл. 3).

3. Результаты Rb-Sr анализа лампрофиров из разреза карбонатных отложений дербинской свиты

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Кр-36/3, вал	45,90	1599	0,0829	0,704606 8
Кр-36/4, вал	46,58	1683	0,0800	0,704265 7
Кр-36/5, вал	48,20	1976	0,0705	0,704032 8
Кр-36/5, биотит	116,8	531,8	0,6345	0,705253 7
Кр-36/6, вал	49,57	2000	0,0716	0,703839 8
Кр-36/7, вал	50,49	2208	0,0660	0,705024 8

В результате удалось получить изохрону, свидетельствующую о том, что возраст лампрофиров составляет 139 32 млн.лет при первичном изотопном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70400 0,00017 (см. рис. 2, Б), что соответствует раннемеловому—нижнеюрскому периоду мезозоя. Низкое значение первичного отношения

стронция указывает на мантийный источник лампрофиров.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы.

В результате проведенных комплексных изотопно-геохронологических исследований вулканогенных образований некоторых районов Восточного Саяна дополнена событийная периодизация позднего протерозоя, фанерозоя, палеозоя и мезозоя, породы которых откартированы в Приенисейском секторе, что существенно уточняет общую корреляционную региональную схему геологических подразделений региона. Подтвержден ордовикский возраст вулканитов основного состава, обнажающихся по правому берегу Красноярского водохранилища (488 18 млн.лет). Обнаружено влияние событий байкальского времени (620 25 млн.лет) на породы изучаемого региона. Впервые для этого региона выявлены породы, свидетельствующие о тектономагматической активизации в мезозойское время (139 32 млн.лет). Геохронологические исследования в Восточном Саяне рекомендуется продолжить для уточнения возрастов вулканитов из бассейна р.Средняя Сейба и лампрофиров из разреза дербинской свиты с привлечением методов локальной цирконометрии. В целом по региону для уточнения серийных легенд различного масштаба рекомендуется упорядочить ранги и номенклатуру всех верхнерифейских латеральных неоднородностей и произвести их новую валидизацию.

Авторы благодарят И.К.Козакова и В.В.Ярмолюка за ценные замечания при обсуждении этой работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства // Геохимия. 2002. № 9. С. 946—951.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-46-X (Колбинский). —М.: Роснедра, 2004.
3. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Минусинская. Лист N-46-III. 1962.
4. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченков О.А. и др. О раннепротерозойском-верхнерифейском возрасте пород олоkitского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным U-Pb цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. —Л.: Наука, 1990. С. 206—222.
5. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзон Е.И. и др. Изотопный возраст палеозойских вулканитов Красноярского поднятия и проблемы стратиграфии быскарской серии // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 47—54.
6. Салон Л.И. Геология байкальской горной области. Т. 2. —М.: Недра, 1967.
7. Ярошевич В.М. и др. Кувайский эталон кувайского базальтоидного комплекса (Восточный Саян). —Новосибирск, 1995.
8. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex. Vers. 2.05. Berkeley: Berkeley Geochronol. Center. 1999. Spec. Publ. 1a.

Геодинамика земной коры океанического типа (к вопросу о структуре океанской коры)

П.Н.КУПРИН (Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, геологический факультет; 119234, г.Москва, Ленинские горы)

Показаны модели нетрадиционного изображения структуры мантии и литосферы, не укладывающиеся в рамки гипотезы новой глобальной тектоники. Отмечена роль мантийных плюмов в образовании на океаническом дне крупных магматических провинций и естественных вертикально ориентированных уступов-якорей. Они могут явиться тормозом в перемещении и раскрытии океанских бассейнов, перемещении литосферных плит. Показана структура Атлантик-массива. Этот массив связан с одним из многочисленных каналов поступления глубинного вещества на океанское дно.

Ключевые слова: литосфера; мантия; плюмы; крупные магматические провинции; Атлантик-массив.

Geodynamics of Ocean Earth's Crust (to question about the structure of Ocean Crust)

P.N.KUPRIN

Non-traditional models describing mantle and lithosphere structures that lie outside the hypothesis of the new global tectonics have been shown. The role of mantle plums in the formation at the seafloor of Large Igneous Provinces and natural vertically oriented bench-anchors has been identified. They may prevent movement and opening of oceanic basins and movement of lithospheric plate. The structure of Atlantis massif that rose to the slope of the Mid-Atlantic ridge top from the base of the third layer of the oceanic crust has been shown. It was suggested that this formation is associated with one of many channels for the flow of deep-sea substances to the oceanic floor.

Key words: lithosphere; mantle; plums; Large Igneous Provinces; Atlantis-massif.

Обширные пространства океанского дна подвергаются многопрофильному исследованию, ведущую роль в котором играет научное глубоководное бурение. В течение нескольких десятилетий специально сконструированные буровые установки на судах новейшей конструкции внедряются и пронизывают океанское дно, открывая геологам необозримые возможности для раскрытия тайны образования Мирового океана.

Научное глубоководное бурение и сопутствующие ему геолого-геофизические исследования выдвинули новые подходы и расширили возможности интерпретации оригинального фактического материала о внутреннем строении и геодинамике океанской коры, литосферы и мантии. Как и прежде считается, что мобильность мантийного вещества, движения мантийных блоков обусловлены тепловыми процессами, контролируемые радиоактивным распадом определенной группы химических элементов. Однако неоднозначно истолковывается распределение этого тепла и порождаемых ею явлений в мантийной сфере и литосфере. Господствующей в объяснении этих и связанных с ними других процессов до сих пор является гипотеза новой глобальной тектоники. Ее основой служит признание подвижной двухъярусной структуры мантии, горизонтального перемещения литосферных плит и находящихся в их пределах континентов, периодическое дробление континентов по схеме спрединга и поглощение образовавшихся

«осколков» вследствие субдукции, зависимость всей последующей геодинамики от этих факторов.

В настоящей статье сделана попытка отметить появление новых подходов в интерпретации результатов научного глубоководного бурения, сейсмотомографического метода, применяемого среди уже устоявшихся геолого-геофизических методов, подчеркнуть появление моделей структуры литосферы и мантии, не укладывающихся в рамки гипотезы новой глобальной тектоники.

Источники сведений о строении океанской коры, литосферы и мантии. Состав пород и структура океанской коры изучаются разнообразными геолого-геофизическими методами и бурением. В течение 41 года в глубоководной области Мирового океана работало около 230 международных комплексных экспедиций, в 1280 местах пробурено более 1500 скважин и поднято около 340 тыс.м кернов осадков и горных пород. Примерно половина скважин достигла второго слоя океанской коры. Научное бурение продолжается и можно ожидать новых фундаментальных открытий в ее структуре.

Важную роль в изучении земной коры, литосферы и мантии играют геологические данные, полученные при анализе процессов образования горноскладчатых сооружений. Особенно большое значение имеют данные о составе глубинных пород. К дневной поверхности в результате интенсивной складчатости поднимаются породы с глубины 80—90 км, т.е. с

того уровня, которого достигает в складчатых областях подошва земной коры.

Другим источником служат вулканические извержения, в результате которых с глубины примерно до 200 км к дневной поверхности поднимается вещество из верхней мантии и нижних слоев литосферы. Как предполагают геохимики и петрологи, в указанном интервале глубин генерируются исходные вещества для образования горных пород плагиоклазовой, шпинелевой и гранатовой фаций глубинности, а механизмом доставки этих веществ служат магматические расплавы из разных частей истощенной мантии [2]. Их изучение дает неоценимые данные о составе и структуре земной коры в местах проявления вулканов. Как известно, более 1300 вулканических аппаратов связаны с океанами. Однако доступный для непосредственного исследования интервал (200 км) верхних слоев Земли ничтожно мал по сравнению с толщиной мантии, оцениваемой в 2800 км, и особенно с радиусом земного ядра, равным 3481 км [11].

Важным источником сведений о глубинной структуре внутренних сфер Земли служат искусственные и естественные (землетрясения, обвалы) сейсмические волны. Выделяются два вида сейсмических волн, обладающих для этого реальными возможностями. Продольные Р-волны проявляются чередующимися сжатиями и растяжениями некоторых объемов горных пород в направлении распространения волны. Поперечные S-волны, называемые волнами скалывания, вызывают разнонаправленные деформации объемного профиля, перпендикулярные распространению волны. Скорость распространения продольных волн выше скорости поперечных волн. Если продольные волны дают представление о физической структуре, геометрических формах деформаций, то поперечные волны позволяют выявить состояние вещества. Отношение Р/S-волн указывает на упругие свойства изучаемого объекта. По скорости прохождения сейсмических волн судят и о химическом составе, и о температуре вещества во внутренних сферах Земли.

В настоящее время уже ни у кого не вызывает сомнения, что мантия гетерогенна, что она состоит из большого числа блоков, обладающих разными формами и размерами, различными свойствами слагающих их веществ, совершенно непредсказуемой ориентацией их в пространстве. В некоторых моделях допускается группирование блоков в неясно выраженные слои, обобщенная поверхность которых может быть «деформирована» и ее неровности могут находиться на различных гипсометрических уровнях [1, 22].

Некоторые сведения о структуре мантии, литосферы и океанской коры. В 60-ые годы прошлого века известный канадский геофизик Джон Тузо Вилсон сформулировал три главные идеи, положенные в дальнейшем в основу гипотезы новой глобальной

тектоники. Это были идеи о мантийных плюмах, трансформных разломах, циклах открытия и закрытия океанических бассейнов. Впоследствии эта последняя гипотеза была названа циклами или периодами Вилсона [19].

По Вилсону, так же как это предполагал А.Вегенер, главным механизмом движения океанских блоков и континентов являются конвективные течения в верхней мантии. Одна из наглядных моделей, изображающих механизм такого движения — модель двухъярусной структуры мантийной сферы, показанная в работе Р.Детрика [9]. На этой модели видно, что под литосферой, средняя толщина которой оценивается примерно в 100 км, находится верхний ярус горизонтально ориентированных блоков. Они занимают пространство от срединно-океанических хребтов (СОХ) или до линий вулканических островов, или до глубоководных океанических желобов, или до подножий континентов. Подошва блоков верхнего яруса расположена на глубине 660 км, отсюда толщина этого яруса изменяется в пределах 500—560 км. Эта поверхность определяется как горизонт перерыва, несогласия, как переходная зона, разграничивающая верхи и низы мантии. Топографический профиль поверхности зоны несогласия обладает сложным рельефом с амплитудой колебаний высоты крайних точек около 30 км [22]. Вся нижняя часть мантии от 660 км до ее подошвы на глубине 2900 км образует нижний ярус мантийных блоков. Его предполагаемая толщина составляет 2240 км. Блоки нижнего яруса обширнее верхних блоков, занимают большее пространство, движение вещества в них происходит в том же горизонтальном направлении, что и в блоках верхнего яруса. Между мантией и расплавленным веществом земного ядра находится сравнительно тонкий слой Д, являющийся базой и источником мантийных плюмов.

С некоторыми вариациями подобная модель фигурирует во многих современных научных работах, посвященных анализу внутреннего строения Земли. Однако в последние годы стали появляться принципиально отличные модели, в которых мантия не разделяется на верхнюю и нижнюю части, нет в них и переходной зоны на глубине 660 км.

Интересна в этом плане структура твердых сфер Земли, в основе которой лежит идея о суперконтинентальных циклах. Она разработана Р.Д.Нансом, Т.Р.Уорсли и Дж.Б.Муди [3], значительно углубивших начальные представления Д.Андерсона (США) и Дж.Умгрова (Нидерланды) по проблеме строения земных сфер. Авторы придерживаются основных положений гипотезы новой глобальной тектоники, принимают в структуре литосферы наличие плит, которые подстилаются астеносферой и с разной скоростью перемещаются относительно друг друга. Процесс перемещения плит в океане называется спредингом морского дна. Погружение целиком или отдель-

ных частей таких плит под континенты, где они присоединяются к мантии, называется субдукцией. В результате спрединга и субдукции континенты, тесно связанные с литосферными плитами, могут сползать, сталкиваться, воссоединяться, раскалываться вдоль глубоких рифтов, образовывать в одних случаях суперконтиненты, а в других — океанические бассейны.

