

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/2010

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

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ		<u>Пучков Е.В.</u>	
Егорова И.П., Ахманов Г.Г., Булаткина Т.А. Типоморфные особенности барита	3	Модель формирования порфировых месторождений	53
Салихов В.С. Контрастные тектонопары — области генерации медного оруденения.	9	ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ	
Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Многофакторная модель крупнообъемного золото- рудного месторождения Дегдекан (Магаданская об- ласть)	20	Абайханов У.И., Попов В.Г. Геохимические особенности и формирование угле- кислых минеральных вод Центрального Кавказа и Предкавказья	60
		ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА	
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА		Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Геологическое строение и развитие западной приэк- ваториальной части Тихого океана	68
Чибрикова Е.В., Олли В.А. «Допалеозойские» и «кембрийские» отложения в Восточно-Уральской структурно-фациальной зоне	32	ДИСКУССИИ	
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ		Якуцени В.П., Петрова Ю.Э., Суханов А.А. Роль нетрадиционных ресурсов углеводородов в об- щем энергетическом балансе России	77
Гусев А.И., Гусев Н.И. Холзунская рудно-магматическая система (V—P— Fe) — Горный Алтай	38	РЕЦЕНЗИИ	
Матель Н.Л. Растворимость и комплексообразование золота в геохимических и технологических системах при параметрах гидротермального процесса	47	Федорчук В.П. О книге Е.А.Козловского «Уроки великой войны. Геология и национальная безопасность»	85
		Памяти Василия Ивановича Лотышева	87

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 18.03.2010. 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»

Типоморфные особенности барита

И.П.ЕГОРОВА, Г.Г.АХМАНОВ, Т.А.БУЛАТКИНА

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

Приведены результаты изучения типоморфных свойств баритов разной генетической принадлежности. Наиболее общими информативными типоморфными признаками баритов, характеризующими условия их образования, являются: барий-стронциевый модуль (Ba/Sr), радиоактивность, концентрация ион-радикала SO_3 . Различие типоморфных особенностей предлагается использовать в качестве критерия при постановке и выборе методов проведения геологоразведочных работ.

Ключевые слова: барит, типоморфный, барий-стронциевый модуль, радиоактивность, концентрация, ион-радикал SO_3 , поисковый, критерий.

Typomorphic features of barite

I.P.EGOROVA, G.G.AKHMANOV, T.A.BULATKINA

There are results of research of typomorphic features of barite of different genotypes adduce. The typomorphic features character deposition condition. Most informative features are barium-strontium modulus, radioactivity and concentration of ion-radical SO_3 . The difference of typomorphic features can use for the criterion in the conduct of exploration works.

Key words: barite, typomorphic, barium-strontium modulus, radioactivity, concentration, ion-radical SO_3 , search, criterion.

Генезис полезного ископаемого — один из определяющих факторов при постановке геологоразведочных работ и выборе методов их проведения. Информация о генезисе широко используется для решения ряда практических задач, связанных с геологическим прогнозированием и определением направлений геологоразведочных работ, начиная от установления формационного типа оруденения при поисках и вплоть до технологического прогнозирования.

Условия протекания процессов рудообразования, как правило, отражаются: в особенностях состава минеральных индивидов, агрегатов и ассоциаций, продуктов их изменений, микровключений, а также морфологии, структурно-текстурного облика, кристаллического строения, физических свойств и других, которые принято называть типоморфными. Поэтому следует заметить, что барит относится к числу минералов, изменения типоморфных особенностей которого являются важнейшими индикаторами условий формирования не только баритовых, но и многих комплексных месторождений, поскольку встречается барит в различных рудных ассоциациях, выступая как индикатор процесса рудообразования.

В работах Н.Е.Учаемейшвили, С.Д.Малинина, Н.И.Хитарова (1965, 1980); Г.Г.Ахманова с соавторами (1977, 1978, 1980, 1985, 1986), Т.И.Тараниной (1980); Н.В.Грановской (1984); В.И.Силаева, Г.С.Назарова (1985); Р.А.Хасанова с соавторами

(1985); В.В.Кулинича (1986) и многих других приведены сведения, в той или иной степени раскрывающие особенности типоморфизма барита, полученные в процессе изучения конкретных месторождений в различных регионах. При этом, как правило, разными исследователями изучался разный набор признаков, а потому полученные результаты зачастую несопоставимы, в силу чего до настоящего времени не нашли абсолютного (повсеместного, а не только регионального) применения в геологической практике.

Авторы данной публикации попытались обобщить имеющиеся в настоящее время данные с целью определения наиболее информативных показателей (типоморфные свойства), которые можно было бы применить в практике геологоразведочных работ в любом регионе. Были изучены типоморфные свойства баритов, представляющих собой руды месторождений разных провинций: Кузнецкий Алатау, Полярный и Южный Урал, Казахстан (Каратау, Прибалхашье, Атасуйский рудный район), Кавказ.

В настоящее время месторождения барита подразделяются на баритовые и комплексные. К баритовым относятся месторождения, в которых барит является единственным полезным компонентом, к комплексным — месторождения, из руд которых барит извлекается попутно. Среди комплексных месторождений выделяют сульфидно-баритовые, флюорит-барито-

вые, редкометалльно-флюорит-барит-железорудные, целестин-баритовые.

подавляющую часть товарной продукции получают при отработке баритовых и сульфидно-баритовых месторождений. При этом ведущая роль в баритодобывающей отрасли принадлежит трем геолого-промышленным типам: среди баритовых — стратиформному в кремнисто-сланцевых комплексах, составляющему основу сырьевой базы стран — основных продуцентов барита (Китай, Индия, США) и жильному, являющемуся практически единственным источником высококачественного сырья, используемого в малотоннажных производствах; среди комплексных — сульфидно-баритовому.

По условиям образования стратиформные месторождения в кремнисто-сланцевых комплексах относятся к гидротермально-осадочному типу. Рудные тела их рассматриваются как продукт седиментации компонентов океанических вод, смешанных с глубинными металлоносными термами вулканических областей. Для них характерен простой вещественный состав руд: существенно баритовый, карбонатно-баритовый или кремнисто-баритовый.

Рудные тела жильных месторождений образуются в условиях гидротермального процесса из средне-, низкотемпературных растворов. В рудах месторождений в том или ином количестве присутствуют кальцит, кварц, флюорит, сульфиды железа, меди, свинца, цинка, благородные металлы и другие минералы.

Разновидность гидротермальных месторождений — гидротермально-метасоматические, рудные залежи которых формируются путем замещения химически активных вмещающих пород (чаще всего карбонатных) или путем преобразования (перекристаллизации) ранее сформированных тонкозернистых руд гидротермально-осадочного происхождения. Под воздействием тектонических напряжений и сопровождавших их пострудных процессов такие руды претерпевают значительные изменения: с одновременным растворением и выносом вредных или балластных компонентов возникает перекристаллизация вещества, руды становятся более массивными, увеличиваются размеры зерен и содержание барита.

Рудные тела сульфидно-баритовых месторождений могут формироваться в условиях как гидротермально-осадочного процесса, так и гидротермально-метасоматического.

Из достаточно большого числа изученных типоморфных признаков барита (элементы тонкой структуры минерала, включения минералообразующей среды, изотопный состав серы, вариации химического состава, радиоактивность, коэффициент отражения, микротвердость, термолюминесцентные свойства, параметры элементарной ячейки и др.) наиболее информативными, характеризующими условия образования объекта, оказались химический состав минерала (содержание элементов-примесей и соот-

ношение бария и стронция), радиоактивность, наличие парамагнитных электронно-дырочных центров, химический состав и физическое состояние газовой-жидких включений.

Химический состав барита теоретически представлен BaO 65,7%; SO_3 34,3%. Однако в зависимости от условий образования барита, геохимических особенностей региона, в котором оно происходило и других факторов матрица минерала может обогащаться или обедняться различными элементами-примесями. Наиболее характерны для баритов Sr, Ca, Mn, Mg, Fe, реже Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Hg, редкоземельные и др. Содержания указанных элементов, как правило, не превышает кларковых значений. Наличие в баритах относительно повышенных содержаний отдельных элементов позволяет прогнозировать тип объекта. В этом отношении показательны объекты сульфидно-баритового типа. Для ряда сульфидно-баритовых месторождений характерно зональное строение рудных залежей, выраженное в последовательной смене минеральных типов руд. При этом зональность может быть как вертикальной, так и горизонтальной (латеральной). При вертикальной в основании рудного разреза залегают медноколчеданные руды, сменяющиеся вверх по разрезу полиметаллическими, барит-полиметаллическими и баритовыми. Горизонтальная (латеральная) зональность проявляется в том, что центральная часть рудных тел сложена баритовыми рудами, сменяющимися к периферии свинцово-баритовыми, свинцово-цинковыми и цинковыми рудами, или центральная часть — колчеданными рудами, а периферийная — баритовыми. При этом на сульфидно-баритовых месторождениях нередко встречаются обособленные тела существенно баритовых руд, представляющие собой фации единого сульфидно-баритового оруденения. Масштабы баритовых тел, их удаленность от основной массы сульфидных руд порой бывают столь значительны, что они принимаются за собственно баритовые месторождения (Ансайское месторождение в рудном Миргалимсайском барит-сульфидном поле, Жуманай — в Атасуйском рудном районе и др.).

Содержания ряда халькофильных элементов в баритах из руд сульфидно-баритовых и баритовых месторождений приведены в табл. 1. Как видно из табл. 1, для баритов сульфидно-баритовых месторождений характерны повышенные содержания Pb, Zn, Cu, Ag, в то время как в баритах собственно баритовых месторождений содержания этих элементов практически не превышают кларковых значений, разница составляет 1—2 порядка и более.

Таким образом, если для установленного на поверхности баритового оруденения характерно повышенное содержание халькофильных элементов, то с определенной степенью условности можно прогнозировать наличие или на глубине, или удаленного по латерали сульфидного оруденения.

1. Содержание халькофильных элементов в баритах сульфидно-баритовых и баритовых месторождений

Промышленный тип месторождений	Регион	Месторождение	Содержание микроэлементов, $n \cdot 10^{-3}$, %			
			Cu	Pb	Zn	Ag
1	2	3	4	5	6	7
Сульфидно-баритовый	Казахстан, Каратау	Ансайское ¹	До 70	До 150	До 50	До 3
	Казахстан, Атасуйский район	Жайрем ²	До 50	До 400	До 80	До 7
		Бестюбе ²	До 5	До 200	До 10	До 5
	Полярный Урал	Саурейское ³	Следы—3	$n—n \cdot 10^2$	$n—n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^{-1}—n \cdot 10$
Баритовый	Казахстан, Каратау	Карагуз ¹	0,4—2	Следы—5	—	—
		Хатын-Камал ¹	0,3—0,7	0,7—2	—	—
	Казахстан, Прибалхашье	Чиганакское ¹	0,5—7	0—1,5	0—4	0—1
	Полярный Урал	Хойлинское ¹	0,3—1,5	0—1,5	0—5	—
		Собская группа ³	Следы— n	—	—	Следы— $n \cdot 10^{-1}$
		Толчеинское ¹	1—7	0—0,8	0—0,4	—

Примечание. 1 — анализы выполнены в АТСИЦ ЦНИИГеолнеруд; данные: 2 — Н.М.Митряевой [7]; 3 — Т.И.Тараниной [8].

Весьма информативно для определения условий, в которых проходило образование барита, содержание в нем стронция. В природе стронций может замещать барий, при этом между Ba и Sr существует полная изоморфная смесимость; промежуточные члены называются баритоцелестином. В различных термодинамических условиях изоморфизм Ba и Sr протекает с разной степенью интенсивности. Растворимость сульфатов Ba и Sr зависит от давления и температуры: в области низких температур она значительно разнится, при повышении же давления и температуры сближается, достигая равенства при температуре 350 °C (Sherp, Strubel, 1972).

Изучение содержания стронция в баритах ряда баритовых месторождений, принадлежащих к различным генотипам, показало, что бариты, образовавшиеся в условиях низких температур, характеризуются более низкими содержаниями стронция, чем бариты, выпавшие из горячих гидротермальных растворов [3, 4].

Значения барий-стронциевого модуля (Ba/Sr) в баритах из гидротермально-осадочных, гидротермальных и гидротермально-метасоматических месторождений приведены в табл. 2. Бариты гидротермально-осадочного происхождения характеризуются высокими значениями барий-стронциевого модуля (115,33—895), гидротермального — на порядок ниже (10,5—69,14); значение модуля в гидротермально-метасоматических баритах колеблется от 32,99 до 157,94. Столь значительный разброс значений барий-стронциевого модуля в гидротермально-метасоматических баритах свидетельствует о различной интенсивности преобразования первичных руд под воз-

действием пострудных процессов, протекавших в различных частях рудных тел.

Радиоактивность барита практически равна нулю. Однако при исследовании образцов барита было установлено [2], что гидротермально-осадочные бариты характеризуются наиболее высокими значениями радиоактивности; гидротермальным баритам присущи низкие значения радиоактивности (от близкого к нулю до $1,7 \cdot 10^{-4}$ экв.У); гидротермально-метасоматические бариты по значениям радиоактивности занимают промежуточное положение между осадочными и гидротермальными (см. табл. 2). Причем для гидротермально-осадочных баритов Кузнецкого Алатау среднее значение радиоактивности наиболее высокое ($5,8 \cdot 10^{-4}$ экв.У); для гидротермально-осадочных баритов Полярного Урала — наиболее низкое ($1,41 \cdot 10^{-4}$ экв.У), что, по-видимому, обусловлено особенностями процессов рудообразования, протекавших в этих регионах.

Электронно-дырочные центры в минералах возникают в результате радиационных воздействий на точечные дефекты кристаллической решетки. К таким дефектам относятся: катионные и анионные вакансии, примесные ионы, атомы, молекулы или изоморфные радикалы. Набор и концентрация этих дефектов свидетельствуют об особенностях условий минералообразования.

Было установлено [1, 10], что наиболее информативными в баритах являются парамагнитные центры ион-радикала SO_3 , концентрация которых находится в четкой зависимости от условий образования барита. Гидротермальные бариты характеризуются низ-

кими концентрациями ион-радикала SO_3 , гидротермально-осадочные — высокими, в гидротермально-метасоматических баритах они занимают промежуточное положение.

Для баритов одного генезиса в различных регионах характерны разные значения концентраций SO_3 , но

общая тенденция увеличения концентраций SO_3 от гидротермальных баритов к гидротермально-осадочным сохраняется (см. табл. 2). Средние значения концентраций SO_3 ($n \cdot 10^{14}$, сп/мг) по типам (гидротермальный, гидротермально-метасоматический и гидротермально-осадочный) составляют соответствен-

2. Типоморфные признаки баритов

Генетический тип месторождений	Регион; месторождение	Характеристика барита	$\text{SO}_3 \cdot n \cdot 10^{14}$, сп/мг	Ba/Sr	-активность, 10^{-4} экв.У
1	2	3	4	5	6
Гидротермально-осадочный	Кузнецкий Алатау; Толчинское, Кунтень-Булуksкое, Колбалыкское, Юбилейное	Серый, темно-серый до черного тонко-мелкозернистый, разнo-зернистый в виде кристаллов и их сростков в кремнисто-глинистых и глинисто-карбонатных породах	$\frac{82,3—254}{184,35}$	$\frac{132,4—895}{502,7}$	$\frac{2,2—9,9}{5,8}$
	Полярный Урал; Хойлинское, Пальникское	Серый, темно-серый до черного тонко-мелкозернистый, разнo-зернистый, радиально-лучистый, в виде кристаллов и их сростков в черных кремнистых породах	$\frac{20—73,6}{48,22}$	$\frac{147,1—837,1}{349,3}$	$\frac{0,8—2,25}{1,41}$
	Казахстан, Прибалхашье; Чиганакское	Серый, темно-серый до черного пластовый и конкреционный, в виде сростков в красных кремнях	$\frac{19,2—37,6}{26,63}$	$\frac{242,8—483,3}{353,1}$	$\frac{0,7—6,0}{2,53}$
	Казахстан, Каратау; Ансайское II ленточный горизонт, Карагуз	Серый, тонко-, мелкозернистый пластовый	$\frac{8,4—20,4}{13,68}$	$\frac{115,3—191,2}{153,6}$	$\frac{0,9—3,2}{1,75}$
Гидротермальный	Кузнецкий Алатау; Немир, Улухерет, Казановское, Чапсордакское, Таптан-Туразы, Верхнеербинское	Белый до розового средне-крупнозернистый, метаколлоидный	$\frac{0—0,23}{0,1}$	$\frac{10,5—11,25}{11,1}$	$\frac{0,14—0,5}{0,25}$
	Южный Урал; Мусогатка, Николаевское, Айдырлинское, Екатерининское, Эбитинское, Кусьинское	Белый, розовый, средне-крупнозернистый	$\frac{3,9—4,5}{4,2}$	$\frac{29,1—66,54}{45,6}$	$\frac{0—0,7}{0,26}$
	Казахстан, Каратау; Хатын-Камал	Белый крупно- гигантозернистый	$\frac{1,98—3,28}{2,47}$	$\frac{33,0—48,53}{40,76}$	$\frac{0,5—1,7}{1,1}$
	Большой Кавказ; Чордское, Човдарское	Белый, розовый, средне-крупнозернистый	$\frac{0,42—2,15}{1,27}$	$\frac{29,24—69,14}{50,96}$	$\frac{0,2—1,2}{0,47}$
Гидротермально-метасоматический	Полярный Урал; Карское, Войшорское, Поур-Кеу, Собское	Светло-серый до белого, мелкозернистый	$\frac{9,1—24,2}{18,33}$	$\frac{72,2—157,84}{124,18}$	0,4
	Казахстан, Каратау; Ансайский горизонт, Кенколь, Акшешек	Белый, разнoзернистый	$\frac{6,86—19,9}{11,0}$	$\frac{32,99—91,61}{60,41}$	$\frac{0,95—2,8}{1,64}$
	Казахстан, Атасуйский район; Жайрем, Жуманай, Жалаир, Бестюбе, Кентобе, Карагайлы	Серый до белого, разнoзернистый, гранобластический	$\frac{6,51—8,98}{7,0}$	$\frac{47,14—50,9}{49,16}$	$\frac{0,3—0,8}{0,52}$

Примечание. Анализы выполнены в АТСИЦ ЦНИИгеолнeрyд, аналитики: графа 4 — В.А.Гревцев (метод ЭПР), графа 5 — В.Т.Иванов (метод атомной абсорбции), графа 6 — Р.Ш.Харитoнoвa, Г.М.Сeмeнoвa (радиометрический метод); числитель — минимальное—максимальное значение; знаменатель — среднее.

3. Состав и температура гомогенизации включений в баритах

Генетический тип месторождений	Регион; месторождение	Состав включений, фаза				Температура гомогенизации, С
		Жидкая		Газовая	Твердая	
		Катионная часть	Анионная часть			
1	2	3	4	5	6	7
Гидротермально-осадочный	Кузнецкий Алатау; Толчинское	Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , F ⁻	CO ₂ , CH ₄ , CO, C ₂ H ₄	Силикаты, алюмосиликаты	60—40 С
	Казахстан, Прибалхашье; Чиганакское	Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , F ⁻ , SO ₄ ²⁻	CO ₂ , CH ₄ , CO, C ₂ H ₄ , C ₂ H ₂	Отсутствует	Не определялась
	Казахстан, Каратау; Ансайское	Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻	CO ₂ , CO	—	50—80 С
Гидротермальный	Большой Кавказ; Чордское ¹	Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺	HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻	H ₂ O, CO ₂ , C ₂ H ₄	—	280—310 С
	Северный Кавказ; Белореченское ²	Na ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , F ⁻	H ₂ O, CO ₂ , CH ₄ , CO, NH ₃	—	140—190 С
Гидротермально-метасоматический	Казахстан, Атасуйский рудный район; Жайремское ³	Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Ca ²⁺ , Na ⁺	SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻	H ₂ O, H ₂ S, CO ₂ , N ₂ , Ar	Гематит, пирит, сфалерит	135—145 С

Примечание. Данные: 1 — А.Г.Твалчредидзе [9]; 2 — Н.В.Грановской [5]; 3 — В.В.Кулинича [6].

но: для Урала — 4,2; 18,33 и 48,22; Каратау (Казахстан) — 2,47; 11,0 и 13,68; Кузнецкого Алатау — 0,1 (гидротермальный) и 184,35 (гидротермально-осадочный). В этом проявляются региональные отличия условий образования баритов в указанных регионах.

Газово-жидкие включения в минералах представляют собой объекты, сохранившие до настоящего времени законсервированные в полостях минералов состав реликтов минералообразующей среды и температурные условия формирования руд.

В гидротермально-осадочных баритах преобладают первичные однофазовые жидкие низкотемпературные (температуры гомогенизации от 40 до 80 С) включения, для гидротермальных и гидротермально-метасоматических баритов более характерны вторичные двухфазовые включения, температуры гомогенизации которых 135—310 С (табл. 3).

При изучении газово-жидких включений было установлено, что минералообразующие растворы гидротермально-осадочных баритов Кузнецкого Алатау по составу были существенно кальциево-калиевыми в катионной части и существенно хлоридно-карбонатными — в анионной [4]; гидротермальные бариты Большого Кавказа образовались из кальциево-натриевых хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворов [5], а баритовые метасоматиты

Атасуйского рудного района отлагались из растворов гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриево-калиево-кальциевого состава со значительным содержанием железа, кремниевой кислоты и сероводорода [6]. Основными компонентами во всех случаях являлись Cl⁻, HCO₃⁻, Ca²⁺, Na⁺ и CO₂. В газово-жидких включениях баритов собственно баритовых месторождений H₂S или отсутствует, или содержание его незначительно, а баритов полиметаллических месторождений оно достигает первые проценты. В газово-жидких включениях баритов, ассоциирующих с сульфидным оруденением, встречаются твердые тонкодисперсные включения рудных минералов (гематит, пирит, сфалерит и др.), в газово-жидких включениях баритов баритовых месторождений твердые фазы представлены силикатами или алюмосиликатами.

Результаты исследований, полученные при изучении типоморфных особенностей баритов, представляющих различные типы месторождений, позволяют констатировать следующее:

1. Наиболее информативными типоморфными признаками баритов, характеризующими условия их образования, являются: барий-стронциевый модуль (Ba/Sr), радиоактивность, концентрация ион-радикала SO₃⁻.

2. Баритам гидротермально-осадочного происхождения присущи высокие значения барий-стронциевого

модуля (Ba/Sr), радиоактивности, концентрации ион-радикала SO_3 ; гидротермальным — низкие. Числовые характеристики названных типоморфных признаков для гидротермально-метасоматических баритов зависят от степени преобразования первичного материала (субстрата) гидротермальными растворами.

3. Абсолютные характеристики типоморфных признаков баритов одного генезиса, выраженные в их числовых значениях, могут быть различными для разных провинций, в чем проявляется индивидуальность геологического становления регионов и проходивших в них процессов рудообразования, но они подчиняются общей закономерности — возрастанию в ряду: гидротермальные — гидротермально-метасоматические — гидротермально-осадочные бариты (см. табл. 2).

4. Баритовое оруденение может служить индикатором проявленного или на глубине, или на флангах сульфидного, если: химический состав баритов характеризуется повышенными содержаниями Pb, Zn, Cu, Ag; концентрация H_2S в баритах достигает первых процентов; присутствуют твердые тонкодисперсные включения рудных минералов (гематит, пирит, сфалерит и др.).

Таким образом, изучение типоморфных признаков барита может дать информацию об условиях образования объекта, а полученные результаты использованы при выборе стратегии поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахманов Г.Г., Гревцев В.А. Генетическая классификация баритов руд Ансайского месторождения методами

ЭПР и радиометрии // Теоретические и прикладные исследования в минералогии. — Сыктывкар, 1985. С. 153—154.

2. Ахманов Г.Г., Харитонова Р.Ш. О возможности использования радиоактивности барита для определения его генезиса // Экспресс-информация ВИЭМС. Лабораторные и технологические исследования и обогащения минерального сырья. 1977. № 6. С. 14—18.
3. Блоха Н.Т., Ахманов Г.Г., Кузнецовский А.Г. и др. Бариты Каратау // Геологические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. — М., 1988.
4. Ведерников Н.Н., Ахманов Г.Г., Арчинеков А.Г. и др. Бариты Кузнецкого Алатау // Геологические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. — М.: Геоинформмарк, 1990.
5. Грановская Н.В. Минералогия и термобарогеохимия Белореченского баритового месторождения (Северо-Западный Кавказ) // Записки ВМО. 1984. № 4. С. 459—463.
6. Кулинич В.В., Муканов К.М. Генетические типы и геохимия баритов Атасуйского рудного района (Центральный Казахстан) // Барит. — М.: Наука, 1986. С. 168—182.
7. Митряева Н.М. Минералогия баритово-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. — Алма-Ата: Наука, 1979. С. 180—185.
8. Таранина Т.И. Минералогические критерии генетической дифференциации и промышленной оценки баритовых месторождений Полярного Урала // Тр. ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 38. — Сыктывкар, 1982. С. 47—51.
9. Твалчиридзе А.Г., Шеглов В.И. Минералого-геохимическая модель жильного баритового рудогенеза // Записки ВМО. 1990. Вып. 2. Ч. 119. С. 21—35.
10. Хасанов Р.А., Ахманов Г.Г., Бахтин А.И., Винокуров В.М. Электронно-дырочные центры в баритах, как типоморфный признак минерала // Физика минералов и горных пород. — Казань, 1985. С. 33—40.

Контрастные тектонопары — области генерации медного оруденения

В.С.САЛИХОВ (Читинский государственный университет; 672039, г.Чита, ул.Александров-Заводская, 30;
e-mail: ugrum1381@mail.ru)

Рассмотрена геолого-структурная позиция стратиформного и других промышленных типов медного оруденения. Показано, что крупнейшие меднорудные проявления генерируются в рифтогенах, размещаемых в разномасштабных контрастных тектонопарах — областях сочленения относительно устойчивых блоков и соседствующих с ними депрессионных зон, составляющих в целом двуединство Природы. В этих областях «структурного противоречия» проявляется наиболее активный геодинамический режим, наибольшая активность среды рудолокализации и масштаб оруденения.

Ключевые слова: тектонические контрасты, геодинамическая обстановка, типы медного оруденения.

Contrasting tectonic couples as generating areas of Cu mineralization

V.S.SALIKHOV

Geological and structural position of stratiform or other payable copper mineralization type is under consideration in this article. It shows that the largest copper-ore manifestations are generated in rift structures located in non-uniformly scaled contrasting tectonic pairs (areas of joint of relatively stable blocks and depression zones contiguous with them) in the whole forming the two-in-one entity of Nature. In these areas of «structural opposition» the most active geodynamic conditions, the most intensive activity of ore localization environment and mineralization scale are revealed.

Key words: tectonic contrasts, geodynamic conditions, copper mineralization types.

Исключительное значение для образования большинства месторождений, в т.ч. стратиформных медных, имеет тектонический и геодинамический режим областей рудолокализации, активность земных недр. Повсеместно многими исследователями отмечается тесная взаимосвязь тектоно-динамических и минерогенических процессов, а в основе любого рудообразования рассматривается геодинамика исследуемых структур земной коры.

По определению А.Д.Щеглова [30, с. 170]: «...именно тектоника — это ключ к познанию закономерностей размещения месторождений в структурах земной коры». На связи тектоники и образование месторождений полезных ископаемых в разномасштабных структурах Земли значительное внимание обращали известные геологи-тектонисты академики Н.С.Шатский, А.Л.Яншин и др. Различные тектонические представления с элементами геодинамики используются в минерации (геотектоническая основа минерации) и в настоящее время разными школами, вслед за металлогеническими построениями и стадийностью развития геосинклинально-складчатых областей, разработанными Ю.А.Билибиным: это тектоно-магматическая активизация (А.Д.Щеглов), плейт-тектоническая концепция (В.Е.Хаин и др.) и концепция реювенации (Д.В.Рундквист), плюм-тектонические построения (Н.Л.Добрецов и др.), т.е. ведущие металлогенисты России особую роль в формировании рудного вещества отводят тектоническим и геодинамическим процессам, увязывая

общее развитие Земли и, прежде всего, региональных структур литосферы с развитием и течением минерогенических процессов.

В настоящей статье рассматриваются структурный и геодинамический контроль образования стратиформных и иных типов медных месторождений с позиций контрастных тектонопар (в развитии идей А.И.Суворова о региональных тектонопарах), в которых месторождения занимают промежуточное, пограничное положение по-разному развивающихся смежных разномасштабных блоковых структур.

Фактической основой материалов, изложенных в статье, являются собственные исследования и аналитические данные по многим меднорудным провинциям России, Казахстана, Средней Азии, а также многочисленные опубликованные геолого-геофизические и геохимические материалы крупных районов распространения медного оруденения различных геолого-промышленных типов.

Контрастные тектонопары, их характеристика и типизация. Представления о региональных тектонопарах введены в литературу А.И.Суворовым [23] на основе анализа многочисленных фактов соседства на поверхности Земли контрастных геологических объектов. Каждая тектонопара по этим представлениям состоит из дугообразного поднятия и примыкающей к нему депрессии — «фронтальное поднятие—тыловая депрессия» и в них отражено одно общее явление — двуединство Природы, тесная тектоническая связь и развитие тектонопар как еди-

ного целого, развивающегося синхронно за счет глубинного латерального течения масс, компенсационного оттока глубинных масс из под тыловых депрессий и нагнетания их во фронтальные поднятия. Однако при этом имеют место и вертикальные перемещения, а тектонопары характеризуются полярно различными динамокинематическими параметрами. И хотя эти взгляды не получили дальнейшего развития и не используются в современных тектонических теориях и построениях, но такие структуры реально существуют в пределах литосферы, в т.ч. и современной, и их масштабы различны.

Известны тектонопары иной кинематики при формировании разрывных разномасштабных структур (механический структурный парагенезис), например, при определяющей роли сдвиговой составляющей зон разломов, чередовании узлов растяжения (тектонопара раздвиг—сброс) и сжатия (тектонопара сдвиг—взброс), т.е. здесь разнотипные структуры находятся в динамическом единстве, переходящие друг в друга [20]. Формирование подобных структур было подтверждено на материалах крупнейшего Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. (А.В.Лукьянов, 1964), роль же тектонических напряжений — движущая сила рудообразования — известна как для формирования эндогенного оруденения, так и для углеводородного сырья.

Существование тектонопар в представлении А.И.Суворова доказывается, например, среднеазиатскими геологами на примере горных систем Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша и соседствующих с ними впадин высокого порядка: Таримская, Ферганская, Южно-Таджикская и др. [12].

Под контрастными тектонопарами здесь понимается пограничная, разномасштабная, синхронно развивающаяся геодинамически активная система шовного типа, состоящая из двух главенствующих структурных элементов литосферы (поднятие и сопряженная с ним депрессия), пространственно и генетически (парагенетически) взаимосвязанных, обладающих различными динамокинематическими характеристиками (растяжение—сжатие—сдвиг) и находящихся в динамическом единстве, переходящих друг в друга.

Наиболее характерными признаками выделяемых тектонопар являются: 1) пространственная и динамическая сопряженность блоков, поднятий с рассеянным тектогенезом и депрессий с сосредоточенным тектогенезом и находящихся в динамическом единстве; 2) геодинамический режим преимущественного сжатия в областях поднятия и преимущественного растяжения в депрессионных впадинах, в которых однотипные напряжения развиваются существенно быстрее; 3) различный масштаб проявления в соответствии с делимостью литосферы, делимостью материального мира и фрактальностью геологической среды; 4) наличие на крупном фоне «местных» структур (сдвиги, депрессионные провалы, мозаич-

но-блоковые структуры и др.) как в областях сжатия (поднятия), так и в областях растяжения (впадинах); 5) различное положение в региональных структурах литосферы: окраинноконтинентальное, внутриконтинентальное, периферия блоков, террейнов; 6) наличие вертикальных, горизонтальных, а так же и тангенциальных тектонических движений; 7) преимущественно линейный, реже мозаичный характер проявления; 8) проявление скейлинг-эффекта (подобие организации вещества на разных масштабных уровнях); 9) высокоградиентный тектонический режим и режим порождающих его процессов.

Наиболее примечательным компонентом тектонопар с позиций генерации стратиформного медного и иного промышленного типа медного оруденения, является переходная область, область сочленения составляющих компонентов тектонопар, степень ее контрастности и градиентности геодинамического режима. Здесь формируется региональная наиболее продуктивная объемная структура — *глубинный разлом*, включающая следующие, эквивалентные, по В.Е.Хайну, структуры [26]: 1) рифтовые системы (Восточно-Африканская, Западно-Европейская и др.); 2) вулканоплутонические пояса; 3) коллизионные зоны литосферных плит, включая глубинные раздвиги, сейсмофокальные зоны, коллизионные швы (сутуры).

Их принадлежность к категории структур — глубинный разлом — отвечают большая протяженность (сотни и тысячи километров), большая глубина заложения (достигают мантии), большая длительность развития (десятки, иногда сотни миллионов лет), а также пограничное положение — они должны разделять блоки земной коры (и литосферы), резко отличающиеся по структуре и развитию. Отмеченные структуры рассматриваются как полезное дополнение друг к другу [26], а их обилие существенно снижает интерес к региональным тектонопарам в понимании А.И.Суворова.

В формировании тектонопар принимают участие одновременно или последовательно (чередование) усилия сжатия (преимущественно в поднятиях) и растяжения (преимущественно в депрессиях), хрупкие деформации с образованием разрывно-глыбовых (блоковых) структур и структур пластического течения горных масс, вертикальные, горизонтальные и тангенциальные движения. Важная рудообразующая роль в тектонопарах принадлежит пограничным структурам, определяющим *градиент контрастности*, т.е. насколько рельефно проявляются динамокинематические параметры на единицу площади или объема. Наиболее рельефны тектонопары при сочленении океанического и континентального блоков земной коры (рис. 1). Геодинамическая же активность оценивается обычно по наличию разрывных нарушений, интенсивности смещений по ним, дайковым образованиям и др.



Рис. 1. Принципиальная схема строения окраинно-континентального типа сочленения контрастных тектонопар

Вообще пограничные структуры и пограничные границы — *георазделы* в глобальной гетерогенной литосфере имеют большое минерагеническое и геолого-структурное значение [15].

По Л.И.Красному (1996), георазделы — это линейно или дугообразно вытянутые на тысячи километров граничные структуры, существенно магматические, образование которых на ранних стадиях обусловлено системой растяжения и раздвигов, а на поздней — нередко сжимающими процессами, т.е. это пограничные структуры, которые широко развиты на границах, и прежде всего океанических и континентальных блоков (выделен самостоятельный межблоковый тектонотип — коллизионно-аккреционный).

Л.И.Красный развил также представления и о геоблоковой делимости литосферы (а не только делимости геофизической среды, по М.А.Садовскому), т.е. делимость представляется как одна из особенностей материального мира вообще, делимость, охватывающая структуры решетчатого типа от Вселенной до микромира [9]. Причем такое рассмотрение делимости гармонично увязывается с минерагенией, а зрелость самих литосферных блоков, определяемая соотношением мощностей литосферы и астеносферы, уровнями истощения верхней мантии по широкому спектру рудных и некогерентных элементов, а также степенью дегазации коры, что сказывается на эндогенном рудообразовании и металлогенической специализации литосферных блоков [11].

Таким образом, структурная позиция рассматриваемого геолого-промышленного типа медных месторождений (тип медистых песчаников) отвечает ряду рудных поясов и зон, располагающихся в областях сочленения блоков с разной мобильностью, различной контрастностью. Здесь в активных зонах отмечается максимальная трансмиссия глубинных потоков энергии и вещества, в т.ч. рудного.

В этом ряду структур находятся и краевые швы платформ, введенные Н.С.Шатским (1956), и ограничивающие кристаллический фундамент платформ со складчатыми сооружениями. Полезно здесь напомнить идею А.П.Карпинского (1894) о пространственно-временном взаимодействии складчатых областей и платформ, о их взаимодействии как единой дина-

мической системы (тектонопары — *В.С.*) в течение длительной геологической истории. Эта идея в дальнейшем по предложению В.Е.Хаина названа *законом Карпинского*.

Таким образом, в многообразии рассмотренных структур следует выделить зоны контрастного динамического взаимодействия взаимосвязанных разномасштабных структур «поднятие—депрессия», в которых оруденение размещается в зонах «структурного и тектонического противоречия», напоминая известные зоны «геохимического противоречия», где также наблюдается обильное рудообразование. Здесь формируются и структуры «местного значения», например, система простых мозаично-блоковых и глыбовых структур (локальных впадин) в тыловых депрессиях или небольшие прогибы, структуры растяжения в смежных поднятиях.

Примеры активного развития различных тектонопар на современном лике Земли — в Байкальской рифтовой зоне — приведены Г.Ф.Уфимцевым в работе [25], в которой автор рассмотрел *три варианта* высвобождения сейсмической (эндогенной) энергии (характер динамической активности и двигатель рудного процесса, *В.С.*): точечное (узел), плоскостное (смещения в тектонических разрывах) и объемное, где энергия высвобождается в объемах и события совершаются на значительных площадях. Такие варианты возможны и при анализе контрастных тектонопар в разномасштабных меденосных провинциях и на площадях — глобальных, региональных и локальных.