В то же время авторы не отошли от признания некоторых глобальных закономерностей в развитии континентов. Они подчеркнули, что в геологической летописи континентов действуют и просматриваются некие упорядоченные периодические процессы или циклы, выражением которых служат складчатость, горообразование, рифтогенез и другие явления глобального плана. Делается предположение, что главная действующая сила в механизме перемещения литосферных плит обусловлена тепловыми процессами, вернее, особенностью их распространения в мантии, литосфере и земной коре. Согласно этой модели тепло в первую очередь концентрируется под континентами (континенты плохо проводят тепло), объединенными в единый суперконтинент (рис. 1). Из-за плохой теплопроводимости и концентрации тепла суперконтинент поднимается над смежными областями, через определенное время он раскалывается, по линии раскола из разрозненных мантийных плюмов образуются срединно-океанические хребты с рифтами в гребне. Через рифты на поверхность поступают массы мантийного вещества, из которых формируется дно вновь возникающих океанов. Поступление все новых и новых объемов расплавленного вещества с больших глубин приводит к раздвиганию континентальных осколков и медленному сползанию их с воздымающихся срединно-океанических хребтов. Этот процесс обуславливает дрейф континентов. Последующее развитие структуры океанского дна приводит к столкновению разобщенных осколков, в результате чего они воссоединяются в новый суперконтинент. Такой процесс осуществляется через субдукцию. Авторы проследили, что в геологической истории Земли, начиная с возраста 2600 млн.лет, наблюдалось несколько суперконтинентальных циклов продолжительностью от 400 до 500 млн.лет. Такие циклы отмечаются для геологического времени в 2600, 2100, между 1800 и 1600, 1100, 650 и 250 млн.лет назад. В это время происходили наиболее длительные и интенсивные горообразовательные и складчатые процессы на континентах. Приблизительно через каждые 100 млн.лет после каждого из таких периодов наступали эпохи глобального рифтогенеза. Время образования рифтов датируется возрастом горных пород, выносимых из мантии. Наиболее характерными являются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, другие породы перидотитовой группы. Они указывают на периоды рифтообразования в 2500, 2000, 1700—1500, 1000 и 600 млн.лет на-

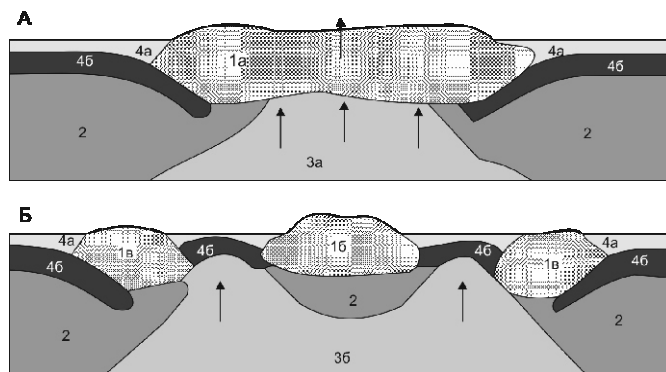


Рис. 1. Накопление (А) и потери (Б) тепла и вызываемый теплом характер движений в суперконтинентальном цикле [3]:

1а — приподнятый суперконтинент; 1б — приподнятый континентальный осколок; 1в — погруженный континентальный осколок; 2 — зона субдукции; 3а — накопление и 3б — потери тепла; 4 — слои коры: а — нижний, б — верхний

зад. Авторы идеи суперконтинентальных циклов полагают, что их модель объясняет причины изменения уровня моря, время глобальных интенсивных горообразовательных и складчатых движений, смену биотических ассоциаций и другие явления. В модели о суперконтинентальных циклах нет деления мантии на верхнюю и нижнюю части, нет разделяющей их границы на глубине 660 км, отсутствуют конвективные потоки вещества и в литосфере, и в мантии. Остатки суперконтинентов сползают с приподнятых блоков или подползают под них.

Суперконтиненты и циклы их развития используются в моделях ряда других исследователей внутренней структуры Земли. Их обзор содержится в работе [8]. Сам автор данной публикации предлагает сложную схему, по которой отдельные континенты, их блоки, террейны воссоединяются в суперконтиненты в результате мантийного даунвеллинга, а разрушаются при мантийном апвеллинге. Развитие этих процессов тесно связано с понижениями или поднятиями поверхности земного геода.

Серьезные возражения против двухъярусной структуры мантии возникли после широкого внедрения в конце 80—начале 90-х гг. прошлого века в практику тектонических исследований сейсмотомографического метода. Так, по результатам подобных исследований и применения специфических компьютерных программ в начале XXI в. появилась в виде профиля полусферы модель, в которой показано безъярусное строение мантии, ее гетерогенная структура и отсутствие горизонтальных перемещений среди мантийных блоков. Отдельные блоки ограничены вертикальными каналами мантийных плюмов. Вместо горизонтальных показаны вертикальные движения. Мантийные плюмы берут начало не в горизонте

Д, а на некотором удалении от подошвы мантии, на глубине примерно 1600 км (рис. 2). Данная модель исключает контакты перемещающихся сверху вниз и снизу вверх земного вещества с горизонтом Д, являющимся термическим переходным слоем на границе ядро—мантия. Горизонтально ориентированные разноразмерные поверхности занимают в этой модели весьма ограниченные участки [8].

Близкую, но все же непохожую по структуре модель земной полусферы и земной динамики предложил К. Suyehiro (2002). На показанном им в красках сейсмотомографическом профиле, отработанном в Тихом океане по линии: Восточная Азия—Французская Полинезия отчетливо видны прерывистые, разной толщины и различных физических свойств слои, из которых невозможно составить двухъярусную структуру мантии и увидеть преобладающие горизонтальные направления движений разрозненных мантийных блоков.

Отсутствие горизонтально-ячеистой структуры верхней и нижней мантии показано на сейсмотомографическом профиле, отработанном в северной области островодужной системы Тонга—Кермадек [9]. В его основе лежат данные о волнах, зафиксирован-

ных при естественных землетрясениях. Пятнисто-массивная структура литосферы и мантии в окрестностях названной выше островодужной системы отражает изменения в пространстве физического состояния вещества, в частности плотности, вязкости, возможно упругости, и особенно температуры. Хаотическое пространственное расположение локальных крупных и мелких блоков, выделенных по температурному признаку, указывает на невозможность рассмотреть в нем двухъярусное строение мантии.

Есть и другие формы использования сейсмотомографического метода. В недавно опубликованной статье норвежского геофизика [24] отмечается, что до сих пор не имеется общепризнанного механизма движения литосферных плит, рассматриваемого в рамках мантийной конвекции. Для устранения помех в разработке такого механизма предлагается строить сейсмотомографические модели с трехмерным изображением структуры мантийной сферы, причем строить их надо для характерных этапов геологической истории. Ни на одном из рисунков не просматривается деление мантии на верхний и нижний ярусы, не видно на них горизонтального положения крупных блоков, а движущей силой служит изменение температурного режима.

Мантийные плюмы и крупные магматические провинции (LIPs). Практически полное отрицание циклов Вилсона состоялось при дальнейшем исследовании «горячих точек» (hot spots) и способов поступления мантийного вещества на океанское дно. Идея мантийных плюмов зародилась у Д.Т. Вилсона для объяснения способа образования Императорской, Гавайской и других цепей вулканических островов в Тихом океане. И в настоящее время мантийным плюмам уделяется исключительно большое внимание в геологических и геофизических исследованиях.

В 1972 г. профессор Принстонского университета США Jason Morgan предложил расширенное толкование структуры, происхождения и роли так называемых горячих точек, которое впоследствии оформилось в гипотезу о мантийных плюмах. В дальнейшем мантий-

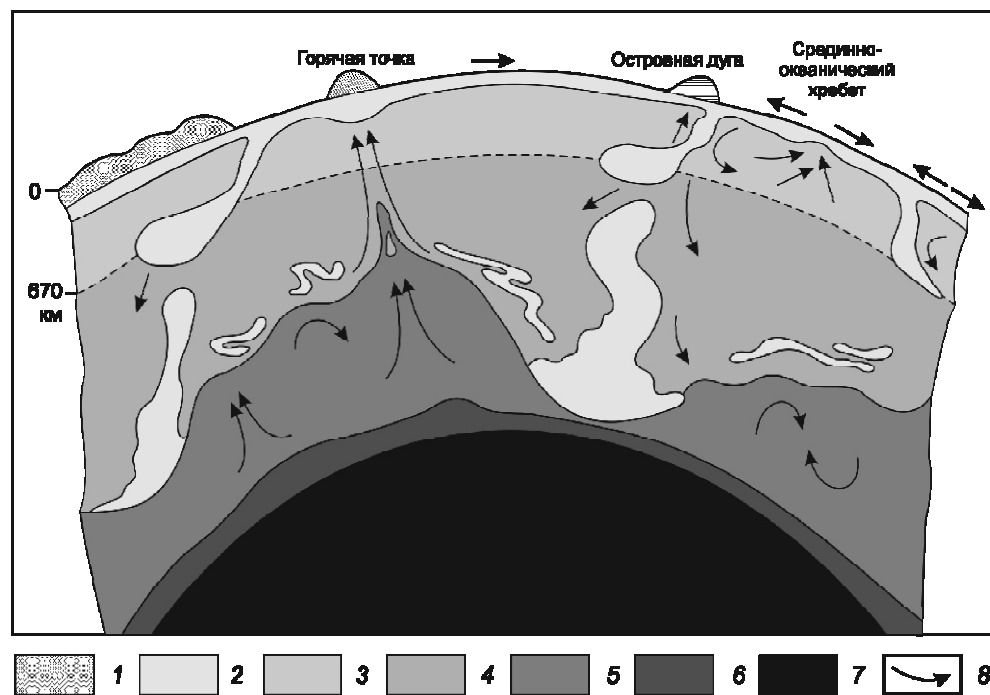


Рис. 2. Конвекционная модель Земли, показывающая потоки вещества из глубинной зоны мантий, которые конвективно изолированы от пород средней и нижней мантии. Мантийные плюмы, образовавшиеся в слое Д, на границе кора—мантия взаимодействуют и на верхнем конце образуются локальные горячие точки [8]:

1 — кора континентального типа; 2 — вещество, формирующее земную кору континентов и океанов; 3 — верхняя мантия и астеносферный слой; 4 — твердые слои средней и нижней мантии, осложненные магматическими камерами; 5 — слои нижней мантии пластичной консистенции, обогащенные ^3H ; 6 — граничный слой «Д» между мантией и ядром; 7 — ядро; 8 — направление перемещения мантийных пород, находящихся в текучепластичном состоянии

ными потоками занимались многие исследователи. Существенный вклад в понимание их роли в геодинамических процессах внесли М.А.Ричардс, Р.А.Дункан и В.Е.Куртилотт [20]. Они впервые доказали и объяснили связь контуров крупных магматических провинций с структурной формой мантийных плюмов.

Всесторонне проблема мантийных плюмов рассмотрена в фундаментальном труде [8]. Мантийные плюмы в этой работе представлены постоянно движущимися почти от границы ядро—мантия кверху потоками глубинного, вероятно, способного течь расплавленного вещества. В масштабе мантийной сферы плюмы имеют вид достаточно широких вертикальных или почти вертикальных каналов, заполненных веществом, из которого впоследствии образуется океанская кора. Некоторые из них при выходе на дневную поверхность или на океанское дно заканчиваются плоской силлоподобной «головой» или «султаном» и называются «плюмом с головой» (plume head). Подводящий канал, лишенный плоской вершины и поэтому на выходе имеющий незначительную площадь, получил название хвоста плюма (plume tail). «Плюмы с головой» на океанском дне образуют обычно обширные плато, размеры которых нередко колеблются от 500 до 1000 км в диаметре. Проблемой остается оценка толщины поперечного сечения подводящего канала плюма. Для того, чтобы он смог пересечь толщу мантии и литосферы, надо предположить, что этот плюм, его подводящий канал имели очень большую толщину.

Материал, приносимый плюмами с глубины, относится к магматическим породам древнего происхождения, а его состав соответствует веществу океанской коры. В отдельных местах сохраняются открытые каналы, по которым продолжается движение магматического расплава из глубин к дневной поверхности. Вершины этих каналов в современной структуре океанской коры выражены «горячими точками». К.С.Конди показал, что в Тихом океане таких точек насчитывается 18—19, в Атлантическом — 15, в Индийском — всего 6. Как правило, горячие точки сопровождаются действующими или отмершими вулканами.

На океанском дне (и на поверхности континентов) мантийные плюмы образовали, как показали данные глубоководного бурения, обширные подводные и надводные вулканические плато, срединно-океанические и вулканические хребты, основания асейсмичных хребтов и глубоководных океанических котловин, подводные горы, гайоты и другие тектонические элементы.

Мантийные плюмы составляют основу модели MOMO EPISODES, представляющей собой рабочий вариант гипотезы главных обращений [14]. Модель MOMO EPISODES расшифровывается как Mantle overturn, Major Orogeny (мантийные обращения, глав-

ная орогения) и которую в переводе можно назвать схемой основных переворотов или главных обращений некоторых объемов мантийного вещества. В этой модели показано, что тектонические движения обусловлены, с одной стороны, пододвиганием одной литосферной плиты под другую и направлены сверху вниз, а с другой — подъемом кверху мантийного вещества по подводящим каналам плюмов и ориентированы только в вертикальном направлении. Согласно этой модели, определенную роль в структуре мантии играет относительно холодное вещество земной коры и литосферы, движущееся сверху к основанию нижней мантии и достигающие в этом направлении глубины в несколько сот километров. Огромное значение имеют потоки горячего вещества, направленные от основания мантии кверху, и которые заканчиваются там или плюмами с головой, или хвостами плюмов. На океанском дне эти выходы образуют крупные магматические провинции (LIPs) (рис. 3). В большинстве случаев хвосты плюмов совпадают с вулканическими и асейсмичными хребтами, в ряде случаев — с рифтовыми долинами на гребнях срединно-океанических хребтов. Наиболее крупные магматические провинции образованы «плюмами с головой». Это, например, подводные плато Кергелен, Хикуранги, Рио-Гранде, Онтонг-Джава, Манхикки, Шатского и др. [4, 7, 17]. В современной структуре океанской коры крупные магматические провинции образовывались, начиная с конца поздней юры, в течение всего мела и кайнозоя. Скорость их формирования была высокой. Подмечено, что площадь LIPs размером примерно 10^5 км² покрывалась магматическими породами за 1 млн. лет. Эти LIPs покрывают значительные области океанского дна всех океанов. С участием магматических пород глубинного происхождения шло образование срединно-океанических хребтов, возможно и асейсмичных. Согласно выполненным расчетам, в современных срединно-океанических хребтах около 95% массы и энергии имеют мантийное происхождение [14].

Возвращаясь к модели MOMO EPISODES и сравнивая ее с моделью периодов Вилсона, нетрудно заметить принципиальное ее отличие от последней. Оно состоит в том, что в структуре главных обращений (MOMO-модель) отдано предпочтение вертикальной ориентации как блокам, погружающимся вниз от земной поверхности, так и мантийным плюмам обратного направления движения.

Рассмотренные материалы позволяют сделать некоторые выводы:

1. Мантийная сфера характеризуется гетерогенным строением, образующие ее блоки имеют различные свойства, форму и размеры, друг относительно друга они расположены хаотично, доминируют блоки вертикальной или близкой к этому ориентировки; положение блоков горизонтальной ориентации неясно, ею обладают обычно малоразмерные участки мантии.

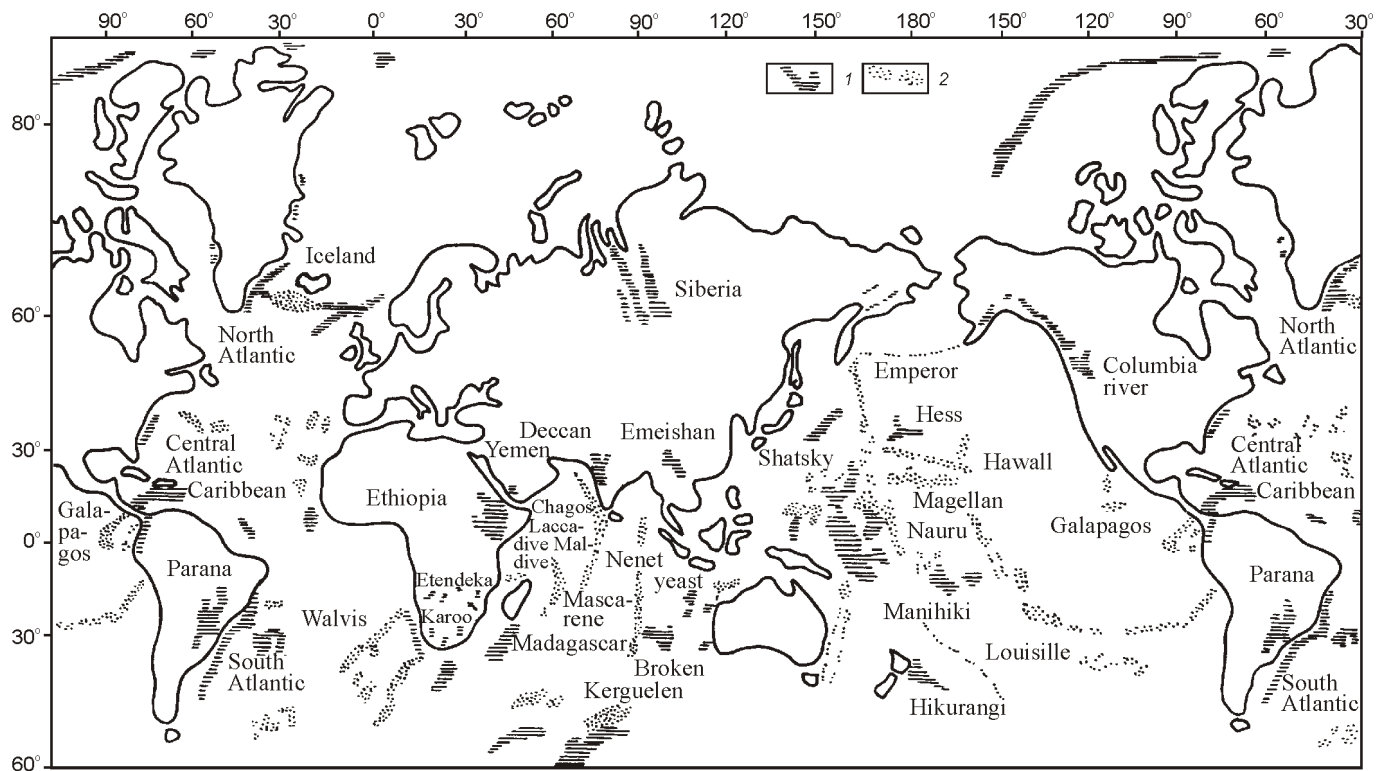


Рис. 3. Распространение в Мировом океане крупных магматических провинций мезозойского и кайнозойского возрастов [4, 7, 14, 17 и др.]:

1 — «плюмы с головой» (plume head); 2 — хвосты плюмов (plume tail)

2. Выделяемая на отдельных моделях зона несогласия между неясно обозначенными горизонтально ориентированными ячейками верхней и нижней мантии на глубине 660—670 км, по мнению автора статьи, не имеет глобальной протяженности. На этой глубине в разных местах (но не повсеместно!) океанского дна отмечается положение границ между локальными блоками, имеющими как вертикальную, так и горизонтальную ориентировку. На большинстве моделей строения твердых сфер Земли она отсутствует, поскольку указанная отметка глубины на поверхности соседних блоков не определяется.

3. Мантия, литосфера и океанская кора пронизаны вертикально ориентированными каналами — путями движения глубинного вещества, через которые на океанское дно поступает вещество из низов мантийной сферы. Наличие таких каналов доказывается распространением крупных провинций магматических пород (LIPs). Другие пути для их образования отсутствуют. Многосоткилометровой длине подводящих каналов должно соответствовать очень большое их поперечное сечение, без чего существование таких каналов невозможно.

4. Многочисленность LIPs на океанском дне и каналов в виде мантийных плюмов в литосфере и в мантии является тормозом для проявления значительных горизонтальных перемещений литосферных плит, а

вместе с ними — и дрейфа континентов. Каналы мантийных плюмов очень большого поперечного сечения, заполненные веществом из нижних слоев мантии, играют роль мощных естественных устоев-якорей. В пределах каждой литосферной плиты имеется несколько таких «якорей» и преодолеть их сопротивление вмещающая их литосферная плита естественно не сможет без приложения каких-то внешних сил. Пока данных о таких силах не имеется. Сейсмотомографические модели демонстрируют отсутствие горизонтально ориентированных конвективных потоков мантийного вещества.

5. Потоки магмы, двигаясь по вертикально ориентированным каналам, увлекали за собой и прилегающие к ним смежные участки мантийной сферы. Это означает, что вещество мантии испытывает главным образом восходящие или нисходящие движения и уж если говорить о ярусности мантии, то только в связи с этими потоками. Новейшие модели строения мантии указывают именно на такой путь перемещения мантийного вещества.

6. Рифтообразование не обязательно связывать только с существующей схемой спрединга. Оно может состояться и при господстве геодинамических тектонических движений вертикальной ориентации. Более серьезные доказательства требуются для объяснения громадной протяженности срединно-океа-

нических хребтов с рифтовой долиной в их гребне. Много неясного имеется также и для объяснения процессов субдукции.

7. Исходя из указанных особенностей, надо признать, что структура земной коры сформировалась и продолжает свое развитие под контролем прежде всего вертикальных движений, которые сопровождаются подчиненными по масштабам и интенсивности горизонтальными движениями.

Массивы пород третьего слоя океанской коры.

К рассматриваемому вопросу имеют отношение и данные о составе, структуре, условиях залегания и происхождении массивов ультрабазитовых пород, выявленных детальными геолого-геофизическими исследованиями и изученных бурением в ряде мест океанского дна. Как принято считать, ультрабазитовые породы составляют низы земной коры океанского типа.

В 1957 г. известные американские морские геологи W.Munk (Scripps Inst. Ocean.) и H. Hess (Princeton Univ.) обсудили, а потом разработали и осуществили проект МОХОЛ. В 1961 г. вблизи о.Гваделупа (Мексика) в Тихом океане на глубине 3800 м скважина, пробуренная по проекту МОХОЛ, впервые вскрыла несколько метров вулканогенных пород второго слоя океанской коры. Потом на какое-то время бурение прекратилось. На смену проекту МОХОЛ вскоре пришли и были реализованы проекты DSDP (проект глубоководного бурения в океане), IPOD (фаза международного проекта бурения в океане), ODP (программа океанского бурения). С 2005 г. вступила в действие новая программа IODP (объединенная программа океанского бурения) с той же целью, что и проект ODP. Фактически названные проекты и программы позволили развить и продолжить исследования, предусмотренные еще МОХОЛ. Все они нацелены на изучение геологии океанского дна, на обнаружение и исследование природы границы земная кора—мантия, на выявление состава мантийного вещества ниже этой границы. Однако, несмотря на тысячи пробуренных за истекшие 41 год существования этих проектов глубоководных скважин, главная цель МОХОЛ не достигнута, до границы кора — мантия ни одна скважина не дошла [6, 10, 12.]. Удалось только установить, что лавы толеитовых базальтов и пронизывающие их дайки диабазов, слагающие второй слой океанской коры, залегают на интрузивных породах габброидного комплекса, низы которого, вероятно, входят в состав третьего слоя океанской коры.

Ультраосновные, преимущественно габброидные породы вскрыты в небольшом числе мест. На банке Atlantis II в юго-западной части Индийского океана скв.735В вскрыла 1500 м пород такого состава. На Atlantis massif в Атлантическом океане скв.И1309Д вскрыла габбро-перидотитовый комплекс пород и прошла по ним 1415,5 м. В Тихом океане в смежных областях литосферных плит Кокос и Наска скважины

1256 и 504В прошли по породам второго слоя 1280 и 1837 м соответственно, но до габброидов так и не дошли. Неодинаковые по толщине пласты вулканогенных пород второго слоя вскрыты рядом скважин во всех океанах [5, 10, 12, 18, 21].

В рамках поставленной в настоящей статье задачи целесообразно подробнее ознакомиться с геологическим строением массива Atlantis, т.к. он изучен лучше всех других подобных структур.

Массив Atlantis представляет собой изолированный от рифтовой долины срединно-океанического хребта блок древних пород габбро-периодитового комплекса третьего слоя океанской коры. Это позволяет рассмотреть его тектоническое положение, структуру и происхождение вне связи с существующей моделью спрединга литосферных плит.

Атлантический массив находится на западном склоне срединно-океанического хребта Атлантического океана в границах 30 00 N—30 14 N по широте и 42 00 —42 13 W по долготе. Ось массива расположена примерно в 12 км западнее и параллельно оси рифтовой долины срединно-океанического хребта. Ширина массива колеблется около 7—9 км, длина достигает 12—14 км. В поперечном сечении массив имеет вид обширного купола с полого наклоненными склонами. Батиметрические контуры купола ограничены изобатами 2500 и 1000 м, так что его высота равна 1500 м. По результатам детальным геолого-геофизических и батиметрических исследований отмечается наличие небольшой террасы на западном его склоне, слегка заостренная вершина и несколько субпараллельных борозд на южном склоне.

В работе [25] авторы проанализировали связь рельефа и геологической структуры на трех подводных абиссальных холмах, расположенных на том же склоне срединно-океанического хребта, но южнее и недалеко от массива Atlantis. Они установили, что грядовые формы и разделяющие их борозды связаны с разрывными дислокациями, т.е. имеют тектоническое происхождение. Склоны этих холмов осложнены подводными каньонами, оврагами, ямами и т.п., которые появились в результате подводной абразии, седиментации рыхлых отложений, но в основном за счет разрывных нарушений. Поэтому можно допустить, что отмеченные на южном склоне массива Atlantis борозды и уступы также имеют обусловленную разрывами тектоническую природу.

Неоднократные драгирования и пробоотбор грунтовыми трубками с судов и с помощью субмарины Alvin обнаружили под тонким слоем новейших, существенно биогенных осадков интрузивные габбро и перидотиты. Породы такого состава встречаются на глубинах 4000—1000 м и выше в самых разных местах донного рельефа.

Местонахождение, состав пород, их принадлежность к третьему слою океанской коры, контуры огромного массива вызвали необычайный интерес

геологов и геофизиков. На вершине массива Atlantis был пробурен ряд скважин, но только одна из них И1309Д вскрыла максимальный по толщине разрез третьего слоя. По составу пород этот разрез очень похож на разрез офиолитовой толщи, обнажающейся на побережье Оманского залива [15]. Как известно, структура этой офиолитовой толщи была использована для разработки схемы строения океанской коры, известной с 1972 г. как модель Penrose.

Скважина И1309Д обнаружила породы, среди которых главную роль играют различные габбро и некоторые представители перидотитовой формации [6]. Согласно установившимся взглядам и Penrose-модели такой комплекс пород образует третий слой океанской коры. Однако имеет место определенная неясность в его структурной и стратиграфической позиции, что не дает основания предполагать его полную мощность и что вскрыта именно граница между земной корой и мантией. Для этого пока нет достаточно надежных данных.

Породы габбро-перидотитового комплекса в разрезе скв. И1309Д представлены преимущественно окисленными габбро и габброноритами, троктолитовыми и оливковыми габбро, в виде незначительных включений присутствуют базальты и диабазы, встречены троктолиты и пачки тонко чередующихся между собой дунитов, троктолитов, дунитовых троктолитов, гарцбургитов (рис. 4). Последние четыре минерала характеризуют породы ультрамафитовой части габбро-перидотитового комплекса. Повышенные содержания ультрамафитов выявлены в интервалах разреза указанной скважины 1240—1090 и 320—300 м. Отмечается наличие в таких породах округлых минералов оливина, межслоевых и межтрещинных плагиоклазов и клинопироксена, придающих породам специфическую текстуру. Большинство ультрамафитов испытало гидротермальные изменения, но в некоторых интервалах встречаются очень свежие разности с низким уровнем (1—2%) серпентинизации.

До сих пор толщи с высоким содержанием ультрамафитов в структуре срединно-океанических хребтов обнаруживались очень редко. По особенностям текстуры ультрамафитовые породы Atlantis massif являются скорее всего конечным членом вскрытого мафического комплекса. Упомянутые включения базальтических пород составляет около 3, а габброидов содержится 91%.

Минеральный состав и свойства интрузивных пород в разрезе скв. И1309Д дали основание полагать, что низы этого разреза испытали высокотемпературные, а верхи — низкотемпературные воздействия и не очень высокую степень деформаций. Уровень последней свойствен условиям формирования амфиболитовой фации.