В Байкальской рифтовой зоне устанавливается отсутствие единой региональной аномалии теплового потока, дискретность и миграция наиболее активных участков разломно-блоковой структуры, формирующейся длительное время (до сотен миллионов лет). Сам же литосферный блок (Байкальская рифтовая зона) между Сибирским и Амурским мегаблоками Евразийской литосферной плиты начал формироваться еще в раннем протерозое [28] и развивался на протяжении фанерозоя, разделяя блоки существенно разного строения и развития. Принципиальная схема строения сформированной здесь контрастной тектонопары приведена на рис. 2. Упорядоченное же изменение сейсмической активности в разломно-блоко-

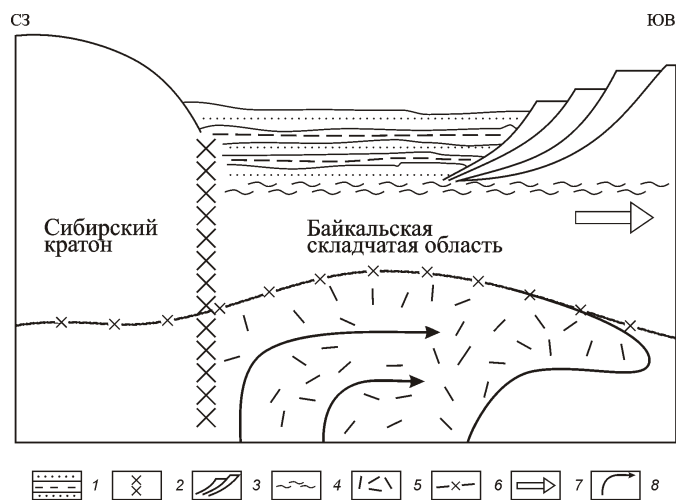


Рис. 2. Схема строения внутриконтинентальной тектонопары асимметричного типа. На примере Байкальской рифтовой зоны с использованием материалов работ [10, 24]:

1 — осадочный бассейн; 2 — пограничный активный линеймент; 3 — литрические разломы; 4 — отделитель в земной коре; 5 — аномальный астеносферный выступ (головка плюма); 6 — поверхность Мохо; 7 — направление перемещения плиты; 8 — потоки аномального вещества и энергии (восходящий конвективный поток)

вой среде тектонопары связано с процессами самоорганизации и обусловлены деформационными волнами (В.И.Уломов, 1993), исходя из волновой геодинамики и волновых свойств разломов.

Показательна, например, в Байкальской рифтовой зоне пара неотектонических форм — *банка Сахалин—залив Провал*, которые являются конечным элементом эволюционного ряда развития тектонопары: береговой горст — тыловой грабен, отражающий вхождение этой пары в состав днища байкальской рифтовой долины, т.е. структурного элемента более крупного. Отмечается, что в ходе сейсмического события (тектонической активности — В.С.) «...одновременно сработали мгновенное опускание тылового грабена и таковое, но относительно замедленное, реликтового горста на площади 260 км²» (Г.Ф.Уфимцев, 2004, с. 13). Вертикальный же размер рассматриваемой тектонопары оценивается в 10—12 км и, следовательно, в сейсмический процесс (рудообразующий с высокой динамической активностью, В.С.) вовлечены объемы земных недр в 25 000 км³.

Таким образом, в области сочленения тектонопары происходит переукладка верхнелитосферных блоков (глыбово-сводовый орогенез, по Н.А.Флоренсову) с их повышенной сейсмичностью («затяжной» объемный сейсмический процесс) и структурные преобразования в литосферной пластине, определяемые активностью в верхней мантии (рифтогенез как порождение

мантийного диапира), т.е. в процесс рудообразования (прежде всего источника рудного вещества) вовлекаются большие массы земных недр, определяемые уже масштабами тектонопар. Напомним, что такое масштабное событие как землетрясение 2004 г. в Юго-Восточной Азии размещалось в эпицентре, протяженностью 1000 км, шириной около 100 км и приурочено к погружению Индийской плиты под Бирманскую, а в зону динамического воздействия вовлечено не менее 3 млн.км³ вещества. Гоби-Алтайское землетрясение (1957) проявилось на площади 8000 км².

О связи сейсмической активности с рудообразованием говорил еще М.В.Ломоносов в своем труде «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757). В настоящее время закономерная связь сейсмогенных и минерагенических структур устанавливается во многих регионах, выявляются причинно-следственные связи палео- и современных сеймотектонических структур и минерагенических объектов (месторождения, рудопроявления), обосновывается общность развития сейсмического процесса и образования месторождений полезных ископаемых и вырисовывается новое научное направление — «сейсмоминерагения» [31].

В.И.Старостин [22] выделил ряд сейсмогенных (сейсмомангнитный, сейсмoeлектрический и др.) динамических эффектов, контролирующих локализацию руд. Показательны «сейсмогенные» песчаники и сейсмогенные структуры в пределах Удоканского меднорудного месторождения, максимально проявленные в рудоносном горизонте и контролирующие размещение наиболее богатых руд [19]. О перераспределении элементов в зонах деформаций, в сдвиговых полях напряжений (чередование зон сжатия и растяжений) свидетельствуют и экспериментальные данные [5], а такое уникальное стратиформное медное месторождение как Джезказган размещается в поле развития флексур и флексурообразных перегибов, приуроченных к контрастной структуре — Джезказганская рифтогенная синклиналь — побочный рифт более крупного Карсакпайского рифта [6].

О тектонических и вещественных контрастах как участках наиболее благоприятных для рудообразования, впервые для Восточного Забайкалья писал еще Г.И.Князев [7], который такую структурную обстановку представил в форме гипотезы жестких (консолидированных) массивов и окружающих их мобильных поясов, выделенных им в дальнейшем в замкнутые и фрагментарные рудные пояса. В настоящее время в такой контрастной межблоковой обстановке картируются линейные динамометаморфические и дислокационно-метасоматические зоны и пояса [16].

По масштабу проявления контрастные тектонопары можно разделить на глобальные (тысячи километров), региональные (сотни километров) и локальные (сотни метров — первые километры), а по положе-

нию в структурах литосферы на окраинно-континентальные, внутриконтинентальные и тектонопары периферии срединных массивов или микроконтинентов.

Контрастные тектонопары районов проявления стратиформных месторождений. Стратиформные месторождения меди типа медистых песчаников и сланцев — широко известный геолого-промышленный тип. На его долю приходится 22% запасов медных руд в России и 23% запасов руд за рубежом (В.Л.Заверткин, В.Н.Лазарев, 2001). Это очень интересный и специфический тип медного оруденения, в формировании которого принимают участие как эндогенные, так и экзогенные факторы, и нет, пожалуй, генетических концепций, с позиций которых не рассматривалась бы эта группа месторождений — от собственно магматических (М.К.Сатпаева) до чисто осадочных (В.М.Попов, Н.М.Страхов и др.). И это неудивительно, так как в строении данного типа месторождений усматриваются признаки эндогенной и экзогенной геодинамики.

Геолого-структурный анализ современного положения районов распространения стратиформного медного оруденения показывает размещение его в различных тектонических структурах — орогенных и платформенных: предгорные и межгорные прогибы и впадины, авлакогены, задуговые бассейны и др. Однако это многообразие — результат проявления эволюционно и длительно развивающихся глубинных зон Земли, геодинамические процессы в которых эволюционировали и приводили к формированию осадочных бассейнов преимущественно рифтогенного типа с многокилометровой толщиной вулканогенно-осадочных, терригенных, кремнисто-карбонатных и карбонатных пород, где сосредоточены значительные рудные концентрации, в т.ч. стратиформной меди.

Осадочные бассейны главнейших меднорудных провинций — это места регионального сочленения контрастных, разномасштабных тектонопар: относительно устойчивые блоки и более подвижные линейные зоны и пояса. На докембрийском лике Земли появление таких контрастных тектонопар (нуклеары, овоиды, кольцевые структуры и разделяющие их пояса) происходит по типу известных ячеистых, гексагональных решеток Бенара-Релея, которые приводят к пример неравновесного фазового перехода в условиях гидродинамической (гравитационной) неустойчивости, в результате чего появляется мозаика структур растяжения, проседания и нагнетания глубинных масс в примыкающие поднятия.

Элементарной же рудоносной структурой области сочленения тектонопары является эндогенноактивная депрессионная впадина (вторичная или местная структура по А.И.Суворову), периодически появляющаяся в различных местах относительно линейных динамических поясов, как это имеет место, напри-

мер, в современной рифтовой зоне Красного моря, где из множества металлоносных впадин промышленный интерес представляет лишь впадина Атлантис-II, в которой реально фиксируется динамическая активность и эндогенное поступление рудного вещества [1, 2].

Контрастные тектонопары известных меднорудных провинций по особенностям строения и масштабу отчетливо разделяются на *три типа*: окраинно-континентальные, внутриконтинентальные и тектонопары периферии срединных массивов или микроконтинентов.

Примером меднорудных провинций окраинно-континентальной контрастной тектонопары, является Кодаро-Удоканская (как часть крупной Байкало-Становой рифтовой зоны), располагающаяся в наиболее активной периферийной области Сибирского кратона, в области сопряженного развития литосферных плит [17].

В свою очередь, Байкало-Становая рифтовая зона рассматривается как периокеанический бассейн, континентальный архейский цоколь которого выходит на дневную поверхность в Чуйском, Тонодском, Не-

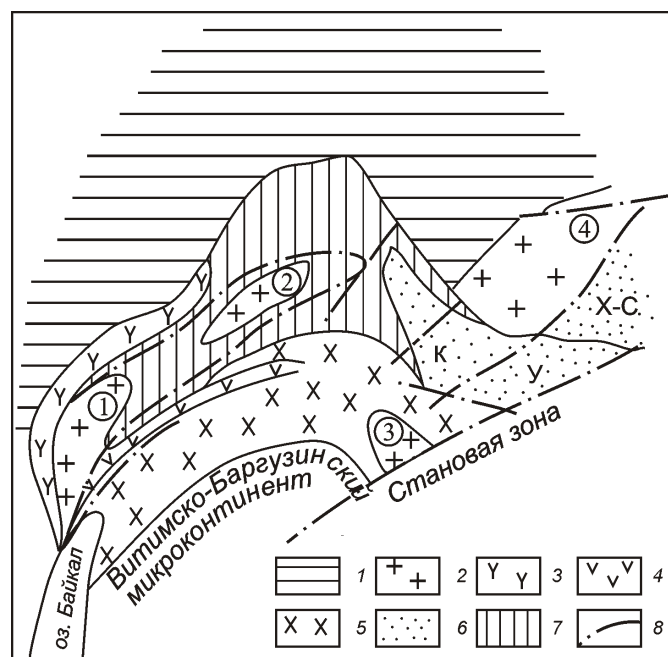


Рис. 3. Геолого-структурная схема Байкало-Становой рифтовой зоны. Использованы материалы О.П.Апольского, Э.Г.Конникова, А.А.Цыганкова:

1 — Восточно-Сибирская платформа; 2 — выходы архейского кристаллического фундамента (цифры в кружках поднятия: 1 — Чуйское, 2 — Тонодское, 3 — Муйское, 4 — Чарское); 3 — акитканский вулканогенный пояс; 4 — олокитский рифтогенный прогиб; 5 — офиолитовый пояс; 6 — раннепротерозойский рифтогенный прогиб; зоны: К — Кодарская; У — Удоканская; Х-С — Хани-Субганская; 7 — Байкало-Патомский прогиб; 8 — тектонические нарушения

черском, Муйском и Чарском поднятиях. С юга рассматриваемая региональная рифтовая зона тектонически сопряжена с рифейской энсиматической Байкало-Муйской островной дугой, заложённой на океаническом офиолитовом основании (рис. 3), а длительная активность юго-восточного обрамления Сибирского кратона и его унаследованное развитие от раннего докембрия до кайнозоя подтверждают геодинамические исследования и графические построения [8]. Характерно, что в пределах Байкало-Патомского краевого прогиба, продолжающий Кодаро-Удоканский к западу, формируются более мелкие структуры (местные по А.И.Суворову), в частности Олоkitская рифтогенная зона (см. рис. 3) с многометальным оруденением, которая рассматривается как задуговой спрединг окраинного моря.

Наличие неоднородности в нижней части литосферы (существенные вариации некогерентных элементов), на границе Алданского и Байкало-Витимского террейнов (плит) подтверждают и результаты изучения минералогии мантийных ксенолитов из позднекайнозойских базальтоидов Удоканского вулканического поля (К.Д.Литасов и др., 2006).

Примечательно, что на северо-западе Сибирского кратона в сходной геодинамической обстановке (сочленение океанических и континентальных структур) сформировалась Кетско-Норильская медно-никелевая провинция в пределах Норильско-Хатангской рифтовой зоны (рис. 4) с рядом побочных малых (местных) рифтов (Хараелакский, Пясинский и др.). Здесь выделяется погребённый Игаро-Норильский зеленокаменный пояс северо-восточного простирания и ряд потенциально рудоносных вулканогенных мульд — местных депрессионных впадин (Норильская, Хараелакская и др.) [3], а в пределах Игарского выхода фундамента на дневную поверхность имеется промышленное оруденение типа медистых песчаников, тем самым подтверждая представления о совмещённом развитии геолого-промышленных типов медного оруденения в единых структурах — рифтогенах [18].

Совмещённое развитие наиболее известных геолого-промышленных типов медного оруденения в рифтогенных структурах региональных тектонопар устанавливается в крупнейших медно-рудных провинциях — Уральская, Кодаро-Удоканская, Кивио и т.д. Другой вариант совмещения различных типов оруденения (золоторудное и медно-рудное) рассматривается с плейт-тектонических позиций: аккреция с последующей коллизией микроконтинентов (плит) с островными дугами, что приводит к пространственному совмещению многообразных типов оруденения, сформированных в различных геодинамических обстановках — от океанической до коллизионной [5].

Окраинно-континентальный тип контрастных тектонопар устанавливается в Прикордильерской меденосной провинции Североамериканского континен-

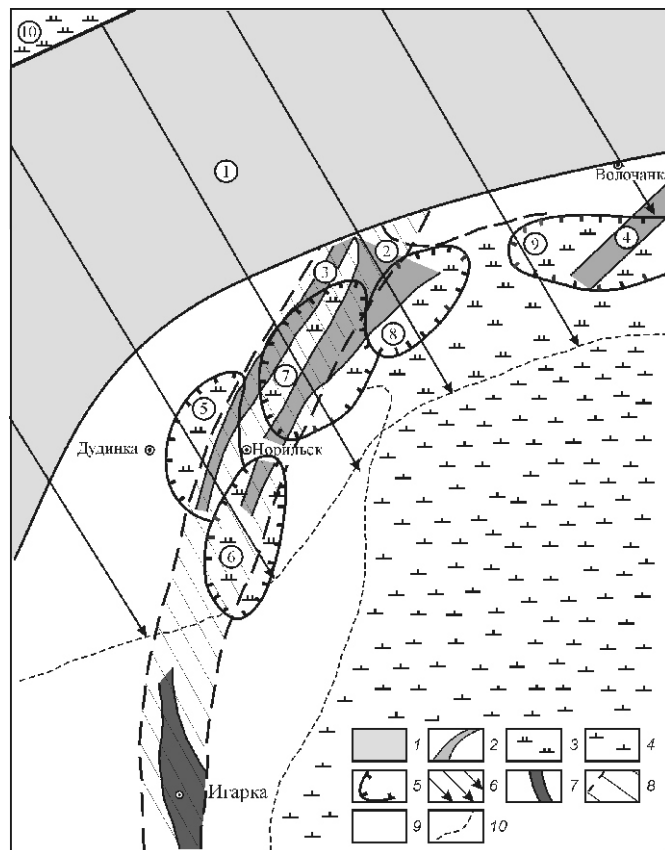


Рис. 4. Геодинамическая схема Кетско-Норильской медно-никелевой области. По работе [3] с упрощением:

троги: 1 — крупных рифтовых зон (1 — Тургайско-Хатангская, возможно, с корой океанического типа); 2 — побочных малых рифтов (2 — Хараелакский, 3 — Пясинский, 4 — Авамский); 3 — области развития контрастных магматитов на плечах Тургайско-Хатангского рифта (10 — Западно-Таймырская область); 4 — площади распространения типичных (нормальных) траппов; 5 — вулканические мульды — рудные и потенциально рудоносные районы (рудные системы, в т.ч.: 5 — Вологодчанская, 6 — Норильская, 7 — Хараелакская, 8 — Иконская, 9 — Авамская); 6 — зона поддвига; 7 — выходы фундамента на дневную поверхность; 8 — погребённый Игаро-Норильский зеленокаменный пояс; 9 — плащеобразный чехол внутриконтинентальных шельфов и аккумулятивных равнин; 10 — граница распространения водонасыщенных траппов; цифры в кружках — названия структур в скобках

та, где фиксируются линейные синклиновые рифтогенные структуры, обусловленные блоковыми движениями по разломам, расположенным на границе континент—океан. Здесь известны линейные меденосные зоны Макензи, Скалистых гор с довольно крупными месторождениями Редстоун и Спа-Лейк [13].

В планетарном отношении к этому типу строения (см. рис. 1) относится и крупнейшая в мире металлогеническая структура — Великое Тихоокеанское медное кольцо, обрамляющее Тихоокеанскую впадину, связанную с развитием андезитового вулка-

ноплутонического кольца. Контрастная тектонопара составляет здесь лишь область сочленения континент—океан, где широко представлены геодинамические обстановки типа островных дуг, глубоководных желобов, задуговых бассейнов и других, в то время как Тихоокеанский тектонический сегмент обладает повышенной энергетикой и представляет собой первичную неоднородность, прослеживаемую вплоть до ядра Земли [14]. Здесь могут быть и мощные зоны оттока масс и образования периокеанических прогибов.

В перитихоокеанской единой планетарной структуре развиты различные формационные типы медного оруденения: медное, медноколчеданное, медно-полиметаллическое, медно-порфировое и медное оруденение в связи с гипербазитами и габброидами (М.И.Ициксон [32]), что подчеркивает единство всех промышленных типов медного оруденения.

Примерами медно-рудных провинций с развитым стратиформным оруденением во *внутриконтинентальных контрастных тектонопарах* являются известный медный пояс Южной Африки и позднедокембрийская меденосная провинция оз.Верхнее (США).

Месторождения меденосного пояса Южной Африки уникального по запасам и самого крупного на континентальном блоке Земли протягиваются более чем на 1000 км, приурочены к отложениям катангской системы позднего докембрия и располагаются в Катангской впадине (авлакоген по М.В.Мурагову), заложенной на раздробленном комплексе пород основания. Впадина выполнена двумя комплексами: нижний — формации флиша и ранних моласс и верхний — рудной молассой. В региональном плане меденосный пояс Южной Африки расположен в области сочленения контрастных тектонопар: с севера и северо-востока — это кратон Бангвеулу, с юга и юго-запада — Кунделунгу и в тектоническом отношении отвечает докембрийским троговым прогибам (рис. 5).

Следует обратить внимание на крайне напряженное состояние фронтальной части пояса, где широко развиты деформационные процессы и покровно-шарьяжные нередко конседиментационные структуры [4]. Эта часть пояса является и наиболее продуктивной (т.е. поле напряжений генерирует рудолокализирующие процессы). В пределах же пояса оруденение размещается в локальных (или местных) рудоносных структурах типа депрессионных впадин (Чамбиши и др.) или тяготеет к палеовыступам комплекса основания (или поднятиям типа антиклинали Кафуэ), где нередко фиксируются и рифовые постройки.

Другой пример формирования медного оруденения в активных структурах внутриконтинентальных контрастных тектонопар — широко известная рифтовая система Кивино, располагающаяся на южной

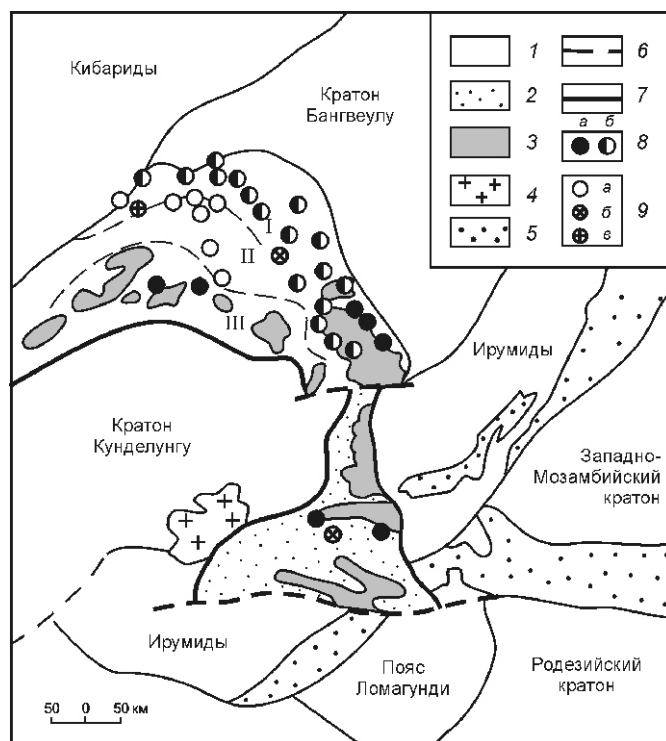


Рис. 5. Тектоническое положение Катангского складчатого пояса. По работе [2] с упрощением:

верхнепротерозойские отложения Катангского пояса: 1 — северного и 2 — южного сегментов; 3 — доверхнепротерозойские комплексы катангид в ядрах куполовидных поднятий; 4 — гранитный массив Хук—куполовидный выход ремобилизованного фундамента кратона Кунделунгу; 5 — карусские отложения в рифтогенных грабенах; 6 — трансформные разломы; 7 — границы Катангского пояса; зоны северного сегмента Катангского пояса: I — фронтальная, II — внутренняя, III — тыловая; 8 — месторождения стратиформные: а — медные, б — медно-кобальтовые; 9 — месторождения гидротермальные: а — медные, б — цинково-медные, в — свинцово-цинковые

окраине Канадского щита на раздробленном докембрийском платформенном основании и образующей узкую дугу общей протяженностью 2000 км. Породы рифтогена Кивино слагают пологую синклиналь, осложненную продольными разломами, а медное оруденение здесь отмечается двух типов: самородная медь в миндалекаменных лавовых покровах и пластах конгломератов (Средний Кивино) и стратиформное оруденение в песчано-сланцевой формации Нонсач.

Кроме того, к отложениям лавового комплекса среднего Кивино приурочено множество интрузий, крупнейший из которых расслоенный габбро-анортитовый лополит Дулут вмещает медно-никелевое оруденение. Таким образом, и в этой структуре совмещенно развиваются различные формационные типы медного оруденения, что отвечает синергетической модели его образования [18].

Геодинамическая обстановка, тождественная внутриконтинентальным контрастным тектонопарам, наблюдается и при формировании пермских медепроявлений осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. Здесь медная и медно-благороднометалльная минерализация «тяготеет к стыкам континентальных рифтов (авлакогенов) и межрифтовых блоков (сводов)...» (В.Г.Чайкин и др. 2004, с. 560), причем в геодинамических условиях растяжения более вероятен глубинный подток металлоносных флюидов, а в условиях сжатия (заключительная часть герцинского тектономагматического цикла) — латеральный перенос металлов.

Формирующиеся рудоносные структуры наследуют основные направления нижнего структурного этажа. Так, Вятско-Камская меденосная полоса и Южно-Уральская металлогеническая зона приурочены к Главному позднепермскому прогибу Восточно-Европейской платформы, который унаследован и повторяет очертания «Главного девонского рва» ранних герцинид [27]. Причем в нижнем структурном этаже имеются углеводородные бассейны, которые рассматриваются как дополнительный источник рудного вещества.

Третьим типом контрастных тектонопар, но более молодых по возрасту являются тектонопары, размещаемые по периферии срединных массивов или микроконтинентов, на вполне зрелой коре континентального типа. Такими примерами служат Джезказганская и Центрально-Европейская меденосные провинции.

Тектоническое положение Джезказганской меденосной провинции определено заключительными стадиями раннепалеозойского геодинамического цикла развития, что привело в средне-позднепалеозойское время к образованию Чу-Сарысуйской орогенной впадины на каледонском основании, в северной части которой размещаются наиболее продуктивные каменноугольные отложения Джезказганской толщи. В региональном плане провинция находится на юго-западе Центрально-Казахстанского срединного массива или микроконтинента, где прослеживается двухщелевой (и двухэтапный) Карсакпайский рифт [6], восточную часть которого занимает Джезказганская надрифтовая синеклиза. Чу-Сарысуйская впадина выполнена мощной (6 км) средневерхнепалеозойской толщей карбонатно-терригенных пород с присутствием эффузивов (нередко меденосных) в ее основании.

Основные и высокие концентрации медного и свинцового оруденения Джезказганского месторождения приурочены к локальному контрастному сочленению Джезказганской синклинали, Спасской мульды и Кенгирской антиклинали в узловой зоне крупных тектонических нарушений: Теректинского разлома северо-восточного простирания, меридионального Восточно-Улутаусского и Эдыгейского

разлома северо-западного направления с широким развитием здесь оперяющих тектонических нарушений, причем с оживлением в позднекарбовое время Восточно-Улутаусского разлома связано образование крупных флексур в поле развития наиболее продуктивных отложений Джезказганского месторождения как отражение приразломных блоков в фундаменте и свидетельствующих об эпигенетичности оруденения. Такое же положение (сочленение крупных разрывных структур) имеет и северная группа Джезказганского месторождения, что предопределяло высокую динамическую активность и тектонические напряжения (например, купольные структуры тангенциального сжатия) среды рудоотложения и, как результат, ее высокую насыщенность рудным веществом, т.е. в формировании месторождений существенная роль отводится механохимическим процессам.

Активный эндогенный режим устанавливается и в районах распространения стратиформного оруденения широко известной меденосной провинции Центральной Европы (Польша, Германия), традиционно рассматривавшиеся как области спокойного тектогенеза, спокойной седиментации и сингенетического медного оруденения.

Здесь продуктивные отложения сформированы в зоне регионального сочленения контрастных тектонопар: с одной стороны, Чешский (Богемский) срединный массив, с другой — эпигерцинская Западно-Европейская платформа. Наибольшие концентрации медного и свинцово-цинкового оруденения связаны с пермскими пестроцветными отложениями (цехштейн), несогласно залегающими на сложно построенном складчато-блоковом основании, разбитом несколькими системами крутопадающих разломов. Оруденелые зоны существенны в районе Предсудетского блока и в Гарц-Тюрингенской зоне. Продуктивными же здесь являются локальные рудоносные структуры такие как Златорийская, Мансфельдская, Зангерхаузенская мульды или троговые депрессии (рис. 6). Один из крупнейших трогов (грабенов) — Заальский прослеживается на расстоянии до 200 км, при ширине 30—50 км и в юго-западной части ограничен сбросом Хала, а в северо-восточной — зоной линейментов Эльбы [13].

Активный тектонический режим областей рудолокализации устанавливается во всех узлах с промышленным оруденением. Так, Предсудетская меденосная зона протягивается вдоль северо-восточной части Предсудетского блока, ограниченного крупными тектоническими нарушениями, а локальная Северо-Судетская мульда ограничена с северо-востока Краевым сбросом, а с юго-запада — Внутрисудетским сбросом.

Наиболее крупными глубинными структурами Центральной Европы, развитыми в районах распространения медной минерализации, являются

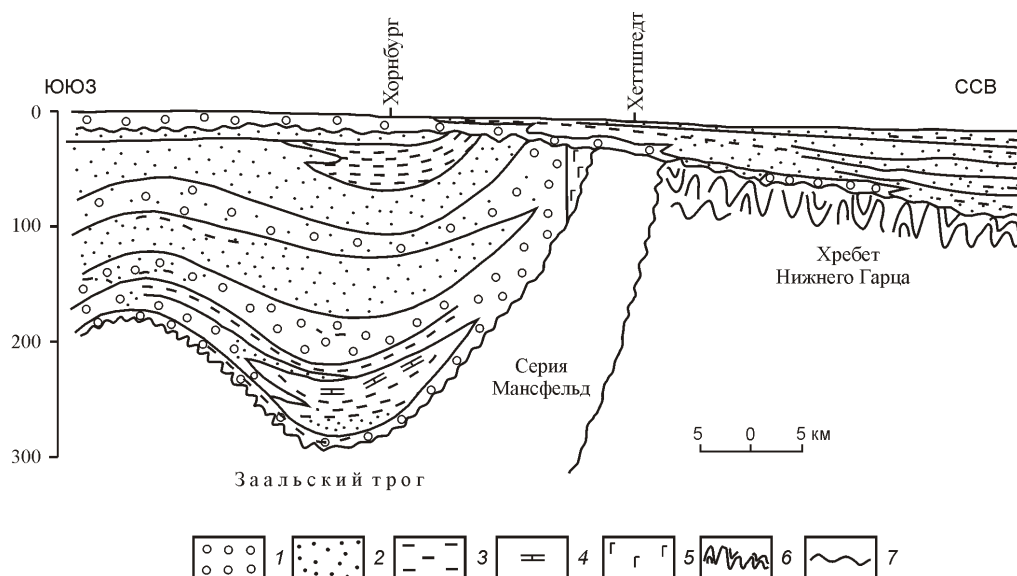


Рис. 6. Строение трога Зааль. По Г.Лютценеру и др. 1981 [3]:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — прослои известняков; 5 — мелафиры; 6 — породы складчатого основания; 7 — несогласия (в т.ч. тектонические)

Мансфельдский и Центрально-Саксонский линейные элементы северо-восточного и Эльбинский северо-западного простирания. Их глубинность и длительность развития подтверждаются наличием пород основного и ультраосновного составов, геофизическими данными и данными глубинного сейсмического зондирования (например, Мансфельдский линейный элемент на глубине около 30 км смещает границу Мохо на 10—20 км [21]). Наряду с разрывной тектоникой (позднепалеозойские боковые сдвиги) здесь проявлен и гранитоидный магматизм, а базальтоидные магматические тела прорывают отложения чехштейна и частично триаса (Benek Reinhard, 1989).

Например, объемное геологическое картирование (до глубин 15—20 км), проведенное в Забайкальском горнорудном регионе показало, что зоны сочленения мегаблоков (контрастные тектонопары — В.С.) являются основными концентраторами месторождений (А.А.Духовский, Н.А.Артамонова, 2008), а в локальном плане, оруденение приурочено к бортам конседиментационных впадин. Основные региональные медно-рудные тектонопары и их особенности приведены в таблице.

Кроме рассмотренных месторождений меди, генерируемых в контрастных тектонопарах (а это преимущественно месторождения крупные и очень крупные), отмечаются месторождения стратиформной меди и в иных обстановках. Это обычно незначительные проявления, контролируемые прежде всего физико-географической (фациальной) средой. Таковыми служат проявления меди в осадочном чехле Сибирской платформы (средне-верхне-кембрийские меденосные породы, известные под названием «ленские медистые песчаники», а также ордовикские меденосные отложения внутренних частей Иркутского амфитеатра, в пределах Ангара-Тунгусского междуречья). Известны медепрооявления (с попутными промышленными содержаниями урана и ванадия) и в осадочном чехле Северо-

Американской платформы (плато Колорадо), приуроченные к грубозернистым отложениям триаса русловых проток и генетически отвечающие гидрогенным представлениям. Аналогичные проявления экзогенной меди установлены и в других регионах (Австралия, Северная Африка и др.).

В заключение сделаем геолого-структурный и геодинамический анализы крупнейших медно-рудных провинций Мира:

1. Пространственно-временная и генетическая связь известных геолого-промышленных типов медного оруденения (тип медистых песчаников и сланцев) отражены в динамически и синхронно развивающихся разномасштабных тектонопарах, являющихся следствием проявления глубинной геодинамики в литосфере Земли.

2. Масштаб проявления тектонопар различный: от глобального (планетарного) — Тихоокеанское медное кольцо — до регионального (медный пояс Южной Африки и др.) и локального (депрессии мульты, впадины — Чамбиши, Спасская и др.), что находится в соответствии с делимостью геологической среды, ее фрактальностью и скейлинг-эффектом.

3. Важнейший фактор локализации медного оруденения — геоструктурный. Рудоносные, преимущественно региональные структуры размещаются в контрастных тектонопарах трех типов: 1) окраинно-континентальные, 2) внутриконтинентальные и 3) развиваемые по периферии срединных массивов или микроконтинентов (более молодые, с наиболее зрелой континентальной корой).

4. Масштабы оруденения в продуктивных структурах определяются градиентностью тектонического режима, что подтверждается степенью проявления сейсмогенных структур — брекчиевидных песчаников, оползневых текстур, флексурообразных перегибов и др. Монотонные структуры не перспективны для нахождения рудных скоплений.

Тектонопары	Масштаб, место нахождения	Положение в структуре литосферы	Протяженность по простиранию, км	Основная рудовмещающая структура
Кодаро-Удоканская	Региональный, в пределах Байкало-Станового рифтового пояса	Окраинноконтинентальное, по южной периферии Сибирского кратона	300	Брахисинклинальная, грабен-синклинальная
Заир-Замбийская	Региональный, в пределах Южно-Африканского блока	Внутриконтинентальное, в зоне сочленения кратонов южной Африки	1000	Локальная депрессионная впадина, периферия био-гермов (выступы основания)
Центрально-Европейская	Региональный, в предгорье Судет и Гарца	Периферия (С-В—С-З) срединного массива (Богемский)	500	Локальные мульды и троговые депрессии
Чу-Сарысуйская (Джезказган-Сарысуйская)	Региональный, в пределах Чу-Сарысуйской впадины	Юго-Западная часть Центрально-Казахстанского срединного массива	600	Мульды и брахи-синклинали
Таймыро-Норильская	Региональный, Северо-Запад Сибирской платформы	Окраинноконтинентальное, зона поддвига под Сибирский кратон	500	Побочные малые рифты или троговые (мульды)
Верхнеозерная (Кивино)	Региональный, в пределах рифтовой системы Кивино	Внутри континентальное, по южной периферии Канадского щита	300	Приразломная синклиналь, осложненная разрывами и более мелкой складчатостью
Восточно-Тихоокеанская	Глобальный, в пределах Тихоокеанского медного кольца (Перуано-Чилийская, Кордильерская)	Зона активного взаимодействия Тихоокеанской плиты и Американского континентального блока	3000—7000	Линейные приразломные структуры, грабен-синклинали
Восточно-Европейская	Региональный, Вятско-Камская зона	Сочленение Восточно-Европейской платформы и складчатых структур Урала (краевое перикратонное опускание)	400	Стык континентальных рифтов и межрифтовых блоков

5. Высокая активность, мобильность структур сочленения тектонопар, проявления здесь глубинных разломов и эквивалентных им структур (рифтовые и др., по В.Е.Хаину) подтверждают эндогенную природу источников рудного вещества, все еще проблематичного для типа медистых песчаников и сланцев.

6. В сочленении тектонопар формируется необычная структура — *рифтоген*, которая в зависимости от его зрелости может вмещать и другие известные геолого-промышленные типы медного оруденения — медно-порфировый, медно-никелевый, медноколчеданный, что значительно увеличивает перспективы известных медно-рудных провинций за счет выявления других типов. Таким типом, например, в Уральском регионе может стать медно-порфировый, который идет на смену главенствующему здесь медноколчеданному. Так, известное медно-порфировое месторождение Михеевское размещается в контрастной тектонопаре, составленной структурами Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия, в зоне Челябинского глубинного разлома [29].

7. Степень дифференцированности разнообразия геолого-структурной среды, ее неоднородность в сочетании со степенью упорядоченности и организации геологического простирания, в т.ч., упорядоченность разрывных структур, определяют рудонасыщенность среды. Исходя из пульсационно-ритмического, волнового механизма формирования месторождений, рудные залежи в них сосредоточены в так называемых «резонансных зонах», где наиболее проявлена фокусная энергизация геологической среды, ее высокая сейсмичность, а также максимальное проявление тектонических напряжений, преимущественно сжимающих, вызывающих миграцию и перераспределение минерального вещества (С.В.Белов, В.Н.Румянцев, 1991).

8. «Тектоническое и структурное противоречие» максимально проявлено в контрастных тектонопарах, где наиболее интенсивно оруденение, подобно областям «геохимического противоречия» с максимальным проявлением гидрогенного оруденения, равно существующим своеобразным геохимическим барьерам на границе пар—жидкость.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 5. С. 3—18.
2. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. —М.: ГЕОС, 1998.
3. Додин Д.А., Тарновецкий Л.Л. Геодинамическая модель сульфидно-никеленоносных рудно-магматических систем Таймыро-Норильской провинции // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 40—51.
4. Долгинов Е.А., Стихотворцева Н.А., Попов Ю.В. Докембрийские складчатые пояса и троговые системы — главные генераторы стратиформного медного и свинцово-цинкового оруденения / Геологические методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор ВИЭМС. 1984.
5. Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое—раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и Геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183—197.
6. Калашиников Ю.А., Джукебаев И.К. О рифтогенной природе медного оруденения в Джезказганской синклинали / Геофизические и геохимические исследования в рудных районах Казахстана. —Алма-Ата, 1991. С. 20—28.
7. Князев Г.И. Приаргунский полиметаллический пояс // Тр. Читинского геологического управления. Вып. 1. —Чита, 1957.
8. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.Д. Иоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 545—559.
9. Красный Л.И. Развитие тектонических идей и некоторые проблемы минерации // Отечественная геология. 2003. № 4—5. С. 3—11.
10. Кулаков И.Ю. Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и телесеismicической томографии // Геология и геофизика. 1999. № 3. С. 317—331.
11. Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования / Глубинные условия эндогенного рудообразования. —М., 1986. С. 16—24.
12. Максудов С.Х., Пак В.А., Бисенова А.Т. и др. Об одной схеме геодинамики литосферы / VII Международная конференция «Новые идеи в науках о земле». Материалы докладов. Т. 1. —М., 2005. С. 58.
13. Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубаев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. —М.: Недра, 1983.
14. Пущаровский Ю.М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. 1998. Т. 310. № 4. С. 518—522.
15. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Мирлин Е.Г., Ряховский В.М. Геофизика XXI века и полезные ископаемые // Наука в России. 1998. № 6. С. 4—19.
16. Рутштейн И.Г. К палеогеодинамике Монголо-Охотского складчатого пояса // Вестник Томского гос. ун-та. 2003. № 3(1). С. 149—151.
17. Салихов В.С. Кодаро-Удоканская структурно-фациальная зона — глубоководный желоб активной окраины пра-океана Тетис (область сжатия литосферных плит) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 4. С. 928—991.
18. Салихов В.С. Самоорганизация меденосной рудно-магматической системы (синергетическая модель) // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 2. С. 237—240.
19. Салихов В.С. Удокан — как следствие природной геологической катастрофы // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 5. С. 657—659.
20. Седых А.К. Некоторые основополагающие аспекты углегенеза рифтогенных структур // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 9—13.
21. Соколовский А.К. Тектонические процессы / Междунар. геол. конгресс, XXVIII сессия: Докл. советских геологов. —М., 1989. С. 242—252.
22. Старостин В.И. Деформационно-скоростная концепция образования рудоносных структур и их типизация // Вестник Московского ун-та. Сер. Геология. 1994. № 3. С. 3—19.
23. Суворов А.И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектопар) // Геотектоника. 1978. № 2. С. 3—17.
24. Уфимцев Г.Ф. Сейсмичность и структура Байкальского рифта // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 44—49.
25. Уфимцев Г.Ф. Проблема объемных землетрясений во внутренней Азии // Геология и разведка. 2004. № 6. С. 12—15.
26. Хаин В.Е. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Советская геология. 1992. № 6. С. 34—41.
27. Чайкин В.Г., Глебашев С.Г. и др. Рудные формации меди и благородных металлов фанерозоя Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 552—561.
28. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Сейсмический процесс и современная многоуровневая деструкция литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1458—1470.
29. Шаргородский Б.М., Новиков И.М. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57—61.
30. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. —Л.: Недра, 1987.
31. Щукин Ю.К. Сейсмоструктурная и минерация // Геофизика. 2000. № 4. С. 12—16.
32. Эволюция вулканизма в истории Земли / Тр. Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. —М., 1974.