Делается вывод, что Atlantis massif образовался в результате отрыва и перемещения в западном направлении блока пород из гребня срединно-океаническо-

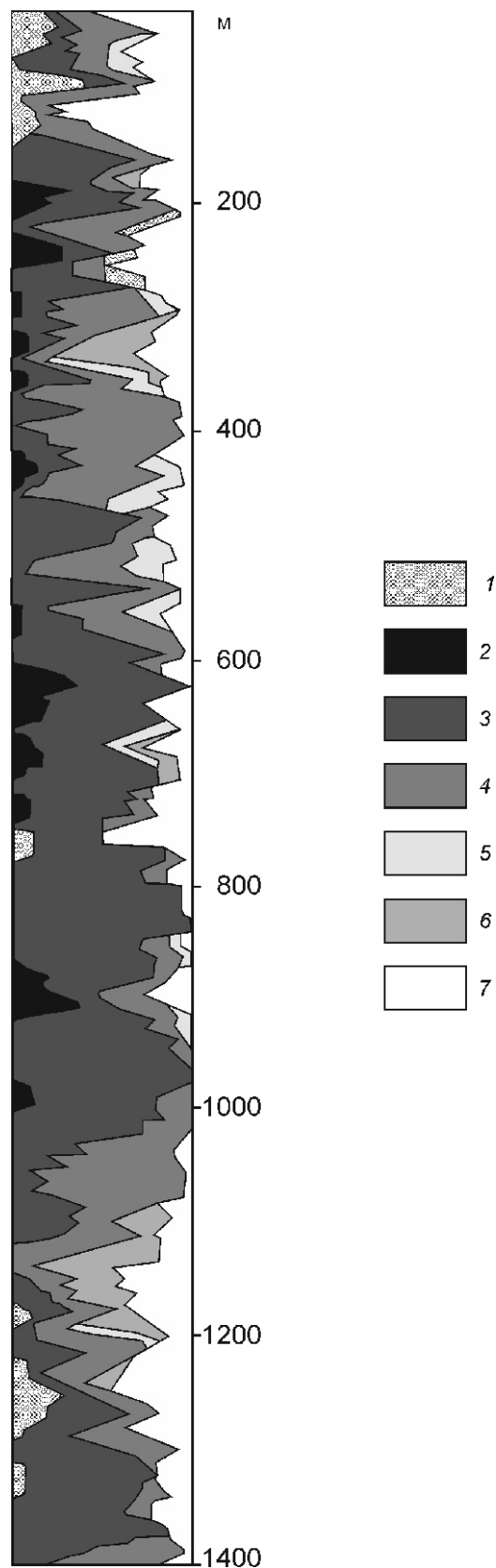


Рис. 4. Разрез отложений, вскрытый скв. И1309Д на массиве Atlantis [6]:

1 — базальты, диабазы; 2 — окисленные габбро; 3 — габбро, габбронориты; 4 — троктолитовое габбро, оливковое габбро; 5 — троктолиты; 6 — дунитовые троктолиты, дуниты, гарцбургиты; 7 — керн не извлечен

го хребта путем долгоживущего базального разлома срыва (detachment fault). Приведены сведения о наличии в теле массива в непосредственном контакте с поверхностью разлома срыва милонита и тонкорассланцованных глинистых пород, что несомненно свидетельствует о высокой степени напряженности перемещающихся разорванных частей массива друг относительно друга в условиях очень высокого давления [6, 10, 12, 16, 25].

Вместе с тем, ни в одной из упомянутых статей не говорится о тектонической структуре пород, располагающихся на участке между гребнем срединно-океанического хребта и Atlantis massif. Ведь по принятому авторами этих статей механизму базального разлома срыва эти породы должны были испытать сложные деформации, складкообразование, разрывы и др. Однако никаких сведений на этот счет нет. Очень трудно представить себе, чтобы огромный блок интрузивных, жестких и прочных пород, перемещавшийся на 10—12 км к западу, не затронул породы, отделявшие его от матрицы, от гребня срединно-океанического хребта. Ведь должны же остаться хоть какие-то следы, но о них нигде ничего не упоминается. Отсюда следует другой вывод: а был ли столь протяженный переброс мощной толщи интрузивных пород, а был ли базальный разлом срыва? Нельзя ли обойтись без переброса и разлома? Может быть этот массив был поднят механизмом, не связанным с спредингом, перебросом, горизонтальным перемещением блоков из провинции гребня в провинцию флангов срединно-океанического хребта? Такое возможно, если принять, что древние породы, залегающие в подошве океанской коры, были доставлены на океанское дно путем выдавливания их снизу вверх мантийным плюмом и что такая форма залегания ультрамафитов представляет собой своеобразный «plum head» — мантийный плюм с головой. По крайней мере в настоящее время отсутствуют данные, которые противоречили бы такому предположению. При этом надо заметить, что скв. И1309Д не вскрыла подошву океанской коры, ее забой находится в толще ультрамафитов третьего слоя. В том случае, если бы случился переброс блока ультрамафитовых пород к западу от гребня срединно-океанического хребта на 10 км и более, то под этим массивом должны были оказаться базальты молодого возраста, скважина могла бы войти в них. Сам массив сейчас расположен в поле магнитных линейных аномалий возрастом до 2 млн. лет. Однако совершенно очевидно, что возраст пород массива Atlantis во много раз больше возраста магнитных аномалий. Это одно из доказательств того, что массив здесь представляет инородное тело, не связанное со срывом его со склона рифтовой долины. Находящиеся в теле массива базальты и диабазы имели бы возраст моложе 2 млн. лет.

Данные геофизических исследований, так же как и бурения, не позволяют определить толщину массива.

Поэтому отсутствует возможность наметить его нижнюю границу, определить ее природу.

Исходя из рассмотренных характеристик, можно сделать следующие выводы:

1. Atlantis massif — часть ультрамафитовых пород третьего слоя океанской коры.

2. Нет каких-либо данных о том, что под массивом отсутствуют породы мантийной сферы, что под ним нет мантийного плюма любой формы.

3. Нет также сведений о том, что массив перекрывает базальты второго слоя океанской коры.

4. Нет данных о структуре пород, разделяющих этот массив и рифтовую долину срединно-океанического хребта, хотя она вполне доступна для детальных исследований. Поэтому еще рано говорить о проявлении необычных базальных разломов срыва. Имеется больше оснований считать, что Атлантис-массив оказался на океанском дне вследствие выдавливания его мантийным плюмом.

В заключение следует отметить, что, достигнутые успехи в изучении геологического строения океанского дна обязаны 48-летнему периоду (от проекта МОХОЛ до IODP) внедрения в исследования научно-глубоководного бурения. Обязательным условием его проведения является синхронное применение комплекса разномасштабных геологических и, что особенно важно, геофизических методов.

Полученные данные подвергаются всесторонней обработке и анализу, но, скорость поступления этих данных опережает темпы их обобщения. В этом плане еще существует заметное отставание. Разрабатываемые на основе данных бурения и геофизических исследований геологические схемы и модели не всегда являются однозначно всеми принимаемыми. Это относится и к схемам строения мантийной сферы, литосферы и земной коры. Здесь еще очень много возможностей для получения новых выводов, новых схем и моделей строения твердых сфер Земли.

Предложенные варианты интерпретации некоторых новых моделей строения литосферы и мантии, а также результатов бурения и геолого-геофизических исследований, в т.ч. и на Атлантис-массиве, отличаются от ранее опубликованных схем. Показано, что структура мантии не является двухъярусной и горизонтально-ячеистой, что мантия и литосфера пронизаны многочисленными вертикально ориентированными естественными устоями-якорями, которые служат тормозом для горизонтального перемещения литосферных плит, что потоки глубинного вещества, увлекаясь мантийными плюмами, достигают океанского дна и формируют на нем крупные магматические провинции.

Все это заставляет отводить вертикальным движениям ведущую роль в образовании структуры литосферы и океанской коры. Предполагается, что именно такое направление перемещения имели породы Атлантис-массива, поднявшиеся с основания третьего слоя океанской коры на дно Атлантического океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буго Ф., Жорон Ж.П., Тройль М. Гетерогенность мантии // 27-й Международный геологический конгресс. Геология Мирового океана. Доклады. Т. 6. Ч. 1. —М.: Наука, 1984. С. 114—135.
2. Дмитриев Л.В. Магматизм дна океана и вопросы формирования его литосферы // Геология и геофизика. № 7. 1986. С. 81—85.
3. Ханс Р.Д., Уорсли Т.Р., Муди Д.Б. Суперконтинентальный цикл // В мире науки (Scientific American). —М.: Мир. № 9. 1988. С. 34—41.
4. Arndt N., Weis D. Oceanic plateaus as windows to the Earth's interior: an ODP success story // Achievements and opportunities of scientific ocean drilling. A special issue of the JOIDES Journal. Vol. 27. № 1. 2002. Pp. 79—84.
5. Arai S., and Fujii T. Petrology of ultramafic rocks from site 395 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1998. Vol. 45. Washington. Pp. 587—594.
6. By the IODP Expeditions 304 and 305 Scientists // Scientific Drilling. № 1. 2005. Pp. 28—31.
7. Coffin M.F., Duncan R.A., Eldholm O.I. et al. Large igneous provinces and scientific ocean drilling (Status quo and a look ahead) // Oceanography 1. Vol. 19. № 4. Dec. 2006. Pp. 150—160.
8. Condie K.C. Mantle Plumes and their Record in Earth History // Cambridge University Press. 2001.
9. Detrick R. Motion in the Mantle // Oceanus magazine. Vol. 42. № 2. 2004. Pp. 6, 11—12.
10. Dick H.J.B., Natland J.H., and Ildefonse B. Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle // Oceanography 1. Vol. 19. № 4. 2006. Pp. 72—80.
11. Hart S. Conduits into Earth's inaccessible interior // Oceanus Magazine. Vol. 42. № 2. 2004. Pp. 7—10.
12. Ildefonse B., Blackman D., John B.E., et al. IODP Expeditions 304/305 characterize the lithology, structure, and alteration of an oceanic core complex // Scientific Drilling. 3. 2006. Pp. 4—11.
13. Ildefonse B., Christie D.M. and the Mission Moho Workshop Steering Committee: Drilling through the oceanic crust to the Mantle // Scientific Drilling. № 4. March 2007. Pp. 11—18.
14. International working group. Integrated ocean drilling program. Initial science plan. 2003—2013 // Washington. DC. 2001 (International working group support office).
15. Kelemen P. Unraveling the Tapestry of Ocean Crust // Oceanus magazine. Vol. 42. № 2. 2004. Pp. 40—42.
16. MacLeod C.J., Escartin J., Banerji D.I., et al. Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: the Mid-Atlantic Ridge, 15° 45' N // Geology, 30(10). Pp. 879—882.
17. Neal C.R., Coffin M.F., Arndt N.T., et al Investigating Large Igneous Province formation and associated paleoenvironmental events: a white paper for scientific drilling // Scientific Drilling. № 6. 2002. Pp. 4—18.
18. Pearce J. The oceanic lithosphere // Achievements and opportunities of scientific ocean drilling. A special issue of the JOIDES journal. Vol. 28. № 1. 2002. Pp. 61—66.
19. Pelter W.R. John Tuzo Wilson (1908—1993) // EOS. Transactions, American Geophysical Union. Vol. 75. № 52. Decem. 27. 1994. Pp. 609—612.
20. Richards M.A., Duncan R.A., Courtillot V.E. Flood basalts and hotspot tracks: Plume heads and tails // Science. 1989. Vol. 246. Pp. 103—7.
21. Searle R.C. Magnetic susceptibility as a tool for investigating igneous rocks — experience from IODP Expedition 304 // Scientific Drilling. № 6. July 2008. Pp. 52—54.
22. Shearer P.M., Masters T.G. Global mapping of topography on the 660 km discontinuity // Nature. Vol. 355, 27, 1992. Pp. 791—796.
23. Kiyoshi Suyehiro. Illuminating earth's mantle and core: a new challenge for ODP // Achievements and opportunities of Scientific Ocean Drilling; a special issue of the JOIDES journal. Vol. 28. № 1. 2002. Pp. 55—60.
24. Steinberger B. Reconstructing Earth history in three dimensions // Science. Vol. 322, 7. 2008. Pp. 866—868.
25. Tucholke B.E., Stewart W.K., Kleinrock M.C. Long-term denudation of ocean crust in the central North Atlantic Ocean // Geology. 25(2). 1997. Pp. 171—174.
26. Tucholke B.E. Massive submarine rockslide in the rift-valley wall of the Mid-Atlantic Ridge // Geology. Vol. 20. 1992. Pp. 129—132.

Модели месторождений золота Енисейской Сибири*

В.Л.ХОМИЧЕВ, С.С.ДОЛГУШИН, В.В.ЖАБИН

Рецензируемая работа представляет крупное обобщение обширного геологического, геофизического, геохимического материала авторов и предшественников по двум ведущим золоторудным провинциям Сибири — Енисейскому кряжу и Восточному Саяну и новому Таймыр-Североземельному региону. Это многолетнее исследование проблемы золотого рудообразования на основе критического использования рудномагматических систем регионального и локального характера, разработанных в ЦНИГРИ за последние 10—15 лет (Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян, В.И.Ваганов, М.М.Константинов, А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачев, Б.К.Михайлов и др.). Ведущее направление данной работы — формирование моделей и эталонов рудоносных и рудогенерирующих магматических и метаморфических комплексов, каковые на федеральном уровне разработаны в ЦНИГРИ, а в Сибири проводятся ведущими специалистами разных организаций под эгидой Западно-Сибирского петросовета (в т.ч. и авторами монографии).

Однако проблема формирования моделей рудных формаций и месторождений еще далека от решения. В научном плане генетические модели рудных формаций разработаны для многих ведущих типов оруденения, но они остались неадаптированными к практическим целям конкретного прогнозирования. Известны пока лишь единичные попытки составления эталонных моделей рудных месторождений Сибири: комплексных (Талнахское, Норильск-I), золоторудных (Советское, Васильевское, Олимпиадинское, Эльдorado, Ольховское, Аяхтинское, Удере́йское). Авторами рецензируемой работы предложены основные элементы методики составления модели рудных месторождений. Под моделью месторождения они понимают систему геолого-металлогенических элементов, составляющих структурно-вещественную сущность рудного объекта. В качестве таких элементов системного анализа выступают: систематика объектов. Геологическое строение рудного узла, месторождения, структура рудного поля, возраст, генезис (механизм формирования) месторождения, оценка запасов и ресурсов.

В работе на современном уровне освещено геологическое и металлогеническое строение Енисейской, Восточносаянской и Таймыро-Североземельской золотоносных провинций, разработана систематика формаций и месторождений золота, дана их прогнозная оценка. Модели конкретных месторождений сформированы на основе системного научно-методического под-

хода. Основные элементы модели: геологическое строение района (стратиграфия, интрузивные образования, метаморфизм, тектоника, золотоносные и золоторудные формации, типы месторождений, закономерности размещения — региональные факторы и критерии), геологическая модель месторождения (локальные элементы — геологические, структурные, геофизические и геохимические, гидротермально-метасоматические, вещественный состав руд, поисковые признаки критерии оруденения, прогнозная оценка).

Основное достижение работы заключается в том, что впервые на системной основе и в таком полном объеме сформированы геологические и прогнознометаллогенические модели для Енисейской Сибири: золоторудных узлов — Верхне-Енашиминского, Перевальнинского, Аяхтинского, Партизанского, Раздольнинского, Богунайского (Енисейская провинция); Ольхлвско-Чиби́жеского (Восточносаянская провинция); Северотарейского, Унгинского (Таймыро-Североземельская провинция); геологические и прогнозные модели месторождений рудного золота основных геолого-промышленных типов: золото-сульфидной формации — Олимпиадинского, Боголюбовского, Ольховского; золотовисмут-кварцевой формации — Титимухта; золото-кварцевой формации — Эльдorado, Вавильевского, Герферд; золото-кварц-сульфидной формации — Аяхтинского, Бабушкина Гора; золотосеребряно-кварц-сульфидной формации — Богунайского; золото-кварц-сурьмяной формации — Удере́йского, Раздольнинского; золотортутной формации — Извилистого; формации и золотоносных кор выветривания — Самсон, Унгинского. Достоверность некоторых рудных формаций может вызывать возражение, но это общий дискуссионный вопрос в целом для категории рудных формаций и не может быть поставлен в вину авторам.

Полученные авторами результаты основаны на обширном фактическом материале, глубоко критически проанализированы. Они имеют большое научное и практическое значение для прогнозных поисковых работ и оценки золотоносности как Енисейской Сибири в целом, так и отдельных узлов и месторождений. Таких крупных сводок в России немного, а для Сибири она, можно сказать, первая.

Монография написана ясным геологическим языком. Она, несомненно, будет интересна специалистам в области прогноза, поисков золоторудных месторождений и будет полезна преподавателям и студентам вузов геологического профиля.

*Сердюк С.С., Комаровский Ю.Е., Зверев А.И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. — Красноярск: СФУ «Город», 2010. Табл. 162, ил. 158, 584 с.

Геология и перспективы сульфидного платино-медно-никелевого оруденения восточной части Алтае-Саянской складчатой области*

А.И. ЧЕРНЫШЕВ (Томский государственный университет; 634050, г.Томск, пр.Ленина, 36)

Монография состоит из введения и восьми глав: 1) состояние изученности проблемы геологии сульфидного платино-медно-никелевого оруденения; 2) очерк геологического строения; 3) классификация и петрохимические особенности гипербазит-базитовых комплексов; 4) систематика месторождений (рудопроявлений) платино-медно-никелевых руд восточной части Алтае-Саянской складчатой области и их сопоставление с мировыми аналогами; 5) геология и прогнозно-поисковые модели Кингашского и Кирельского рудных районов и месторождений; 6) результаты ревизионных работ на Аргыджекской, Дербинской, Тубильской площадях; 7) закономерности размещения и перспективная оценка территории на сульфидное платино-медно-никелевое оруденение; 8) рекомендации по выбору лицензионных площадей и постановке комплекса первоочередных поисковых работ; заключение. Завершается книга текстовым приложением и Кадастром гипербазит-базитовых массивов восточной части Алтае-Саянской складчатой области.

Одно из наиболее масштабных событий последних десятилетий в сфере развития минерально-сырьевой базы высоколиквидных полезных ископаемых России — выявление Восточно-Саянской провинции сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами в пределах юга Красноярского края и Иркутской области.

В Восточно-Саянской провинции выявлены Канская и Бирюсинская металлогенические зоны — наиболее перспективные на сульфидные медно-никелевые руды с сопутствующими металлами платиновой группы (МПГ). В наиболее изученной Канской металлогенической зоне разведаны промышленные месторождения Кингашское, Верхнекингашское с существенными запасами никеля.

Работами последних лет доказаны промышленные перспективы Бирюсинской металлогенической зоны. Здесь в пределах Ийско-Барбитайской площади на участках Токты-Ой и Желос получены промышленно значимые пересечения скважинами и горными выработками сульфидных медно-никелевых руд с металлами платиновой группы. В пределах этих и других участков данной площади ожидается выявление крупных и средних месторождений сульфидных медно-никелевых руд.

По масштабу ресурсов сульфидных медно-никелевых руд Восточно-Саянская провинция становится в один ряд с другими мировыми провинциями, например, Канады (Томпсон, Рэглэн), Китая (Джинчуан). Таким образом, эта никеленосная провинция в свете современных данных рассматривается как новый перспективный регион горнодобывающего и металлургического комплексов, способного обеспечить в долгосрочной перспективе ежегодную добычу никеля в количестве 300 тыс.т. В условиях снижения добычи богатых руд Норильского района Восточно-Саянская провинция в перспективе может стать достойной альтернативой производства никеля в России.

Проблема развития минерально-сырьевой базы никеля и освоения этого региона имеет государственное значение. Решить ее вполне можно усилиями государства и заинтересованных недропользователей на принципах государственно-частного партнерства в рамках национального проекта «Никель юга Сибири».

Монография посвящена исследованию закономерностей размещения Pt-Cu-Ni оруденения в центральной наиболее перспективной части Восточно-Саянской никеленосной провинции. В ней обобщены геолого-геофизические и геохимические материалы о медно-никелевых месторождениях, рудных узлах, перспективных районах.

Установление связей оруденения с конкретными типами магматизма, тектоническими элементами, формационными комплексами, уточнение его положения в общей схеме геологического строения позволяет раскрыть условия локализации месторождений (рудопроявлений), рудных полей, узлов, районов. Системный анализ информации дает возможность определить критерии поисков, разведки и прогнозирования медно-никелевых месторождений и правильно оценить перспективы их поисков в конкретных рудных районах.

Рецензируемая книга — одна из первых сводных работ по проблеме платино-медно-никелевой рудоносности ультрабазит-базитовых массивов восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Она, несомненно, привлечет внимание геологов и будет способствовать познанию региональных закономерностей Pt-Cu-Ni оруденения и уточнению проблем рудогенеза и металлогении изучаемой территории.

Основные научные и практические результаты выполненных исследований состоят в следующем: собрана, обобщена и проанализирована информация по проблеме геологии и металлогении сульфидного платино-медно-никелевого, сопутствующего титаномагнетитового и хромитового платиносодержащего ору-

*Сердюк С.С., Кириленко В.А., Ломаева Г.Р. и др. Геология и перспективы сульфидного платино-медно-никелевого оруденения восточной части Алтае-Саянской складчатой области / Отв. ред. С.С.Сердюк. — Красноярск: СФУ «Город», 2010. Табл. 23, ил. 43, 184 с., список лит. — 34 назв.

денения восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Представлены схемы и картограммы геологической, геофизической, геохимической и поисковой изученности территории рассматриваемой области (площадь 70 тыс.км²). Составлен Кадастр гипербазит-базитовых массивов восточной части Алтае-Саянской складчатой области, включающий информацию по 82 массивам.

Разработаны геолого-геофизические, геохимические прогнозно-поисковые модели Кингашского и Кулижинского месторождений и рудных районов, являющиеся основой поисков месторождений в пределах Кингашской и Кирельской перспективных площадей.

Проведены ревизионные геолого-геофизические и геохимические работы на Дербинской, Аргыджекской и Тубильской площадях, по результатам которых они рекомендованы в качестве перспективных на выявление месторождений сульфидных платино-медно-никелевых руд.

Впервые выделены перспективные на сульфидное медно-никелевое оруденение рудные районы: Кирельский, Дербинский, Запевалихинский, Казырский, Восточно-Тувинский.

Выявлены геолого-геофизические закономерности размещения платино-медно-никелевого оруденения: 1) сульфидные платино-медно-никелевые руды локализованы в придонных (нижних) частях дифференцированных гипербазит-базитовых интрузий с разной степенью проявления микро-, мезо- и мегаритмичности или относятся к нижним частям мезо- или мегаритмов. В мощных полно дифференцированных массивах наблюдается сочетание медно-никелевой и ильменит-титаномагнетитовой минерализации, приуроченной соответственно к нижним и верхним частям интрузивных массивов или мезо- и мегаритмов; 2) типичные формы рудоносных интрузий: малые интрузивные массивы (протрузии, Кингашский рудный район), изометричные, линейно вытянутые крупные массивы (лополиты, Кирельский, Запевалихинский и Казырский рудные районы), линзовидные, изометричные небольшие массивы (Дербинский рудный район), изометричные и сложной конфигурации «гранитизированные» массивы (Восточно-Тувинский рудный район), 3) характерные петрографические ассоциации пород: существенно ультраосновных пород: габбро-дунит-перидотитовая (кингашский комплекс); существенно основных пород: пироксенит-норит-габбровая (кулибинский комплекс); перидотит-габбро-норитовая (нижнедербинский комплекс); ультрабазит-троктолит-лейкогаббровая, пироксенит-габбровая (запевалихинский комплекс); существенно средних и основных пород: сиенит-габбро-

вая и габбро-норит-диоритовая (казырский комплекс); существенно основных пород с наложенной более поздней «гранитизацией»: сиенит-габбровая, габбро-норит-диоритовая, троктолит-лейкогаббровая и перидотит-пироксенит-габбровая (мажалыкский комплекс); 4) в геохимических полях рудоносные объекты отражаются системой локальных ореолов Ni, Cu, Co, Cr (3—5 фонов, реже более) в приконтактных (придонных) и тектонизированных участках ультра-базит-базитовых массивов; 5) для рудоносных массивов характерно, преимущественно дифференцированное положительное магнитное поле интенсивностью от 200 до 5000 нТл, разноуровневый характер поля, свидетельствующий о расслоенности массивов и сложности вещественного состава (интенсивность магнитного поля пропорциональна степени основности пород); характеризуются положительным гравитационным полем, интенсивность которого во многом зависит от вертикальной мощности интрузива и, в определенной степени, от его вещественного состава: ультраосновные—основные породы создают более интенсивные аномалии, чем средние—основные; 6) петрохимические особенности рудоносных массивов (в %): SiO₂ 33—46, MgO 7—25, FeO Fe₂O₃ 5—20, TiO₂ 0,2—2,2.

Проведен сравнительный анализ петрохимических особенностей пород крупных платино-медно-никелевых месторождений России и мира и основных ультрабазит-базитовых массивов восточной части Алтае-Саянской складчатой области, установивший их определенное сходство и высокую перспективность на медно-никелевую металлоносность последних.

Оценены прогнозные ресурсы и определена степень перспективности участков и ультрабазит-базитовых массивов по 82 объектам, входящим в состав 7 рудных районов с общим оцененным потенциалом по восточной части Саянского региона: Ni 18 760 тыс.т, Си 9717 тыс.т, МПГ 2085 т. Составлена карта закономерностей распространения сульфидного платино-медно-никелевого оруденения восточной части Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1:500 000.

Разработаны рекомендации по обоснованию 12 лицензионных площадей и постановке комплекса первоочередных поисковых геолого-геофизических и геохимических работ.

Издание предназначено для специалистов в области геологии и металлогении сульфидных платино-медно-никелевых руд складчатых областей, преподавателей и студентов вузов геологического профиля.

Надеемся, что рецензируемая монография послужит реальной основой для развития минерально-сырьевой базы сульфидных платино-медно-никелевых руд Саянской никеленоносной провинции.

Вниманию читателей!

Книгу можно приобрести по адресу: 660049, г.Красноярск, ул.К.Маркса, офис 12-01. Телефон/факс: 8(391)-252-59-51. E-mail: sssngpe@mail.ru.

К 100-летию со дня рождения Михаила Прокопьевича Материкова

Михаил Прокопьевич Материков — выдающийся знаток и первооткрыватель оловорудных районов Советского Союза и России. М.П.Материков родился 18 октября 1910 г. в г.Вологда. Трудовую деятельность он начал как рабочий-слесарь, но романтика освоения Дальнего Востока скоро привела его во Владивосток. Там он нашел свое призвание и в 1936 г. окончил геологоразведочное отделение Дальневосточного политехнического института. Еще студентом Михаил Прокопьевич начал работать в производственных геологических организациях, приобретая опыт и авторитет как знаток недр Приморья. Его успехи в поисках и разведке месторождений олова, свинца и цинка были отмечены рядом правительственных наград: медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» (1946), «За трудовое отличие» (1949), «За трудовую доблесть» (1952).

М.П.Материков зарекомендовал себя как вдумчивый геолог с большими теоретическими знаниями и солидным производственным опытом и в 1956 г. в качестве талантливого исследователя был зачислен старшим научным сотрудником во Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС).