Многофакторная модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область)

Б.К.МИХАЙЛОВ (Роснедра; *e-mail*: uspmikh@rosnedra.com), С.Ф.СТРУЖКОВ, М.В.НАТАЛЕНКО (ФГУП ЦНИГРИ; 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1; *e-mail*: international@tsnigri.ru), Н.В.ЦЫМБАЛЮК (ООО «Станнолит»: 685000, г.Магадан, ул. Пролетарская, д.13, корп.1; *e-mail*: ntsym@pochta.ru)

Рассмотрен один из основных алгоритмов выявления крупнообъемных объектов — переоценка известных месторождений жильного типа. Переход на отработку с помощью карьера и снижение средних содержаний влечет за собой не только многократное увеличение запасов золота, но и существенную перестройку системы взглядов на месторождение: изменяется представление о морфологии рудных тел (переход от жил к мега-штокверкам); усиливается значение литолого-фациальных критериев; метасоматическая зональность рассматривается не относительно отдельных жил, а в объеме всего месторождения; более углубленно изучается межжильное пространство, фланги и глубокие горизонты. Систематизированы взгляды на месторождение в виде многофакторной прогнозно-поисковой модели, создание которой базируется на синтезе литолого-стратиграфических, магматических, структурных, морфологических (морфология рудных тел и распределение золота), метаморфических, метасоматических, геохимических, минералогических и генетических элементов.

Ключевые слова: Дегдекан, модель, крупнообъемное месторождение.

Multi-factor predictive exploration model for the gold bulk-tonnage Degdekan deposit (Magadanskaya Oblast)

B.K.MIKHAILOV, S.F.STRUZHKOVA, M.V.NATALENKO, N.V.TSIMBALYUK

Re-estimation of the known vein type deposit is described as one of the basic algorithms of the bulk-tonnage deposit revealing. Transition to the open pit working and decreasing of the average grade leads not only to the multiple increasing of the gold reserves, but to the essential re-building of the system of points of view on the deposit: the representation of the ore body morphologies is changed (transition from veins to mega-stockworks); lithological-facial criteria are more important; metasomatic alteration zoning is discussed not relatively the individual veins, but in the whole deposit volume; the space between the veins, flanks and the deep levels are studied in more detail. The points of view on the deposit are systematized as a multi-factor predictive exploration model, which is made basing on the synthesis of the lithological-stratigraphical, magmatic, structural, morphological (ore body morphology and the gold distribution), metamorphogenic, metasomatic, geochemical, mineralogical and genetic elements

Key words: Degdekan, model, bulk-tonnage deposit.

К крупнообъемным относятся месторождения, пригодные для открытой отработки, рудные тела которых представлены штокверками значительной мощности (десятки—сотни метров) с большими запасами руды и сравнительно невысокими содержаниями золота [9, 10, 11]. Одним из основных алгоритмов выявления крупнообъемных объектов служит переоценка известных месторождений жильного типа [16]. Переход на отработку с помощью карьера и снижение средних содержаний влечет за собой не только многократное увеличение запасов золота, что можно увидеть на примере Наталкинского месторождения [8, 18], но и существенную перестройку системы взглядов на месторождение. При этом изменяется представление о морфологии рудных тел (переход от жил к мегаштокверкам); усиливается значение литолого-фациальных критериев; метасоматическая зональность рассматривается не относительно отдельных жил, а в объеме всего месторождения; происхо-

дит более углубленное изучение межжильного пространства, флангов, глубоких горизонтов и др. Взгляды на месторождение систематизируются в виде многофакторной прогнозно-поисковой модели, создание которой базируется на синтезе литолого-стратиграфических, магматических, структурных, морфологических (морфология рудных тел и распределение золота), метаморфических, метасоматических, геохимических, минералогических и генетических элементов. Геологические аспекты перехода на крупнообъемную модель можно показать на примере Дегдеканского месторождения. Настоящая статья в основном написана по ретроспективным данным без использования материалов доразведки.

История геологического изучения. Дегдеканское месторождение было открыто в 1945 г. при заверке коренных источников крупной (около 50 т Au) россыпи и разведано как мелкий жильный объект. В качестве промышленных рудных тел выделены исклю-

чительно жилы левобережья р.Дегдекан (участок Дегдекан-жилыный). Запасы были подсчитаны по пятнадцати рудным телам: 3,3 т Au — со средними содержаниями 2—11,5 г/т (Г.М.Шляпников, 1956). На участке Дегдекан-Верный, расположенном в головке россыпи, канавами были вскрыты мощные зоны прожилково-вкрапленной минерализации, которые в связи с низкими (первые граммы на тонну) содержаниями золота не изучались на глубину и не были включены в подсчет запасов.

Предположение о том, что основным коренным источником гигантских колымских россыпей (Россыпи золота..., 1999) являются крупнообъемные месторождения (с запасами Au сотни тонн и содержанием Au 1—3 г/т), прозвучало в многочисленных публикациях магаданских геологов и ученых ЦНИГРИ (В.Д.Аксенова, 1977; Г.Б.Ганжа, Е.А.Зверева, [3]; В.Ф.Лоскутов, 1988; А.А.Сидоров, 1987; Л.А. и Б.А.Снятковы, 1949; И.С.Чанышев, 1981; В.Б.Чекваидзе [20]; В.А.Шишкин, 1981 и др.). Г.Б.Ганжа и Л.М.Ганжа в своей статье [4] поставили вопрос об отнесении Дегдекана к нетрадиционным крупнообъемным месторождениям.

Комитетом природных ресурсов по Магаданской области (Б.К.Михайлов, С.В.Волков, 2001) была составлена «Программа выявления и оценки крупнотоннажных золоторудных месторождений на территории Магаданской области в 2001—2010 гг.» и выполнено экономическое обоснование целесообразности выявления месторождений данного класса.

Новый импульс в изучении крупнообъемных месторождений Магаданской области дали поисковые работы 1997—2001 гг., проведенные в Дегдеканском рудном поле зарубежной компанией «БиЭйчПи» (ответственный исполнитель проекта Б.К.Михайлов) и ее российским партнером — юниорной геологоразведочной компанией ООО «Станнолит» (директор Н.В.Цымбалюк). Комплекс поисковых работ включал литогеохимическую съемку, профильные и площадные геофизические исследования различными методами всей территории Дегдеканского рудного поля, проходку канав и бурение колонковых скважин (Б.К.Михайлов, Н.В.Цымбалюк, 2000).

В 2001—2004 гг. ООО «Станнолит» под руководством Роснедра были продолжены поисково-оценочные (32 канавы общим объемом 4000 пог.м; 44 скважины общим объемом 8800 пог.м) и профильные геофизические (В.И.Родионов, 2000) работы. Научно-методическое сопровождение осуществляла группа ФГУП ЦНИГРИ (С.Ф.Стружков, М.В.Наталенко, А.К.Быстрова, Л.А.Остапенко и О.Б.Рыжов) под руководством М.М.Константинова. В результате этих работ в пределах Дегдеканского рудного поля были выявлены прямые признаки крупнообъемного золоторудного месторождения (участок Верный).

В 2005 г. в связи с положительными результатами поисково-оценочных работ месторождение было

предложено для лицензирования, выставлено на аукцион и приобретено золотодобывающей компанией «Полус». В настоящее время на объекте продолжаются геологоразведочные работы за счет собственных средств недропользователя.

Региональная позиция. Дегдекан-Токичанский рудный узел входит в Тенькинский рудный район. Комплексный анализ [14] сомасштабных геологических, гравиметрических, магнитометрических и геохимических материалов территории Центрально-Колымского региона в их сопоставлении с размещением известных рудных и россыпных проявлений золота показал, что рудный узел приурочен к участку пересечения границы Верхнеколымского мегасвода с зоной взбросо-надвигов. Рудный узел совпадает с гравитационным максимумом первого порядка. Этот максимум интерпретируется как взбросо-надвиговая структура, основание которой характеризуется высокой степенью насыщенности телами базит-ультрабазитового состава. Рудный узел окружен ареалами разуплотненных пород верхней части земной коры (гравитационные минимумы первого порядка), которые предположительно соответствуют ареалам гранитоидных ультраметаморфических комплексов на глубинах 4—12 км, а также гравитационными минимумами второго и более высокого порядков, соответствующих гранитоидам близповерхностного залегания.

Рудный узел совпадает с узкой лентообразной зоной рудоконтролирующих разломов шириной 3—6 км и длиной 60 км, которая может интерпретироваться как хорошо проработанный отрезок зоны взбросо-надвигов. Некоторыми исследователями зона рудоконтролирующих разломов рассматривается как сегмент дешифрирующегося на космоснимках Тенькинского скрытого разлома глубокого заложения [5], который также контролирует локализацию месторождений Наталка, Павлик, Родионовское, Игуменовское и др. (рис. 1).

Зона рудоконтролирующих разломов приурочена к приосевой части Дегдекан-Токичанской антиклинали, являющейся структурой второго порядка по отношению к Тенькинской антиклинали. Ядро Дегдекан-Токичанской антиклинали сложено углистыми сланцами родионовской и пионерской свит, а крылья — диамиктитами атканской свиты и песчаниками, алевролитами, аргиллитами омчакской и старательской свит пермского возраста. Антиклиналь осложнена складками третьего порядка.

В пределах рудного узла выделяется три рудных поля: Дегдеканское, Токичанское и Аурумское. В глубинном строении им соответствуют линейные локальные максимумы силы тяжести, предположительно адекватные локальным выступам меланократового основания или телам базит-ультрабазитового состава. Рудные поля характеризуют многочисленные литогеохимические аномалии золота по вторичным



Рис. 1. Региональное положение Дегдеканского месторождения на космоснимке. Используются материалы Н.Г.Маннафова и др. (1999):

I — рудные узлы: *I* — Дегдекан-Токичанский, *II* — Омчакский; 2 — золоторудные объекты: *a* — крупные (1 — Наталкинское, 3 — Павлик, 4 — Дегдекан) и *b* — мелкие (2 — Омчакское, 5 — Боец) месторождения, *c* — рудопроявления (6 — Последний, 7 — Восток); 3 — россыпи золота

ореолам (наиболее характерны участки геохимического поля с высокой корреляцией золота и мышьяка), а также наличие крупных россыпей золота. Дегдеканское рудное поле приурочено к юго-восточной части рудного узла.

Элементы модели. Литолого-стратиграфические. Рудовмещающая толща сложена терригенными морскими глубоководными отложениями пионерской свиты позднепермского возраста, которые относятся к углеродистой алевро-песчано-глинистой турбидитной формации континентального склона. За пределами рудного поля отложения пионерской свиты подстилаются нижнепермскими углистыми сланцами родионовской свиты (рис. 2). Разрез пионерской свиты представляет собой монотонную, существенно глинистую пачку переслаивания пород: аргиллитов, алевролитистых аргиллитов, глинистых алевролитов и алевролитов с редкими линзами мелкозернистых песчаников. Пионерская свита разделена на три согласно залегающие подсвиты часто с постепенным переходом. Остатков ископаемой фауны не обнаружено. Расчленение толщи на пачки проводилось авторами совместно с А.К.Быстровой (2001, 2004) по характеру переслаивания и смене соотношения литотипов, преобладанию одной разности пород над другой и их структурным особенностям. В целом оно совпадает с расчленением этих отложений предшествующими исследователями (Ю.П.Карелин, 1990). В пределах рудного поля на поверхность выходят образования нижней и средней подсвит пионерской свиты.

Нижняя подсвита разделена на две пачки. *Нижняя пачка* ($P_2 pn_1^1$) — алевролитистые аргиллиты с прослоями разной мощности (от первых метров до 20—25 м) алевролитов, глинистых алевролитов и единичными маломощными линзами песчаников. Мощность нижней пачки 200—250 м.

Верхняя пачка ($P_2 pn_1^2$) — алевролиты, глинистые алевролиты с частыми маломощными (0,2—2 м) прослоями алевролитистых аргиллитов и редкими линзами мелкозернистых песчаников общей мощностью 150—200 м. Данная пачка ($P_2 pn_1^2$) — рудовмещающая для основной части выявленного золотого оруденения как в пределах участка Верный, так и для участка Дегдекан-Жильный. Отличительная черта этой пачки — выделяющее ее на фоне монотонного разреза пионерской свиты — частое переслаивание алевролитов (глинистых алевролитов) и алевролитистых аргиллитов, создающее большое число поверхностей раздела, потенциально благоприятных для формирования золотоносных кварцевых жил и штокерка.

Средняя подсвита также разделена на две пачки. *Нижняя пачка* ($P_2 pn_2^1$) — глинистые алевролиты с маломощными (первые метры) прослоями алевролитистых аргиллитов и редкими пластами и линзами песчаников общей мощностью 400—480 м.

Верхняя пачка ($P_2 pn_2^2$) — глинистые алевролиты, иногда с небольшой долей песчаной примеси, с прослоями алевролитов, с редкими пластами и линзами песчаников общей мощностью 350—600 м.

Магматические. Интрузивный магматизм в пределах рудного поля представлен позднеюрскими дайками диоритовых порфиритов, а также меловыми дайками фельзитов и позднемеловыми риолитов и риодацитов [2], (С.В.Ворошин, 1992). Роль магматических элементов в многофакторной модели месторождения невелика. Дайковый пояс совпадает с участком Дегдекан-Жильный, но пространственно разобщен с крупнообъемным рудным телом участка Дегдекан-Верный. По аналогии с Наталкинским месторождением [19], где дайковый пояс также залегает на флангах крупнообъемной залежи, можно сделать предварительный вывод для локального прогноза: дайковый пояс не благоприятен для формирования мощных крупнообъемных рудных тел, поскольку он образуется в условиях растяжения, характерных для возникновения жил и даек, но не объемных штокерков. Вместе с тем, на участке Дегдекан-Жильный известны сравнительно маломощные (первые десятки метров) минерализованные отрезки даек, что позволяет рассматривать благоприятные петрофизические свойства предрудных даек как второстепенный магматический критерий рудолокализации.

Структурные. Дегдеканское рудное поле представляет собой клиновидный тектонический блок размером около 15 км². Рудоносные участки (см. рис. 2, I) представлены собственно Дегдеканским (Жильным) месторождением, участком Верный (крупнообъемное месторождение) и несколькими точками минерализации.

В пределах рудного поля породы пионерской свиты смяты в сложную антиклинальную складку (Дегдеканскую антиклиналь), являющуюся структурой второго порядка по отношению к Дегдекан-Токичанской антиклинали и третьего порядка — к Тенькинской антиклинали (см. рис. 2, II). Ядро складки сложено алевролитистыми аргиллитами ($P_2 pn_1^1$). Северное крыло представляет собой моноклираль с падением в север-северо-восточном направлении (в среднем под углом 60°). Моноклираль осложнена складками более высокого порядка, в основном изоклинальными с углами падения от 30° до 90°. Северное крыло Дегдеканской антиклинали последовательно сложено породами ($P_2 pn_1^2$, $P_2 pn_2^1$ и $P_2 pn_2^2$); южное состоит из двух частей: восточной и западной. Восточная часть имеет сравнительно простое строение и представлена моноклиалью с падением пород на юго-запад под углами 40—50°. На территории, изученной авторами, восточная часть южного крыла представлена алевролитистыми аргиллитами ($P_2 pn_1^1$). Западная часть южного крыла в районе участка Верный осложнена крупной антиклинальной изоклинальной складкой с

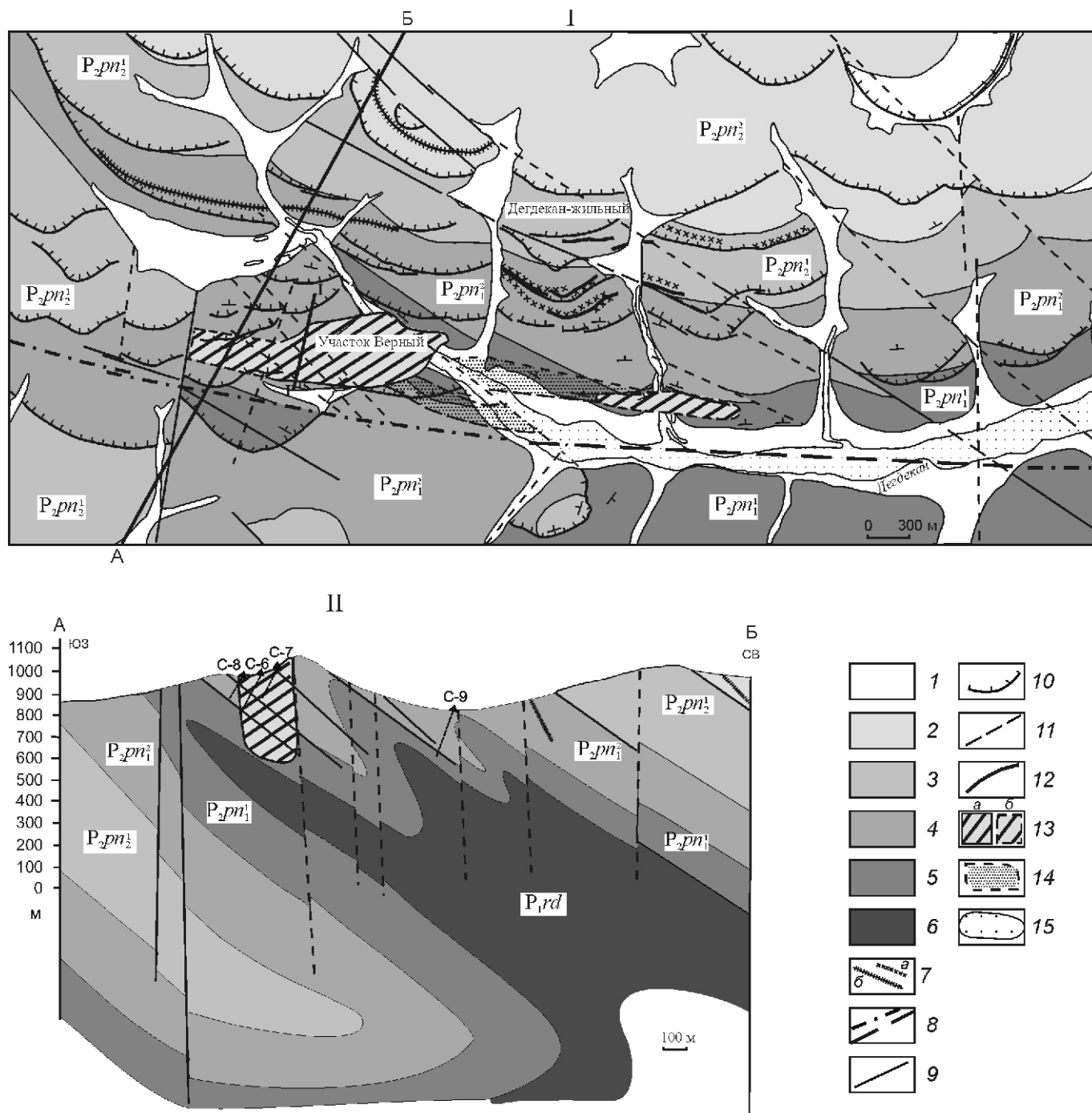


Рис. 2. Геолого-структурная схема (I). Использованы материалы Ю.П.Карелина, 1990, Г.М.Шляпникова, 1956. Геологический разрез по линии А—Б (II) Дегдеканского рудного поля (II):

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2—5 — верхнепермские отложения пионерской свиты: средняя подсвита: 2 — глинистые алевролиты с долей песчаной примеси, 3 — глинистые алевролиты, 4 — алевролиты, глинистые алевролиты с прослоями алевролитистых аргиллитов, 5 — алевролитистые аргиллиты; 6 — нижнепермские отложения родионовской свиты — углистые сланцы; 7 — дайки диоритовых порфириров, J_3 (a) и риолитов K_2 (б); 8 — Дегдеканский рудоуправляющий разлом; 9 — северо-западные рудоподводящие разломы; 10 — взбросо-надвиги; 11 — второстепенные разломы; 12 — золотосульфидно-кварцевые жилы; 13 — крупнообъемные рудные тела (зоны золотосульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной минерализации): a — установленные по данным опробования; б — предполагаемые; 14 — область развития вкрапленной золотой минерализации; 15 — россыпи золота; I—I — линия геологического разреза

падением крыльев на северо-восток под углами 40—60°. В ядре складки обнажаются алевроитистые аргиллиты ($P_2 pn_1^1$), а крылья сложены породами ($P_2 pn_1^2$ и $P_2 pn_2^1$).

По данным детальной документации керна участка Верный выявлена сложно построенная система складок высоких (четвертого и более) порядков, а также флексурообразных перегибов в пределах ядерной части и южного крыла Дегдеканской антиклинали.

Напряженная пликативная тектоника способствовала формированию зон повышенной трещиноватости, впоследствии частично выполненных рудоносным штокверком. Зоны повышенной трещиноватости ориентированы часто по слоистости пород, поэтому и залегание рудоносного штокверка в целом конформно системе складок высоких порядков.

Складчатые сложно построенные структуры весьма характерны для пластичных пород пионерской свиты. Судя по широкому развитию лежащих складок высоких порядков, фиксируемых при документации канав, не исключено наличие крупных лежащих складок, которые возможно контролируют скрытые рудные тела «второго яруса».

Степень концентрации разрывных структур в пределах рудного поля высокая. В качестве основной разрывной структуры рассматривается субширотный рудоконтролирующий разлом, проходящий в долине среднего течения р. Дегдекан и хорошо прослеживающийся по данным дешифрирования аэрофотоснимков. Он представляет собой серию сближенных субпараллельных кулис, фиксирующихся крутопадающими (80—90°) зонами интенсивного расланцевания и дробления видимой мощностью до 20 м. По разлому отмечены значительные вертикальные перемещения. В районе участка Верный к западному крылу разлома приурочена зона интенсивной трещиноватости, дробления и расланцевания, вмещающая известное крупнообъемное рудное тело.

Разрывные нарушения более высоких порядков группируются в зону интенсивных дислокаций шириной 6 км. Доминирующую роль в зоне интенсивных дислокаций играют взбросо-надвиги субширотного простирания и северного падения (породы надвинуты на юг), и крутопадающие северо-западные разломы. Подчиненное значение имеют субмеридиональные и северо-восточные разломы.

Положение Дегдеканского рудного поля в целом контролируется субширотным разломом, а локальная позиция рудоносных участков определяется сопряжением северо-западных рудоподводящих разломов и наклонных рудовмещающих разломов, падающих на север. Породы участка Верный, вмещающие крупнообъемное месторождение, характеризуются максимальной напряженностью складчатых и разрывных дислокаций.

Метаморфические и метасоматические. На территории рудного поля наблюдается следующая последовательность метасоматических и метаморфических изменений: 1) зеленосланцевая фация регионального метаморфизма; 2) эпидот-хлоритовые пропилитовые, связанные с внедрением даек диоритовых порфиритов; 3) дорудные кварц-серицитовые метасоматические; 4) предрудные альбит-кварцевые метасоматические; 5) пострудные кальцит-кварцевые; 6) слабопроявленные биотитсодержащие контактово-метаморфические преобразования. Перспективные участки локализуются в областях совмещения продуктов различных стадий метасоматоза с преобладанием альбит-кварцевой и кварц-серицитовой ассоциаций при отсутствии мощных ореолов новообразованного биотита.

Геохимические элементы представлены по данным С.А. Григорова [6, 7]. Концентрическая структура первичного геохимического поля охватывает три группы химических элементов и соединений: вмещающую месторождение «ядерную» зону окружает зона «транзита», характеризующаяся областью пониженных содержаний, которая окружена областью повышенных содержаний, слагающих «фронтальную» зону. Группа 1 — Ba, K₂O, SiO₂, сумма оксидов Fe, MnO образует фронтальную кольцевую структуру в виде тора (1000–800 м), в центре которой расположена золоторудная залежь; группа 2 — Ni, Zn, Pb, Cu, Sr, Sb — кольцевые (дуговые) ореолы во фронтальной зоне и линейные (трассирующие разломы) ореолы в ядерной зоне; группа 3 — Au, As, W накапливается в ядерной зоне, совпадая с золоторудной залежью. В качестве примера демонстрируются ореолы K₂O и Au (рис. 3). Внешнюю оболочку рудообразующей камеры слагает K₂O, в центре которой размещается контрастное геохимическое поле золота, выклинивающееся на глубину.

Вероятным объяснением структуры геохимического поля по С.А. Григорову [6, 7] могут служить следующие факторы: 1) первичное рудное вещество изначально содержится во вмещающей геологической среде; 2) дифференциация минерального вещества, в процессе которой происходит его последовательная концентрация, обусловлена комплексным воздействием тепловой энергии; 3) накопление минерального вещества происходит в процессе продолжительной циркуляции его подвижных форм. Следы циркуляции сохраняются в многомерном геохимическом поле в виде волновых концентрически-зональных структур.

Минералогические. Жильная и штокверковая минерализация Дегдеканского рудного поля образована в два этапа минералообразования: гидротермально-метаморфогенный и гидротермальный. Сходная этапность минералообразования отмечена В.Б. Чеквадзе с соавторами [20] на Наталкинском месторождении.

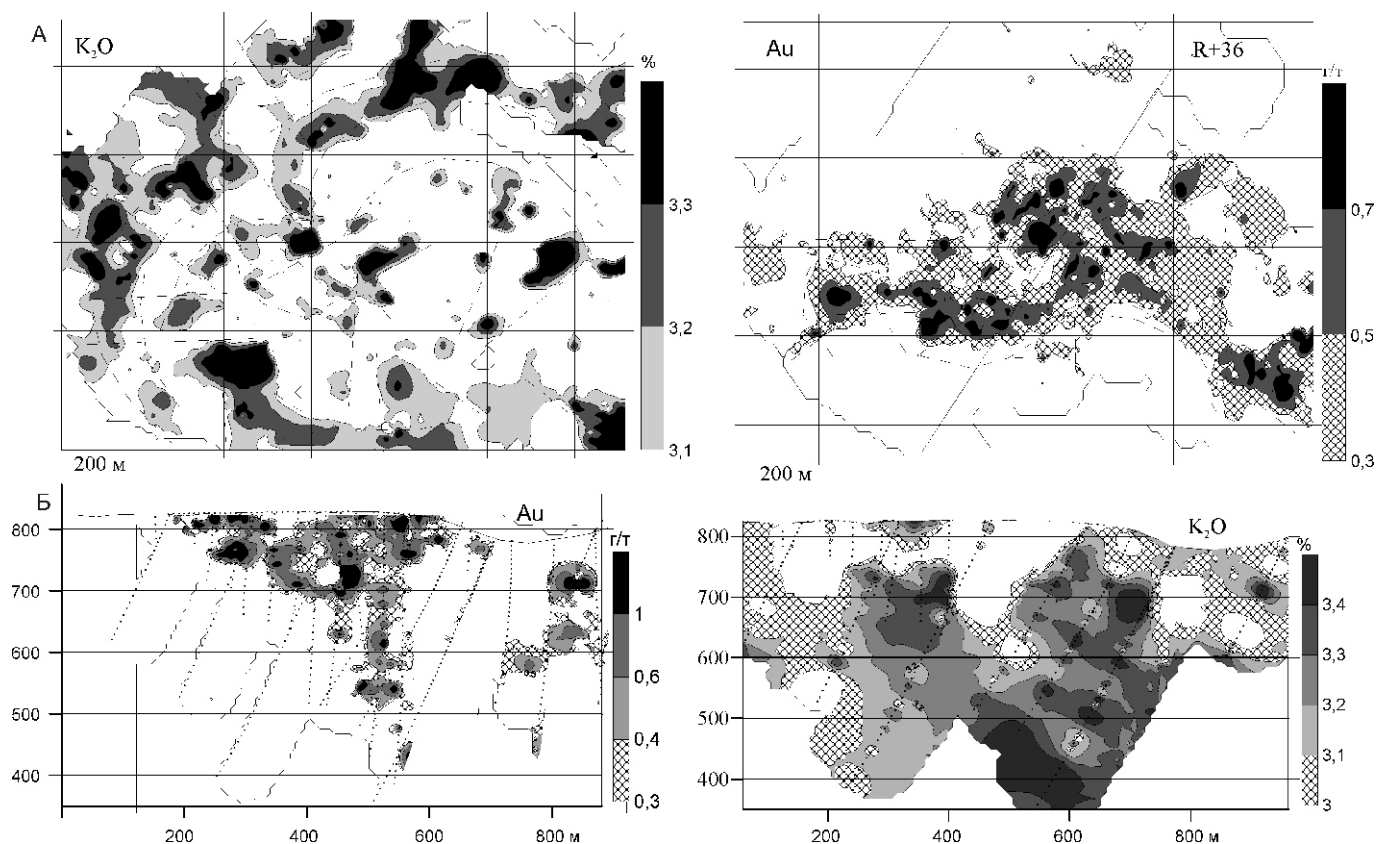


Рис. 3. Аномальное первичное геохимическое поле K_2O и Au [6, 7]:

А — Дегдеканское рудное поле, Б — Дегдеканская рудная залежь (разрез R-36)

Авторами совместно с О.Б.Рыжовым, Л.А.Остапенко (2001), [17] установлено, что процесс минералообразования в Дегдеканском рудном поле включал девять стадий (см. таблицу). Стадийность и состав минеральных парагенезисов полностью совпадают на всей площади рудного поля как в жильных, так и в штокверковых участках.

Первый этап (гидротермально-метаморфогенный) включает семь стадий: 1) раннего «книжного» кварца; 2) кварцевая; 3) позднего «книжного» кварца; 4) арсенопирит-кварцевая; 5) кварц-анкеритовая; 6) полевошпат-анкерит-кварцевая; 7) кварц-мусковит-кальцитовая. *Второй этап* (гидротермальный) состоит из двух стадий: 1) продуктивная золото-арсенопирит-полиметаллическая и 2) пострудная кварц-кальцитовая.

Самородное золото образовалось в одну стадию и характеризуется достаточно низкой пробностью (700—800‰) с отсутствием значительных вариаций. Преобладающими морфологическими разновидностями золота являются трещинно-каркасная, трещинно-пластинчатая и комковидная. Размер золотинок преимущественно 1 мм. По пробности, крупности и морфологии золото из россыпи р. Дегдекан сходно с золотом штокверка участка Верный, что позволяет считать его наиболее вероятным коренным источником.

Для формирования микропрожилковой и вкрапленной наложенной золоторудной минерализации наиболее благоприятны контакты всех жил и прожилков, а также кварц-анкеритовые жилы и прожилки (вследствие значительно более легкого метасоматического замещения анкерита по сравнению с кварцем) и прожилки «книжного» кварца (в результате их интенсивного рассланцевания по границам кварцевых прослоев с графитизированными прослоями вмещающих пород при последующих тектонических воздействиях). Блоки пород, характеризующиеся максимальным совмещением разностадийных минеральных агрегатов, метасоматитов и зон дробления и рассланцевания вмещающих пород наиболее благоприятны для локализации золотой минерализации.

По классификации М.М.Константинова [12], месторождение относится к золотокварцевой формации.

Морфологические (морфология рудных тел и распределение золота). Основные типы рудных тел: 1) жилы и жильные зоны; 2) зоны (залежи) объемной прожилково-вкрапленной минерализации.

Субпараллельные жилы и жильные зоны развиты преимущественно в пределах рудоносного блока площадью 2 км² (месторождение Дегдекан-жильный). Маломощные (0,1—1,5 м) протяженные (200—1400 м) жилы приурочены к субширотным трещинам скола, падающим на северо-восток под

Минералы	Этапы												
	Гидротермально-метаморфогенный									Гидротермальный			
	Стадии (их номера)												
	Раннего «книжного» кварца (1)	Кварцевая (2)	Перерыв в процессе минералообразования	Позднего «книжного» кварца (3)	Арсенопирит-кварцевая (4)	Перерыв в процессе минералообразования	Кварц-анкеритовая (5)	Альбит-анкерит-кварцевая (6)	Кварц-мусковит-кальцитовая (7)	Золото-арсенопирит-полиметаллическая (8)	Кварц-кальцитовая (9)	Перерыв в процессе минералообразования	
Кварц	■	■	Складчатость (перекристаллизация жил I этапа) Заложение надвигов Внедрение даек диоритовых порфириров	■	■	Внедрение даек фельзитов	■	■	■	■	■	Внедрение даек риолитов K ₂	
Пирит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Арсенопирит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Халькопирит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Пирротин	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Анкерит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Альбит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Мусковит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Сфалерит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Галенит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Самородное золото	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Хлорит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■
Кальцит	■	■		■	■		■	■	■	■	■		■

углами 45—55°. Содержания золота в жилах составляют от 2 до 700 г/т (среднее 4—22 г/т). Для жил характерно телескопирование и совмещение различных стадий минералообразования.

Среди зон *прожилково-вкрапленной минерализации* можно предварительно выделить два подтипа: приразломный и «околодайкавый» (по П.И.Скорнякову, 1951). Приразломные зоны прожилково-вкрапленной минерализации совпадают с блоками максимальных складчатых и разрывных деформаций вблизи рудоконтролирующего разлома. Мощность приразломных зон минерализации сотни метров. Околодайкавые зоны минерализации охватывают дайки диоритовых порфириров, предположительно играющие рудоподводящую роль, и сопоставимый по мощности ореол прожилково-вкрапленной минерализации во вмещающих алевролитах. Мощность околодайкавых зон минерализации 50 м. Приразломный подтип более перспективный, так как отличается повышенной мощностью.

Наиболее крупная приразломная зона прожилково-вкрапленной минерализации, развитая вблизи Дегдеканского рудоконтролирующего разлома, выделена на участке Верный, где она объединяет несколько субпараллельных субширотных (угол падения 60—80° на север-северо-восток) зон смятия, рас-

сланцевания, дробления вмещающих пород с многочисленными прожилками и маломощными жилами (вероятно, приуроченными к трещинам отрыва), линзами и вкрапленностью рудных минералов. Мощность зоны изменяется от 250 до 600 м, в среднем составляя 300 м; протяженность ее не менее 1500 м.

Авторами публикации совместно с Л.А.Остапенко, О.Б.Рыжовым и М.Б.Евтушенко [17] было установлено систематическое значимое занижение содержаний золота на Дегдеканском месторождении при опробовании по стандартной методике. Занижение обусловлено главным образом наличием крупного самородного золота с крайне неравномерным распределением, которое не дезинтегрируется при истирании вмещающих углистых сланцев, и, как следствие, недостаточной представительностью навески. Предварительные поправочные коэффициенты для результатов опробования, выполненного по традиционной методике, оцениваются следующим образом: для проб с содержаниями Au 0,1 г/т — 10; 0,1—0,5 г/т — 3; 0,5—1,0 г/т — 2; 1,0 г/т — 1,3. В качестве усредненного поправочного коэффициента для предварительного оконтуривания рудных тел принят коэффициент 3. Трехкратное занижение уровня содержаний золота при опробовании по стандартной методике установлено также при сравнении данных про-

бирного анализа с результатами количественного минералогического анализа [13].

Перспективы исследований по оценке достоверности опробования заключаются в заверке содержаний по скважинам горными выработками (шурфы, экспериментальный карьер, отбор валовых технологических проб).

Границы рудных тел были предварительно проведены по данным опробования, выполненного ООО «Станнолит». Потенциальные рудные тела были оконтурены по бортовому расчетному содержанию 0,9 г/т с учетом предварительного поправочного коэффициента (данные атомно-абсорбционного анализа 0,3 г/т 3). Нижняя граница основного рудного тела проведена условно на глубине 300 м, исходя из предполагаемых параметров будущего карьера. Имеющиеся данные (благоприятные вмещающие породы ($P_2 pn_1^2$) и альбит-кварцевые метасоматические изменения, отсутствие мощных ореолов новообразованного биотита, продолжение на глубину золотоносной прожилково-вкрапленной минерализации, устойчивость содержаний золота в пределах вскрытых скважинами частей рудных тел), позволяют предполагать, что основное рудное тело продолжится по меньшей мере до глубины 300 м.

Зона прожилково-вкрапленной минерализации вскрыта на участке Верный пятнадцатью скважинами в четырех профилях (рис. 4). Скважины вскрывают ее со средним расчетным (с учетом поправочного коэффициента) содержанием Au 1,3 г/т.

Близкие к расчетному содержания были получены по данным пробирного анализа валовой технологической пробы — 1,4 г/т (А.И.Никулин и др., 2000), а также при расчете среднего содержания по 69 сколовым пробам, отобранным в контуре рудного тела (1,2 г/т).