В геологической науке М.П.Материков всегда был новатором — прогнозировал и открывал крупные оловорудные районы в регионах, до него считавшиеся бесперспективными. Работая начальником ревизионного Южно-Приморского отряда, он еще в 1946 г. в противовес сложившемуся отрицательному мнению, выдвинул Приханкайский район под детальные поиски, увенчавшиеся открытием крупнейшего в Приморье Вознесенского рудного узла. В 1947 г. им было открыто Ярославское оловорудное месторождение среднего масштаба, а в 1948 г. — уникальное крупное комплексное литий-бериллиево-флюоритовое Вознесенское месторождение. В последующие годы М.П.Материков возглавлял и успешно проводил геологоразведочные работы месторождений Вознесенского рудного узла. Научным итогом этих работ явилась кандидатская диссертация, которую он успешно защитил в 1953 г. Установление в Приханкайском районе олово-редкометалльно-флюоритового оруденения палеозойского возраста значительно расширило перспективы поисков олова в Приморье, ранее ограниченных рамками мезозойско-кайнозойских структур Сихотэ-Алиня.

М.П.Материкову в 1953 г. была присуждена ученая степень кандидата, а в 1973 г. — доктора геолого-минералогических наук. В 1965 г. за открытие и разведку уникально крупного Вознесенского литий-бериллий-флюоритового месторождения он награжден орденом Ленина. Дальнейшие заслуги Михаила Прокопьевича в расширении и укреплении оловорудной минерально-сырьевой базы страны от-



мечены значком «Отличник разведки недр» (1968), двумя значками «Первооткрыватель месторождения» (1970).

После защиты диссертации он возглавил геолого-поисковые и разведочные работы в Иmano-Бикинском районе, также до этого не считавшемся перспективным на оловорудные объекты. За несколько лет работы в районе под руководством М.П.Материкова было открыто свыше 50 рудопоявлений, а также крупных месторождений олова, вольфрама, редких металлов.

В результате изучения оловорудных месторождений Китая и обобщения большого литературного материала Михаил Прокопьевич проследил оловоносные металлогенические структуры регионального масштаба от Дальнего Востока до Тянь-Шаня и Казахстана, добившись постановки прогнозно-поисковых работ в этих регионах. В 1959—1960 гг. М.П.Материков руководил группой сотрудников ВИМС по изучению перспектив оловоносности Средней Азии. Это обобщение представляло наиболее полную для того времени сводку по оловоносности территории СССР. В нем охарактеризованы геолого-генетические и промышленные типы месторождений олова, выделены типы оловоносных районов и определено их положение в геологических структурах, установлены магматические источники оруденения и геологические условия появления специализированных оловоносных интрузий. На этой основе уточнены методы поисков месторождений олова и их перспектив-

ной оценки. Важно, что в работе обращено большое внимание на малоизвестные тогда территории, особенно на те, которые ранее получили отрицательную оценку. Это позволило переоценить такие территории как Южный Тянь-Шань, Памир, Западная Калба и др. В результате по новому обосновано положение крупнейшего Восточно-Азиатского оловоносного пояса и намечен новый Индонезийско-Памирский оловоносный пояс планетарного масштаба. Особое место в рассматриваемом исследовании занимает вопрос о роли в формировании месторождений олова карбонатных пород, наличие которых при оценке перспектив района прежде расценивалось, как отрицательный фактор. Этот вопрос был главным при переоценке перспектив оловоносности Средней Азии, и его положительное решение подтверждено практикой геологоразведочных работ. Существенно расширены перспективы оловоносности Казахстана, территория которого на оловорудные объекты ранее оценивалась отрицательно. Выделены четыре пояса большой протяженности с установленными проявлениями оловоносности. Карагайлы-Актас, Сырымбет.

В итоге этих работ по его прогнозам был открыт крупный Сарыджазский рудный район с бериллий-вольфрам-оловянным оруденением в благоприятном для экономического освоения регионе. Затем в северном Казахстане — крупное месторождение Сырымбет, освоение которого начато в 2001 г. Кроме олова комплекс также будет производить аморфный кремнезем, концентрат железа, глинозем, а также ниобий, тантал, вольфрам, молибден, индий и другие редкие металлы.

Исследования и обобщения М.П.Материкова представляют существенный вклад в металлогению олова и сохраняют актуальность и в настоящее время на фоне многочисленных работ других корифеев отечественной науки.

В основу разработки научного обоснования прогноза промышленного оловянного оруденения, также геолого-структурных, магматических и минералого-геохимических критериев оценки оловорудных месторождений М.П.Материков стремился заложить наблюдаемые при картировании фактические признаки. Для наиболее общей группировки он предложил 5 типовых групп эндогенных оловоносных районов:

1. Пегматитовых, апогранитных (редкометалльно-гранитных), грейзеновых и кварцево-жильных месторождений, в которых олово обычно играет роль попутного компонента в существенно вольфрамовых и редкометалльных рудах. Эти районы расположены на кристаллических щитах (Украинский щит, Северное Приладожье, Кольский полуостров), глубоко эродированных областях байкальской складчатости (сибирские байкалиды) и поднятиях более молодых складчатых областей (Туркестанский хребет, Восточное Забайкалье, Калба).

2. Кварцево-жильных и грейзеновых месторождений с оловянно-вольфрамовым и частично редкометалльным оруденением (со слабым развитием оловяносных пегматитов). Они сопровождают батолито-подобные интрузивы гранитов, прорывающие терригенные, реже вулканогенные толщи в зонах сквозных региональных разломов. Например, окаймление Колымского и Буреинского плутонов, районы Центральной Чукотки и Восточного Забайкалья.

3. Скарново-рудных месторождений с оловянным, оловянно-редкометалльным и оловянно-полиметаллическим оруденением. Для этих районов характерно развитие терригенно-карбонатных толщ, прорванных оловяносными гранитами. Они встречаются на щитах (рапакиви Карелии), на Ханкайском массиве (Вознесенский рудный район), в герцинском поясе Тянь-Шаня (Сарыджазский рудный район) и других регионах.

4. Гидротермальных месторождений надинтрузивного типа с оловянными и оловянно-полиметаллическими рудами. Обычно они соседствуют с районами второго типа, но локализованы в синклинальных прогибах и наложенных впадинах. Часто ассоциируют с зонами золотого, сульфидно-полиметаллического и сурьмяно-ртутного оруденения. Районы сложены мощными терригенными флишеидными осадками, среди которых развиты пестрые комплексы малых интрузий вулканогенных формаций габбро-диорит-гранитной группы (Яно-Адычанская оловянная зона Северо-Восточной Якутии, Главная оловянная зона Приморья и др.).

5. Районы развития рудопроявлений деревянистого олова в эффузивах липаритовой формации. Характерен Хингано-Олонойский район, в других случаях рудопроявления деревянистого олова часто перекрываются с районами четвертой группы.

Среди факторов, определяющих металлогенический облик оловоносных районов, М.П.Материков придавал первостепенное значение изучению магматизма, подчеркивая наиболее объективные признаки магматических прогнозно-оценочных критериев. Изучению связи формирования оловянного оруденения с магматическими процессами, а также критериям выявления рудопродуктивных интрузивов посвящена огромная масса публикаций, но М.П.Материков обозначил свой взгляд на эти проблемы:

1. Он подчеркивал различные тенденции распределения олова в дифференциатах магматических комплексов, с которыми связаны месторождения силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп месторождений. Для первых характерно гомодромное развитие последовательных фаз внедрения с постепенным, но не резким накоплением олова в поздних лейкократовых фазах, непосредственно вслед за которыми происходило образование оруденения, тесно связанное с заключительными жильными дериватами. В противоположность этому

в районах с силикатно-сульфидными месторождениями заключительные магматические проявления сопровождаются внедрением даек второго этапа с антидромным изменением состава от гранит-порфиров до диоритовых порфиров, именно с ними сопряжено отложение оруденения. При этом содержание олова в предрудных порфиритах более высокое, чем в поздних гранитных фазах.

2. М.П.Материкиев рассмотрел модели формирования пегматитовых и кварцево-жильных месторождений, которые связаны с однотипными батолитовыми гранитными формациями, но развиваются в разном режиме открытости флюидных систем.

В условиях закрытых систем, обусловленных или значительной глубиной, или структурными формами вмещающих толщ, определяющих слабую проницаемость кровли плутонов, постепенная кристаллизация оловоносных магм с накоплением летучих завершилась возникновением пегматитовых расплавов, обладавших высоким флюидным давлением. В результате такие расплавы интенсивно внедрялись в породы кровли на значительные расстояния, используя не только трещины, но и плоскости напластования. Относительная закрытость пегматитовых систем минимизировала взаимодействие с вмещающими толщами, даже с активными карбонатными породами.

В отличие от пегматитовых систем отделение рудоносных флюидов, образующих руды кварцевой формации, происходило в относительно открытых условиях при понижающемся давлении, интенсивном трещинообразовании в породах кровли и в закристаллизовавшихся частях интрузивов. Оловоносные интрузии районов развития месторождений силикатно-кварцевой группы являются производными гранитной магмы первично специализированной на олово и обедненной халькофильными элементами.

3. Специфика скарново-рудных районов обусловлена глубинной ассимиляцией гранитной магмой подстилающих карбонатных толщ, которая существенно усложняет состав интрузивных пород, первоначально аналогичных магматическим комплексам районов с месторождениями силикатно-кварцевой группы. На ранних этапах внедрения гибридизированных фаз возникали скарны, и олово рассеивалось в виде изоморфной примеси в скарновых минералах, а также отлагалось в виде мелковкрапленного касси-

терита в ранних магнетитовых и сульфидных скоплениях, сопровождавших скарны. Кристаллизация верхних частей оловоносных интрузивов происходила в условиях относительно закрытой системы, без химического взаимодействия с карбонатной средой. В результате для таких районов характерно сочетание касситерит-сульфидного и касситерит-кварцевого оруденения.

4. Наиболее сложные магматические комплексы свойственны районам с месторождениями силикатно-сульфидной группы (к ним иногда присоединяются рудопоявления деревянистого олова), где состав интрузивных пород изменяется от габбро-диоритов и монцитонитов до аляскитовых гранитов, образующих малые интрузии. По-видимому, вскрытые на современной поверхности малые интрузии и оруденение являются дериватами скрытых на глубине крупных плутонов, о наличии которых свидетельствуют обширные ареалы измененных пород и геофизические данные. Отчетливые признаки гибридизма, свойственные малым интрузиям, свидетельствуют о глубинной ассимиляции оловоносной гранитной магмой пород, богатых кальцием, железом, магнием. Становление батолитов на больших глубинах обусловило значительную длительность процессов дифференциации и разнообразие последовательно внедрявшихся дериватов. В отличие от скарново-рудных районов миграция рудоносных растворов, отделявшихся от магмы, происходила не в карбонатной, а в индифферентной алюмосиликатной среде, что определило в качестве главных факторов рудоотложения и локальной зональности рудных полей трещинообразование (падение давления) и регрессивный температурный режим.

Идеи М.П.Материкиева, изложенные в книге «Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР» (1974) и ряде статей, служили полезным руководством геологам производственных организаций при прогнозировании, поисках и разведке оловорудных месторождений, способствовали укреплению оловянной минерально-сырьевой базы страны, а также стимулировали развитие теоретических представлений о формировании оруденения.

И.Г.Печенкин

Памяти Евгения Алексеевича Баскова

24 мая 2010 г. ушел из жизни Евгений Алексеевич Басков — выдающийся ученый в области региональной гидрогеологии и палеогидрогеологии, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки Российской Федерации, Почетный член Русского географического общества.

Е.А.Басков родился 25 января 1925 г. в г.Ленинград. В начале Великой Отечественной войны в 1941—1942 гг. работал санитаром в военном госпитале, при обстреле города был контужен. В июле 1942 г. эвакуирован из блокадного города через Ладогу в Омскую область, откуда в феврале 1943 г. призван в Красную Армию. С октября 1943 г. по апрель 1945 г. воевал на Первом Украинском фронте, сначала в зенитных частях, затем стрелком-десантником в танковой армии. После тяжелого ранения в апреле 1945 г. был демобилизован из армии и возвратился в г.Ленинград. В 1952 г. он окончил Ленинградский горный институт по специальности горный инженер-гидрогеолог и был направлен в Восточно-Сибирскую экспедицию Всесоюзного научно-исследовательского института им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), в 1957 г. переведен в отдел гидрогеологии ВСЕГЕИ, где и работал до конца своих дней.

С 1952 г. более пятнадцати лет он проводил гидрогеологические исследования на Сибирской платформе с целью оценки перспектив ее нефтегазоносности, соленосности, ураноносности, а также на минеральные лечебные, промышленные и теплоэнергетические воды. Е.А.Басков внес большой вклад в разработку теоретических положений региональной гидрогеологии платформ, что позволило создать научные основы палеогидрогеологического анализа. По материалам этих исследований Евгений Алексеевич в 1958 г. защитил кандидатскую диссертацию «Подземные воды южной части Якутского артезианского бассейна», а в 1967 г. — докторскую «Подземные минеральные воды и палеогидрогеология Восточно-Сибирской артезианской области». С 1968 по 2000 гг. он продолжает прогнозные гидрогеохимические и палеогидрогеологические исследования в различных регионах СССР (с 1991 г. в Российской Федерации), одновременно выполняя ряд важных методических работ в области палеогидрогеологии, гидрогеохимии, геоэкологии и др.