Внутри основного рудного тела выделяются мало-мощные (10—20 см) линейные жилы и зоны прожилкования с повышенными содержаниями золота (рис. 5). Ориентировка этих зон совпадает с залеганием основного рудного тела. Содержания золота изменяются в широких пределах (от первых единиц и первых десятков граммов на тонну до 300 г/т). Очевидно, что эти зоны прожилкования не имеют самостоятельного промышленного значения вследствие небольшой мощности и крайне неравномерного распределения золота. Принципиально важно, что уровень содержаний в них сохраняется на всем опробованном вертикальном интервале.

Оценка прогнозных ресурсов окончательно может быть выполнена только после завершения методи-

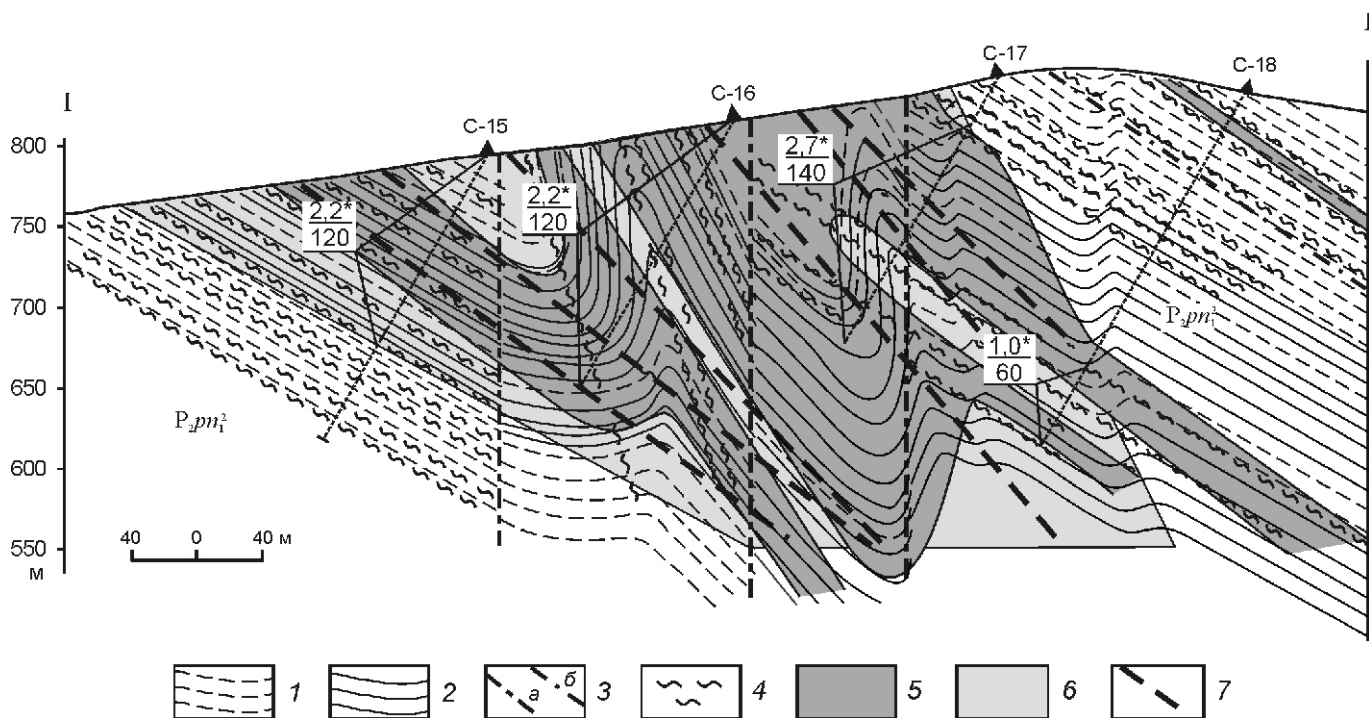


Рис. 4. Геологический разрез по линии I—I через месторождение Дегдекан (участок Верный):

верхнепермские отложения пионерской свиты: 1 — глинистые алевролиты, 2 — алевролитистые аргиллиты; 3 — разрывные нарушения: а — крутопадающие, б — пологие; 4 — зоны дробления; 5 — жильно-прожилковые образования; 6 — крупнообъемное рудное тело (зона золотосульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной минерализации), бортовое расчетное содержание Au 0,9 г/т; 7 — линейные участки обогащения внутри рудного тела; цифры на рисунке: числитель — расчетные средние содержания золота (в г/т) с учетом занижения (содержания по данным атомно-абсорбционного анализа 3), знаменатель — интервал опробования (в м)

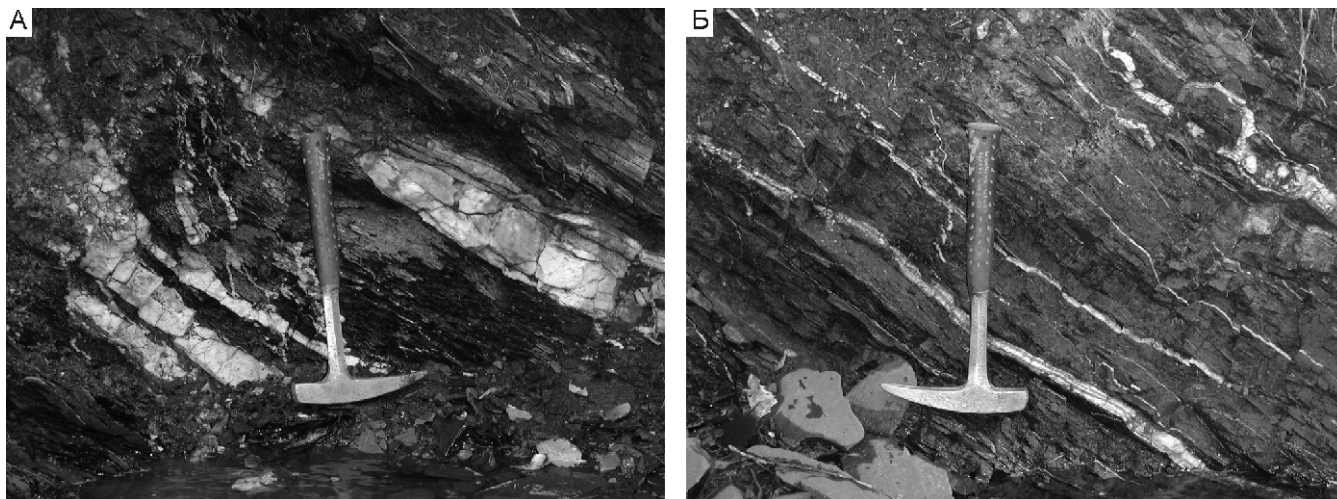


Рис. 5. Фрагмент строения рудоносного штокверка в русле ручья Верный:

А — ствольные жилы, Б — прожилки книжного кварца

ческих исследований по оценке достоверности опробования. Предварительно (по имеющимся данным) прогнозный потенциал может быть оценен следующим образом: длина основного рудного тела (участок Верный) — 1500 м; средняя мощность — 300 м; глубина предполагаемого карьера — 300 м; среднее содержание золота, рассчитанное с учетом занижения данных опробования — 1,3 г/т; плотность — 2,5 г/см³. Прогнозный потенциал составит около 400 т Au.

Генетические. Физико-химические особенности рудообразования изучены авторами совместно с С.Г.Кряжевым (2004) по данным гомогенизации и криометрии газовой-жидких микровключений, газовой хроматографии и анализов водных вытяжек. Флюидный режим минералообразования характеризуется следующими особенностями: 1) по температурам гомогенизации 135—305 °С (средняя 215 °С) Дегдеканское рудное поле представляет собой средне-температурный объект. Участки Дегдекан-Верный и Дегдекан-Жильный демонстрируют сходные физико-химические условия рудоотложения; 2) при оценке температур захвата включений следует учесть влияние давления, которое снижает температуру гомогенизации не менее чем на 70 °С. Таким образом, температурный интервал формирования продуктивной золото-арсенопирит-полиметаллической ассоциации оценивается в 200—230 °С; 3) растворы были слабо минерализованными и имели гидрокарбонатно-натриевый состав при практически полном отсутствии хлор-иона. Минерализация растворов 25 г/л (Дегдекан). Отсутствие хлор-иона и низкая минерализация растворов могут указывать на их амагматогенное (возможно метаморфогенно-гидротермальное) происхождение; 4) давление минералообразования в ходе раннего этапа составляло 100–20 МПа, что соответствует глубине рудоотложения порядка 4 км;

5) в качестве основного фактора рудоотложения можно предположить несмешимость углекислоты и воды (вскипание) в условиях сброса давления.

Абсолютный возраст золотого оруденения Дегдеканского рудного поля оценивается В.В.Акининым с соавторами [1] в 131–5,6 млн.лет (по данным U-Pb датирования), Р.Дж.Ньюберри [1] — 133—137 млн.лет (Ar-Ar метод). Следовательно, по данным изотопной геохронологии возраст золотого оруденения можно предварительно оценить как начало раннего мела.

Синтез элементов модели можно показать на примере эволюции рудообразующей системы:

1. Осадки накапливались в пермский период в условиях континентального склона; источником золота могли служить металлоносные подводные гидротермы (аналоги современных «курильщико-в»), приуроченные к рифтогенным структурам северо-западной ориентировки; вместе с осадками происходило захоронение седиментогенной сульфидной вкрапленности с рассеянным золотом.

2. Мобилизация золота, флюидов (в основном воды и углекислоты), а также жильных и рудных компонентов из вмещающих пород была связана с позднеюрским региональным метаморфизмом, имевшим место одновременно со складкообразованием. Учитывая отсутствие в рудообразующих растворах хлор-иона, перенос золота в область концентрации рудоносных растворов, вероятно, происходил в комплексах гуминовых кислот.

3. Образование разломной структуры следовало за складкообразованием. Далее формировались дайки диоритовых порфириров. В ходе начальных стадий рудоотложения наблюдалось становление метасоматической зональности, жильно-прожилкового каркаса и морфологических особенностей будущих рудных тел. Будущие крупнообъемные рудные тела (ме-

гаштокверки) образовывались в участках пересечения разноориентированных разломов, отличающихся максимальной интенсивностью складчатых и разрывных дислокаций. Стратоуровень рудоотложения отвечал пачке переслаивания глинистых алевролитов и алевролитистых аргиллитов, характеризующейся большим числом поперечностей раздела.

4. Наиболее глубокопроникающие рудоконтролирующие разломы вскрывали область концентрации рудоносных растворов на глубине и способствовали их перемещению в менее глубинные области. Золото откладывалось далее в ходе единственной продуктивной стадии в начале раннего мела. Рудоотложение протекало в сравнительно узком температурном интервале от 230 до 200 °С, при давлении около 100 МПа на глубинах около 4 км. В качестве ведущего механизма рудоотложения выступало повышение щелочности рудоносных растворов вследствие вскипания водно-углекислотного флюида и удаления углекислоты, что привело к осаждению золота. В роли основных геохимических «ловушек» выступали ранее сформированные анкерит-серицит-альбит-кварцевые жилы, а также микро- и макропрожилки. Локальными геохимическими «ловушками» служили ранние сульфиды и просечки углистого вещества в жилах и прожилках. «Отработанные» растворы двигались в стороны от рудоконтролирующего разлома, формируя вокруг рудных тел ореолы незолотоносных кальцит-кварцевых прожилков.

Таким образом, эволюция рудообразующей системы включает следующие основные этапы: I — осадконакопление и первичное накопление рассеянной сульфидной вкрапленности с золотом; II — складкообразование и метаморфизм, мобилизация золота и сульфидов из вмещающих пород и перенос золота в область концентрации рудоносных флюидов; III — формирование разломной структуры, внедрение даек, становление метасоматической зональности; IV — гидротермально-метаморфогенный этап — образование жильно-прожилкового каркаса; V — гидротермальный этап — вскрытие области концентрации рудоносных растворов рудоподводящими разломами и формирование рудных тел.

В заключение можно сделать следующие основные выводы:

1. В результате большого объема исследований (проходка магистральных канав, бурение колонковых скважин, литогеохимическое опробование, геолого-структурные и геофизические работы) в пределах Дегдеканского рудного поля выявлены признаки крупнообъемного золоторудного месторождения.

2. Дегдекан-Токичанский рудный узел контролируется узкой лентообразной зоной разломов, приуроченной к приосевой части Дегдекан-Токичанской антиклинальной складки второго порядка, осложняющей Тенькинскую антиклиналь. Дегдеканское и Токичанское рудные поля представлены клиновидными

тектоническими блоками, отличающимися высокой интенсивностью северо-западных и субширотных разломов. Выделяемые в пределах рудных полей перспективные участки (потенциальные месторождения) характеризуются сочетанием север-северо-западных и северо-западных разломов и рудовмещающих разрывов, падающих на север, северо-восток.

3. Монотонная существенно глинистая рудовмещающая толща пермского возраста расчленена на четыре пачки, различающиеся по характеру переслаивания и доминирующим литотипам. Наиболее благоприятной для локализации золотого оруденения является верхняя пачка нижней подсвиты пионерской свиты, представленная переслаиванием глинистых алевролитов и алевролитистых аргиллитов с линзами мелкозернистых песчаников. Рудовмещающая толща прорвана многочисленными дорудными позднеюрскими и пострудными меловыми дайками кислого и среднего составов.

4. Дегдеканское рудное поле совпадает с изоклиальной антиклиналью, крылья которой осложнены складками более высоких порядков. Рудное поле в целом отличается высокой концентрацией разрывных нарушений. Основной разлом субширотного простирания оперяется северо-западными разрывами, а те, рудовмещающими разрывами (взбросо-надвигами), падающими на север. Западная часть южного крыла Дегдеканской антиклинали осложнена сравнительно крупной изоклиальной антиклинальной складкой, в связи с чем вмещающий крупнообъемное месторождение участок Верный характеризуется максимальной напряженностью складчатых и разрывных дислокаций.

5. Основные метаморфические и метасоматические изменения представлены новообразованиями, отнесенными к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, и биотитсодержащими контактово-метаморфическими преобразованиями, а также кварц-серицитовыми, кварц-альбитовыми и кальцит-кварцевыми метасоматитами.

6. Наиболее перспективный тип рудных тел — зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Основная рудная зона (участок Верный) средней мощностью 300 м и протяженностью 1500 м прослежена до глубины 200 м пятнадцатью скважинами. Рудная зона включает маломощные жилы с повышенными содержаниями золота, многочисленные макро- и микропрожилки и тонкую вкрапленность наиболее поздней продуктивной ассоциации, которая накладывается на ранние кварцевые жилы, сульфидную вкрапленность, многочисленные зоны дробления, смятия и вмещающие породы. Золото отлагалось в ходе поздней золото-арсенопирит-полиметаллической стадии и характеризуется сравнительно низкой пробностью (740—800‰) с преобладающим размером золотин 1 мм. Изучение россыпного золота показало, что основным коренным источником

россыпи р.Дегдекан являются штокверки участка Верный.

7. Установлено систематически значимое занижение содержаний при пробоподготовке по стандартной методике. Оно обусловлено наличием сравнительно крупного самородного золота, которое не дезинтегрируется при истирании вмещающих углистых сланцев, и, как следствие, недостаточной представительностью навески. Среднее расчетное содержание золота в основной рудной зоне с учетом занижения содержаний составляет 1,3 г/т.

8. Выполненная авторами предварительная оценка прогнозного потенциала составляет около 400 т золота. Окончательно оценка прогнозных ресурсов может быть выполнена после завершения исследований по оценке достоверности опробования и опытно-методических работ по технологии обогащения.

Авторы благодарят за всестороннюю поддержку научного руководителя работ М.М.Константинова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Ворошин С.В., Гельман М.Л. и др. SHRIMP-датирование метаморфических ксенолитов из лампрофира на золоторудном месторождении Дегдекан: к истории преобразований континентальной земной коры в Аян-Юряхском антиклинории (Яно-Колымская складчатая система) // Геология, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 2. — Магадан, 2003. С. 142—146.
2. Ворошин С.В. Соотношение оруденения и даек на месторождении Дегдекан // Геология рудных месторождений. 1988. № 4. С. 30—37.
3. Ганжа Г.Б., Зверева Е.А. О новом типе золото-углеродистой минерализации в Центральноколымском районе // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 71—76.
4. Ганжа Г.Б., Ганжа Л.М. Золотобитумная минерализация в черносланцевой толще. Центральная Колыма // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 24—32.
5. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. — Магадан, 1998.
6. Григоров С.А. Отражение в геохимическом поле рудообразующей системы, как объекта геохимических поисков / Поисковые геолого-геохимические модели рудных месторождений. Материалы II Всероссийской конференции по прикладной геохимии. — Воронеж, 2009. С. 36—42.
7. Григоров С.А. Геохимическая зональность рудообразующей камеры на примере Дегдеканского золоторудного месторождения // Разведка и охрана недр. № 1. 2009. С. 12—17.
8. Казимиров М.П., Григоров С.А., Прокушев С.Н. Геолого-экономические аспекты Наталкинского золоторудного месторождения / Золото северного обрамления Пацифики. Тезисы докладов. — Магадан, 2008. С. 125—127.
9. Константинов М.М., Аристов В.В., Наталенко М.В., Стружков С.Ф. Геолого-промышленная группировка золоторудных месторождений // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2007. № 4. С. 15—18.
10. Константинов М.М., Вартамян С.С., Курбанов Н.К., Мигачев И.Ф. Некоторые вопросы геологии золоторудных месторождений США // Советская геология. 1992. № 7. С. 3—11.
11. Константинов М.М., Волков С.В., Стружков С.Ф., Цымбалюк Н.В. Крупнотоннажные месторождения — ресурс добычи золота в России // Разведка и охрана недр. 2007. № 6. С. 6—11.
12. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. — М.: Научный мир, 2000.
13. Литвиненко И.С., Цымбалюк Н.В. О достоверности оценки крупнообъемных кварцево-сульфидных месторождений золота в углеродисто-терригенных толщах на Северо-Востоке России // Руды и металлы. 2005. № 2. С. 57—63.
14. Михайлов Б.К., Бурак В.А., Михайлова В.П., Цымбалюк Н.В. К проблеме выбора участков, перспективных на крупнообъемное золотое оруденение в Центральноколымском районе / Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Металлогения. Т. 2. — Магадан, 2001. С. 181—184.
15. Михайлов Б.К., Прусс Ю.В., Волков С.В., Стружков С.Ф. Крупнообъемные золоторудные месторождения Центральной Колымы — объекты XXI века / Золотодобывающая промышленность России. Проблемы и перспективы. — М., 2001. С. 23—28.
16. Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В. и др. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции // Руды и металлы. № 5. 2007. С. 4—17.
17. Остапенко Л.А., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б. и др. Оценка достоверности опробования руд на крупнообъемных золоторудных месторождениях в терригенных толщах (на примере Дегдеканского месторождения) // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 42—55.
18. Рудаков В.В., Казимиров М.П., Григоров С.А. О новом экономическом классе коренных месторождений золота в России // Драгоценные металлы. 2004. С. 49—51.
19. Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чеквадзе В.Б. и др. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы. № 3. 2006. С. 34—44.
20. Чеквадзе В.Б., Исакович И.З., Миляев С.А. Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. — М.: Бородин-Е, 2004.

«Допалеозойские» и «кембрийские» отложения в Восточно-Уральской структурно-фациальной зоне

Е.В.ЧИБРИКОВА, В.А.ОЛЛИ (Учреждение Российской академии наук, Институт геологии Уфимского научного центра РАН; 450077, г.Уфа, ул.К.Маркса, 16/2; e-mail: ig@ufaras.ru)

Выделение докембрийских отложений в Восточно-Уральской структурно-формационной зоне (тогузак-аятская свита и др.) не имело необходимого палеонтологического обоснования. Находки сколекодонт, известных с ордовика, позволили адекватно датировать названные образования.

Сколекодонты показали также ордовикский возраст санарской свиты, считавшейся кембрийской. Однако такой возраст имеют в ней только известняки с соответствующей фауной, являющиеся экзотическими блоками.

Ключевые слова: сколекодонты, акритархи, допалеозойские, докембрийские, тогузак-аятская, санарская.

«Prepaleozoic» and «Pre-Cambrian» sediments in the Eastern-Ural structure-facial zone

E.V.CHIBRIKOVA, V.A.OLLI

The establishment of the Precambrian sediments in the Eastern-Urals structure-facial zone (Toguzak-Ayiat suite and other) had no necessary paleontological ground. The finds of scolecodonts, which are known from the Ordovician, allowed us adequately to define the named sediments.

Scolecodonts showed also the Ordovician age of Sanara suite, which was considered as the Cambrian. However only limestone exotic blocks in it with conforming fauna have such age.

Key words: scolecodonts, acritarchs, Prepaleozoic, Cambrian, Toguzak-Ayiat, Sanara

Названия отложений, которые будут рассмотрены в настоящей статье, не случайно взяты в кавычки. Их возраст является предметом особо острых многолетних дискуссий, что обусловлено почти полным отсутствием палеонтологической характеристики пород, сложным геологическим строением региона, плохой обнаженностью. К тому же существующие в настоящее время в Международной стратиграфической шкале (МСШ) границы между допалеозойскими и кембрийскими отложениями, между кембрийскими и ордовикскими оцениваются специалистами далеко не однозначно.

Так, в МСШ первая из упомянутых границ принята по ихнофауне [33, 35], что, с точки зрения авторов статьи, нельзя считать легитимным. Более обоснованным и убедительным представляется уровень нижней границы кембрия по появлению скелетной фауны [21, 22, 23, 28]. Именно этот рубеж показывает важное событие в эволюции животного мира.

За границу кембрия—ордовика мы принимаем подошву конодонтовой зоны *Cordilodus proavus*, которая характеризуется также комплексом акритарх зоны *Acanthodiacrodium angustum* [30]. Данный рубеж признается разграничивающим названные системы многими исследователями нашей страны, но особенно показательна в этом отношении публикация С.В.Дубининой [8], содержащая обширный биостра-

тиграфический материал по Казахстану. Между тем в МСШ рассматриваемая граница «поднята» выше на три конодонтовые зоны [34], что неприемлемо.

Датировать «допалеозойские» и «кембрийские» отложения в Восточно-Уральской структурно-фациальной зоне авторам позволили сколекодонты, о которых сказано, что они «...хорошо известны, начиная с ордовика» [3, с. 199]. «Сколекодонты встречаются...всех геологических возрастов, начиная с ордовика» [19, с. 447].

Следует отметить, что существует мнение о возможности нахождения названных органических остатков в допалеозойских образованиях. Однако доказательством этого могло бы служить только залегание на них палеонтологически датированных кембрийских отложений, чего пока не известно.

В некоторых разрезах скважин метаморфического комплекса хр.Урал-Тау на востоке Русской платформы, изучавшихся авторами, сколекодонтам сопутствовали акритархи и хитинозои, позволяющие говорить об ордовикском возрасте вмещающих пород [18, 31, 32].

Все сказанное приводит к заключению о том, что при находках одних сколекодонт в отложениях, которые были палеонтологически «немыми», наиболее вероятный их возраст ордовикский.

Для Восточно-Уральской структурно-фациальной зоны одним из дискуссионных вопросов был и оста-

ется возраст отложений, считавшихся рифейскими и вендскими [24]. Их верхним стратонам является тогузак-аятская свита, широко распространенная в Челябинской области и Казахстане. Её выходы прослеживаются в субмеридиональном направлении по ряду левых притоков р.Тобол на севере от широты р.Уй (район г.Троицк) до г.Джетыгар в Казахстане.

Тогузак-аятская свита была выделена А.А.Петренко в 1946 г. и отнесена предположительно к ордовик-силуру. До этого, а также позднее, толщу слагающих ее пород относили к разным стратонам и их подразделениям — от карбона [7] до венда [9, 16, 17]. При этом нередко одними и теми же авторами в разное время высказывались разные точки зрения по данному вопросу. Так, например, автор свиты А.А.Петренко [25] рассматривает ее уже как кембрийско-ордовикскую.

В Стратиграфических схемах Урала [24], отражающих наиболее общепринятую точку зрения, свита отнесена к венду по таким органическим остаткам как *Sabellidites* sp., *Laminarites* sp., акритархам *Spumosina rubiginosa* Andr., *Leiosphaeridia obsolata* Naum. (Казахстанская корреляционная часть схемы).

Тогузак-аятская свита нередко в различных пунктах «переименовывалась» и относилась к другим стратонам. А.А.Петренко [20] отмечал, что наиболее полные разрезы ее на р.Верхний Тогузак ниже по течению от села Лейпциг и на р.Арчаглы-Аят (рис. 1) на участке от пос.Владимирский (на западе) до села Маслоковецкое (на востоке). Впоследствии же в пос.Владимирский эти породы были отнесены к силуру [14], ордовик, в селе Маслоковецкое — к разным стратонам — от алексеевской свиты рифея [13] до верхнего девона включительно [10].

Разрез, который всеми исследователями однозначно относится к тогузак-аятской свите, расположен на правом берегу р.Средний Тогузак, в 2,5 км ниже пос.Заречье (совхоз Заречный, бывший хутор 47, см. рис. 1). Он был детально описан Н.Ф.Мамаевым и И.В.Чермениновой [17], которые отнесли данные породы к венду, отметив «...следы ползания червей». Некоторые из них предположительно определены как *Sabellidites* ex gr. *cambriensis* Jan. (с. 29)*.

Границы тогузак-аятской свиты в данном разрезе не обнажены, но упомянутые авторы предполагают, что ее перекрывает варненская свита ордовика. Основанием для этого послужили находки в базальном конгломерате последней обломков кварцевых песчаников, возможно, из тогузак-аятской свиты. Данная свита сложена переслаивающимися средне- и мелкозернистыми песчаниками, песчанистыми и филлитовыми

видными глинистыми сланцами, преимущественно серой окраски разных оттенков. Для них отмечается флишеидный характер [17]. На р.Средний Тогузак мощность рассматриваемой свиты примерно 700—800 м, но для всего региона, где она распространена, оценивается в 1500 м [24]. Авторы отобрали для мацерации микромерных органических остатков 12 образцов из данного разреза, приуроченных ко всем его частям (см. рис. 1, пункт 2); почти каждый из них содержал сколекодонт (рис. 2)**.

Напротив упомянутого поселка Заречье, на правом берегу р.Средний Тогузак (см. рис. 1, пункт 1) карьером вскрывается варненская свита,*** охарактеризованная фауной среднего отдела ордовика — трилобиты, брахиоподы, ругозы, криноидеи [17]. Из этого разреза в четырех образцах (прослой серых кремнистых аргиллитов) авторы обнаружили сколекодонт (см. рис. 2, II), что свидетельствует в пользу их ордовикского возраста, а также тогузак-аятской свите.

У восточной окраины пос.Владимирский на левом берегу р.Арчаглы-Аят (см. рис. 1, пункт 3) обнажается, по А.А.Петренко [20], тогузак-аятская свита, а по П.А.Литвину и И.В.Евлентьеву [13] — алексеевская верхнего протерозоя (в работе [24] она отнесена к нижнему-среднему рифею). Алексеевская свита представлена филлитизированными сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников.

Авторы публикации у названного поселка в двух образцах обнаружили многочисленные сколекодонт (см. рис. 2, III), а они, как уже отмечалось, являются показателями ордовикского возраста пород, содержащихся в тогузак-аятской свите. Следовательно, к данной свите их следует относить и на р.Арчаглы-Аят, как это сделал А.А.Петренко.

Предположение об ордовикском возрасте тогузак-аятской свиты было сделано в статье К.С.Иванова с соавторами [11]. Основанием для этого послужило то, что «...в мощной линзе известняков, расположенной в восточной части полосы терригенных образований тогузак-аятской свиты, на левом берегу р.Карталы-Аят, в 4 км ниже пос.Караба собран комплекс известковых водорослей среднего—верхнего карадока (определения В.П.Шуйского)» [11, с. 4].

В данном разрезе породы оказались неперспективными на поиски микрофоссилий, и образцы из них не были отобраны. Что касается известняков, то они, с точки зрения авторов, являются не линзой, а аллотигенным блоком. Отметим, что по трактовке П.А.Литвина и А.А.Евлентьева [13], у пос.Караба обнажена не тогузак-аятская, а городищенская свита верхнего протерозоя.

*Видовое название уже свидетельствует о том, что они могут быть и в палеозое, хотя считаются характерными для венда.

**В одном из образцов, отобранном ранее В.Н.Пучковым, вместе со сколекодонтами были встречены единичные акритархи (см. рис. 2, I, 20—22).

***А.В.Тевелев [26] данное название незаконно отнес к выделенным им силурийским отложениям у слияния рек Нижний и Средний Тогузак.

В Восточно-Уральской структурно-фациальной зоне к кембрию относится санарская свита, считающаяся аналогом тереклинской, которая выделена на западном склоне Южного Урала. Санарская свита ограниченно распространена к западу от г.Троицк,

где лучшие разрезы ее находятся на р.Уй и левом ее притоке р.Санарка (см. рис. 1).

Следует отметить, что стратиграфические схемы кембрия Урала [24, 27] принимались на соответствующих совещаниях как рабочие, а не унифицирован-

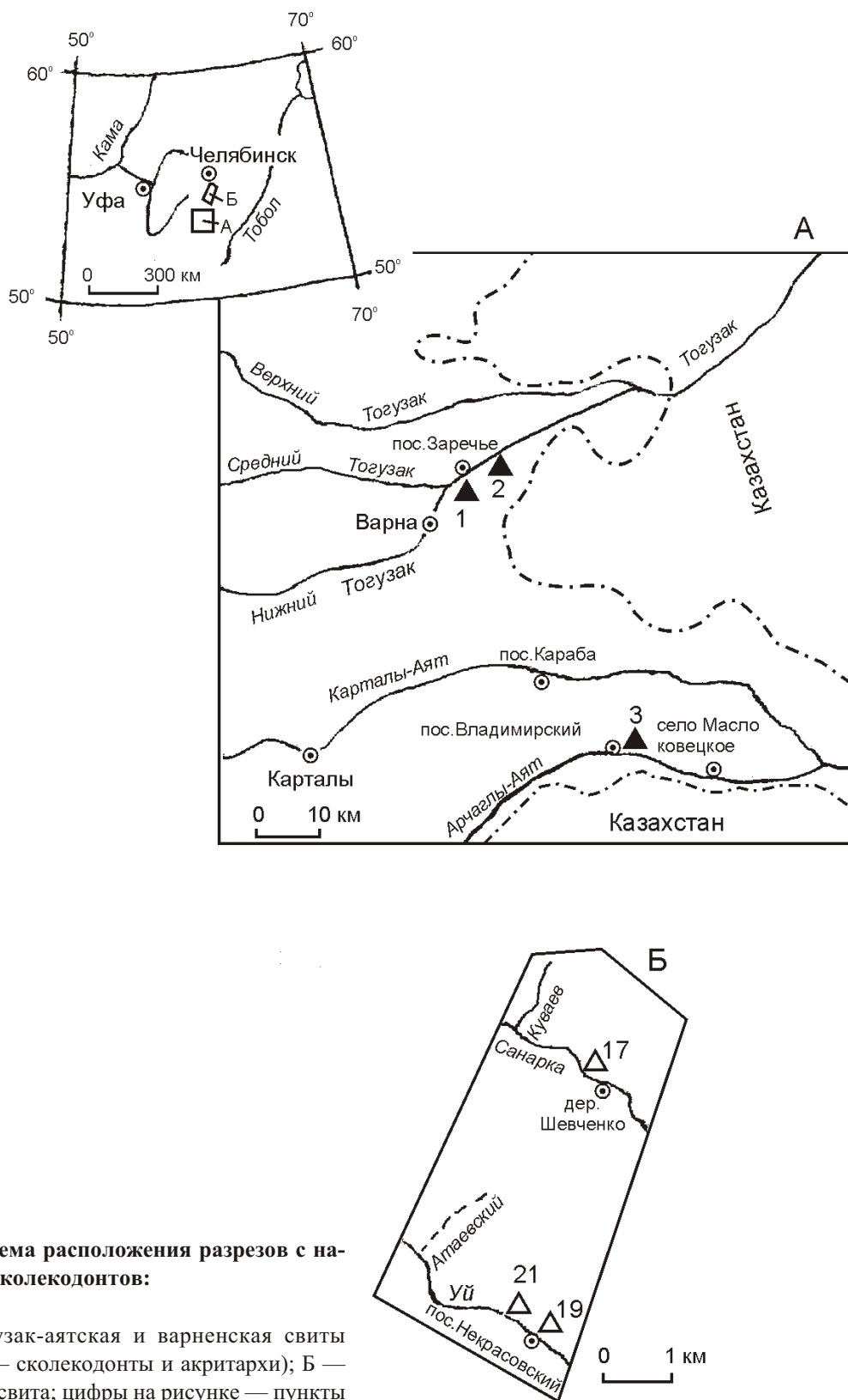


Рис. 1. Схема расположения разрезов с находками сколекодонтов:

А — тогузак-аятская и варненская свиты (пункт 2 — сколекодонты и акритархи); Б — санарская свита; цифры на рисунке — пункты находок сколекодонтов и акритарх

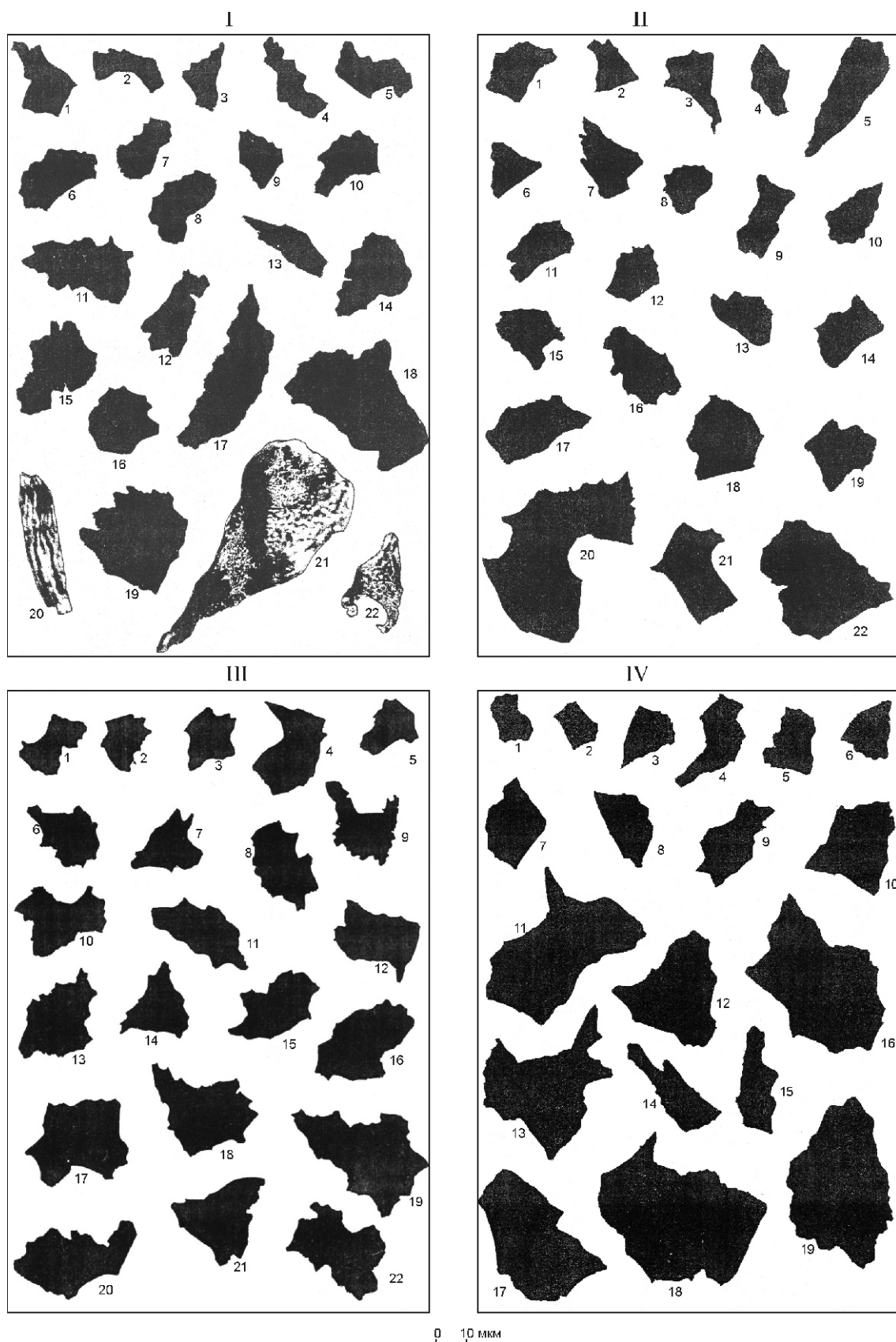


Рис. 2. Комплексы сколекодонт и акритарх. Длина масштабной линейки на всех рисунках 10 мкм:

I — микрофоссилии из тогузак-аятской свиты (р.Средний Тогузак ниже совхоза Заречье); 1—19 — сколекодонты; 20—22 — акритархи: 20 — *Navifusa* sp., 21 — *Pirea* sp., 22 — (*Veryahium* sp), сколекодонты: II — из варненской свиты ордовика (р.Средний Тогузак напротив совхоза Заречье), III — из тогузак-аятской свиты (левый берег р.Арчаглы-Аят у восточной окраины села Владимирское), IV — из санарской свиты (левый берег р.Санарка выше бывшей дер.Шевченко)

ные. При этом положение в разрезе и датировка санарской свиты в той и другой одинаковые, т.е. за тринадцать лет (1980—1993) никаких новых данных по этим вопросам получено не было, а прежние не позволяли перевести стратиграфическую схему из рабочей в унифицированную. Все сказанное, а также установление ордовикского возраста тереклинской свиты [29, 30], позволило поставить вопрос и о датировке санарской.

При исследованиях в конце 50-х — начале 60-х годов прошлого столетия Н.Ф.Мамаев на р.Санарка обнаружил известняки с органическими остатками. Среди них А.Г.Вологдин определил археоциты и эпифитоновую флору раннего кембрия [15], что послужило основанием для установления отложений указанного возраста на восточном склоне Южного Урала. Впоследствии Н.Ф.Мамаев, а также другие исследователи подробно описали данные известняки, отнеся к кембрию и вмещающие породы [1, 4, 16, 17]. Археоциты из известняков определялись также З.А.Журавлевой, и при этом отмечалось, что их комплекс аналогичен «тереклинскому» [12]. На Уральском межведомственном стратиграфическом совещании 1977 г. решено было данные образования «...выделить под наименованием санарской свиты со стратотипом в обнажениях на р.Санарка...» [2, с. 65].

В упомянутых стратиграфических схемах Урала [24, 27] санарская свита представлена полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами глинистыми и глинисто-кремнистыми, туфогенными сланцами, а рифогенные известняки в них (с фауной) показаны прослоями. Суммарная мощность пород 800—1200 м, нижняя и верхняя границы их нечеткие [5, 6, 17]. Однако по данным К.Е.Гауэра [5, 6] и на р.Санарка, и на р.Уй санарская свита залегает на осиповской свите рифея, а ее верхняя часть имеет интрузивный контакт с палеозойскими плагиигранит-порфирами.

По левому берегу р.Санарка обнажения пород, относимых к одноименной свите, прослеживаются почти от устья Куваева (Кувайский) Лога до бывшей дер.Шевченко (Покровский, см. рис. 1). Они обнажаются также по Куваеву Логу, но известняки с кембрийской фауной можно видеть только на водораздельном пространстве вдоль левого берега Лога, так что соотношение их с вмещающими породами неясное. Интересные данные в этом отношении приведены в публикации К.Е.Гауэра [4]. В ней делается ссылка на ряд пробуренных картировочных скважин, которые показали: «Известняки лежат на бесструктурной коре выветривания мощностью от 4 до 17 м, которая постепенно переходит в кору выветривания с реликтами подстилающих пород или в сильно выветрелые подстилающие породы» [4, с. 22].

Данное обстоятельство, с точки зрения авторов, достаточно свидетельствует о том, что известняки являются не «прослоями», не «линзами», а экзоти-

ческими блоками. Палеонтологическим доказательством этого стала находка сколекодонтов в глинисто-кремнистых сланцах, обнажающихся, примерно в 500 м выше (по течению реки) от бывшей дер.Шевченко (см. рис. 1, Б, обр.17 и рис. 2, IV). Исходя из того, что уже было сказано об этой группе органических остатков, возраст санарской свиты можно считать ордовикским.

Аналогичен и разрез рассматриваемой свиты на левом берегу р.Уй, напротив бывшего пос.Некрасовский (см. рис. 1). У восточного края выходов пород санарской свиты по левому берегу реки сколекодонты встречены в обр. 19, а у западного — в обр. 21 (см. рис. 1, Б).

Как и на р.Санарка, известняки здесь «не в разрезе», но, насколько известно, находок органических остатков в них не было.

Таким образом, данные авторов статьи подтверждают отмечавшуюся всеми аналогию тереклинской и санарской свит, но заключается она прежде всего в том, что обе свиты не кембрийского, а ордовикского возраста и что известняки в них являются экзотическими блоками. И та, и другая свиты имеют ограниченное латеральное распространение, но относительно санарской свиты К.Е.Гауэр [6] высказал иную точку зрения. Он считал, что терригенные отложения в районе г.Троицк и ниже него по течению р.Уй — на значительной площади, имеют раннекембрийский возраст (хотя и условно, без палеонтологического обоснования). К кембрию, санарской свите он отнес также породы, обнажающиеся севернее р.Санарка на р.Тогузак, правом притоке р.Увелька [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердюгин Ю.П. Кембрийская система. Проблемы стратиграфии Урала. —Свердловск: УНЦ АН СССР. Препринт. 1977. С. 15—32.
2. Бердюгин Ю.П. Схема стратиграфии кембрийских отложений Урала // Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. —Свердловск, 1980. Т. 1. С. 56—69.
3. Вендская система. Палеонтология. Т. 1 / Под ред. Б.С.Соколова, А.Б.Ивановского. —М.: Наука, 1985.
4. Гауэр К.Е. Новые данные о нижнем кембрии р.Уя на восточном склоне Южного Урала // Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Урала. Тр. ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР. 1970. Вып. 87. С. 15—32.
5. Гауэр К.Е. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Зауральского поднятия // Ежегодник. 1973. —Свердловск. 1974. С. 6—7.
6. Гауэр К.Е. Особенности тектонического строения докембрийских и нижнепалеозойских отложений Троицкого района // Тр. ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 135. С. 52—62.
7. Горский И.И. Геологические факторы метаморфизма углей Урала и возможное распространение углей различных марок // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943. № 6. С. 28—47.
8. Дубинина С.В. Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика // Тр. ИГ РАН. Вып. 517. —М.: Наука, 2000. С. 200—237.

9. *Евлетьев И.В.* Возраст, состав и условия образования тогузак-аятской свиты на восточном склоне Южного Урала. Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Алма-Ата, 1972.
10. *Иванов К.С.* К стратиграфии кремнистых толщ Зауралья // Новые данные по геологии Урала и средней Азии. —Свердловск, 1989. С. 28—36.
11. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. —Екатеринбург, 1992. С. 3—9.
12. *Ключина М.Л.* Проблемы стратиграфии кембрия Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Докембрийские образования. Кембрийская система. Препринт. —Свердловск, 1990. С. 49—72.
13. *Литвин П.А., Евлетьев И.В.* О возрасте и стратиграфии метаморфических толщ в верховьях р.Аят (северо-западная часть Тургайского прогиба) // Мат-лы ВСЕГЕИ. Новая серия, 1961. Вып. 43. С. 3—16.
14. *Мамаев Н.Ф.* Палеозой средней части бассейна р.Аят на Южном Урале // Советская геология. 1949. №39. С. 81—90.
15. *Мамаев Н.Ф.* Морской нижний кембрий на восточном склоне Южного Урала // Советская геология. 1961. № 5. С. 149—150.
16. *Мамаев Н.Ф.* Древние толщи Восточно-Уральского мегаантиклинория. —М.: Наука, 1967.
17. *Мамаев Н.Ф., Черменинова И.В.* Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. —М.: Наука, 1973.
18. *Олли В.А., Чибрикова Е.В.* Органические остатки из метаморфического комплекса хребта Урал-Тау (новые находки на Южном Урале) // Геологический сборник. № 4. —Уфа, 2004. С. 77—81.
19. *Основы палеонтологии.* Губки, археоциаты, кишечнополостные, черви. Т. 2 / Под ред. Б.С.Соколова. —М.: изд-во АН СССР. 1962.
20. *Петренко А.А.* Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала // Тр. ИГ АН СССР. Угольная серия 1. 1946. Вып. 79.
21. *Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А.* и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. —М.: Наука, 1969.
22. *Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С.* и др. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 21—31.
23. *Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М.* и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3—16.
24. *Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой).* —Екатеринбург, 1993.
25. *Стратиграфический словарь СССР.* —М.: Госгеолтехиздат, 1956.
26. *Тевелев А.В., Кошелев И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала. —М.: изд-во МГУ, 2002.
27. *Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала.* —Свердловск, 1980.
28. *Хоментовский В.В., Карлова Г.Г.* Основание томмотского яруса — нижняя граница кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 26—40.
29. *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Новые данные по стратиграфии ордовика Южного Урала. Препринт. УНЦ РАН. —Уфа, 1996.
30. *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Кембрийские и нижнеордовикские отложения Южного Урала // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 41—44.
31. *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Потенциально нефтегазоносные отложения ордовика—раннего девона на юго-востоке Русской платформы // Геология нефти и газа. 2002. № 5. С. 15—19.
32. *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Ордовик Западного Башкортостана // Геология. Изв. отдел. наук о Земле АН Республики Башкортостан. —Уфа. 2004. № 9. С. 72—78.
33. *Brasier M., Cowie J., Taylor M.* Decision of the Precambrian — Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. Vol. 17. № 1—2. Pp. 308.
34. *Cooper R.A., Nowlan G.S. and Williams S.H.* Global stratotype Section and Point for base of Ordovician system // Episodes. 2001. Vol. 24. № 1. Pp. 19—28.
35. *Geyer G., Peng S., Shergold J.H.* Correlation chart for major Areas // Episodes. 2000. Vol. 23. № 3. Pp. 188—195.

Холзунская рудно-магматическая система (V—P—Fe) — Горный Алтай

А.И.ГУСЕВ (Бийский государственный педагогический университет им.В.М.Шукшина; 659333, Алтайский край, г.Бийск, ул.Короленко, 53; e-mail: anzerg@mail.ru), Н.И.ГУСЕВ (ВСЕГЕИ; 199106, г.Санкт-Петербург, Средний пр., 74)

Приведены особенности геологического строения, петрология и рудоносность Холзунской рудно-магматической системы Горного Алтая. Впервые описаны высококалийные лавы пестрого состава от трахибазальтов до пантеллеритов, комендитов и фельзитов, с которыми парагенетически связано апатит-магнетитовое оруденение типа Кируна Вара с повышенными концентрациями благородных и редкоземельных металлов. Палеогеодинамическая интерпретация лав и оруденения адресуется к внутриматериковой обстановке, инициированной плюмтектоникой.

Ключевые слова: лавы, железные руды, магнетит, гематит, благородные металлы, плюмтектоника.

The Kholzun a V—P—Fe ore magmatic system in Gorny Altai

A.I.GUSEV, N.I.GESEV

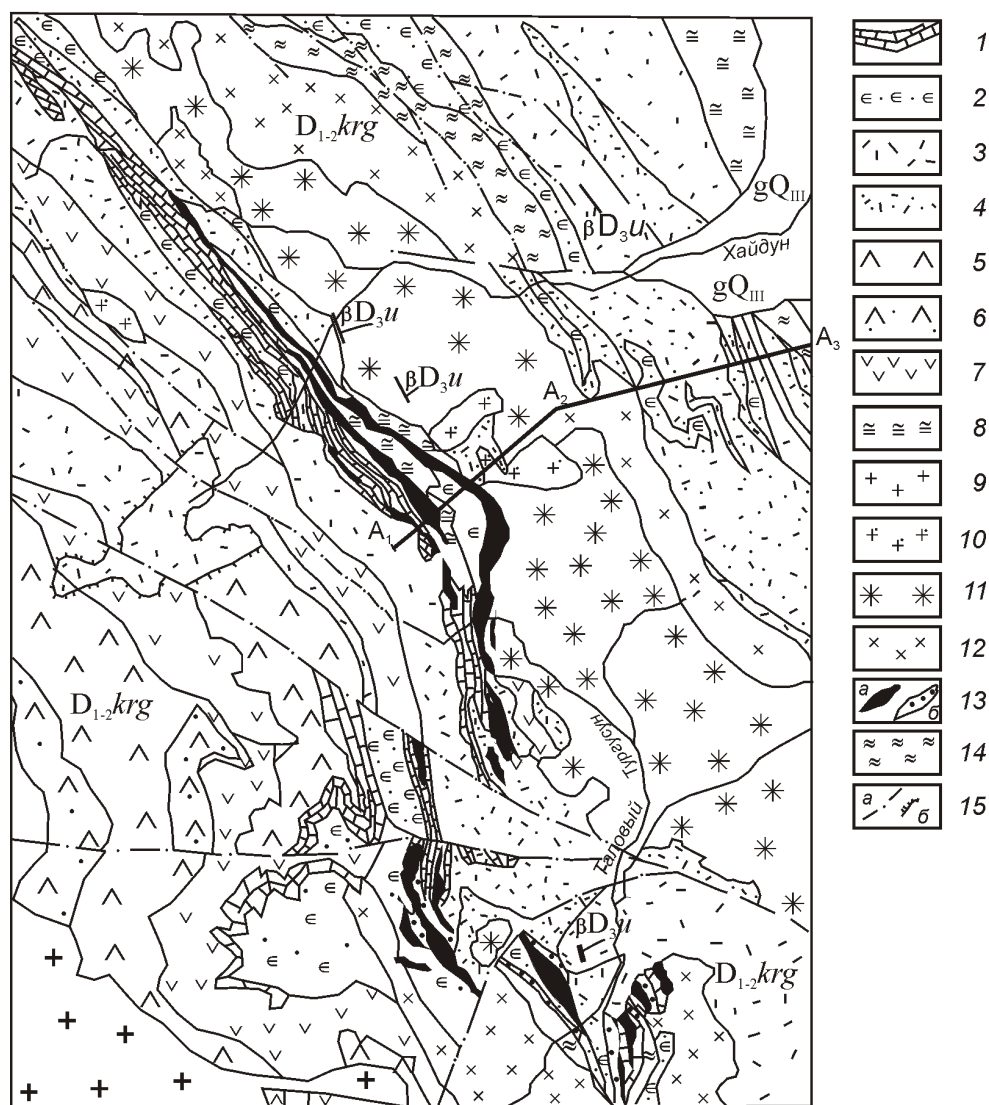
The characteristic properties of geological structure, petrology, paleogeodynamic and ore mineralization of the Holzunskaia ore-magmatic system of Gornyi Altai presented in paper. The high potassic lavas of mottled composition from trachybasalt to pantellerite, comendite and felsites are described for the first time, that there are connected apatite-magnetite ores type Kiruna Vara with high concentration of noble and rare-earth elements. The paleogeodynamic interpretation of lavas and ores addressed to intraplate environment, initiating by plume tectonics.

Key words: lavas, iron ores, magnetite, hematite, noble metals, plume tectonics.

Холзунское месторождение расположено в приграничной полосе Республики Алтай и Казахстана, на водоразделе рек Хайдун и Таловый Тургусун на абсолютных отметках 1700—2000 м. На месторождении выделены участки: Тургусунский в бассейне р.Таловый Тургусун, Перевальный на водоразделе рек Хайдун и Таловый Тургусун и Северный в верховьях р.Хайдун. Район месторождения приурочен к Северо-Восточной зоне смятия, по которой проходит граница каледонид Алтае-Саянской складчатой области с герцинидами Зайсанской [9]. С мобильностью этой зоны связываются большие мощности слагающих ее девонских вулканогенных отложений, более разнообразное и широкое развитие в их составе по сравнению со смежными железноносными районами карбонатных, глинисто-кремнистых отложений и основных вулканических пород, интенсивность динамотермального метаморфизма, развитие гранитных интрузий верхнепалеозойского возраста, высокая насыщенность железными рудами [3].

Рудовмещающая толща Холзунского ванадийсодержащего апатит-магнетитового месторождения сложена вулканогенно-осадочными образованиями коргонской свиты ($D_{1-2}kr$). В холзунском рудоносном горизонте выделяются две толщи: нижняя осадочно-вулканогенная с эффузивными породами существенно трахитового, пантеллеритового, риолито-

вого, реже трахиандезитового и трахибазальтового составов и верхняя вулканогенно-осадочная с эффузивными породами, преимущественно, умеренно-щелочного риолитового состава с редкими комендитами. Обе толщи содержат горизонты и линзы магнетитовых, апатит-магнетитовых, магнетит-гематитовых руд, а также марганценозные горизонты и слои. Главный рудный горизонт, включающий Холзунское апатит-магнетитовое месторождение, локализуется в основании верхней толщи, почти на границе с нижней. Суммарные запасы руд промышленных категорий по месторождению составляют 680,1 тыс.т со средним содержанием Fe 28,9% и являются резервной базой Новокузнецкого и Кемеровского металлургических комбинатов [1]. Основным материалом для данной публикации послужили результаты комплексных геолого-съемочных, специализированных металлогенических и геохимических исследований авторов при проведении ГДП-200, выполненные в 2004—2008 гг. [1, 2, 7]. Этими и ранними работами установлено, что рудоносный горизонт, вмещающий Холзунское месторождение, протягивается в пределах одноименного рудного поля более чем на 9 км (рис. 1). В региональном плане рудоносный горизонт приурочен к наиболее прогнутой части Коргонского прогиба, вытянутого более чем на 70 км в север-северо-западном направлении. Прогиб распо-



II

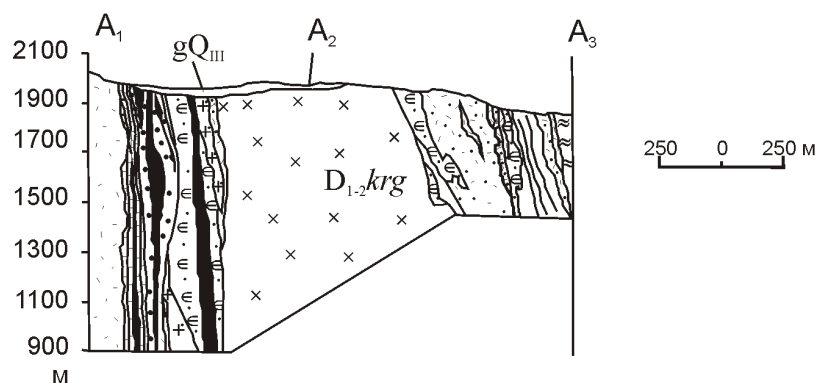


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (А) и геологический разрез (Б) в районе Холзунского рудного поля:

1 — известково-кремнистые сланцы, известняки мраморизованные; 2 — туфогравелиты и туфопесчаники; 3 — трахириолиты; 4 — туфы риолитов, трахириолитов, дацитов; 5 — трахидацииты; 6 — псаммитовые туфы дацитов; 7 — андезиты и трахиандезиты; 8 — хлоритовые сланцы; 9 — граниты; 10 — плагитограниты; 11 — граносиениты; 12 — кварцевые диориты; 13 — пласты и линзы: а — апатит-гематит-магнетитовые и апатит-магнетитовые, б — оруденелые гематит-магнетитовые и магнетитовые туфопесчаники и туфы; 14 — гематит-содержащие породы; 15 — разломы: а — сбросы, взбросы, сдвиги; б — надвиги; D_3u — дайки долеритов урскульского комплекса верхнего девона; gQ_{III} — неразделенные гляциальные отложения; $D_{1-2}krg$ — вулканогенно-терригенные образования коргонской свиты нижнего—среднего девона

ложен среди метаморфизованных пород терехтинского высокобарического позднерифейско-раннекембрийского мегакомплекса. К востоку от Холзунского рудного поля на Российской территории в верховьях р. Хайдун и его притоков выявлено прогнозируемое Верхне-Хайдунское рудное поле площадью 32 км², сопровождаемое интенсивной магнитной аномалией, сопоставимой с аналогичной аномалией на Холзуне. Актуальность проведенных исследований определяется необходимостью выявления петрологических особенностей и рудоносности высококалиевой серии рудовмещающих пород одного из крупнейших ванадийсодержащих апатит-магнетитовых месторождений Горного Алтая, а также геодинамической реконструкции обстановки магмо- и рудогенеза.

Петрогеохимическая характеристика эффузивных пород Холзунского месторождения. Среди эффузивов и пирокластов выделяются следующие породные группы (содержание в %): трахибазальтовые, трахиандезибазальтовые порфиристы — 2, трахиандезитовые порфиристы, их кластолавы и туфы — 8, трахитовые порфиры, трахириодацитовые порфиристы, трахириолитовые порфиры, их кластолавы и туфы — 37, пантеллериты, комендиты, фельзиты — 2, их кластолавы и туфы — 51. На площади Холзунского месторождения лавы преобладают над туфами, составляя в среднем 40% от общей мощности разреза, равной 3560 м, туфы 26,5%, туффиты 31%, известняки 0,7%, руды 1,8%. За пределами Холзунского месторождения в рудоносном горизонте до 80% его мощности составляют кислые пирокластические породы с участием палеоигнимбритов (коэффициент эксплозивности 80%).

Трахибазальтовые порфиристы встречены авторами в низах нижней толщ. Это зеленовато-серые до черных породы, местами миндалекаменные. Количество вкрапленников изменяется от 10 до 20%. Основная ткань породы апогиалопилитовая в значительной степени раскристаллизована и представлена зернами эпидота, хлорита, серпентина с включениями оливина, титан-авгита. Для интрателлурической фазы характерен плагиоклаз, калиевый полевой шпат, авгит. Плагиоклаз вкрапленников состоит из лабрадора №52—58. Трахибазальтовые порфиристы по соотношениям суммы щелочей и кремнекислоты попадают в поле фонотефрита (рис. 2, А) и характеризуются самыми высокими концентрациями из всех породных типов участка MnO, Sr, Sc, Be, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Ga, Zr, Hf, Ta, Th, Co, Ni. В то же время в них наблюдаются самые низкие отношения легких редкоземельных элементов к средним и тяжелым. Низкие отношения (La/Yb)*N* указывают на слабое фракционирование редкоземельных элементов в трахибазальтах (см. таблицу).

Трахиандезибазальтовые порфиристы — это породы темно-серые до черных с зеленоватым оттенком

ассоциируют с трахибазальтами. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз и авгит. Количество интрателлурической фазы 10—14%. Микроструктура основной ткани породы апоинтерсертальная, сложенная моноклинным пироксеном, плагиоклазом, магнетитом и продуктами девитрификации вулканического стекла — хлоритом, эпидотом, рудным минералом. Для трахиандезибазальтовых порфиритов отмечаются весьма низкие концентрации глинозема и максимальные — пентоксида фосфора, оксида титана. Из микроэлементов в них наблюдаются наибольшие концентрации лития (см. таблицу).

Трахиандезитовые порфиристы распространены в нижней толще. Это темно-серые до стального-серых миндалекаменные и шаровые разности. Микроскопически в них устанавливается пилотакситовая или трахитовая структуры основной массы. Интрателлурические вкрапленники представлены альбитом №2—8, реже калиевым полевым шпатом и псевдоморфозами вторичных минералов (смесь хлорита, эпидота, карбонатов) по темноцветным компонентам. По объему вкрапленники составляют 10—17%. Основная ткань породы сложена микролитами калиевого полевого шпата и реже альбита №2—10. Интерстиции между полевыми шпатами выполнены магнетитом и гематитом; миндалины — хлоритом, кальцитом, кварцем, баритом, магнетитом, гематитом, редко сфеном, апатитом.

Трахитовые порфиры и пантеллериты также встречаются в нижней толще. Породы темно-серые и лилово-серые с микрофельзитовой, реже трахитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены калиевым полевым шпатом и альбитизированным плагиоклазом (альбит №1—9), составляющими до 15—18% объема пород. Первичные темноцветные минералы разложены и замещены кварцем, альбитом, хлоритом, рудным минералом. Для них характерны повышенные концентрации Rb, Nb, легких редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd).

Трахириодацитовые порфиры присутствуют только в верхней толще. Это зеленовато-светло-серые породы с полосчатой текстурой. Интрателлурическая фаза представлена щелочным полевым шпатом — ортоклазом состава (Ort62—65Ab38—35), редко кварцем и ромбическим пироксеном. Основная масса породы апофельзитовая и состоит из зерен щелочного полевого шпата, кварца и тонкой сыпи магнетита. В трахириодацитовых порфирах отмечаются минимальные концентрации свинца и повышенные отношения легких редкоземельных элементов к тяжелым и средним.

Фельзиты образуют потоки мощностью 140—180 м и протяженностью по простиранию до 8 км. Наиболее мощная пачка фельзитов расположена в подошве железорудного горизонта апатит-магнетитовых руд. В пачке присутствуют шаровые и ленточные разности. В подошве и кровле пачки преобладают шаровые разнос-

ти, а в центральной — ленточные (флюидално-полосчатые), которые петрографически детально описаны Э.Г.Кассандровым и В.И.Ивановым [4, 5]. Шары образуют эллипсоидальные и лепешковидные обособления размерами от нескольких миллиметров до 6 см. Распространены они в фельзите неравномерно. Шары сложены кварцем и калиевым полевым шпатом. Внешние каемки шаров обогащены мельчайшей сыпью гематита, магнетита и титаномагнетита. Связующая масса шаровых фельзитов состоит из калиевого полевого шпата (60—65%), кварца (15—20%), альбита (до 15%), рудных минералов (до 5%), единичных зерен апатита, циркона, редко флюорита. Ленточные фельзиты характеризуются чередованием полос с различной степенью раскристаллизации вулканического стекла, разной обогащенностью дисперсным рудным веществом и раз-

ным минеральным составом. Они состоят из калиевого полевого шпата и кварца, а также подчиненных — альбита, серицита, магнетита, гематита, апатита, циркона, рутила. Структура ленточных фельзитов микроаллотриоморфнозернистая. В фельзитах наблюдаются минимальные содержания оксидов титана и фосфора, Cr, Cu, Ni, Zn, Sc, Sn, Be, Eu, Ho, Er и высокие значения отношений $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$, указывающие на более интенсивно проявленный тип дифференциации редкоземельных элементов (см. таблицу). В них ярко проявлена негативная аномалия европия (см. рис. 2, Б).

Пантеллериты распространены в верхней толще и отличаются от трахитов присутствием реликтов эгирин-авгита. Пантеллериты ассоциируют с шаровыми и ленточными фельзитами. Это зеленовато-серые породы. Структура трахитоидная. Основная ткань по-

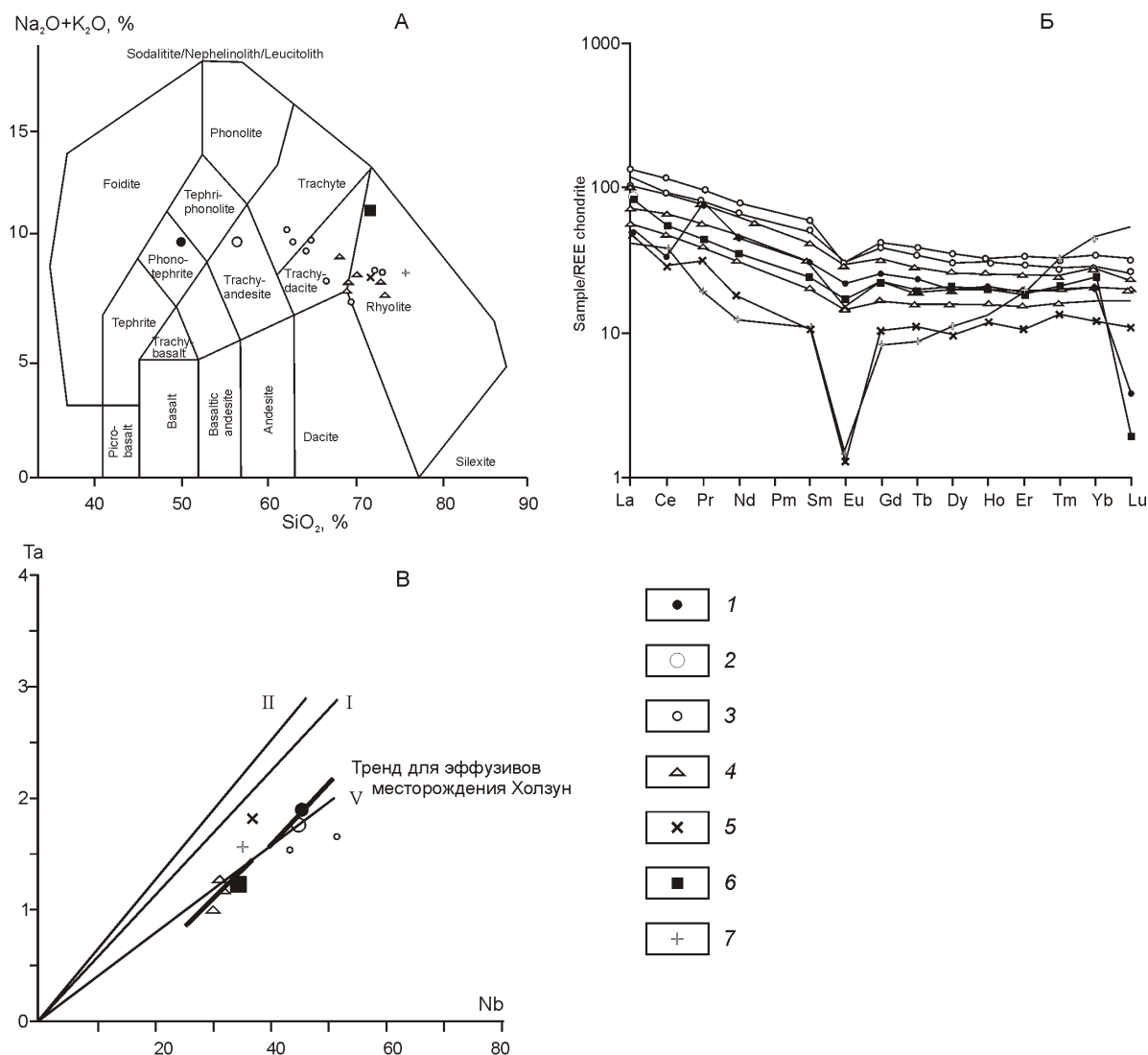


Рис. 2. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ для вулканогенных пород (А), содержаний редкоземельных элементов в высококальциевых лавах (Б), соотношений концентраций Ta/Nb в породах (В):

I — трахибазальт, 2 — трахиандезибазальт, 3 — трахит, 4 — трахидацит и трахиандезидацит, 5 — фельзит, 6 — пантеллерит, 7 — комендит; линии уравнений регрессии по работе [6]: I — для магм срединно-океанических хребтов и деплетированной мантии; II — для океанических островов и мантии океанических плюмов; V — континентальных внутриплитных обстановок и мантии континентальных плюмов

Представительные анализы лав Холзунского месторождения (содержание основных компонентов в объемных долях %, элементы в г/т)

Компоненты	Трахи- базаль- товый порфи- рит	Трахи- андези- базаль- товый порфи- рит	Трахит	Трахит щелоч- ной	Трах- дацито- вый пор- фирит	Трахириодацито- вый порфир		Пантел- лерит	Фель- зит лен- точный	Комендит
SiO ₂	51,36	55,29	63,8	64,10	67,5	71,9	72,1	71,67	74,19	74,26
TiO ₂	1,63	1,95	1,01	0,96	0,58	0,62	0,45	0,41	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	15,77	11,14	14,3	14,10	14,4	12,40	14,0	12,03	12,22	12,21
Fe ₂ O ₃	11,15	13,75	6,05	4,96	2,68	3,86	2,06	2,88	0,46	0,46
FeO	3,38	3,30	1,67	2,65	2,09	0,7	0,98	0,75	2,37	2,34
MnO	0,64	0,33	0,07	0,06	0,14	0,05	0,01	0,12	0,02	0,03
MgO	2,40	1,32	1,56	1,29	1,04	0,33	0,5	0,25	0,04	0,05
CaO	2,21	2,94	0,60	0,57	0,8	0,42	0,34	0,07	0,06	0,06
Na ₂ O	1,22	0,43	0,78	0,57	2,45	0,21	3,05	0,77	0,19	0,19
K ₂ O	8,41	8,55	9,08	9,46	7,06	8,76	5,5	11,27	9,77	9,71
P ₂ O ₅	0,33	0,68	0,29	0,28	0,13	0,13	0,08	0,5	0,04	0,11
П.п.п.	1,15	1,0	0,68	0,53	0,8	0,56	0,82	0,13	0,42	0,32
Сумма	99,83	99,43	100,0	99,9	99,9	100,0	100,0	100,4	99,71	99,88
Cr	29,6	26,7	24,4	13,2	63	67,6	21,2	12,7	9,4	9,5
V	40,2	35,8	20,3	20,3	47,7	28,3	16,1	9,6	8,5	8,4
Cu	4,8	4,2	3,64	12,0	7,65	4,79	17,9	4,8	3,6	3,7
Zn	95,7	91,3	88,1	71,1	53,7	15,5	28,8	14,5	12,2	12,4
Pb	3,7	3,2	2,62	6,14	3,48	1	1	2,52	2,0	2,01
Sr	45,3	44,4	24,3	25,9	40,3	24,2	23,5	25,1	25,1	24,2
Mo	1,16	1,18	2,31	1,54	7,17	6,96	1,99	7,1	6,9	6,6
Sb	0,95	1,02	1,29	1,94	1,62	2,06	1,84	2,1	1,9	1,8
Ba	307	318	377	462	717	652	262	660	323	326
Sc	13,7	13,1	12,9	7,91	7,67	5,74	6,25	5,11	4,4	4,5
Sn	2,05	2,11	2,21	3,26	1,5	1,67	2,15	1,62	1,31	1,33
Be	4,18	4,02	2,51	2,4	2,27	2,62	2,39	2,94	2,09	2,15
Rb	134	146	209	187	210	190	158	131	159	156
Nb	42,6	43,8	53,6	40,4	34,2	33,6	21,6	36,6	32,7	32,3
La	21,5	22,4	40,8	33,5	17,5	33	22,3	28,5	26,2	26,1
Ce	37,7	41,2	90,0	73,9	38,0	73,4	54,2	63,1	35,3	35,2
Pr	10,4	11,1	11,5	9,31	4,61	8,98	6,99	7,62	6,7	6,8
Nd	35,5	42,6	45,8	38,5	18,3	35,7	29	28,8	18,4	18,2
Sm	10,9	11,1	11,3	8,44	3,91	8,02	7,65	6,11	2,4	2,3
Eu	3,14	2,56	2,42	2,03	1,04	1,95	2,14	1,11	0,64	0,65
Gd	12,6	11,2	10,8	9,26	4,15	8,35	7,26	5,91	3,55	3,54

Компо- ненты	Трахи- базаль- товый порфи- рит	Трахи- андези- базаль- товый порфи- рит	Трахит	Трахит щелоч- ной	Трах- дацито- вый порфи- рит	Трахиродацито- вый порфир		Пантел- лерит	Фель- зит лен- точный	Комендит
Tb	2,03	1,82	1,79	1,66	0,74	1,31	1,08	0,85	0,78	0,77
Dy	13,6	12,1	11,0	10,1	5,01	7,49	6,24	6,11	4,76	4,75
Ho	3,1	2,45	2,31	2,15	1,07	1,63	1,32	1,3	1,20	1,21
Er	8,26	7,21	7,13	6,19	3,23	4,3	4,15	3,8	3,25	3,27
Tm	1,23	1,11	1,05	0,91	0,51	0,69	0,58	0,6	0,56	0,55
Yb	8,14	7,5	7,0	6,24	3,53	4,46	4,18	4,4	3,3	3,4
Lu	1,22	1,03	0,99	0,97	0,49	0,63	0,6	0,65	0,50	0,51
Y	75,6	70,7	69,7	60,2	31,5	45	37,8	37,5	35,4	35,1
Ga	22,1	21,5	20,0	18,3	15,9	13,2	17,5	14,1	13,8	13,7
Zr	375	372	371	362	283	241	282	305	287	283
Hf	10,3	9,6	9,54	8,96	6,38	6,11	6,71	7,33	7,28	7,31
Ta	1,85	1,75	1,62	1,43	0,95	1,18	1,16	1,2	1,8	1,9
W	0,69	0,71	0,73	0,64	2,18	1,25	0,86	1,1	1,3	1,2
Th	12,1	11,9	11,3	11,3	7,72	8,79	8,76	9,7	11,6	11,5
U	3,75	4,02	3,92	3,72	2,02	2,44	3,31	3,3	4,7	4,6
Co	15,6	12,6	11,8	10,5	9,98	6,16	3,78	5,0	3,1	3,0
Ni	7,5	3,5	2,9	5,4	4,6	6,0	2,5	3,2	2,1	2,2
Cs	0,9	1,2	1,4	1,7	2,3	1,2	1,6	1,5	1,5	1,4
Li	14,5	21,5	23,7	19,7	18,9	7,57	8,48	7,7	7,6	7,3
As	2,15	2,14	2,75	4,99	2,44	2,16	1,3	1,45	1,41	1,35
Bi	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,22	0,1	0,1	0,2	0,1

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.

роды представлена продуктами раскристаллизации стекла (агрегаты кварца, калиевого полевого шпата, хлорита, редко — альбита) с ажурной флюидалностью, подчеркиваемой микролитами калиевого полевого шпата. Во вкрапленниках присутствуют анортотлаз (Ort27Ab64An9), редко кварц и эгирин-авгит, нередко замещенный хлоритом, карбонатом и рудным минералом. Количество интрателлурической фазы около 10—12%. В пантеллеритах пониженные концентрации глинозема, Y, Ta, W, U и максимальные — калия. Повышенные концентрации отмечают для бария и минимальные для рубидия.

Комендиты тесно ассоциируют с пантеллеритами и распространены в верхах верхней толщи, отличаются от пантеллеритов более светлой окраской. Характеризуются флюидалной текстурой. Во вкрапленниках

присутствуют кварц, анортотлаз состава (Ort30Ab66An4), эгирин-авгит, местами замещаемый хлоритом и рудным минералом по периферии кристаллов. Основная ткань породы сложена микролитами калиевого полевого шпата, зернами пироксена, близкого к авгиту, редко — арфведсонита, эгирин-авгита и флюорита, апатита, скоплений и сыпи рудного минерала (магнетита и гематита). В комендитах весьма близкие концентрации элементов отмечаются для таковых в фельзитах. В них наблюдаются минимальные концентрации Nb, Nd, Sm, Dy, пониженные содержания Eu, Ho, Er, Tm. Им свойственны высокие отношения легких редкоземельных элементов к тяжелым и средним, указывающим на проявленный тип дифференциации редкоземельных элементов. В них, как и в фельзитах, ярко выражена негативная аномалия европия (см.

рис. 2, Б). Химические составы основных породных типов эффузивов приведены в таблице.