Е.А.Басков автор более 230 публикаций, среди них 19 монографий (12 из них в соавторстве). Он был единственным или основным автором и редактором в монографиях «Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли» (1975), «Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях» (1976), «Палеогидрогеология и минеральные воды Сибирской платформы» (1977), «Основы палеогидрогеологии рудных месторождений» (1983), «Палеогидрогеохимические исследования» (1985), «Гидротермы Зем-



ли» (1989), «Гидрогеохимия и палеогидрогеология типовых структурно-металлогенических зон» (1993), «Проведение палеогидрогеологического анализа при региональных геолого-съёмочных работах» (1998), «Региональный палеогидрогеологический анализ Русской платформы» (2001). Е.А.Басков внес огромный вклад в познание региональных закономерностей распространения и формирования подземных вод в разных типах геологических структур верхней коры. Им произведено структурно-гидрогеологическое и гидрогеохимическое районирование континентов и океанов; выявлены и охарактеризованы закономерности распространения гидротерм Земли, их металлоносность и процессы современного рудообразования. Выделены основные парагенетические и гидрогеохимические группы капельно-жидких подземных вод в верхней коре и рассмотрены условия их формирования. Выявлены и изучены гидрогеологические закономерности (структурно-гидрогеологические, гидрогеохимические, гидрогеодинамические, гидрогеотермические) в осадочных бассейнах различного типа для разных этапов их образования (разной степени дислоцированности и метаморфизма осадочных формаций) и магматической активности. Созданы основы стадийного гидрогеохимического анализа осадочных формаций; выявлены закономерные связи между геологическими формациями и их гидрогеохимией в различных геотектонических и термогидрогеодинамических обстановках верхней

коры; выделены основные типы рудообразующих гидрогеологических систем в осадочных бассейнах.

Важное направление исследований Е.А.Баскова — обзорное гидрогеологическое и гидрогеохимическое картографирование. Совместно с соавторами им были разработаны и созданы гидрогеологические и гидрогеохимические карты СССР и Российской Федерации нового поколения масштаба 1:10 000 000 и мельче. Гидрогеологическая карта России масштаба 1:15 000 000 помещена в Национальный атлас России (2008). Разработаны и внедрены методы региональных эколого-гидрогеохимических исследований.

Особое внимание Е.А.Басков обращал на проблемы палеогидрогеологии, являющейся одним из разделов исторической геологии, изучающей гидрогеологические условия, существовавшие в прошлом в недрах земной коры.

В результате этих исследований Е.А.Басков к середине 1980-х годов создал новую ветвь в палеогидрогеологии — палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях, позволяющий учитывать рудообразующую деятельность подземных вод различного генезиса на разных этапах развития геологических структур и раскрывающий закономерные связи палеогидрогеологических обстановок с процессами образования рудных залежей. Благодаря работам Е.А.Баскова, палеогидрогеологический анализ стал составной частью металлогенических исследований. Эти работы получили признание и за рубежом. Монография «Основы палеогидрогеологии рудных месторождений» (1983) переведена на английский язык в 1987 г. и переиздана в Германии издательством «Шпрингер».

Е.А.Басков активно работал и в области истории науки. Он является автором монографий «Сергей Николаевич Никитин» (1982), «Иван Васильевич Мушкетов» (1986). Практически им завершена работа над биографией известного гидрогеолога, исследователя геологии и гидрогеологии юга России, Н.А.Соколова.

Своим богатым опытом и знаниями Евгений Алексеевич щедро делился со своими учениками. Под его научным руководством подготовлены и защищены семь кандидатских диссертаций. В 1988 г. ему присвоено звание профессора.

В 2000 г. за свои многочисленные научные труды и успехи в развитии отечественной науки он удостоен звания «Заслуженного деятеля науки Российской Федерации». Он входил в совет по защите диссертаций, был членом ученого совета ВСЕГЕИ.

Е.А.Басков награжден «Орденом Отечественной войны II степени», медалями «За боевые заслуги», «За победу над Германией в Великой Отечественной войне», «За заслуги в разведке недр», знаком «Отличник разведки недр».

Светлая память о Евгении Алексеевиче навсегда сохранится в сердцах его друзей, коллег, сослуживцев и учеников.

*О.В.Петров, В.В.Петров, Г.М.Беляев,
А.И.Жамойда, В.А.Кирюхин, В.Л.Масайтис,
Я.В.Неизвестнов, В.Г.Румынин,
С.Н.Суриков, М.А.Чуйко
Ученый совет ВСЕГЕИ
Редколлегия журнала*

Памяти Анатолия Ивановича Кривцова

Анатолий Иванович Кривцов родился 7 декабря 1933 г. В 1953 г. после окончания Старооскольского геологоразведочного техникума А.И.Кривцов был направлен на работу в Чехословакию, где в качестве геолога и главного геолога рудника советского заграничного предприятия работал до 1957 г. В 1957 г. А.И.Кривцов поступил на геологический факультет Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова. Во время учебы проявил ярко выраженную склонность к исследовательской деятельности и был зачислен в аспирантуру. В 1965 г. под руководством академика В.И.Смирнова он защитил кандидатскую диссертацию и на многие последующие годы связал свою научную деятельность с ЦНИГРИ.

На основе результатов комплексного изучения медноколчеданных и медно-порфировых месторождений рудных районов Урала и Казахстана им разработаны и реализованы методы прогноза и поисков месторождений на базе рудно-формационного анализа, созданы прогрессивные технологии геологоразведочных работ на цветные металлы, впервые оценены перспективы территории СССР на медно-порфировые руды и обоснована стратегия развития геологоразведочных работ на указанные виды минерального сырья. По материалам многолетних исследований медноколчеданных месторождений Урала в 1975 г. Анатолий Иванович успешно защитил докторскую диссертацию. Реализация прикладных выводов исследований привела к открытию ряда новых меденосных провинций. За открытие нового рудного района на Урале А.И.Кривцов в числе других специалистов в 1980 г. был удостоен Государственной премии СССР. К этому времени А.И.Кривцов приобрел широкую известность в геологических кругах. В 1981 г. А.И.Кривцов был назначен на должность заместителя директора ЦНИГРИ по научной работе.

С 1984 по 1991 гг. А.И.Кривцов — член коллегии Министерства геологии СССР, начальник Управления научно-исследовательских организаций, начальник Отдела научно-технического прогресса. В эти годы он координировал и организовывал научно-исследовательские работы по ряду государственных и отраслевых программ, включая глубинные исследования недр страны и сверхглубокое бурение в рудных районах. Работая в Министерстве геологии СССР, Анатолий Иванович продолжал плодотворную научно-исследовательскую и педагогическую деятельность. В Московском геологоразведочном институте им.С.Орджоникидзе (МГРИ—МГГА—МГРУ) он вел курсы лекций по геологии полезных ископаемых и металлогении.

По инициативе Анатолия Ивановича созданы прогнозно-поисковые комплексы — оптимизированные технологии геологоразведочных работ, основанные



на принципах исследовательского приближения и ответственности, составляющих гносеологическую и технологическую основы геологоразведочного процесса. Серия этих разработок в 1987 г. удостоена премии Министерства геологии СССР.

А.И.Кривцов совместно с ведущими учеными страны разработали «Методические руководства по оценке прогнозных ресурсов», три издания которых стали научной основой формирования минерально-сырьевой базы СССР и широко используются в настоящее время в России и странах СНГ.

Анатолий Иванович Кривцов с 1991 г. — заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе. Направляя научно-исследовательскую деятельность института, он интенсивно развивает работы по созданию системы моделей рудных месторождений, которые были начаты в 1985 г. по его инициативе. Под руководством Анатолия Ивановича и личного участия издана серия «Модели месторождений цветных и благородных металлов» (2002). Комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации под редакцией А.И.Кривцова был удостоен премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники за 2000 г. В 2007 г. за научное обоснование, создание и реализацию системы

прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов ему присуждена премия Правительства Российской Федерации в области науки и техники.

Документы, разработанные А.И.Кривцовым, широко использовались при подготовке решения Совета Федерации «О национальной минерально-сырьевой безопасности России», постановления Правительства РФ «Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования». Анатолий Иванович неоднократно выступал в качестве эксперта по ряду законодательных актов нижней палаты Федерального собрания Государственной Думы. Под руководством А.И.Кривцова и при его личном участии созданы стратегические программы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых территории России на период до 2010 года (2001—2003), Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2006).

Большое значение А.И.Кривцов придавал совершенствованию концептуальных подходов к металлогеническому анализу. Им выполнены оригинальные исследования по металлогении вулканоплутонических поясов, контролирующих размещение широкого спектра рудных месторождений, а также по совершенствованию металлогенической терминологической (понятийной) базы. Эти разработки широко используются в научно-прикладных целях.

В последние годы А.И.Кривцов выполнил ряд крупных исследований в сфере системы управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны. Вместе с учеными института им создан системный мониторинг мировых минерально-сырьевых баз, разработаны система показателей и критериев многофакторного анализа мирового и отечественного обеспечения природными ресурсами, концепция национальной минерально-сырьевой безопасности, концепция актуализации стадийности геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые и классификация ресурсов и запасов твердых полезных ископаемых, отвечающие реалиям современной системы недропользования. А.И.Кривцов внес существенный вклад в разработку основ политики в области использования минерального сырья и недропользования и концепции минерально-сырьевой безопасности России. В 2010 г. Анатолий Иванович награжден Почетной грамотой Президента Российской Федерации.

А.И.Кривцов подготовил более 20 кандидатов и докторов наук. С 1988 г. он главный редактор журна-

ла «Советская геология»—«Отечественная геология».

Результаты научных исследований А.И.Кривцова изложены в более чем 400 научных трудах, включая 40 монографий. В их числе: «Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование» (1979), «Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений» (1983), «Меднопорфировые месторождения мира» (1986), «Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта» (1987), «Прикладная металлогения» (1989), «Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы» (1993), «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия» (1998), «Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов» (1997), «Зарубежная минерально-сырьевая база на рубеже веков» (1998), «Национальная минерально-сырьевая безопасность» (2000), «Термины и понятия отечественного недропользования» (2000), Модели месторождений цветных и благородных металлов — «Медно-порфировые месторождения» (2001), «Cu-Ni-МПП месторождения норильского типа» (2001), «Месторождения колчеданного семейства» (2002), «Пространственные металлогенические таксоны» (2002), «Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970—2000—2025 гг.» (2003), «Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2006), «Минерально-сырьевая база начала XXI века. Мир и Россия. Избранные труды 2000—2007 гг.» (2008), «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых» (2010).

Дирекция и ученый совет ЦНИГРИ, редколлегия журнала «Отечественная геология», коллеги и друзья выражают искренние соболезнования родным и близким Анатолия Ивановича. Светлая память об Анатолии Ивановиче навсегда сохранится в наших сердцах. Его преданность науке, необычайная трудоспособность и широта познаний будут служить примером для всех, кто его знал и с ним работал.

*Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации
Президиумы РАН и МАМР
Российское геологическое общество
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Друзья и коллеги*

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2010 г.

Трутнев Ю.П. — Министр природных ресурсов и экологии Российской Федерации. О стратегии развития геологической отрасли России до 2030 г. № 4. С. 3.

75-летие Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов. № 1. С. 3.

К ШЕСТИДЕСЯТИПЯТИЛЕТИЮ ПОБЕДЫ

Козловский Е.А. Геология от Победы до наших дней. № 1. С. 6.

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Зайченко В.Ю. Инновационная экономика в сфере недропользования России — стратегическая задача развития. № 3. С. 3.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Грановская Н.В., Кочергин А.В., Грановский А.Г., Ларионов Н.Н. Прогнозные факторы пигментного оруденения на примере Зигазино-Комаровского железорудного района (Южный Урал). № 6. С. 12.

Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы. № 5. С. 3.

Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Стручков К.К. Комплексная рудоносность и алмазоносность Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта. № 6. С. 3.

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Добрецов В.Н. Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского биллахского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит). № 5. С. 23.

Округин А.В., Мишин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А. Топоминералогическая характеристика потенциально рудоносных объектов Якутского погребенного поднятия (восточная часть Сибирской платформы). № 5. С. 13.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Азадалиев Дж.А., Бабаева Г.Дж., Гусейнова Э.Б. Объемно-геохимическое моделирование Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Азербайджан). № 3. С. 9.

Акулов Н.И. Алмазоносность Ангарида. № 1. С. 23.

Арютина В.П. Литогенетические особенности болотных пигментных отложений Европейской части России. № 6. С. 19.

Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д., Газизов Р.Б., Безрукова Л.А., Округин В.М. Геологическое строение золоторудного месторождения Бараньевское (Центральная Камчатка). № 4. С. 15.

Валиева Д.С. Систематизация золоторудных месторождений Казахстана. № 1. С. 29.

Валитов Н.Б. О возможности открытия месторождений жидкой серы в Прикаспийской впадине. № 4. С. 23.

Дуракова А.Б., Павлов В.А., Кузнецов О.Б., Кузнецова В.Г., Лузин В.П. Основные черты геологического строения и графитоносность юго-западного фрагмента Лапландской зоны гранулитов. № 3. С. 33.

Егорова И.П., Ахманов Г.Г., Булаткина Т.А. Типоморфные особенности барита. № 2. С. 3.

Закирова Ф.А. Прогнозная оценка бороносности соляных куполов Северного Прикаспия на основе биогеохимических исследований (на примере купола Баскунчак). № 4. С. 26.

Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Геодинамические условия образования месторождений золота в Патомском нагорье, Восточная Сибирь: фактор их проявления в аномалиях магнитного поля. № 4. С. 8.

Копылов М.И. Перспективы поисков золоторудных месторождений в Аллах-Юньской металлогенической зоне (Дальний Восток России). № 3. С. 23.

Макарьев Л.Б., Вояковский С.К., Павлов М.В., Илькевич И.В. Редкоземельно-урановое оруденение Чинейского массива (Кодаро-Удоканский прогиб). № 1. С. 15.

Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Многофакторная модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область). № 2. С. 20.

Петров А.Н., Прейс В.К. Выбор оптимальных методов опробования золоторудных месторождений на основе численных экспериментов. № 4. С. 32.

Салихов В.С. Контрастные тектонопары — области генерации медного оруденения. № 2. С. 9.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Баранов В.В. Сравнительная эволюция рифогенных комплексов Яно-Индиригской и Сетте-Дабанской карбонатных платформ в среднем палеозое (северо-восток Евразии). № 6. С. 57.