Палеогеодинамическая интерпретация обстановки формирования высококалийных лав и оруденения Холзунского месторождения. Для девонских лав Холзунского месторождения и в целом Коргонского прогиба существует неоднозначная геодинамическая интерпретация. По данным В.А.Кривчикова, В.И.Тимкина, С.В.Кривчиковой для субщелочных лав предполагается формирование в задуговых и междуговых бассейнах с корой сиалического типа надсубдукционного магматизма [8]. Указанные авторы сопоставляют коргонские вулканиты с базальт-трахиандезит-трахидацитовой ассоциацией, развитой в Центральной котловине Японского моря. Ю.А.Туркин, С.И.Федак лавы Коргонского прогиба относят к образованиям активных окраин континентов кордильерского и андийского типов [10]. По данным А.А.Кременецкого, А.И.Гусева, высококалийные лавы и, генетически связанное с ними оруденение Холзунской магмо-рудно-метасоматической системы, интерпретируется результатом функционирования плюмтектоники [7].

Важное значение для разделения мантийных магм различных геодинамических обстановок имеют содержания и канонические отношения несовместимых элементов в мантийных резервуарах [6]. При этом для деплетированной мантии наблюдаются минимумы Rb, Ba, Pb, Nb, Cl, H₂O и общее повышение нормированных содержаний от высоко- к умеренно несовместимым элементам. Для мантии океанических плюмов наблюдаются максимумы Rb, K₂O, Be, Nb, Ta и F и минимумы B, Pb, H₂O и S. Для мантии континентальных плюмов отмечаются минимумы Th, K₂O, Pb, Ta и максимумы Ba, Cl, F и слабые минимумы Ti, Li, S.

На диаграмме соотношений тантала к ниобию высококалийные эффузивы Холзунского месторождения образуют близкий тренд к линии регрессии континентальных внутриплитных обстановок и мантии континентальных плюмов (см. рис. 2, В). На диаграмме Th/Yb—Ta/Yb высококалийные лавы Холзунского месторождения образуют единый тренд от трахитов и трахириодацитов к фельзитам и комендитам и располагаются в поле внутриплитного магматизма (рис. 3, А). При этом они целиком локализируются в поле базальтовой ассоциации архипелага Кергелен и, частично попадают в поле щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны и тяготеют к среднему составу щелочных базальтов океанических островов (OIB).

Оруденение Холзунского рудного поля. Структура месторождения представляет собой моноклиналь с резким флексурообразным изгибом в плане и близсогласными разломами. Наиболее мощные рудные тела приурочены к участкам резких перегибов. Руды чередуются с рассланцованными и перекристаллизованными осадочно-вулканогенными породами. Рудную зону составляют (в %): магнетитовые руды

— 25, апоалюмосиликатные альбитовые с биотитом и актинолитом сланцы — 25, апокарбонатные биотит-альбит-кальцитовые и эпидот-актинолитовые сланцы — 21, порфиroidы по риолитам — 16, порфиroidы по кварцевым порфирам и фельзит-порфирам — 7, альбититы — 6. Основу промышленных запасов железных руд составляют гидросиликатно-магнетитовые руды с повышенным содержанием апатита. Относительно богатые руды Тургусунского участка (56% разведанных запасов руд месторождения) имеют актинолит-биотит-магнетитовый состав при подчиненной роли альбита. Наиболее бедные биотит-альбит-магнетитовые руды развиты на Перевальном участке. К бедным относятся также карбонат-гидросиликат-магнетитовые руды, составляющие в сумме 25% запасов. Остальные типы руд (сульфидно-магнетитовые, апатит-магнетитовые и др.) имеют подчиненное значение. Апатит-магнетитовые руды в виде жил залегают на юго-западном фланге рудного поля среди порфиров подрудной пачки. Из сульфидов отмечены пирит, пирротин, борнит, халькопирит, сфалерит, образующие вкрапленность, реже гнезда и линзочки размерами до 2—3 см. При этом наблюдается зональность в распределении сульфидов. Пирит и пирротин тяготеют к центральной части рудной залежи, а сфалерит, халькопирит, борнит — к периферии. Гомогенизация газовой-жидких включений кварца генерации II в ассоциации с пиритом и пирротинном осуществляется в интервале температур 295—310 °C. Температура гомогенизации газовой-жидких включений кварца генерации III в ассоциации с борнитом и халькопиритом существенно ниже и составляет 260—285 °C. Сфалерит на месторождении характеризуется обильными эмульсионными включениями халькопирита и низкими содержаниями железа (молекулярные содержания FeS в сфалерите изменяются от 0,08 до 0,53%). В магнетитовых и гематитовых рудах с сульфидами Cu и Zn определены повышенные концентрации благородных металлов: Au 0,5—2,2 г/т, Ag 2,8—12,5 г/т, Pd 20—85 мг/т, Rh 3—12 г/т. Пирит с повышенными концентрациями As (до 3%) содержит Au в концентрациях 1,5—12,7 г/т. Повышенная золотоносность пирита, вероятно, связана с высокими температурами (300 °C). При более низких температурах кристаллизации сульфидов меди и цинка (260—285 °C) золото выделялось в самородном виде. Для этих условий характерна высокая активность серы (см. рис. 3, Б).

Кроме того, в рудных телах Северного участка выявлены пирит-галенит-сфалеритовые руды в глинистых углеродистых сланцах, классифицируемых типом SEDEX. По латерали от этих руд установлены гипогенные виллемитовые руды с редкими выделениями пирита и сфалерита. Следовательно, в пределах рудного поля имеются не изученные проявления редких земель с собственными минералами TR

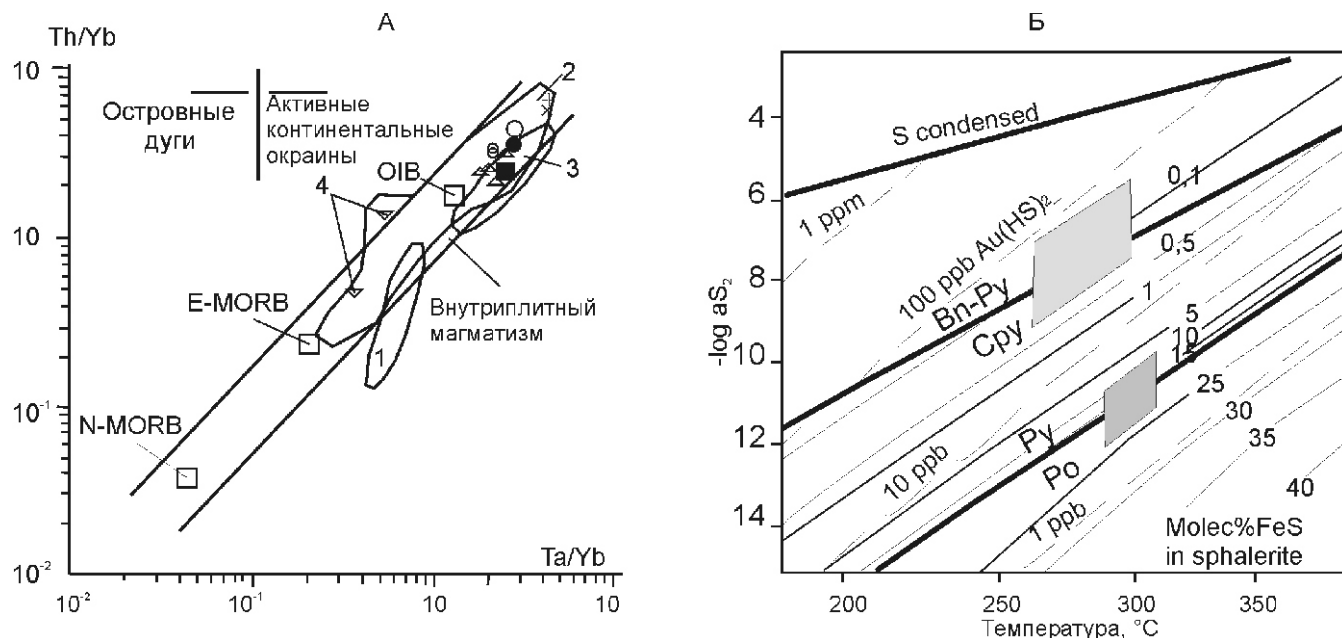


Рис. 3. Диаграммы Th/Yb—Ta/Yb для высококальциевых лав (А), $\log a_{S_2}$ —температура для сульфидов по работе [3] с модификацией (Б) для Холзунского месторождения:

цифры поля составов: 1 — толеитов вулкана Мауна Кеа, Гавайи [12]; 2 — базальтовой ассоциации архипелага Кергелен; 3 — щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны; 4 — траппов Деккана и Параны; затемненные поля (рис. 3, Б) выделены для флюидных условий Холзунского месторождения на основе состава сфалерита и флюидных температур для месторождений типа Кируна; см. услов. обозн. к рис. 2

(ортит, монацит), а также с минералами, обогащенными редкими землями (цериевый эпидот).

Второстепенные минералы руд: эпидот, хлорит, кварц, доломит, цеолиты, ангидрит; в виде примеси отмечены сфен, турмалин, ортит, роговая обманка, диопсид, гранатgrossуляр-андрадитового ряда, барит, гипс, гематит, халькопирит и др.

В 2005 г. авторы при проведении специализированных металлогенических исследований в пределах Холзунского рудного поля выполнили переопробование нижнего рудоносного горизонта Тургусунского участка, где было выявлено Э.Г.Кассандровым (1969—1970) проявление ортита. В пробах-протоколках и в шлифах помимо апатита установлены ортит и монацит, нередко ассоциирующие с цериевым эпидотом и калиевым полевым шпатом. Содержания в штуфных пробах Y составили 0,52—1,34%. Аналогичные руды с ортитом и монацитом выявлены на Перевальном и Северном участках Холзунского рудного поля в тесной ассоциации с апатитом, эпидотом, спекуляритом. Поэтому определенный интерес представляет вся полоса распространения рудоносного горизонта от Холзуна до Коргона (70 км) и проявления железа оксидного типа.

Интерпретация результатов. Полученные результаты показывают, что генерация высококальциевых лав Холзунского месторождения происходила в сложных условиях. Считается, что типичные высококальциевые и шошонитовые магматиты образуются в

постколлизийных обстановках [14]. Однако существует и второй астеносферно-нижнелитосферный источник, который по определению близок к своей температуре плавления и может генерировать магмы повсеместно во времени и пространстве. Главными возбудителями плавления являются основные литосферные структуры, которые действуют не только в постколлизийной обстановке но также и в других, таких как внутриплитная.

Таким образом, на многих диаграммах высококальциевые лавы Холзунского месторождения тяготеют к внутриплитной обстановке и к полю мантийных континентальных плюмов. На взгляд авторов, ближе к действительности для Холзунских высококальциевых лав и связанного с ними комплексного оруденения внутриплитная обстановка, инициированная плюмтектоникой. Об этом говорит и само положение Коргонского прогиба, заложенного во внутриконтинентальной обстановке среди глубокометаморфизованных пород теректинской свиты позднерифейско-раннекембрийского возраста. Такой же, среднедевонский возраст, имеют анорогенные гранитоиды майорского и турочакского комплексов Горного Алтая, сформированные в результате функционирования мантийной горячей точки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев А.И. Месторождения спекулярита в Горном Алтае // Руды и металлы. 2007. № 2. С. 33—39.
2. Гусев Н.И., Николаева Л.С., Гусев А.И. Верхнепалеозойские и мезозойские железокислые медно-золоторуд-

- ные системы юго-запада Алтае-Саянского региона Сибири // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 116—129.
3. Калугин А.С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири / Проблемы генезиса руд (Труды XXII сессии МГК). —М.: Недра, 1964. С. 154—157.
 4. Кассандров Э.Г., Иванов В.И. Геология и генезис апатит-магнетитовых месторождений Алтая. —М.: Недра, 1979.
 5. Кассандров Э.Г. О шаровых и ленточных фельзитах в девонских железоносных толщах Западного Алтая // Теоретическая и генетическая минералогия. —Новосибирск: Наука, 1980. С. 53—59.
 6. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. 2007. Т. 15. № 4. С. 361—396.
 7. Кременецкий А.А., Гусев А.И. Геохимия редких земель в минералах Холзунского рудного поля // Природные ресурсы Горного Алтая. 2008. № 1. С. 10—15.
 8. Кривчиков В.А., Тимкин В.И., Кривчикова С.В. Петрогеохимические неоднородности и тектоническая позиция девонских надсубдукционных вулканитов западной и центральной частей Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая. 2007. № 1. С. 24—39.
 9. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. —Новосибирск, 1963. С. 7—70.
 10. Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. —Томск: изд-во STT. 2008.
 11. DePaolo D.J., Daley E.E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest Basin and Range and lithosphere thinning during continental extension // Chem. Geol. 2000. Vol. 169. Pp. 157—185.
 12. Frey F.A., Garcia M.O., Wise W.S. et al. The evolution of the Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkaline basalts // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. № B9. Pp. 14347—14375.
 13. Hannington M.D., Scott S.D. Sulfidation equilibria as guides to gold mineralization in volcanogenic massive sulfides: Evidence from sulfide mineralogy and the composition of sphalerite // Economic Geology. 1989. Vol. 84. Pp. 1978—1995.
 14. Liegeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin for post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos. 1998. Vol. 45. Pp. 1—28.

Растворимость и комплексообразование золота в геохимических и технологических системах при параметрах гидротермального процесса

Н.Л.МАТЕЛЬ (Иркутский институт геохимии СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Фаворского, 1а;
e-mail: matel@igc.irk.ru)

Применение физико-химического моделирования растворимости золота в гидротермальных растворах на природных объектах дает возможность для понимания процессов переработки золотосодержащих руд и концентратов с помощью методов гидрометаллургии при повышенных температуре и давлении. Показано, что для увеличения эффективности выщелачивания золота из руд необходимо минимизировать факторы осаждения (повышая pH и понижая $p\text{CO}_2$) и интенсифицировать факторы растворения (увеличивая T , P , $p\text{O}_2$ и изменяя солевой состав раствора).

Ключевые слова: физико-химическое моделирование, растворимость золота, гидротермальные растворы, золотосодержащие руды.

Solubility and complex formation of gold in geochemical and technological systems at parameters of a hydrothermal process

N.L.MATEL

Application of physical and chemical modeling of gold solubility in hydrothermal solutions for natural objects facilitates managing gold-bearing ore concentration by hydrometallurgy methods at high temperature and pressure. The study shows that to raise efficiency of gold leaching from ores it is appropriate to minimize sedimentation factors (increasing pH, reducing $p\text{CO}_2$) and to intensify dissolution factors (increasing T , P , $p\text{O}_2$ and varying salt composition of a solution).

Key words: physical and chemical modeling, gold solubility, hydrothermal solutions, gold-bearing ores.

При проведении процессов переработки золотосодержащих руд и концентратов с помощью методов гидрометаллургии, при повышенных параметрах температуры и давления, необходимо учитывать эффективность тех или иных химических сред как растворителей золота при заданном минеральном составе руд. Такая же проблема возникает при экспериментальном изучении поведения золота в гидротермальных условиях, моделирующих природный рудный процесс. Было показано, что некоторые примесные компоненты заметно увеличивают содержания золота в растворе [9], что является важным фактором при извлечении золота из руд. Большую роль играет и $p\text{O}_2$ [1]. Задача физико-химического моделирования этих процессов представляет собой обратную задачу по отношению к изучению форм нахождения и растворимости золота в рудообразующих растворах гидротермальных золоторудных месторождений. Здесь логично выяснить условия формирования наиболее богатого оруденения, а затем установить и исключить факторы осаждения золота, к которым, например, может относиться CO_2 вследствие повышенного содержания в рудах карбонатов.

В статье представлены результаты термодинамического моделирования составов золотосодержащих гидротермальных растворов, находящихся в равновесии с минеральными ассоциациями в различных физико-химических условиях, выбранных на

базе изученных модельных золоторудных месторождений. Результаты моделирования интерпретировались с учетом упрощений, сделанных в модели, и анализировались путем сопоставления с данными природных объектов.

Для термодинамического моделирования были выбраны гидротермальные золоторудные месторождения, формировавшиеся в различных геохимических обстановках. Так, эпitherмальное золото-серебро-полиметаллическое месторождение Банска Штьявница образовалось в приповерхностных условиях, золото-сульфидное месторождение Дарасун — в субвулканических, золото кварцевое месторождение Бестюбе — в гипабиссальной обстановке, а руды стратиформного золотосульфидного месторождения Сухой Лог испытали сложную историю и формировались на различных глубинах на фоне регионального метаморфизма. Термодинамическое моделирование проводилось с помощью программы «GIBBS» (автор Ю.В.Шваров) на основе исследований флюидных включений методом термо-, барокриометрии [2, 7].

Установлено, что рудоотложение происходило на месторождениях из нагретых растворов хлоридного магнезиально-натрового состава. На месторождении Банска Штьявница с концентрацией солей 11,6—0,5% экв. NaCl, при температуре 380—50 °C (табл. 1). Процесс минералообразования сопровождался низкими давлениями в открытых трещинах, часто мине-

1. Результаты термодинамического моделирования растворимости золота в гидротермальном растворе по фазовым минеральным ассоциациям золоторудного месторождения Банска Штьявница

Физико-химические параметры	Фазовые минеральные ассоциации		
	PbS-CuFeS ₂ -ZnS, галенит-халькопирит-сфалеритовая	Au-Ag-Cu-Bi, золото-серебро-медно-висмутовая	SiO ₂ -BaSO ₄ , кварц-баритовая
Температура, С	380	310	225
Давление, МПа	24,5	10	3
Концентрация, моль/кг Н ₂ O:			
NaCl	2,0	1,5	0,5
CO ₂	0,5	0,3	0,1
H ₂ S	1,58 · 10 ⁻³	1,58 · 10 ⁻³	1,99 · 10 ⁻⁵
<i>Комплексы</i>			
Au	14,68	15,81	18,07
AuOH ⁰	8,71	9,71	11,72
Au(OH) ₂	12,16	12,17	14,11
AuHS ⁰	7,97	7,85	9,93
Au(HS) ₂	10,12	9,26	12,29
Au ₂ (HS) ₂ S ²	20,22	16,42	19,81
AuCl ₂	8,27	9,40	11,89
Au ³	45,25	52,66	56,94
AuCl ₄	17,88	28,91	35,45
Au	7,75	7,82	9,92
pH	6,206	5,029	4,428
Eh	0,786	0,609	0,372
I	0,805	0,964	0,462

Примечание. Результаты термодинамического моделирования здесь и далее приведены в логарифмическом виде (lg моль/кг Н₂O).

ралы формировались из кипящих растворов [7]. На Дарасунском месторождении установлена связь развития гидротермального оруденения со становлением интрузии гранодиорит-порфиров. Определены граничные параметры постмагматического гидротермального процесса: температура 600—120 С (табл. 2), давление 204—6 МПа, концентрации солей 52,7—0,5% экв. NaCl [7]. Особенностью процесса рудоотложения на месторождении Бестюбе в ходе эволюции флюида, является увеличение отношения концентраций CO₂/CH₄ с падением температуры [7]. От начала к концу процесса идет общее снижение температуры 370—110 С, давления 290—61,5 МПа (табл. 3), концентрации солей 14,8—5,2% экв. NaCl и газов в рудообразующем флюиде при вскипании и дегазации раствора. Сложные взаимодействия насы-

щенных углекислотой и азотом металлоносных гидротерм с органическим веществом черносланцевых толщ являются особенностью формирования рудного процесса месторождения Сухой Лог [2]. Для этого месторождения установлены следующие физико-химические параметры рудообразования: температура 385—130 С, давление 249—17 МПа (табл. 4), концентрация солей 11,1—3,7% экв. NaCl, концентрация CH₄ 1,1—0,3 моль/кг раствора, в составе растворенных солей преобладают хлориды Na, Mg и К.

Для моделирования растворимости, миграции золота в различных комплексах и процесса осаждения по стадиям рудообразования минеральных фаз месторождений рассматривались следующие мульти-системы: H—O—C—Na—K—Mg—Ca—Fe—Cu—Pb—Zn—Cl—S—Au для Банска Штьявницы, вклю-

2. Растворимость золота в гидротермальных растворах по фазовым минеральным ассоциациям золоторудного месторождения Дарасун

Физико-химические параметры	Фазовые минеральные ассоциации		
	SiO ₂ -CaCO ₃ -(Mg,Al) ₆ [Si ₆ Al ₃ B ₃ (O,OH) ₃₀]-FeS ₂ , кварц-карбонат-турмалин-пиритовая	SiO ₂ -FeS ₂ -FeAsS, кварц-пирит-арсенопиритовая	SiO ₂ -CaCO ₃ , кварц-карбонатная
Температура, С	600	350	100
Давление, МПа	100	170	20
Концентрация, моль/кг Н ₂ O:			
NaCl	3,5	7,5	0,3
CO ₂	0,5	2,4	1,0
H ₂ S	10 ⁻⁴	10 ⁻³	10 ⁻³
Комплексы			
Au	10,14	13,27	26,97
AuOH ⁰	7,12	10,17	15,33
Au(OH) ₂	4,32	7,99	16,28
AuHS ⁰	15,01	6,79	10,63
Au(HS) ₂	27,00	8,77	7,37
Au ₂ (HS) ₂ S ²	45,18	14,22	8,89
AuCl ₂	4,65	6,57	20,25
Au ³	35,87	45,13	76,32
AuCl ₄	9,49	23,24	56,65
Au	4,15	6,36	7,35
pH	6,975	4,257	3,245
Eh	0,993	0,415	0,057
I	0,712	3,899	0,302

чающая 6 минералов и 88 компонентов водного раствора; H—O—C—Na—Mg—Ca—Fe—Cl—S—As—Ag—Au для месторождения Дарасун, включающая 9 минералов и 80 компонентов водного раствора; H—O—C—Na—K—Mg—Ca—Fe—Mo—Sb—Si—Al—W—Cl—S—Au для Бестюбе, включающая 9 минералов и 94 компонентов водного раствора; H—O—C—Na—K—Mg—Ca—Fe—Cu—Pb—Zn—Si—Cl—S—N—Ag—Au для Сухого Лога, включающая 9 минералов и 114 компонентов водного раствора. Динамические параметры физико-химической модели количественно описывают перенос химических компонентов движущимся раствором и обмена веществом раствора с вмещающими породами. Для описания переноса вещества гидротермальная система представлена в виде проточного ступенчатого реактора с заданной на каждой ступени температурой. Независимыми переменными в модели являются

температура, количество порций раствора, прошедшее через реактор.

По результатам термодинамического моделирования, для золоторудного месторождения Банска Штьявница в ходе процесса рудоотложения основными формами нахождения золота в растворе являются AuHS⁰, Au(HS)₂, AuCl₂ и AuOH⁰ комплексы, с максимальным значением 7,85 моль/кг Н₂O для AuHS⁰ [3] (значения в 1g моль/кг Н₂O) (см. табл. 1). Для золотосульфидного месторождения Дарасун основными формами нахождения золота в гидротермальном растворе являются гидросульфидные AuHS⁰, Au(HS)₂, Au₂(HS)₂S², хлоридные AuCl₂, гидроксильные AuOH⁰, Au(OH)₂ комплексы (см. табл. 2) [4, 8] с максимальным значением 4,32 моль/кг Н₂O для Au(OH)₂ и 4,65 моль/кг Н₂O для AuCl₂. Термодинамическое моделирование равновесной раство-

римости золота месторождения Бестюбе показало в целом (см. табл. 3) [5], что преобладающими формами нахождения золота в гидротермальных растворах являются гидросульфидные AuHS^0 , $\text{Au}(\text{HS})_2$ ком-

плексы с максимальным значением 5,26 моль/кг H_2O для $\text{Au}(\text{HS})_2$. Для золоторудного месторождения Сухой Лог основные формы нахождения золота в гидротермальном растворе — гидросульфидные и

3. Результаты термодинамического моделирования растворимости золота в гидротермальном растворе по фазовым минеральным ассоциациям для золоторудного месторождения Бестюбе

Физико-химические параметры	Фазовые минеральные ассоциации		
	$\text{SiO}_2\text{-KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2\text{-(Mg,Fe)}_{6-p}(\text{Al,Fe}^{3+})_{2p}\text{Si}_{4-p}[\text{OH}]_8\text{FeS-CaWO}_4$, кварц-мусковит-хлорит-пирротин-шеелитовая	Au-SiO_2 , золотокварцевая	$\text{SiO}_2\text{-CaCO}_3$, кварц-кальцитовая
Температура, °C	350 335	370 225	155 140
Давление, МПа	120,5 111,5	290 61,5	50 50
Концентрация, моль/кг H_2O :			
NaCl	1,56 1,56	2,53 0,89	0,79 0,60
CO_2	1,0 1,0	6,8 0,7	— —
CH_4	0,1 0,1	2,1 0,2	— —
Комплексы			
Au	14,38 14,66	13,54 17,49	21,42 22,19
AuOH^0	8,87 9,15	8,59 11,79	13,62 14,24
$\text{Au}(\text{OH})_2$	11,16 11,48	10,83 14,53	14,83 15,48
AuHS^0	5,77 5,79	5,61 6,21	9,32 9,52
$\text{Au}(\text{HS})_2$	5,86 5,77	5,93 5,26	8,88 8,87
$\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^2$	10,79 10,57	10,36 9,11	12,79 12,66
AuCl_2	8,45 8,65	7,63 11,04	14,49 15,34
Au^3	49,07 49,55	46,27 54,56	63,05 64,59
AuCl_4	27,58 28,05	26,23 33,50	42,14 43,98
Au	5,52 5,49	5,46 5,21	8,75 8,79
pH	4,420 4,343	3,857 3,741	5,201 5,180
Eh	0,546 0,516	0,518 0,313	0,308 0,287
I	1,040 1,085	1,743 0,818	0,771 0,591

Примечание. Две цифры в каждой клетке таблицы указывают на то, что при исследовании были определены для каждой ассоциации несколько значений.

4. Результаты термодинамического моделирования растворимости золота в гидротермальном растворе по фазовым минеральным ассоциациям для золоторудного месторождения Сухой Лог

Физико-химические параметры	Фазовые минеральные ассоциации		
	$\text{SiO}_2\text{-(Mg,Fe)}_{6-9}(\text{Al,Fe}^3)_2\text{pSi}_{4-9}[\text{OH}]_8\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_{12}$ кварц-хлорит-серпигитовая	$\text{FeCO}_3\text{-SiO}_2\text{-(Fe,Ni,Co)S}_2$, сидерит-кварц-Ni-Co-Cu-Fe-Zn-сульфидная	$\text{Ca(Mg,Fe)[CO}_3\text{]}_2\text{-SiO}_2\text{-FeS}_2\text{-Au}$, анкерит-кварц-пирротин-золотая
Температура, С	375 235	380 285	275 185
Давление, МПа	22,5	250 115	200 20
Концентрация, моль/кг H ₂ O: NaCl	0,9 0,7	1,2 0,8	0,8 0,5
CO ₂	—	7,0 4,0	—
CH ₄	—	0,8 0,5	—
H ₂ S	10 ⁻²	10 ⁻²	10 ⁻⁴
N ₂	—	0,1 0,9	1,0
Комплексы			
Au	14,28 17,28	13,41 15,51	16,42 19,99
AuOH ⁰	8,40 10,85	8,35 10,21	9,71 12,40
Au(OH) ₂	12,36 12,97	10,63 12,94	10,86 13,69
AuHS ⁰	6,79 6,54	6,59 6,87	8,19 8,94
Au(HS) ₂	8,53 6,08	8,03 7,67	9,43 9,02
Au ₂ (HS) ₂ S ²	18,32 10,04	13,78 13,15	14,31 13,49
AuCl ₂	8,08 10,98	7,93 9,61	10,59 13,59
Au ³	44,11 54,72	46,56 50,71	52,63 60,73
AuCl ₂	15,67 33,20	26,64 30,12	33,04 39,88
Au	6,75 5,95	6,57 6,82	8,15 8,68
I	0,340 0,630	0,887 0,704	0,713 0,482
pH	6,02 4,59	4,00 3,76	4,98 5,28
Еh	0,70 0,34	0,54 0,39	0,44 0,35

гидроксильные комплексы с максимальным значением 6,08 моль/кг H_2O для $\text{Au}(\text{HS})_2$ (см. табл. 4) [6].

Из приведенных факторов следует, что преобладающими формами нахождения золота в гидротермальных растворах для всех месторождений являются гидросульфидные комплексы. Перемещение гидротермальных растворов и перенос ими комплексов золота происходит при участии буферных реакций сульфидных минералов и поступлении новых гидротермальных растворов, обогащенных сероводородом. Только на Дарасунском месторождении, где наблюдаются высокие концентрации хлоридов, на ранних этапах возможен перенос золота в хлоридной форме.

Результаты моделирования показали, что на процесс отложения золота из гидротермального раствора при рудообразовании месторождения Банска Штьявница влияют понижение температуры, давления и концентрации H_2S . Выкипание раствора и увеличение концентрации CO_2 в рудообразующем флюиде — вот основные факторы, вызывающие осаждение золота и других металлов из раствора на месторождении Дарасун. На процесс осаждения золота из гидротермальных растворов во время отложения минеральных ассоциаций месторождения Бестюбе оказывают влияние резкое снижение температуры, давления и смена окислительно-восстановительных условий. И, наконец, процессы разложения органики в Сухом Логу (в частности присутствие N_2) вызывают изменение окислительно-восстановительных условий, что благоприятно воздействует на осаждение золота и других металлов, участвующих в процессе рудоотложения.

Факторами осаждения золота на месторождениях явились снижение pH_2S и pH , изменение E_h , понижение температуры и давления. Полученные данные показывают, что для повышения эффективности выщелачивания золота из руд необходимо минимизировать факторы осаждения (повышая pH , понижая pCO_2) и интенсифицировать факторы растворения (увеличивая T , P , pO_2 и изменяя солевой состав раствора).

На основе приведенного материала можно сделать следующие выводы:

1. В настоящей работе проведено термодинамическое моделирование методом минимизации свободной энергии Гиббса, равновесной растворимости золота в гидротермальных растворах, в процессе которого учитывались геолого-химические особенности формирования минеральных парагенезисов, реальные содержания газов, солей и различных металлов в гидротермальных растворах, участвующих в процессах рудообразования на месторождениях различных генетических типов.

2. Преобладающими формами золота для рудообразующих флюидов месторождений являются гидросульфидные комплексы. Рудоотложение происходит при участии буферных реакций с сульфидными минералами и сопровождается поступлением новых гидротермальных растворов, обогащенных H_2S .

3. Методом термодинамического моделирования показано, что комплексы AuCl_2 , AuOH^0 , $\text{Au}(\text{OH})_2$, AuHS^0 , $\text{Au}(\text{HS})$ обеспечивают концентрации золота в растворе, достаточные для формирования промышленных концентраций золота на данных золоторудных месторождениях.

4. На растворимость различных комплексов золота в гидротермальных растворах месторождений Банска Штьявница, Дарасун, Бестюбе и Сухой Лог оказали влияние особенности минерального состава, физико-химические условия, возникшие при развитии процесса рудообразования, окислительно-восстановительная обстановка.

5. Для повышения эффективности выщелачивания золота из руд необходимо минимизировать факторы осаждения (повышая pH , понижая pCO_2) и интенсифицировать факторы растворения (увеличивая T , P , pO_2 и изменяя солевой состав раствора).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова Н.Н., Зотов А.В., Банных Л.Н. и др. Экспериментальное изучение растворимости золота в воде при 450 С и 500 атм. в зависимости от окислительно-восстановительных условий // *Геохимия*. 1983. № 8. С. 1133—1138.
2. Лавров Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // *Докл. АН*. 2000. Т. 371. № 1. С. 88—92.
3. Матель Н.Л. Растворимость золота и формы его нахождения в гидротермальных растворах золото-серебро-полиметаллического месторождения Банска Штьявница (Центральная Словакия) // *Тр. международной конференции «Фундаментальные исследования современной гидрогеохимии»*. —Томск: изд-во НТЛ, 2004. С. 99—103.
4. Матель Н.Л. Эволюция форм нахождения золота в рудообразующем растворе при формировании золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) // *Тр. Четвертого международного симпозиума «Проблемы геологии и освоения недр»*. —Томск: изд-во НТЛ, 2000. С. 113—114.
5. Матель Н.Л. Формы нахождения золота в рудообразующем растворе месторождения Бестюбе (Северный Казахстан) // *XVIII Всероссийская молодежная конференция «Геология и геодинамика Евразии»*. —Иркутск, 1999. С. 96—97.
6. Матель Н.Л. Формы нахождения золота в гидротермальных рудообразующих растворах золоторудных месторождений (по данным физико-химического моделирования): Автореф. дис...канд. геол.-минер. наук. —Иркутск, 2005.
7. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). —Новосибирск: Наука, 2000.
8. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // *Геология рудных месторождений*. 2000. Т. 42. № 6. С. 526—548.
9. Таусон В.Л., Смагунов Н.В. Влияние элементов-спутников золота на его поведение в системе F-S — водосолевой раствор при температуре 450 С и давлении 100 МПа // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38. № 3. С. 667—674.

Модель формирования порфировых месторождений

Е.В.ПУЧКОВ (Компания «SBS Group Ltd»; Республика Казахстан, 050059, г.Алматы, ул.Манасова, 110;
e-mail: asel.k@sbsgroup.kz)

Рассмотрено формирование месторождений порфирового типа. Их различная металлоносность обусловлена петрологическими особенностями малых порфировых интрузий, спецификой рассеянных компонентов при кристаллизации остаточных фаз батолитовых интрузий и контракционной трещиноватостью, возникающей при остывании магматических пород в определенном диапазоне глубины их формирования.

Ключевые слова: порфировые месторождения, малые интрузии, штокверк, эруптивная брекчия, контракционная трещиноватость, рудообразование.

Model of porphyritic deposits formation

E.V.PUTCHKOV

Formation of deposits of a porphyritic class is considered. Their various presence of metal is caused by petrologic features of small porphyritic intrusion, specificity of scattered components at crystallisation of residual phases of batholithic plutons and of contraction rock fracturing, arising at cooling of magmatic rocks in a certain range of depth of their formation.

Key words: porphyritic deposits, small intrusion, stockwork, eruptive breccia, contraction rock fracturing, mineralization.

В настоящее время тип порфировых месторождений включает ряд месторождений различных металлов — Cu, Mo, Pb, W, Sn, U, Ag, Au [3, 16]. Разнообразие металлов в порфировых месторождениях зависит от состава рудогенерирующего очага, представленного комплексом малых порфировых интрузий, начиная от пикритов и кончая гранитоидами повышенной щелочности, глубинности их становления и длительности развития рудно-магматической системы. Два последних условия определяют в основном промышленную ценность и масштаб оруденения.

Как правило, на заключительном этапе магматического процесса формируются батолитовые интрузии, характеризующиеся большим разнообразием состава и родственными связями с родоначальными интрузивными комплексами. Большое разнообразие порфировых интрузий и, следовательно, многообразие металлов в месторождениях этого типа естественно приводит к возникновению проблем в описании и интерпретации основных положений, типичных в целом для этого типа рудных месторождений. К ним относятся значительное минеральное разнообразие штокверка, зависящего от состава порфировых интрузий, разнообразие эруптивных брекчий, вплоть до магматогенных, соотношение прожилковой и вкрапленной составляющей и др. Наибольший интерес и неясность вызывает начальный член порфирового ряда — кимберлиты — гипабиссальная ультраосновная порода порфировой структуры, являющаяся эруптивной брекчией, в которой среди многочисленных включений обязательно присутствуют пиропсодержащие ультраосновные породы (пироповые перидотиты, реже пироповые оливиниты

и пироксениты). Не касаясь происхождения столь сложной группы пород, следует подчеркнуть и слабое проявление штокверка, обязательного атрибута месторождений порфирового типа. Однако локализация кимберлитов в диатремах и, как следствие, низкое литостатическое давление их формирования и эруптивный характер не дают предпосылок широкого образования контракционной трещиноватости. В тоже время наличие эруптивной брекчии — характерного элемента многих порфировых месторождений, сближает алмазоносные кимберлиты с другими месторождениями порфирового типа.

Ультраосновные бесполевошпатовые породы, согласно А.Н.Заварицкому, встречаются только в интрузивных формах. К группе основных бесполевошпатовых гипабиссальных пород наряду с пикритами относятся и кимберлиты, очень часто образующие эруптивные брекчии, выполняющие жерловины и диатремы и на глубине связанные между собой дайками. Порфировые породы очень часто объединяются с типом жильных пород. Общностью для них является наличие темноцветов, при образовании которых типично присутствие летучих компонентов. Это обнаруживается при анализе бесполевошпатовых ультраосновных пород и их порфировых разновидностей (пикриты и кимберлиты). Для них характерно присутствие полевых шпатов (пикриты) и слюд (кимберлиты), что указывает на более высокое содержание глинозема, извести и щелочей, чем для глубинных представителей ультраосновных бесполевошпатовых пород. Кимберлиты вместо минералов базальтовой фации (оливин, лейцит) содержат минералы лампрофировой фации — биотит. Однако детальное

изучение порфировых пород различного состава позволяет утверждать, что при петрологической близости их металлогенические особенности резко отличаются от жильных пород. Это позволило ввести в геологическую литературу понятие порфирового типа рудных месторождений, объединяющего разно-металльные месторождения, связанные с порфирами различных геологических формаций.

Своеобразие начального члена порфировых месторождений — алмазоносных кимберлитов заключается в образовании брекчиевого штокверка, аналогичного широко проявленным на других порфировых месторождениях эруптивным брекчиям, несущих наибольшее количество рудной нагрузки. Если для алмазопорфировых месторождений слабо проявлен механизм контракционного трещинообразования, то импактогенные брекчии этих месторождений можно отождествлять с эруптивными брекчиями, широко развитыми на типичных месторождениях порфирового типа.

Платинопорфировые месторождения хорошо вписываются в этот тип рудных месторождений. Как и для других хорошо изученных типов они не отличаются богатым оруденением. Однако, как стало понятно в последнее время, рудная нагрузка, представленная комплексом элементов платиновой группы и сопутствующими металлами, вполне рентабельна при отработке. Платинопорфировые месторождения приурочены к порфирам ультрабазитовой формации — пикритам, которые в зависимости от вариации петрогенных элементов подразделяются на ряд групп. Как правило, пикриты являются производными альпийского базитов и развиты в основном в зонах вулканоплутонических поясов. Характерный пример платинопорфирового месторождения — Каратургай, расположенное в Тургайском прогибе Казахстана.

Раньше тип порфировых месторождений назывался штокверковым, исходя из преобладающей приуроченности полезной нагрузки к различно ориентированным прожилкам, выполненных петрогенными и рудными минералами. Детальное изучение штокверковых месторождений и их непосредственная связь с малыми порфировыми интрузиями различного состава привели к введению в геологическую науку термина «порфировые месторождения». Возникновение трещинной решетки — штокверка как проявления своеобразной контракционной трещиноватости — было обосновано в 1970-е годы.

Большинство рудных элементов, образующих порфировые месторождения, литофобны, т.е. не способны в значительных количествах растворяться в силикатных расплавах. Поэтому при кристаллизации силикатных расплавов халькофильные элементы не образуют, за некоторым исключением, собственных минералов. Концентрация рудных элементов в комплексах магматических пород, как правило, низкая, сопоставимая с кларками. Кроме аксессуарных минералов они обнаруживаются в петрогенных минералах

в форме изоморфных или эндокриптных примесей. В магматическую стадию образование собственных минералов рассеянных элементов в силу особенностей кинетики кристаллизации исключается.

Принят молекулярно-термодинамический механизм вхождения рассеянных элементов в кристаллические решетки минералов, т.е. поведение рассеянных элементов рассматривается с точки зрения образования твердых растворов с весьма ограниченной растворимостью. В.А.Киркинский и А.А.Ярошевский [4, 5], развивая представления Вант-Гоффа, В.С.Соболева и других исследователей, считают, что различие понятий «изоморфная смесь» и «твердый раствор» отражает лишь существование двух подходов к ним — кристаллографического и физико-химического. В основе понятия и тех, и других лежат одни и те же законы термодинамики, хотя понятие «твердые растворы» несколько шире понятия «изоморфизм». Физическое состояние рассеянных элементов в минералах-растворителях может быть многообразным. Помимо их накопления за пределами кристаллических решеток или замещения в узлах решеток элементов, близких по кристаллохимическим свойствам, рассеянные элементы могут образовывать также «подрешетки» или «сверхструктуры» [9], или занимать вакансии (дефекты) в решетках [7]. В некоторых случаях рассеянные элементы не входят в какое-либо соединение, а находятся в кристаллических решетках минералов в элементарном состоянии. Для ряда элементов, характеризующихся высоким потенциалом ионизации, характерно образование гомоатомных соединений, т.е. металлов (Au, Ag, Pt, Pd, Cu, Hg и т.д.) и неметаллов (S, Te, C) в самородном состоянии. Рассеянные элементы описываются в том диапазоне, в котором они находятся в кристаллических решетках минералов в рассеянном состоянии, т.е. не образуют фазу или фазы, и не отражаются стехиометрическими формулами минералов.

Для обоснования избирательной рудоносности порфировых интрузий в первую очередь необходимо рассмотреть вопрос о возможности возникновения повышенных содержаний рудных элементов во взаимодействии конечной фазы (порфировых интрузий) с ранними фазами магматического комплекса. Подобные исследования были детально выполнены для меди, однако все закономерности, выявленные для этого элемента, сохраняются для всей группы элементов, образующих обширный тип порфировых месторождений (Mo, W, Sn, Pb, U, Ag, Au, Pt). Наименьшей информативностью характеризуются благородные металлы.

Изучение форм нахождения меди в гранитоидах обнаруживает ее высокую подвижность и способность к выщелачиванию кислотами без разрушения кристаллической матрицы минералов. Поскольку поступление меди в солянокислые вытяжки не сопровождается разрушением кристаллической структуры

породообразующих минералов, кинетика ее экстрагирования имеет не химическую, а электролитическую природу и включает диффузию ионов меди из решетки в раствор. Из того факта, что при изменении молярности солянокислых вытяжек константа равновесия экстракции одновалентной меди колеблется незначительно, следует, что в порообразующих минералах медь находится в форме Cu [2].

В экспериментах [11, 12], выполненных в стандартных условиях, в 0,1н. солянокислый раствор переходило 54—78% подвижной меди. Диффузионная подвижность одновалентного иона меди при различных температурах за различные отрезки геологического времени определялась формулой:

$$x^2 = 2Dt,$$

где x — среднее расстояние, на которое продвинулись ионы Cu за время t от некоторой плоской границы при D — коэффициенте диффузии (табл. 1).

1. Оценка диффузионной подвижности Cu (в м) в зависимости от температуры и времени

Температура, С	Время, лет			
	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷
200	230	730	2310	7300
400	1540	4860	15 400	48 600
600	4300	13 620	43 000	136 200
800	8200	26 000	82 000	260 000

Из табл. 1 следует, что в масштабах геологического времени диффузионная подвижность меди в форме Cu очень велика, поэтому в зонах гидротермального выноса со временем происходит диффузионное выравнивание концентраций меди с окружающими породами.

Распределение различных форм меди по минералам показало, что атомарная медь для фемических минералов и полевошпатовой составляющей для батолитовых интрузий не характерна. Минералы порфириновых интрузий характеризуются повышенными содержаниями такой формы меди. Эта тенденция наиболее ярко выражена для роговой обманки (30—65%) и полевых шпатов. Ее содержание составляет 8—12 г/т [11, 12]. Как было показано ранее [1], если единый магматический очаг консолидируется отдельными порциями (фазами), то величина насыщающей концентрации окажется различной для его выкристаллизовавшейся и частично остывшей фазы и фазы, оставшейся в жидко-магматической стадии и менее остывшей. Происходит перераспределение рассеянных элементов между фазами в соответствии с законом распределения и обогащения ими последних фаз. При многофазовом строении магматических

комплексов содержание рассеянных элементов должно возрастать от более ранних фаз к более поздним, вследствие чего поздние фазы приобретают более высокую геохимическую специализацию, чем ранние фазы. Это наиболее наглядно выражается для малых порфириновых интрузий, с которыми генетически связаны месторождения порфириновой формации.

Несмотря на невысокий процент атомарной меди, наибольший интерес для познания геохимической специализации интрузивных комплексов имеет медь, находящаяся в рассеянном состоянии, что относится и к другим элементам, образующим порфириновые месторождения. Термодинамическими расчетами [2, 11] доказывалось, что: 1) рассеянные элементы представляют собой твердые растворы с весьма ограниченной растворимостью в литофильных минералах; 2) твердые растворы рассеянных элементов, являясь чрезвычайно разбавленными растворами, в целом подчиняются законам «идеальных растворов или газов»; 3) в общем случае между молярной долей рассеянного элемента (N) и абсолютной температурой (T) существует зависимость, выражающаяся уравнением:

$$L = \sqrt{\frac{L_{пл} T_{пл}}{R \ln N \cdot L_{пл} / T_{пл}}},$$

где $L_{пл}$ и $T_{пл}$ — теплота и температура плавления (модификация уравнения Шредера); R — универсальная газовая постоянная; $\ln N$ — молярная доля компонента. Это уравнение представляет, по существу, кривую концентраций и насыщения при различных температурах. Реальные магматические расплавы не насыщены рудными компонентами, вследствие чего в магматическую стадию не выпадают. Однако в постмагматическую стадию в связи с падением температуры, величина насыщающих концентраций резко падает, что приводит к процессу рудообразования.

Пресыщение петрогенных минералов рассеянными элементами происходит в температурном интервале, соответствующем реальному температурному полю минералообразования. Избыточными против насыщающей концентрации становятся 99% валовых содержаний рассеянных элементов всего лишь при охлаждении породы на 30—70 С ниже температуры насыщения. Это количество рассеянных элементов потенциально может экстрагироваться и выноситься за пределы кристаллических решеток минералов и формировать рудоносные растворы. Интенсивность выделения свинца из кристаллических решеток минералов горных пород в процессе постмагматического охлаждения была рассчитана ранее в работе [1]. Выделение элементов происходит в узком температурном интервале, что обуславливает пространственную дискретность рудогенеза. В первом приближении факторами, способствующими пространственному и временному разобщению различных элементов при рудообразовании, являются концентрации элемента, а также температура и теплота

плавления минерала, в состав которого входит рассеянный элемент.

При быстром охлаждении (гипабиссальные условия) примеси в атомарном состоянии будут сегрегироваться на гранях разделов, в дислокациях и структурных каналах породообразующих минералов. Многообразие составов порфировых интрузий связано с многообразием металлов месторождений порфирового типа.

В порфировых штоках, формирующихся в гипабиссальных условиях, в процессе кристаллизации магматического расплава, определенная часть атомов металлов рассеивается в виде неконституционных форм. Этому способствует концентрационное переохлаждение на поверхности раздела твердой и жидкой фаз, избыточные против насыщающей концентрации рассеянных элементов, сток примесных дефектов и др. Все это позволяет утверждать, что сама специфика формирования и кристаллизации порфировых интрузий создает благоприятные предпосылки для накопления элементов в неконституционной форме, достаточных для осуществления того или иного типа связей. Поскольку элемент-примесь и породообразующие минералы в нестехиометрическом состоянии создают закономерные «сверхструктуры», то породам с определенным составом породообразующих минералов соответствует определенный набор нестехиометрических соединений элементов, чем и предопределяется многообразие металлов месторождений порфирового типа.

При рассмотрении источника рудного вещества порфировых месторождений было бы неправильно ограничиваться только геохимическим потенциалом самих интрузий. Обогащенность магмы рудными компонентами рудоносных стратифицированных формаций повышает продуктивность самих порфировых интрузий (гибридные металлогенические формации) [15].

Размах порфировой рудно-магматической системы в настоящее время определяется в 4—5 км и характеризует тот уровень, в пределах которого возможно образование прожилково-вкрапленных месторождений, связанных с формированием малых порфировых интрузий [20]. Рудная минерализация представлена на этих месторождениях двумя морфогенетическими типами — вкрапленным и прожилковым. Образование вкрапленной минерализации редко приводит к промышленным концентрациям рудных компонентов. Это обусловлено в первую очередь ограниченным потенциалом катионов, имеющих в составе первичной породы, и анионов их осаждающих. Появление штоков резко повышает общее содержание рудных компонентов на месторождении [14], в связи с чем наибольший интерес для штоковых месторождений представляет рассмотрение механизма их образования.

Подавляющее большинство трещин в рудоносных штоках относится к трещинам термической контракции и их выполнение петрогенными и рудными минералами является необходимым свойством формирования прожилково-вкрапленных месторождений порфирового типа. В физическом отношении термическая концентрация представляет собой изменение объема интрузива при остывании, возникает за счет изменения разности теплоемкостей ($C_p - C_v$) при падении температуры и сокращения объема. Разность теплоемкостей можно выразить уравнением:

$$C_p - C_v = \frac{V_0 T^2}{2},$$

где V_0 — мольный объем; T — температура; коэффициент — объемного расширения; — сжатия.

Для установления общего размаха порфировой рудно-магматической системы наиболее информативны гидротермально измененные породы и уровни контракционного трещинообразования. По проявлению термических трещин контракции всю систему можно подразделить на три области: 1) верхнюю угнетенной контракции (0—0,5 км); 2) контракционного трещинообразования и 3) нижнюю — угнетенной контракции.

Для возникновения трещин разрыва при проявлении термической контракции процессу сжатия породы должны противостоять усилия, сохраняющие ее прочность на разрыв. Например, если сжатию противостоит литостатическое давление, то возникновение трещин в породах прочностью на разрыв в 11,77 МПа при $p = 27$ МПа возможно лишь глубже:

$$H = \frac{11,77 \text{ МПа}}{0,027 \text{ МПа}} = 440 \text{ м.}$$

Этим определяется верхний уровень развития прожилково-вкрапленных месторождений и в какой-то степени безрудность приповерхностной области.

Для прогнозно-металлогенических исследований интерес представляют различия в проявлении устойчивого признака на всем вертикальном размахе порфировой рудно-магматической системы. Таким признаком следует считать метасоматические изменения, достаточно чутко реагирующие на смену термодинамических условий формирования штока порфировых интрузий. На этом основании с учетом геолого-структурной обстановки месторождений, парагенезисов рудных и петрогенных минералов, геохимических особенностей целесообразно выделить три уровня формирования порфировых месторождений (табл. 2).

Как было показано ранее в работе [14] через термические и физико-механические константы пород уравнение термической ступени трещинообразования выражается:

2. Вертикальный размах порфировой рудно-магматической системы

Глубина, км	Проявление контракции	Уровни рудообразования	Тип метасоматитов
0—0,5	Область угнетенной контракции	Безрудный	—
0,5	Верхний уровень контракции	—	—
0,5—1,5	$H \text{ — } 0,4 \text{ — } 0,5 \text{ км}$	Приповерхностный	Вторичные кварциты, пропилиты
1,5—3,5	Область максимального трещинообразования $K \triangleright B \quad P \quad G$	Мезогипабиссальный	Филлизиты, аргиллиты, пропилиты хлорит-альбит-карбонатной ступени, флогопитизация, актинолитизация
3,5—5,0	$T_H \quad \frac{B \quad P}{E}$ $H_n \quad \frac{T_{кр} \quad T_H}{t} \quad 4,5 \quad 5 \text{ км}$	Катагипабиссальный	Пропилиты эпидот-хлорит-альбитовой ступени, калишпатизация, пироксенизация
5,0 и глубже	Нижний уровень контракции. Область угнетенной контракции	—	—

$$T_H \quad \frac{B \quad P}{E},$$

где B — прочность породы на разрыв, МПа; P — удельное литостатическое давление, МПа; E — модуль упругости, МПа; α — линейный коэффициент термического сжатия, $^{\circ}\text{C}^{-1}$. При наложении B и P и экзокинетических сил G на контракционное напряжение K трещины контракции образуются при условии.

$$K \triangleright B \quad P \quad G.$$

В уравнении B , E и α — константы. Удельное литостатическое давление $P = H$, где H — глубина консолидации интрузива. Отсюда следует, что термическая ступень трещинообразования H_n является линейной функцией глубины консолидации интрузива.

Предельные глубины проявления трещин термической контракции можно найти из уравнения:

$$T_{кр} \quad T_H \quad t H_n \text{ или } H_n \quad \frac{T_{кр} \quad T_H}{t} \quad 4,5 \quad 5 \text{ км},$$

где H_n — предельная глубина образования трещин термической контракции; $T_{кр}$ — температура кристаллизации пород, T_H — термическая ступень трещинообразования; t — температурный градиент Земли, принимаемый равным $33 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Контракционная трещиноватость характерна не только для месторождений порфирового типа. Это явление в природе развито более широко. Как было показано Т.М.Ламулиным [8], контракционные трещины характерны для редкометалльных месторождений (молибденовые и вольфрамовые месторождения альбит-грейзеновой формации). Несомненно, что контракционная трещиноватость характерна и для других типов гидротермальных месторождений,

связанных с магматическими породами на глубинах их становления до 5 км.

Для различных месторождений порфирового типа температура основных прожилковых рудных стадий сравнительно постоянна и колеблется для стадии I — $450\text{—}360 \text{ }^{\circ}\text{C}$, II — $350\text{—}220 \text{ }^{\circ}\text{C}$, III — $220\text{—}150 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Продукты метасоматоза также образуют ряд фаций и субфаций, строго подчиняющихся палеотемпературному полю и составу рудогенерирующего субстрата.

Формирование разнометалльных порфировых месторождений в близком температурном интервале логично объясняется тем, что рудообразование в открытых полостях тесно связано с термофизическими параметрами интрузивов, в которых проявление реактивных сил контракции происходит при достижении критических напряжений, теснейшим образом связанных с температурой. В связи с этим интерес представляют расчетные данные основных параметров рудообразования, протекающих в трещинных полостях. Как было показано ранее в работе [13], критическое давление межзернового флюида, находящегося на глубине 4 км и имеющего $T 600 \text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P 100 \text{ МПа}$, составляет 92,5 МПа и находится в переходной области жидкость—газ. Если условно принять, что солевой состав гидротермального раствора равен среднему составу вытяжек (сумма катионов равна 27,38—8,36; анионов 32,6—7,7 мг/100 г), а концентрация SiO_2 (основного труднорастворимого компонента) составляет до 4 % [18], то температура испарения раствора при нормальных условиях будет близка к температуре испарения чистой воды. Исходя из этого, жидкая и газообразная фазы гипотетического раствора при $T 600 \text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P 100 \text{ МПа}$ будут иметь соотношения близкие 1:1.

Мгновенное образование трещин в результате действия сил контракции выводит гидродинамическую систему интрузива из термодинамического равновесия. Это вызвано тем, что поровые растворы, как и жесткий каркас пород, несут литостатическую нагрузку, отвечающую мощности вышележащих толщ. В то же время давление в трещинных полостях в момент их открывания характеризуется глубоким вакуумом. Большой интерес представляют основные термодинамические параметры новой системы и верхний предел скорости потока гидротермальных растворов.

Как было показано в работе [13], термодинамическая система, описывающая состояние гидротермальных растворов после образования трещин концентрации, характеризуется следующими параметрами:

$$T_{кр} \ 477 \text{ C}; P_{кр} \ 54,2 \text{ МПа}, V_{max} \ 11 \cdot 10^2 \text{ м/с}.$$

Рассчитанная критическая температура растворов, заполняющих трещинное пространство, равная 477 C, не противоречит многочисленным термометрическим измерениям, проведенным различными методами для подобного типа месторождений и характеризующим начало рудного процесса.

Экспериментальные данные по растворимости кварца в перегретом паре и воде в надкритическом состоянии показывают, что растворимость его при температуре 600 C и давлении 100 МПа составляет 0,4—0,5% [18]. Эту величину следует принимать за нижний предел, так как с учетом щелочного характера гидротермальных растворов, наличия модифицированной воды и других факторов, существующих в реальной среде, растворимость кварца будет намного выше. При мгновенном изменении параметров, критические значения которых по расчетам составляют $T_{кр} \ 477 \text{ C}$, $P_{кр} \ 54,2 \text{ МПа}$, происходит отложение кремнезема до содержания его в растворе порядка 0,05—0,1%. Другими словами, 2/3 кремнезема исходного порового раствора осаждается в образовавшейся трещине. Это касается и других компонентов, концентрация которых в поровых растворах прямо зависит от химического состава магматического субстрата. В связи с этим состав штокверка для месторождений порфирового типа может колебаться в широких пределах. Для порфировых месторождений, связанных с гипабиссальными интрузиями повышенной основности, он представлен в основном кальцит-сидеритовыми, мангансидерит-анкеритовыми, плагиоклаз-пренитовыми, кварц-кальцитовыми и другими прожилками.

Парожидкостная смесь под давлением 54,2 МПа и критической скоростью 1100 м/с, действуя подобно водяному клину, приводит к мгновенному росту трещин на значительное расстояние. Об этом свидетельствует многократное превышение приложенной силы над прочностью пород на разрыв, составляющей в среднем для ненарушенных гранитоидов 32,4 МПа. Перепад давления в момент трещинообразования оказывает

основное влияние на морфоструктуру и морфогенез трещин, что благоприятствует активизации движения растворов в значительном объеме интрузива.

Следствием нарушения термостатирования и активизации парожидкостной системы является широкое проявление на порфировых месторождениях брекчиевых тел. Наиболее полно они изучены на месторождениях Чили, Перу, Америки, Казахстана, России, Узбекистана [6, 10, 17, 19]. Размах проявления брекчий прямо пропорционален химическому составу порфировых интрузий и наиболее типичен для их кислых разновидностей, особенностью которых является кварц-ортоклазовый состав основной массы, что свидетельствует о высокой насыщенности магмы газовой-жидкой компонентой. Эруптивные брекчии образуются после контракционной трещиноватости, провоцирующей быструю кристаллизацию основной массы порфиоров и выделение газовой-жидкой фазы из кварц-полевошпатовой эвтектики. Это приводит к проявлению метасоматических процессов, широко развитых на порфировых месторождениях. Метасоматические процессы активизируют образование вкрапленной компоненты рудных минералов. Продукты метасоматоза непосредственно связаны с химическим составом рудообразующих порфиоров и изменяются от натро-кальцево-железо-магниевого метасоматитов (порфиры средне-основного состава) до кали-натро-кремнистых (порфиры кислого и щелочно-кислого составов).

Таким образом, следует подчеркнуть, что все месторождения связаны с заключительным этапом формирования батолитовых интрузий, представленным комплексом малых порфировых интрузий, начиная от пикритов и кончая гранитоидами повышенной щелочности. Их формирование начинается с контракционной трещиноватости, которая приводит в движение гидротермальные растворы, выщелачивающие избыточные против насыщающих концентрации металлов при небольшом охлаждении пород, вызванных контракционной разрядкой. Присутствие металлов порфировых месторождений зависит от субстрата порфировых интрузий и отличается широким разнообразием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Букуров Г.С., Пучков Е.В. Некоторые теоретические вопросы металлогенической специализации магматических комплексов / Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. —Алма-Ата, 1972.
2. Букуров Г.С., Пучков Е.В. О формах нахождения и диффузионной подвижности меди // Докл. АН СССР. 1979. Сер. геол. Т. 249. № 3. С. 699—703.
3. Евстахин В.А. Порфировые месторождения — генетический и промышленный тип // Советская геология. 1988. № 3. С. 9—18.
4. Киркинский В.А. Асимметрия кривых распада твердых растворов в связи с вопросом о пределе изоморфного вхождения элементов-примесей в минералы // Геохимия. 1964. № 1. С. 40—60.

5. *Киркинский В.А., Ярошевский А.А.* Физико-химический аспект изоморфизма // ЗВМО. 1969. Ч. 96. Вып. 5. С. 532—546.
6. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. —М.: Недра, 1983.
7. *Ларин В.Н.* К вопросу о механизме отделения рудоносных растворов от гранитных интрузий малых глубин // Геология рудных месторождений. № 6. 1969. С. 44—52.
8. *Лаумулин Т.М.* Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. —Алма-Ата: Наука КазССР, 1977.
9. *Перчук Л.Л.* Возможности использования сверхструктур твердых растворов для создания эффективных минералогических термометров и барометров // Докл. АН СССР. 1967. Сер.геол. Т. 174. № 4—6.
10. *Попов В.С.* Геология и генезис медно-и молибден-порфировых месторождений. —М.: Наука, 1977.
11. *Пучков Е.В., Букуров Г.С., Долгов Б.Т.* О формах вхождения меди в порообразующие и акцессорные минералы гранитоидов // Докл. АН СССР. 1975. Сер. геол. Т. 218. № 1. С. 203—205.
12. *Пучков Е.В., Букуров Г.С., Матвеев М.А. и др.* Формы нахождения меди в порообразующих минералах в связи с геохимической специализацией гранитоидов Казахстана // Геохимия. 1976. № 4. С. 527—536.
13. *Пучков Е.В.* Параметры формирования медно-порфировых месторождений Казахстана / Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. —Новосибирск, 1979. С. 230—236.
14. *Пучков Е.В., Букуров Г.С.* Вертикальный размах медно-порфировой рудно-магматической системы // Докл. АН СССР. 1980. Сер. геол. Т. 253. № 1. С. 211—214.
15. *Пучков Е.В., Зорин Е.С.* Гибридные металлогенические формации Казахстана // Докл. АН СССР. 1983. Сер. геол. Т. 272. № 2. С. 450—452.
16. *Пучков Е.В., Найденов Б.М.* О правомерности выделения свинцово-порфировой рудной формации // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 117—120.
17. *Gilmour D.* Mineralized intrusive breccias as guides concealed porphyry copper systems // Econ. geol. 1977. Vol. 72. Pp. 209—303/
18. *Kennedy G.S., Wasserburg G.J., Heard H.C., Newton R.C.* The upper threephase region in the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ // Conference on very high pressure. № V. 1961. Pp. 28—45.
19. *Sharp J.E.* A molybdenum mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. Pp. 369—382/
20. *Sillitoe R.H.* Geology of the Los Pelmbres porphyry copper deposit, Chile // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. № 1. Pp. 1—10.

Геохимические особенности и формирование углекислых минеральных вод Центрального Кавказа и Предкавказья

У.И.АБАЙХАНОВ (Управление по недропользованию по Карачаево-Черкесской Республике; 369000, КЧР, г.Черкесск, ул.Гагарина, 17; *e-mail*: umarab@mail.ru), В.Г.ПОПОВ (Южно-Российский государственный технический университет (НПИ)); 346428, г.Новочеркасск, Ростовская обл., ул.Просвещения, 132; *e-mail*: popovvg@novoch.ru)

Рассмотрены химический состав и особенности формирования углекислых минеральных вод в гидрогеологических структурах Центрального Кавказа и Предкавказья на базе выполненных авторами многолетних полевых газогидрогеохимических исследований. Особое внимание обращено на происхождение углекислоты в подземных водах, в связи с чем освещены некоторые аспекты проявления магматической и метаморфической деятельности в регионе, информация о гелииносности и изотопном составе углекислых вод.

Ключевые слова: Центральный Кавказ, Предкавказье, углекислые минеральные воды, геохимия, формирование.

Geochemical specific features and formation of carbonic mineral waters of Central Caucasus and Ciscaucasia

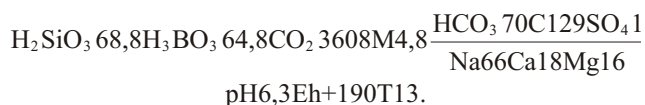
U.I.ABAYKHANOV, V.G.POPOV

On the basis of the long-term field gashydrogeochemical investigations made by the authors the chemical composition and peculiarities of formation of carbonic mineral waters in hydrogeological structures of Central Caucasus and Ciscaucasia were studied. Special attention was given to the origin of carbonic acid in the underground waters, therefore some aspects of emergence of magmatic and metamorphical activities, information on helium content and isotope composition of carbonic waters were stated.

Key words: Central Caucasus, Ciscaucasia, carbonic mineral waters, geochemistry, formation.

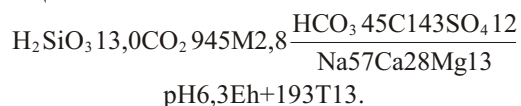
Геолого-гидрогеологическая обстановка. В пределах исследуемого региона с юга на север выделяется 5 структурно-формационных зон: Главного и Передового хребтов, Северо-Юрской депрессии, Северо-Кавказской моноклинали и Скифской плиты (рис. 1). Зоны Главного и Передового хребтов относятся к Кавказской гидрогеологической складчатой области с трещинными и трещинно-жильными скоплениями подземных вод в интрузивных и метаморфических гидрогеологических массивах докембрия—палеозоя. Водоносность их связана с региональной корой выветривания кристаллических пород мощностью до 100 м и зонами разломов, глубоко проникающими в тело гидрогеологического массива. Зоны Северо-Кавказской моноклинали и Скифской плиты принадлежат к Предкавказскому артезианскому бассейну со скоплениями вод пластового типа, связанными с терригенно-карбонатными комплексами мезозоя—кайнозоя. Северо-Юрская депрессия представляет собой адартезианскую гидрогеологическую структуру с трещинными пластовыми водами в сильно литифицированных и дислоцированных песчано-сланцевых и карбонатных толщах нижней и средней юры.

Складчато-глыбовое поднятие Главного хребта сложено кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, амфиболитами, гранитами, туфогенными породами, рассеченными разломами широтного и северо-восточного простирания. Углекислые воды, связанные с ними, имеют в основном хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав. Минерализация их составляет 1,1—6,1 г/л, pH 5,7—7,0; Eh 45... 232 мВ, T 4,2—15,5 °C (в Приэльбрусье до 22 °C). Содержание CO₂ изменяется от 800 до 3600 мг/л, а O₂ не превышает 1,0 мг/л. Специфическая геохимическая особенность вод — высокие концентрации железа, свидетельствующие о наличии железосодержащих минералов в гранитах, и pH-Eh состояние водной среды. Из биологически активных микрокомпонентов в воде также присутствуют H₂SiO₃ и H₃BO₃ соответственно до 128 и 249 мг/л. Приведем формулу химического состава минеральной воды Тебердинского месторождения, приуроченного к позднепалеозойским гранитам (скв.22-э-бис, интервал 345—387 м):



Коре выветривания кристаллических пород в интрузивных и метаморфических гидрогеологических массивах, в отличие от зон разломов, свойственны кислородно-азотные (O_2 до 10—12 мг/л) пресные (минерализация 0,1—0,2 г/л) гидрокарбонатные кальциевые холодные (T 9—10 °C) воды, имеющие околонейтальную и слабощелочную реакцию среды (pH 6,9—8,1), высокие значения Eh (300... 450 мВ). Содержание в них Cl низкое (5—10%), а концентрация атмосферного CO_2 обычно не превышает 20—30 мг/л.

В Северо-Юрской адартезианской гидрогеологической структуре и Северо-Кавказском артезианском бассейне углекислые воды приурочены к терригенно-карбонатным комплексам юры, представленным песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и базальными конгломератами. Они вскрываются скважинами на глубине от первых десятков метров до 564 м (Кумское, Верхне-Подкумское, Красногорское, Важненское месторождения, Эльтаркачское, Карачаевское, Ново-Карачаевское, Джегутинское проявления минеральных вод). Естественные выходы углекислых вод здесь редки (Хасгутские, Маринские, Индышские источники). С глубиной минерализация вод увеличивается от 1 до 78 г/л, величина Eh снижается от 350 до 30 мВ, одновременно гидрокарбонатные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды сменяются хлоридными натриевыми и кальциево-натриевыми. Концентрация CO_2 в них 0,8—4,4 г/л, pH 5,6—7,8. На Важненском месторождении с глубины 91—130 м из песчаной толщи аалена выведены воды следующего состава:



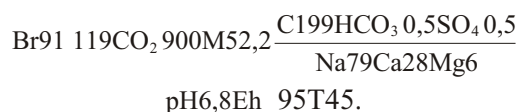
В солевом составе воды наряду с $Ca(HCO_3)_2$ и $Mg(HCO_3)_2$ (41%) присутствуют NaCl и Na_2SO_4 (соответственно 43 и 12%), свидетельствующие о неполной промытости пород от солей морского происхождения (NaCl и $CaSO_4$), но $CaSO_4$ в водах не сохранилась, так как в результате обменно-адсорбционной реакции она была трансформирована во вторичную соль Na_2SO_4 :



Скифская плита — это краевая часть Предкавказского артезианского бассейна, состоящего из двух структурных этажей: 1) нижний — фундамент, представленный магматическими и метаморфическими образованиями палеозоя и 2) верхний — чехол, сложенный мощной (до 3 км и более) терригенно-карбонатной толщей мезозоя—кайнозоя. Здесь слабоуглекислые воды (CO_2 0,7—1,3 г/л), приуроченные к отложениям нижнего мела—юры, установлены на глубине 1200—1300 м. Они характеризуются хлоридным натриевым составом, более высокими минерализацией (41,5—69,9 г/л) и температурой

(40—58 °C), присутствием в солевом составе $CaCl_2$. Значение Eh изменяется от 30 до 100 мВ, pH 6,4—6,8, концентрации Br 33—146, J 5—19 мг/л [1, 4]. Эти показатели, а также пониженные по сравнению с морской водой значения коэффициентов $r_{Na/rCl}$ (0,7—0,8) и Cl/Br (230—290) указывают на седиментогенно-эпигенетическое происхождение минеральных вод. Исходными для них явились погребенные хлормагниево-талассогенные воды мезозойских бассейнов осадконакопления нормальной и повышенной солености, подвергшиеся метаморфизации в терригенных и карбонатных породах под влиянием процессов альбитизации, доломитизации и обменной адсорбции.

Типичный представитель вод этого геохимического типа — хлоркальциевая вода скв.136-бис Южного участка Черкесского месторождения йодо-бромных вод, расположенного на южной окраине г.Черкесск. Воды следующего состава выведены с глубины 1300—1560 м из юрской терригенно-карбонатной толщи:



Таким образом, формирование ионно-солевого состава углекислых вод Кавказа и Предкавказья в зависимости от типов, развитых в их пределах гидрогеологических структур, происходит за счет литолого-гидрогеохимических взаимодействий в сложных гетерогенных системах по двум направлениям: 1) гидрокарбонатное (преимущественно содовое), которое реализуется в системе метеогенные воды— CO_2 —магматические, метаморфические, осадочные алюмосиликатные породы и 2) хлоридное (в основном хлоркальциевое), отвечающее системе талассогенные воды—метеогенные воды— CO_2 —осадочные породы. Основными процессами, протекающими в этих системах, как уже указывалось, являются растворение и экстракция водовмещающих пород, гидролиз, обменная адсорбция, захоронение морских вод, смешение инфильтрационных и седиментогенных вод. Во всех этих процессах прямо или косвенно принимает участие углекислый газ, определяющий их направленность и интенсивность.

Формирование углекислых минеральных вод в геологических структурах региона зависит от происхождения, источников поступления и путей миграции CO_2 -флюидов, РТ-условий и химического состава вод. Концентрация растворенной (свободной) CO_2 в углекислых водах обычно составляет 1—3 г/л, но при наличии мощного CO_2 -генерирующего источника она может достигать 20—40 г/л (район Кавказские Минеральные воды).

Происхождение и источники CO_2 . Общеизвестно, что CO_2 в подземных водах полигенна может иметь биохимическое, атмосферное или химическое проис-

хождение. Что касается минеральных углекислых вод, то главный источник обогащения их CO_2 — процессы термометаморфизма, вулканизма (отделения CO_2 магматическими расплавами) и дегазации мантии. В вопросе о природе термометаморфических явлений и их роли в формировании углекислых вод существуют различные точки зрения. Согласно одной из них [5, 13], основная причина накопления CO_2 в подземных водах — температурная трансформация пород при внедрении магмы в относительно неглубоко залегающие породы. С позиции этой гипотезы области углекислых минеральных вод — продукт молодой интрузивной деятельности и современного вулканизма.

По другим представлениям [3, 6] интрузивный метаморфизм играет подчиненную роль в генерации CO_2 . Он проявляется лишь на локальных участках геосинклинальных областей, где развиты неглубоко залегающие внедрения интрузивов (или вулканитов). Решающим же фактором в образовании CO_2 и формировании провинций углекислых вод считаются процессы регионального метаморфизма, проявляющегося в пределах обширных зон дробления, характеризующихся высокими плотностями тепловых потоков и интенсивными тектоническими движениями. Кислый (гранитоидный) магматизм, сопровождающийся образованием интрузивных тел и их термическим воздействием на вмещающие породы, в результате чего образуется CO_2 , рассматривается как частное следствие более широкого и всеохватывающего процесса — регионального метаморфизма.

В исследуемом регионе наиболее древние внедрения магмы произошли в зонах Главного и Передового хребтов Кавказа. Они относятся к протерозою—раннему палеозою и представлены интрузиями гранитов и гранодиоритов в окружающих толщах кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов, являющихся продуктом регионального метаморфизма. В истории геологического развития Кавказской гидрогеологической складчатой области процессы регионального и интрузивного (контактового) метаморфизма в докембрии и раннем палеозое несомненно оказали большое влияние на физико-химическое состояние как самих пород, так и содержащихся в них вод. Оно заключалось в генерации и привносе в подземные воды CO_2 и метаморфогенных жидких флюидов. Вместе с тем, учитывая геологически очень древний возраст проявления этих процессов (свыше 500 млн. лет), нет оснований придавать им сколько-нибудь значимую роль в формировании современного газогидрогеохимического облика трещинно-жильных подземных вод, которые по своей генетической сущности являются преимущественно инфильтрогенными.

Отдельные интрузивные и эффузивные тела встречаются и в Северо-Юрской депрессии (верховья рек Большая Лаба, Уруп, Эшакон, Хасаут, Кубань и др.), где они представлены андезитовыми порфиридами, гранитами, гранодиоритами и габбро нижне-

юрского возраста. К ним приурочены выходы кислородно-азотных пресных вод или слабоуглекислых маломинерализованных (до 2,5 г/л) гидрокарбонатных минеральных вод.

Молодой кайнозойский магматизм сформировал конус вулкана Эльбрус высотой 1600 м и лавовые тела на сопредельных территориях. Первые внедрения магмы в кристаллические комплексы протерозоя—палеозоя произошли в позднеплиценовое время и были приурочены к уже существовавшему тогда субмеридиональному Эльбрусскому разлому. Суммарная мощность плиоценовых вулканитов Эльбруса составляет порядка 1,5 км, а общий объем изверженных липаритовых и липарит-дацитовых лав — 75 км³. Они перекрыли высокоподнятый цоколь, сложенный палеозойскими гранитами и кристаллическими сланцами.

Повторные, менее мощные извержения Эльбруса, произошли в среднем, позднем плейстоцене и голоцене, когда лавовые потоки андезит-дацитового состава устремились от западной вершины Эльбруса по его склонам к долинам рек Бийтик-Тюбе, Кизил-Кола и Малка.

В результате процессов магматизма образовались субтермальные углекислые минеральные источники в долинах рек Бийтик-Тюбе, Хурзук и других, в т.ч. известный источник Тохтар-Нарзан (T 20—22 °C). В этих хлоридно-гидрокарбонатных кальциево-натриевых водах с минерализацией 2,3—3,0 г/л содержание свободной CO_2 составляет 1,9—2,8 г/л.

Данные изотопного анализа водорода и кислорода минеральных источников Приэльбрусья [7] свидетельствуют о том, что водная фаза их имеет всецело инфильтрационное происхождение: практически все фигуративные точки нарзанов находятся на линии метеогенных вод Крейга. Геохимическое состояние вод определяется главным образом кинетикой гидролитических процессов в алюмосиликатных породах. Следует отметить, что несколько отклоняются от этой зависимости в сторону утяжеления изотопного состава водорода фигуративные точки углекислых вод Северо-Юрской депрессии, в составе которых существенную роль, как уже отмечалось, играет седиментогенная составляющая.