Богомолов Е.С., Тимашиков А.Н., Лебедев П.Б., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте вулканогенных образований основного состава Восточного Саяна. № 6. С. 61.

Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А. Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс). № 4. С. 54.

Девятков В.П., Князев В.Г., Никитенко Б.Л., Мельник О.А., Глинских Л.А. Граница плинсбаха и тоара севера Восточной Сибири и стратиграфическое положение курунгской пачки келимйарской свиты (р.Келимйар, бассейн р.Оленек). № 5. С. 105.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Стром А.Л. Сейсмотектонические деформации центральной части Алданского щита. № 5. С. 84.

Колосов П.Н. Фациально-генетические типы органогенных карбонатных пород и потенциальные коллекторы нефти и газа в каланчевской свите неопротерозоя Предпатомской нефтегазоносной области. № 6. С. 49.

Кориневский В.Г. Ордовикские конодонты на Урале и проблема возраста губерлинской свиты. № 4. С. 46.

Куприн П.Н. Геодинамика земной коры океанического типа (к вопросу о структуре океанической коры). № 6. С. 65.

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Горяев С.К., Макошин В.И., Перегудов Л.Г. Новые данные о стратиграфическом взаимоотношении брахиопод рода *Jakutoproductus* и инецерамоподобных двустворок в нижней перми Западного Верхоянья. № 5. С. 97.

Маслов А.В. Литогеохимические особенности тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея и венда Кваркушко-Каменногогорского мегантиклинория (Средний Урал) и модели геодинамического развития региона. № 3. С. 48.

Полянин В.С., Полянина Т.А. История геологического развития и минералогения офиолитов Северо-Западного Кавказа. № 4. С. 61.

Салтыков В.Ф. Стадийность среднеюрской седиментации в Поволжье. № 3. С. 40.

Сергеенко А.И., Прокопьев А.В. Эоцен Кенгдейской впадины (Северное Верхоянье, Арктическая Якутия). № 5. С. 113.

Третьяков Ф.Ф. Тектоническое строение Хатыннахсалинского блока и смежных структур (Селенняхский хребет, Восточная Якутия). № 5. С. 90.

Турченко С.И. Палеопротерозой (2,5—1,65 млрд.лет) — время смены тектонического и металлогенического стилей развития постаршейской континентальной коры. № 1. С. 38.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Баргузинская впадина, ее соотношения с Байкальским рифтом и особенности кайнозойского рифтогенеза на юге Восточной Сибири. № 1. С. 32.

Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия). № 4. С. 39.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. «Допалеозойские» и «кембрийские» отложения в Восточно-Уральской структурно-фациальной зоне. № 2. С. 32.

Шилов Г.Я., Калита М.А. Методика региональной корреляции геологических разрезов тектоно-седиментационных комплексов на шельфе. № 4. С. 64.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Биллер А.Я., Смеров А.П., Зайцев А.И. Изменения содержания, кристалломорфологии и среднего веса алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции. № 5. С. 30.

Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Ивсен Г.В. Литохимия верхнекаменноугольных—нижнепермских и триасовых отложений восточного крыла Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье). № 5. С. 76.

Гасанкулиева М.Я., Велшев А.А., Имамвердиев Н.А., Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д. Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа. № 6. С. 33.

Гусев А.И., Гусев Н.И. Холзунская рудно-магматическая система (V—P—Fe) — Горный Алтай. № 2. С. 38.

Зайцев А.И., Бахарев А.Г. Экстенсивные параметры формирования олово-вольфрамоносных лейкогранитов штока Аляски (Северо-Восток России). № 5. С. 65.

Зайцев А.И., Смеров А.П., Алтухова З.А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары. № 5. С. 51.

Лурье А.М. Особенности геологии медистых песчаников и сланцев, обусловленные токсичностью меди. № 6. С. 43.

Матель Н.Л. Растворимость и комплексобразование золота в геохимических и технологических системах при параметрах гидротермального процесса. № 2. С. 47.

Миляев С.А., Чекуаидзе В.Б., Исакович И.З. Сопряженные системы: рудное тело+первичный ореол—вторичный ореол—поток рассеяния на примере Наталкинского рудного поля (Северо-Восток России). № 1. С. 47.

Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смеров А.П. Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмазов из отложений карнийского яруса северо-восточного обрамления Сибирской платформы. № 5. С. 45.

Пучков Е.В. Модель формирования порфировых месторождений. № 2. С. 53.

Трунилина В.А., Роев С.П., Павлова Л.А. Состав биотитов гранитоидов Момо-Полоусной тектонической зоны Верхояно-Колымской орогенной области как критерий их расчленения. № 5. С. 60.

Угальева С.С., Зязкина Н.В., Павлушин А.Д., Олейников О.Б. Результаты комплексного минералогического исследования якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района. № 5. С. 37.

Шкодзинский В.С. Генезис литосферной мантии древних платформ. № 6. С. 27.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Абайханов У.И., Попов В.Г. Геохимические особенности и формирование углекислых минеральных вод Центрального Кавказа и Предкавказья. № 2. С. 60.

Бондарева Г.Л., Попов В.Г. Особенности структуры и формирования Пятигорского месторождения минеральных вод. № 4. С. 69.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Рубан Д.А. Уникальные центры георазнообразия — основа для создания национальных геопарков. № 4. С. 77.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Геологическое строение и развитие западной приэкваториальной части Тихого океана. № 2. С. 68.

ДИСКУССИИ

Бакулин Ю.И. О природе превращений золота в рудогенезе. № 1. С. 67.

Вартанян Г.С. Эндодренаж Земли и глобальная геодинамика. № 3. С. 66.

Воробьева С.В. Проблема генетической связи рудных месторождений с вулканизмом, тектономагматической деятельностью и гидротермальными процессами. № 3. С. 81.

Запывалов Н.П. Метасоматическая доломитизация и нефтегазоносность карбонатных пород (нанозффекты образования вторичных высокопродуктивных коллекторов). № 4. С. 81.

Зубков В.С. Рудная минерализация в нафтидах. № 3. С. 60.

Кусов Б.Р. Углеобразование. Новый взгляд на известные факты. № 3. С. 76.

Лурье М.А., Шмидт Ф.К. Содержание, металлоносность, изотопия углерода и серы нефтей как показатели их генезиса. № 1. С. 62.

Непомнящих И.А. Геология, бойся метафизики! № 4. С. 92.

Образцов А.И. К дискуссии по статье «Критические замечания по тектонике плит с позиции пульсационного развития Земли». № 1. С. 69.

Образцов А.И. Новые идеи в геотектонике. № 3. С. 89.

Образцов А.И. О геохронологии и тектономагматических циклах. № 3. С. 100.

Образцов А.И. Особенности месторождений биогенного генезиса. № 3. С. 96.

Островский В.Н. К методике составления среднемасштабных гидрогеологических карт. № 4. С. 86.

Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Открытия и гипотезы в геологии. № 1. С. 55.

Якуцени В.П., Петрова Ю.Э., Суханов А.А. Роль нетрадиционных ресурсов углеводородов в общем энергетическом балансе России. № 2. С. 77.

РЕЦЕНЗИИ

Федорчук В.П. О книге Е.А.Козловского «Уроки великой войны. Геология и национальная безопасность». № 2. С. 85.

Хомичев В.Л., Долгушин С.С., Жабин В.В. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. № 6. С. 75.

Чернышев А.И. Геология и перспективы сульфидного платино-медно-никелевого оруденения востока Алтае-Саянской складчатой области. № 6. С. 76.

Яркин И.Г. Новая парадигма в геологии и астрономии. № 4. С. 98.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

60-летие Андрея Федоровича Морозова. № 4. С. 100.

70-летие Георгия Владимировича Ручкина. № 1. С. 73.

80-летие Дмитрия Васильевича Рундквиста. № 5.

85-летие Анатолия Антоновича Шаркова. № 1. С. 71.

К 100-летию со дня рождения Нины Васильевны Петровской. № 1. С. 75.

К 100-летию со дня рождения Михаила Прокопьевича Материкова. № 6. С. 78.

Александр Петрович Карпинский. № 1. С. 78.

Памяти Анатолия Ивановича Кривцова. № 6. С.

Памяти Василия Ивановича Лотышева. № 2. С. 87.

Памяти Владислава Михайловича Яновского. № 1. С. 79.

Памяти Евгения Алексеевича Баскова. № 6. С.

Памяти Константина Александровича Клещева. № 3. С. 103.

Российская геологическая энциклопедия*

Идея создания геологической энциклопедии появилась сразу после выхода «Горной энциклопедии» (1984—1989), получившей широкое признание среди специалистов горно-геологического направления. Однако реализовать эту идею удалось не сразу. Произошли фундаментальные изменения в общественной и научно-геологической жизни, возникли новые общественные отношения, новые типы организации работ и экономических связей.

Энциклопедия выходит в свет в эпоху информационной революции, когда создаются научно организованные системы знаний. Информационную безопасность России в области геологии обеспечивают национальные «актуализированные унифицированные системы знаний» (АУСЗ), основанные на структурно организованных информационных базах, характеризующихся эталонностью, краткостью, сопоставимостью сведений, взаимосвязью статей и высокой информативностью.

Актуализированные унифицированные системы знаний в сфере геологического изучения недр редколлегия «Энциклопедии» рассматривала, как центр кристаллизации знаний комплекса наук о Земле и основу для формирования геоинформационного пространства России. Для этого в Энциклопедии максимально сжат объем каждой статьи при оптимальном наборе основных справочных сведений. Тщательное конструирование типовых схем статей и их адресность создали условия для построения эффективной структуры информационной системы в целом. Цель АУСЗ — представить в Энциклопедии в эталонной форме полноценную систему геологических знаний, создать уникальное научно-справочное пособие для специалистов.

«Российская геологическая энциклопедия» издается впервые. Она включает более 6500 статей, отражающих современный уровень геологических знаний и достижений ученых и геологов-практиков. Это первый фундаментальный коллективный труд большого числа ведущих специалистов горно-геологической отрасли, дающий наиболее полное всестороннее представление о состоянии отечественной геолого-информационной базы.

Редколлегия во главе с главными редакторами Е.А.Козловским и А.А.Ледовских пришлось решить ряд проблем, в числе которых — сбор, анализ и структурирование информации, составление тематических обзоров, статей по узким вопросам и многоплановым разделам, статей по проблемным и новым вопросам геологии. Была разработана единая геоинформационная система знаний, проведена экспертная оценка наиболее значимых и дискуссионных статей.

В Энциклопедии раскрываются современные проблемы, связанные со строением Земли, геологическими процессами, историей формирования геологических знаний, минералогии и геохимии, петрологии и геологии, стратиграфии и геохронологии, четвертичной геологии, геоморфологии, геотектоники и геодинамики, региональной геологии, теоретической и прикладной геофизики, гидрогеологии, инженерной геологии, экогеологии, геологии полезных ископаемых, методики их

поисков и разведки, экономики минеральных ресурсов, геологической картографии, с законодательством о недрах и др. В разделе «Персоналии» приведены биографические сведения о выдающихся деятелях геологической науки и практики.

В Энциклопедии предусмотрено структурирование уровня статей в зависимости от раздела. Низший «словарный» уровень — это наименование минералов, горных пород, форм рельефа, процессов, руд, месторождений, отдельных стратиграфических подразделений. Следующий уровень — обобщающие статьи, собирающие термины низшего (словарного) уровня: характеристики групп минералов, групп горных пород, ландшафтных зон, групп тектонических структур, стратиграфических подразделений, процессов, рудных полей и бассейнов. Термины этого уровня занимают основной объем энциклопедии.

Термины еще более высоких уровней представлены статьями, раскрывающими содержание отдельных важных разделов и направлений в геологии. В них отражены взаимоотношения терминов более низких уровней. Так решается основная цель, поставленная перед редколлекцией: синтезировать обширную информацию по геологической тематике в эталонной форме, предоставив пользователю в сжатом виде большое количество научно достоверных сведений.

Созданием Энциклопедии закладывается единая информационная отраслевая база знаний в системе мультимедиа. Значение такой системы для отечественной геологической отрасли трудно переоценить. Велика ее значимость в учебном процессе и для повышения квалификации специалистов.

«Российская геологическая энциклопедия» учитывает все последние научные разработки и представления российских и зарубежных специалистов, содержит сведения, связанные с практикой геолого-съемочных, геолого-поисковых и геологоразведочных работ. Энциклопедия призвана удовлетворять потребность в справочном издании, включающем не только привычную терминологию, но также новые научные понятия, отражающие современный уровень достижений в мировой геологической науке. Энциклопедия представляет ценность для разведчиков недр и горняков стран СНГ, знания которых по геологии основаны на разработках ранее существовавшей единой школы геологов. Первый том трехтомного издания от статьи «Ааленский ярус/век» до термина «Йотний» ждет своих читателей.

Несомненно, что «Российская геологическая энциклопедия» в трех томах, как и вышедшие ранее «Горная энциклопедия» в пяти томах, и «Российская угольная энциклопедия» в трех томах, станет настольным справочником для всех специалистов, связанных с изучением и использованием недр России — во имя процветания нашего Отечества.

Профессор А.М.Портнов

*В первой половине 2011 г. выйдет в свет I том Российской геологической энциклопедии.

Информация

Министерство природных ресурсов и экологии РФ

Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра)

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.Н.М.Федоровского» (ФГУП «ВИМС»)

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им.И.С.Грамберга» (ФГУП «ВНИИОкеангеология им.И.С.Грамберга»)

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГУП ЦНИГРИ)

Государственный научный центр «Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам» (ГНЦ ФГУП «Южморгеология»)

Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ФГУНПП «ПМГРЭ»)

Всероссийское совещание

«Современные методы изучения вещественного состава глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) Мирового океана»

17—20 января 2011 г.

Москва

ФГУП «ВИМС»