Природа CO_2 в подземных водах и газах Приэльбрусья, судя по всему, преимущественно магматогенная (вулканогенно-метаморфогенная). Присутствие метаморфогенной составляющей (за счет контактового метаморфизма) в водах подтверждается изотопным составом спонтанной CO_2 : величина ^{13}C в них изменяется от 8 до 4‰. Изотопно-гелиевые исследования позволили также установить положение заполненной расплавом камеры Эльбруса, которая находится на глубине 2—3 км ниже уровня моря [2]. С высоким стоянием магматического очага, надо полагать, и связана повышенная температура нарзанов Приэльбрусья.

Формирование CO_2 в минеральных водах мезозоя Северо-Кавказской моноклинали, Скифской плиты и Северо-Юрской депрессии, фундамент которых сложен метаморфическими и магматическими комплексами палеозоя, свидетельствует о процессах регионального термометаморфизма. Здесь это также подтверждается изотопными определениями углерода: основная их масса находится в области ^{13}C от 4 до 0‰ [13].

Температура исследованных авторами углекислых минеральных источников (их — 100) изменяется от 3 до 22 °С, обычно 5—15 °С. Наиболее высокую температуру имеет Тохтар-Нарзан (22 °С) и источники в долине р. Бийтик-Тюбе (14,8—17,5 °С), которые находятся вблизи вулкана Эльбрус. В высокогорной зоне (около 3000 м над уровнем моря) температура большинства углекислых источников снижается до 4 °С.

Распределение холодных пресных источников и углекислых источников с повышенной температурой относительно линии нейтрального слоя показано на рис. 2. Как видно, пресные холодные источники находятся левее этой линии, тогда как все минеральные углекислые источники — несколько правее ее, что указывает на восходящую разгрузку вод из геотермозоны, расположенной ниже нейтрального слоя. Значительно выше линии нейтрального слоя лежат субтермальные источники, находящиеся в непосредственной близости от Эльбрусской термоаномалии.

По расчету, «глубинность» Тохтар-Нарзана и других источников в долине Бийтик-Тюбе, определенная с использованием геотермических данных, не

превышает 150 м. Учитывая, что по пути восходящей миграции углекислых вод к поверхности происходит их охлаждение, а также возможное смешение с холодными пресными водами зоны выветривания, «глубинность» минеральных источников несколько больше этой величины. Тем не менее в целом «корни» углекислых гидроминеральных струй залегают относительно неглубоко от поверхности. Это подтверждается и относительно низкими концентрациями водорастворенного гелия.

В то же время в Северо-Юрской депрессии и Северо-Кавказской моноклинали неглубокими скважинами (50—400 м) вскрываются углекислые минеральные воды с высокими концентрациями He (1,2—8,1) 10^{-2} мл/л, что указывает на более глубинное формирование CO_2 , очевидно, в кристаллических породах фундамента.

В связи с этим интересны результаты гелиевых, в т.ч. изотопно-гелиевых исследований углекислых вод. Подавляющая масса гелия Земли (свыше 99,9999%) представлена его тяжелым изотопом ^4He , который образуется за счет α -распада ядер U , Ra , Th и других радиогенных элементов, содержащихся в гранитной и осадочной оболочках земной коры. Существует также подкоровый (мантийный) источник гелия, где предполагается концентрированная гелиевая фаза. Для диагностики генезиса гелия используется изотопно-гелиевый критерий $^3\text{He}/^4\text{He}$, отражающий вклад гелия от трех источников: мантийный, радиогенный (коровый) и воздушный. Мантия характеризуется наиболее высокими значениями изотопного отношения ($3 \cdot 10^{-5}$), что, как считается, является следствием захвата Землей первичного метеоритного гелия, обогащенного легким изотопом ($^3\text{He}/^4\text{He} \approx 3 \cdot 10^{-4}$), и последующим обогащением его радиогенным изотопом [8]. Установлена четкая зависимость между тектоническим строением геологических структур, временем проявления в них магматических процессов и изотопным составом гелия [11]. Максимальные величины изотопно-гелиевого критерия ($n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-6}$) свойственны газовой-жидким флюидам современных рифтовых и геосинклинальных систем, областям новейшей тектономагматической деятельности, а минимальные ($n \cdot 10^{-8}$) — древним (эпикарьским) платформам и щитам. Для атмосферы $^3\text{He}/^4\text{He}$ имеет промежуточное значение ($1,4 \cdot 10^{-6}$) при низком общем содержании He ($n \cdot 10^{-5}$ мл/л) в связи с его диссипацией в околоземное космическое пространство.

Масштабы генерации He (его тяжелого изотопа ^4He) земной корой определяются как содержанием в слагающих ее породах радиоактивных элементов, так и длительностью их распада (т.е. возрастом вмещающих пород). Поэтому среди магматических пород наибольшее количество радиогенного гелия об-

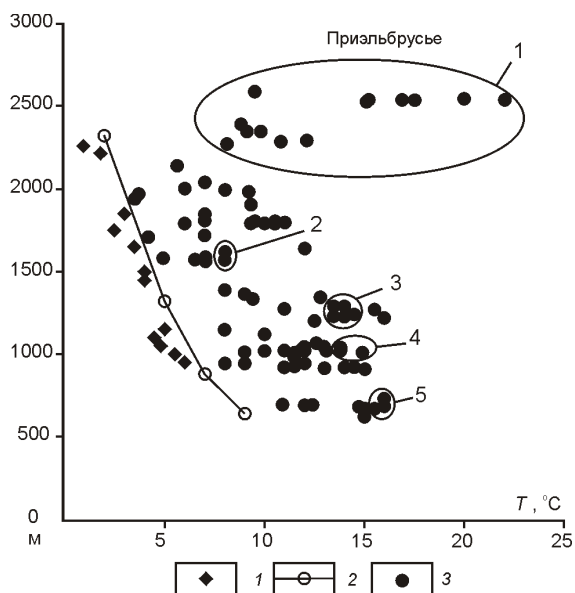


Рис. 2. Положение холодных (1) и термальных (3) источников относительно линии температуры нейтрального слоя (2):

месторождения углекислых вод: 1 — Тохтар-Нарзан, 2 — Домбайское, 3 — Тебердинское, 4 — Кумское, 5 — Краснотуркменское

разуется в гранитах, а осадочных — в терригенных глинистых осадках.

В реальных термобарических условиях верхней части литосферы основным флюидом-носителем гелия, как считается, служат подземные воды. При этом однонаправленная восходящая миграция гелия в приповерхностную зону подземной гидросферы и формирование в ней дифференцированного поля He ($n \sim 10^{-5} \text{ см}^3/\text{дм}^3$) вызваны гидрогеодинамическим, геотектоническим и литолого-фациальным факторами [12]. Гидрогеодинамический фактор обуславливает энергетику разгрузки гелиеносных вод, а геотектонический и литолого-фациальный контролируют размещение проницаемых зон, по которым и осуществляется восходящая в разной степени миграция глубинных гелиеносных растворов.

При проведении региональных гелиеметрических исследований было установлено, что наиболее информативным уровнем с особо контрастным распределением концентраций гелия, является уровень порядка 50—200 м, в целом соответствующий зоне интенсивного водообмена. В ее пределах происходит выравнивание концентраций гелия с атмосферой; фоновое содержание гелия в этой зоне определяется тем его количеством, которое вносится в недра Земли метеогенными водами вместе с растворенным воздухом. По сравнению с другими компонентами воды гелий дает наиболее интенсивные аномалии в верхних горизонтах земной коры и поэтому является наиболее четким индикатором глубинных процессов. По пути восходящей миграции гелий — самый инертный элемент, к тому же обладающий низкими адсорбционными свойствами, не вступает во взаимодействие с породами, газами и органическими веществами, т.е. образует «истинные» поля, не искаженные вторичными явлениями. Компоненты же ионно-солевого и газового составов фазы-носителя вследствие различных физико-химических и биохимических процессов с водовмещающей средой изменяют свою концентрацию, в связи с чем интерпретация гидрогеохимических аномалий нередко затруднена, а результаты ее могут быть истолкованы по-разному. Вместе с тем в районах с хорошо изученными газовой, гидрогеохимической и температурной зональностями эти данные представляют большой интерес при оценке степени глубинности гелиевых аномалий и их генезиса.

Данные об изотопном составе гелия минеральных вод Центрального Кавказа приведены в работе [10]. По величине $^3He/^4He$ исследованные минеральные воды источников и вскрытые скважинами в изучаемом регионе и сопредельных территориях относятся к трем группам. *Первая группа* — воды и газы углеводородного состава с низким $^3He/^4He$ ($3\text{—}10 \cdot 10^{-8}$, свойственным радиогенному, коровому гелию. Они вскрыты в нижнемеловых отложениях Скифской плиты на глубине около 1500 м (города Лермонтов, Черкесск). К этой же группе принадлежат и пресные

азотные зоны интенсивного водообмена с низкими концентрациями He ($5 \cdot 10^{-5} \text{ мл/л}$) атмосферного происхождения.

Вторая группа наиболее представительная, включает минеральные воды разнообразного газового состава — от углеводородно-азотного (Уруп, Преградная) до углекисло-азотных (Красногорский, Красный Восток, Карачаевск и др.) и почти чисто углекислых (Мары, Индыш), для которых изотопное отношение в среднем составляет $5 \cdot 10^{-7}$, т.е. на порядок выше, чем для Скифской плиты (см. таблицу). Минеральные воды источников и неглубоких скважин (100—300 м) связаны с юрскими отложениями Северо-Юрской депрессии. По мнению авторов указанной выше работы, «изотопный состав гелия района свидетельствует о заметном (измеряемом процентами) вкладе ювенильного гелия в общий баланс этого элемента». Альтернативным является предположение о влиянии на изотопию гелия данной группы минеральных источников метеогенных инфильтрационных вод, характеризующихся, как отмечалось, величиной $^3He/^4He$ $1,4 \cdot 10^{-6}$. Содержание общего гелия в водах этой группы на 1—2 порядка выше фонового и только в водах девонских пород, вскрытых скважинами на глубине до 350 м в ст.Прегладной оно достигает $8,3 \cdot 10^{-2} \text{ мл/л}$.

Третья группа объединяет углекислые источники, приуроченные к палеозойским гранитам Приэльбрусья в пределах исследуемой и сопредельных с ней территорий: Тохтар-Нарзан, Ирик-Нарзан, Терскол, Тырныауз и др. Высокие $^3He/^4He$ (до $(0,3\text{—}0,9) \cdot 10^{-5}$), значительно превышающие атмосферное, могут быть объяснены как дегазацией молодых интрузий, так и поступлением по проницаемым тектоническим нарушениям глубинного мантийного гелия. Вследствие этого есть основания предполагать присутствие в углекислом газовом флюиде некоторого количества мантийной CO_2 [7, 9].

Аргументом, свидетельствующим о влиянии интрузивной деятельности на изотопно-гелиевое состояние углекислых вод, служит высокое стояние Эльбрусского вулканического очага, с которым связана повышенная температура находящихся в сфере его влияния углекислых минеральных источников (до 22 °C). Вместе с тем, многие углекислые минеральные источники Приэльбрусья, имеющие высокие значения изотопно-гелиевого отношения, характеризуются довольно низкими концентрациями He ($n \cdot 10^{-5}\text{—}n \cdot 10^{-4} \text{ мл/л}$) и только в отдельных случаях они достигают 10^{-3} мл/л (см. таблицу). Это подтверждает выводы об относительно небольшой глубине формирования углекислых вод по результатам геотермических определений.

Из анализа газогидрогеохимических и изотопных данных (см. таблицу) следуют два принципиально важных положения: 1) отсутствует сколько-нибудь явная связь между минерализацией, химическим составом подземных вод и концентрацией в них гелия,

Характеристика углекислых минеральных вод Центрального Кавказа и Предкавказья

Водопункт	Сква- жина	Глубина, м (возраст)	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-8}	Содержа- ние He , 10^{-5} мл/л	М, г/л	CO_2 , г/л	T, °C	pH	Индекс состава воды
Ст.Преградная	Б	50—312 (D ₁₋₂)	51—150	4124—44 36	29,4	0,22	14,5	7,1	Cl-Na
	А	150—349 (D ₁₋₂)	50	8320	34,8	Отс.	10,0	8,4	Cl-Na
Село Псеенча	68	250 (D ₂)	50	Нет све- дений	16,0	Нет све- дений	9,1	Нет све- дений	Cl-Na
Ст.Красногорская	496	5—22 (I ₂)	50	3322	6,3	1,54	12,0	6,6	CCl-Na
Аул Нов.Джегута	71	30—226 (I ₃)	50	263,2	2,2	3,91	16	6,4	SC-CaNa
г.Карачаевск	114	189—266 (I ₁ PZ)	7,5	Нет све- дений	6,6	1,6	16	6,5	CCl-Na
Село Арбакол	8	85—202 (I ₁)	50	Нет све- дений	23,9	1,4	9	6,6	Cl-Na
Село Красный Восток	2-Э	91—204 (I ₃)	50	177	5,4	3,96	13	6,4	ClC-CaNa
Маринский на- рзан, источник	—	(I ₁)	50	12,0	7,0	2,7	13	6,4	CCl-MgNa
Село Индыш	4-К	100—150 (PZ ₃)	51—150	35,0	19,4	2,74	7,7	6,6	CCl-Na
р.Бийтик-Тюбе, источник	—	(PZ ₃)	51—150	5,2	2,8	1,17	17,5	7,0	ClC-Na
Источник Тохтар- Нарзан	—	(PZ ₃)	250—400	5,2	3,1	1,9	19,1	6,5	ClC-Na

с одной стороны, и величиной изотопно-гелиевого критерия, с другой. Часто аномально высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ обнаруживаются в водах с явно инфильтрационным геохимическим обликом их солевого состава с фоновыми концентрациями общего гелия. Эти данные свидетельствуют скорее всего о привносе легкого изотопа ^3He в верхние горизонты не с водной, а с газовой фазой; 2) присутствие в минеральных водах мантийного гелия не может служить доказательством мантийности всего поликомпонентного газовой-жидкого флюида. Вещественный состав его представлен компонентами практически исключительно корового происхождения. Вместе с тем, связь высоких величин изотопно-гелиевого критерия с углекислыми водами указывает на вероятное присутствие в них CO_2 ювенильного происхождения. Однако дать количественную оценку доли мантийного CO_2 в общем гетерогенном углекислом флюиде пока не представляется возможным.

В заключение следует подчеркнуть важную роль тектоники в формировании углекислых вод. Независимо от происхождения CO_2 в углекислых водах за счет процессов регионального, контактового (интрузивного) термометаморфизма или вулканизма, путями миг-

рации углекислых флюидов на Кавказе являются зоны дизъюнктивных нарушений.

Так, выходы сухих газов, представленных главным образом CO_2 , и сильно газированных источников у подножья Эльбруса приурочены к системе продольных (субширотных) и поперечных (субмеридиональных) разрывных нарушений, являющихся каналами восходящей разгрузки CO_2 . В зоне Тырныаузского разлома, разграничивающего Главный и Передовой хребты Центрального Кавказа, находятся Тебердинское месторождение и Архызский участок проявления минеральных вод, Джемагатские, Уллу-Хурзукские, Горалы-Кольские, Даутские и другие источники. Наиболее крупные из них связаны с узлами пересечения дизъюнктивных нарушений, обладающими наиболее высокой проницаемостью.

В Северо-Юрской депрессии и Северо-Кавказской моноклинали естественные проявления и месторождения углекислых вод контролируются разломами в докембрийско-палеозойском фундаменте, переходящими в юрский осадочный чехол. Холодные воды источников, формирующиеся в приповерхностной зоне, насыщаются глубинной CO_2 , поступающей из сильнодислоцированного фундамента, где она образуется за счет

термометаморфических процессов. При этом наиболее благоприятны для восходящей разгрузки CO_2 -флюидов зоны приподнятого залегания фундамента, к которым приурочены Красногорские, Эшаконские, Хасутские и другие источники, Кумское, Верхне-Подкумское, Важненское месторождения.

Комплексный анализ геолого-структурной, гидрогеохимической и гидрогеотермической информации позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Главными факторами, контролирующими размещение и формирование углекислых минеральных вод исследуемой территории Кавказа и Предкавказья, являются структурно-формационная зональность, дизъюнктивные тектонические нарушения и история развития гидрогеологических структур.

2. В гидрогеологических массивах Главного и Передового хребтов, сложенных магматическими и метаморфическими образованиями позднего протерозоя и палеозоя, под влиянием гидролитических процессов в окислительной геохимической среде формируются маломинерализованные преимущественно гидрокарбонатные воды содового типа. Газогидрогеохимические данные, а также результаты исследования изотопного состава водорода, кислорода, углерода и гелия показали, что растворитель и их растворенное вещество имеют всецело инфильтрационное происхождение. Природа CO_2 в подземных водах и газах Приэльбрусья в основном магматогенная (вулканогенно-метаморфогенная). Аномально высокие значения изотопно-гелиевого критерия ($^3\text{He}/^4\text{He}$ до 10^{-5}) указывают на присутствие в водах CO_2 мантийного происхождения. Повышенная (до 15—22 °C) температура минеральных источников в районе Эльбрусской термоаномалии связана с молодым кайнозойским вулканизмом, обусловившем высокое положение магматического очага под Эльбрусом. Глубина питающих минеральные источники углекислых струй, приуроченных к зонам флюидопроницаемых рассолов, по геотермическим и гелиевым данным, не превышает первых сотен метров.

3. В пределах Северо-Юрского адартезианского и Северо-Предкавказского артезианского бассейнов углекислые воды формируются в морских терригенно-карбонатных комплексах мезозоя, залегающих на палеозойском кристаллическом фундаменте, являющемся источником метаморфогенной CO_2 и внедряющегося по зонам разломов в осадочный чехол. В результате в нем образуются крупные месторождения углекислых минеральных вод: Кумское, Верхне-Подкумское, Красногорское, Важненское, района Кавказских Минеральных вод и др. По мере погружения в северном направлении на глубину до 1,2—1,3 км и более воды приобретают высокую минерализацию (до 70—80 г/л) и температуру (до 50—62 °C). Гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные воды, попадая в обстановку весьма затрудненного водообмена, сменяются рассолами хлоркальциевого типа с повышенным содержанием брома

и йода. Они имеют седиментогенно-эпигенетическое происхождение и представляют собой продукт метаморфизации погребенных хлормагнневых талассогенных вод мезозойских бассейнов осадконакопления нормальной и повышенной солености, подвергшихся метаморфизации в терригенных и карбонатных породах под влиянием процессов альбитизации, доломитизации и обменной адсорбции.

4. Размещение месторождений и проявлений углекислых минеральных вод определяется характером разрывных нарушений в осадочном чехле бассейнов. Флюидопроницаемые зоны мобильных разломов служат путями миграции метаморфогенной CO_2 из сильно дислоцированного фундамента. Наиболее благоприятны для разгрузки глубинной CO_2 участки приподнятого залегания фундамента, где за счет местных источников поступления CO_2 образуются очаги углекислых вод. При этом дальний латеральный перенос поствулканической CO_2 из Приэльбрусья в область Скифской плиты представляется маловероятным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абайханов У.И., Попов В.Г. Классификация и формирование минеральных вод Карачаево-Черкесии // Проблемы современной гидрогеохимии. — Новочеркасск: ТЕМП, 2003. С. 74—90.
2. Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // Докл. РАН, 2002. Т. 387. № 3. С. 1—6.
3. Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. — М.: Недра, 1977.
4. Врублевский М.И. Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. — Л., 1962.
5. Иванов В.В. Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. Основы курортологии. — М.: Недра, 1977.
6. Крайнов С.Р., Швеиц В.М. Гидрогеохимия. — М.: Недра, 1992.
7. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Костенко О.Е. и др. Углекислые минеральные воды Северного Кавказа: Изотопно-геохимические признаки происхождения водной и газовой фазы / Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. Тр. Международной научной конференции, посвященной 75-летию юбилею гидрогеохимии. — Томск: изд-во НТЛ, 2004. С. 41—46.
8. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. — М.: Энергоиздат, 1981.
9. Матвеева Э.С., Сарновский А.В. Гелий в подземных водах Малого Кавказа // Изв. АН Армянской ССР. Науки о Земле. 1976. № 6. С. 56—65.
10. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307—317.
11. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3—33.
12. Попов В.Г., Егоров Н.Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. — М.: Наука, 1990.
13. Федоров Ю.А. Стабильные изотопы и эволюция гидросферы. — М.: Истина, 1999.

Геологическое строение и развитие западной приэкваториальной части Тихого океана

Б.И.ВАСИЛЬЕВ, Л.Н.СОВЕТНИКОВА (Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Балтийская, 43; e-mail: sovetnikova@poi.dvo.ru)

Анализ полученных геолого-геофизических материалов, в т.ч. результатов глубоководного бурения, указывает на специфичность геологического строения рассматриваемого региона. Мощная земная кора (25—42 км) вала Капингамаранги и плато Науру свидетельствует о принадлежности их к структурам континентального типа, которые в мезозое представляли собой сушу. Интенсивное опускание региона началось в олигоцене и продолжается до настоящего времени.

Ключевые слова: геологическое строение, Тихий океан, подводные возвышенности, зоны разлома, поднятие, котловина, впадина, глубоководные желоба.

Geological structure and development of the west equatorial part of the Pacific Ocean

B.I.VASILIEV, L.N.SOVETNIKOVA

The analysis of the geologo-geophysical materials received by this time, including results of deep-water drilling, specifies in specificity of a geological structure of considered region. Powerful earth crust (25—42 km) the Kapingamarangi shaft of and the Nauru plateau testifies to their belonging to structures of continental type which in the Mesozoic represented themselves a land. Intensive lowering of region has begun in олигоцене and proceeds till now.

Keywords: a geological structure, Pacific ocean, underwater heights, break zones, a raising, a hollow, a hollow, deep-water a trench.

Рассматриваемый регион по строению существенно отличается от других регионов Тихого океана. Он включает Восточно-Марианскую котловину, Магеллановы горы, впадины Западно- и Восточно-Каролинскую и Меланезийскую, разделенные валами Эаурипик и Капингамаранги. С севера регион ограничен горами Маркус-Уэйк, с востока — островами Маршалловыми, Гилберта и Тувалу, с юга — желобами Ново-Гвинейским и Западно-Меланезийским, Соломоновыми островами и желобом Витязя, отделяющим его от Северо-Фиджийской впадины.

Восточно-Марианская котловина расположена между глубоководными желобами Волкано и Марианским на востоке, горами Маркус-Уэйк на севере, Каролинскими островами на юге и Маршалловыми на западе. Система Магеллановых подводных гор делит ее на две части.

Северная часть (впадина Минамитори) характеризуется сильно расчлененным рельефом с многочисленными подводными горами, гайотами, высокими холмами, короткими желобами и впадинами. Средняя глубина впадины 5500—6000 м, высота гор от 1 до 5 км (минимальные отметки вершин около 700 м). Мощность земной коры (по данным ГСЗ) в северо-западной части впадины 7—8 км.

Южная часть котловины (впадина Сайпан) имеет менее расчлененный рельеф. Здесь выделяется широтная система пологих прогибов глубиной 6000 м, разделенных такими же пологими валами. В целом дно ее представляет собой волнистую равнину. Максимальные глубины (до 6671 м) приурочены к западной части впадины.

В северной части Восточно-Марианской котловины (впадина Пигафетта) скв.801 были впервые в Тихом океане вскрыты юрские вулканогенные образования. Координаты скважины 18 38,52 N; 156 21,58 E, глубина до дна 5682 м [10].

Верхняя часть разреза (0—56 м) представлена третичными и кампанскими глинами, которые подстилаются кампан-туронскими кремнями и порцелланитами (56—118 м). Ниже залегают сеноман-альбские вулканокластические турбидиты с редкими прослоями радиоляритов в нижней части пачки (118—310 м), валанжин-оксфордские радиоляриты и кремни (310—435 м) и келловейские радиоляриты и аргиллиты, сильно обогащенные гематитом (435—453 м), что, по-видимому, указывает на гидротермальную активность во время или сразу же после накопления осадков.

Нижняя часть разреза, вскрытого скв.801 (интервал 453—503 м), представлена в основном базальтами с прослоями кремнистых аргиллитов. Всего было пробурено 14 пачек, состоящих из переслаивания лавовых потоков, тонких силлов и кремнистых аргиллитов, встречающихся по всему разрезу.

Самые древние датированные осадочные отложения определены из нижнего интервала с глубины 465 м. В них был обнаружен комплекс радиолярий, аналогичный радиоляриевому комплексу из низов разреза скв.534, возраст которой был переопределен как граница между келловеем и батом (примерно 170 млн.лет). Отсутствие карбонатных отложений, а также экваториально-палеоширотные осадочные фации указывают на то, что позднее, среднеюрский суперокеан характеризовался исключительно низкой карбонатной продуктивностью и (или) очень плохой сохранностью карбонатов.

В самой нижней части разреза были вскрыты две пачки базальтов, отличающиеся пиллоу-структурами со стекловатыми корками, вариолитовыми текстурами и микрокристаллической основной массой.

В 2000 г. скв.801 была пробурена до глубины 935,7 м. В этом интервале вскрыты пиллоу-базальты с кремнистыми прослоями, из которых определен среднеюрский комплекс радиолярий, что подтверждается радиометрическим возрастом базальтов — 166,8 ± 4,5 млн.лет.

В северо-западной части котловины пробурена скв.800 (21° 55' N; 152° 19,37' E, глубина воды 5686 м), вскрывшая в интервале 500—545 м свежие хорошо раскристаллизованные клинопироксеновые базальтовые долериты, кровля которых сопоставляется с сейсмоакустическим фундаментом. Долериты перекрыты красными аргиллитами с редкими округлыми включениями красных кремней (450—500 м). Возраст этих отложений по радиоляриям определен от баррема—готерива (вверху интервала) до валанжина—берриаса (внизу). Выше по разрезу (229—450 м) залегают литифицированные вулканокластиты с редкими аптскими радиоляриями, очевидно, снесенными с подводной горы Химу, расположенной в 40 милях к северо-востоку от скважины. Радиометрические определения возраста базальтов с этой горы — 120 млн.лет (апт—баррем). Вулканокластиты содержат включения турбидитов и обломки пород с градиационными текстурами, кошой слоистостью и консидаментационными дислокациями. Эти отложения перекрыты аптскими кремнистыми известняками (210—229 м), альб-сеноманскими кремнями и окремнелыми известняками, переходящими в основании пачки в мел (72—210 м), верхнемеловыми красными кремнями и порцелланитами (38—78 м) и цеолитовыми глинами с кампанскими кокколитами в основании пачки (0—38 м). Весь кайнозой в разрезе этой скважины отсутствует.

В центральной части Восточно-Марианской котловины пробурено четыре скважины. Вблизи гайота

Ита-Май-Таи скв.585 вскрыт разрез осадочных отложений мощностью 893 м (до акустического фундамента скважина недобурена). Нижняя его часть (230 м) представлена нижнемеловыми (апт—альб) вулканомиктовыми песчаниками и брекчиями с прослоями детрита рифогенных известняков, редко аргиллитов. Выше согласно залегают верхнемеловые отложения (от сеномана до маастрихта включительно): известняки, кремни, порцелланиты, глины и аргиллиты с прослоями цеолитовых глин и радиоляриевых илов (170 м). Такими же отложениями представлен и палеоцен—средний эоцен. Верхние 250 м, приходящиеся на средний эоцен—плейстоцен, пройдены без отбора керна [7].

Скважиной 199 [7], пробуренной северо-западнее этого гайота на глубине 6090 м, в основании разреза вскрыты литифицированные цеолитовые туфы (456—447 м), перекрытые кампан-раннемаастрихтскими мелом и туфами (447—437 м) и позднемаастрихтскими—позднепалеоценовыми известняками, туфами и кремнями (437—285 м). Выше с размывом залегают миоценовые пески, глины с галькой, алевроиты и радиоляриевые илы с переотложенной эоценовой микрофауной и остатками растений (209—57 м). Таким образом, мелководные условия с областями размыва в районе скв.199 существовали, по крайней мере, до позднего миоцена включительно [7].

В этом же районе несколько южнее на глубине 5910 м пробурена скв.802, которая в основании разреза (560—576 м) вскрыла эффузивные равномерно-зернистые базальты с многочисленными стекловатыми корками, без включений осадков. Базальты образовались в результате площадных извержений, о чем свидетельствуют встречающиеся иногда пиллоу-структуры. Зона закалки между кровлей базальтов и перекрывающими их осадками отсутствует. Вышележащая осадочная толща представлена меловыми и кайнозойскими отложениями, преимущественно вулканокластическими.

Следует обратить внимание на обилие переотложенного грубообломочного вулканокластического материала по всему разрезу скважины. Можно предполагать, особенно для мелового периода, наличие вулканических островов непосредственно в районе скважин 199 и 802, одним из которых мог быть гайот Ита-Май-Таи.

Вдоль западного борта Восточно-Марианской котловины протягивается подводный хребет, расположенный к востоку от средней части Марианского желоба. Ширина его 140—270 км, высота отдельных подводных гор на нем до 2000 м. В южной части этого хребта скв.61 вскрыты стекловатые миндалекаменные пузырьчатые базальты, перекрытые верхнемеловыми (кампан—сантон) цеолитовыми радиоляриевыми аргиллитами с прослоями кремней и примесью вулканического пепла (10—15 м). Выше несогласно залегают нижнемиоцен-плейстоценовые

бурые глины и радиоляриевые илы (80 м). По данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП), базальты, вскрытые в забое скважины, могут быть внутриформационным покровом в осадочной толще.

Скважиной 59, расположенной в этом же районе, вскрыты палеоцен-олигоценовые цеолитовые глины с окатышами глины и прослоями песков (136—132 м), перекрытые олигоцен-миоценовыми пеплами и глинами (132—87 м), а в интервале 61—51 м вскрыты четвертичные диатомиты и глины [12].

Таким образом, и в юго-западной части Восточно-Марианской котловины, по крайней мере, до олигоцена включительно, существовали мелководные условия.

Магеллановы горы. Гряда Магеллановых гор протягивается от стыка желобов Марианского и Волкана в юго-восточном направлении на 1200 км. Глубина вершин гор 800—1500 м, высота 4500—5000 м. Магеллановы горы исследованы довольно детально в связи с их рудоносностью [2]. Наиболее детально изучен гайот Ита-Май-Таи. По данным исследований с применением обитаемых подводных аппаратов, его склоны сложены комплексом дифференцированных щелочных базальтов, сходных с породами океанических островов, соответствующими посткальдерной стадии. Высокая пористость пород и наличие гиалотуфов указывают на субаэральный характер излияний. На вершине гайота Ита-Май-Таи пробурены скважины 200, 201 и 202 [7]. В интервале 125—115 м скв. 202 вскрыла коралловые пески, перекрытые оолитовыми косослоистыми известняками с остатками губок и гастропод (106—74 м). Возраст этих отложений не установлен. Выше залегают среднеэоценовые фораминиферовые илы (74—65 м) и плиоценовые фораминиферовые пески (58—0 м). Раннеэоценовые глобигериновые песчаники пройдены скв. 200А (132—122 м), а в скв. 200 разрез наращивается глобигериновыми песками раннего миоцена (114—85 м), позднего миоцена (76—28 м), плиоцена (18—9,5 м) и плейстоцена (9,5—0 м). Эти данные показывают, что гайот Ита-Май-Таи, вершина которого сейчас расположена на глубине около 1500 м, еще в четвертичное время находился в зоне волнового воздействия, т.е. не глубже 200 м.

В 1979 г. в самой северо-западной части гряды авторами было выполнено 10 драгирований в интервале глубин 1900—3000 м. Были подняты обломки пористых щелочных базальтов, фосфатизированных известняков, туфов, фосфоритов и железомарганцевые корки. Установлено, что склоны гор сложены вулканогенными породами основного состава и слабо уплотненными осадочными отложениями. На поверхности выложенных участков склонов обнаружены железомарганцевые конкреции.

Вулканические породы представлены базальтами, агломератовыми лавами, автобрекчиями и туфами

основного состава. Интервал распространения обломков коренных вулканических пород 4300—1450 м. Размеры большинства обломков базальтов 2—10 см в поперечнике и покрыты тонкими (1—2 мм) железомарганцевыми корками. Обнаружены плотные массивные породы и пористые базальты с размером пор 0,1—5 мм. Это оливин-плагиоклазовые породы с гиалиновой, гиалопилитовой или пилотакситовой структурой основной массы. В небольшом количестве присутствуют оливин-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты с интерсертальной (участками толеитовой) структурой основной массы. Относительно редки гиалобазальты. Среди базальтов встречаются гавайиты порфировой структуры, содержащие вкрапленники оливина и моноклинного пироксена. Агломератовые лавы и туфы базальтов слагают нижние части разреза центральных и южных отрогов Магеллановых гор (глубины 4200—4000, 3160 м).

Петрохимические данные свидетельствуют о принадлежности магматических пород Магеллановых гор щелочно-базальтовой серии океанических островов. Они сопоставимы с щелочно-базальтовыми сериями Гавайских островов, а также поднятий Хесса, Шатского и Маркус-Неккер. Принадлежность пород к щелочно-базальтовой серии подтверждается распределением в них элементов группы железа. Высокие содержания бора и халькофильных элементов в базальтах свидетельствуют об обогащении магмы летучими компонентами, что отличает их от щелочных базальтоидов Гавайского типа.

Наряду с вулканогенными породами на всех станциях драгирования подводных возвышенностей Магеллановых гор подняты вулканогенно-осадочные и осадочные породы, представленные туфопесчаниками, алевропелитами и пелитами.

Изложенные результаты, в общем, согласуются с данными, полученными ранее отечественными и зарубежными исследователями, по геологическому строению и вулканизму северо-западной части Тихого океана. Подтверждается генетическое родство вулканогенных образований Магеллановых гор с крупными поднятиями той же зоны, где формировались серии субщелочного и щелочного типов. Петрографические и петрохимические характеристики базальтоидов свидетельствуют о подводном (и частично островном) вулканизме на сравнительно небольших глубинах, проявившемся в меловое время.

Вулканогенные образования, по данным НСП и бурения, перекрыты рифогенными карбонатными отложениями верхнего мела—палеоцена мощностью 500—550 м, на которых залегают фораминиферовые пески и илы эоцена-плейстоцена (100—150 м).

Каролинская система ограничивает Восточно-Марианскую котловину с юга. Она состоит из более чем 900 островов общей площадью 1194 км², большинство из которых представляют собой гайоты

и атоллы. В пределах системы выделяется три звена: западное, центральное и восточное. Западное звено входит в систему островных дуг и глубоководных желобов восточного обрамления Филиппинского моря и здесь не рассматривается.

Центральное наиболее крупное звено представляет собой поднятие широтного простирания длиной около 1350 км, шириной до 400 км (по изобате 4000 м) и высотой 2000—2500 м, над которым возвышаются горные хребты, массивы и отдельные горы высотой до 1500—2000 м. Часть из них образует атоллы. Поднятие осложнено прогибом северо-западного простирания глубиной до 5000 м, переходящим в узкий желоб, отделяющий это поднятие от вала Эаурипик.

На поднятии пробурено 4 скважины, из них 3 — в его осевой зоне (скважины 55, 56 и 57) и 1 — на северном склоне (скв.58). Всеми скважинами вскрыты олигоценые, неогеновые и четвертичные отложения, которые в скв.57 подстилаются интрузивными долеритами, а в скв.58 — пористыми базальтами [7]. В скважинах 56, 57 олигоценые отложения представлены карбонатными илами и мелом (30—40 м), иногда с прослоями пеплов и галькой пемзы (скв.56); неогеновые и четвертичные отложения состоят из нанофораминиферовых илов (100—300 м). Олигоценые отложения в скв.58 более грубого состава (галечники, пеплы и мергели), а в неогеновых и четвертичных карбонатных отложениях присутствует мелководная фауна (ежи, бентосные фораминиферы и пеллециподы).

Восточное звено Каролинской островной системы состоит из горных массивов и отдельных гор, разделенных широкими глубоководными участками. Массивы вытянуты преимущественно в север-северо-западном, реже — субширотном направлениях. Наиболее крупные острова этого звена (Трук, Номок, Понапе и Кусайе) представляют собой вершины вулканов высотой до 629 м (вулкан Крозер на о.Кусайе). Острова сложены в основном миоцен-плиоценовыми оливиновыми и нефелиновыми базальтами, андезит-базальтами, андезитами, трахиандезитами, трахитами и пирокластическими продуктами этих пород (см. таблицу). По составу они относятся преимущественно к субщелочной дифференцированной базальт-трахитовой субсерии, реже — к группе титанистых толеитов [11, 13].

Каролинское вулканическое поднятие уже существовало в раннем мелу, о чем свидетельствует снос вулканокластического материала с этого поднятия в Восточно-Марианскую (скв.802) и Меланезийскую котловины (скв.462). В дальнейшем вулканическая деятельность на нем продолжалась (возможно, с перерывами) вплоть до плейстоцена.

Западно-Каролинская котловина расположена в западной части рассматриваемого региона, форма в плане изометричная (800—700 км по изобате

4000 м). Северо-западная ее часть имеет сложно расчлененный холмистый рельеф, южная и восточная представляют собой пологоволнистую равнину. Средняя глубина котловины 4500—5000 м, местами до 5500 м. Высота холмов ее северной части 100—500 м, а отдельные горы — до 1500—2000 м. Северная часть котловины пересечена желобом и сопряженным с ним хребтом восток-северо-восточного простирания длиной около 400 км. Ширина желоба 10—20 м, глубина вреза 500—600 м, превышение вершины хребта над днищем желоба до 1500 м. В самой южной части котловины находится о.Мапия, представляющий собой вершину высокой (около 4000 м) конической горы вулканического происхождения. Мощность земной коры в котловине (по данным ГСЗ) составляет 6—7 км. Осадочные отложения перекрывают расчлененную поверхность акустического фундамента, нивелируя ее неровности. Мощность осадочной толщи увеличивается с запада на восток от 450—600 до 900—1050 м у подножия вала Эаурипик (рис. 1, А). Под кровлей фундамента отражающие границы отсутствуют, что указывает на его однородное строение.

Вал Эаурипик протягивается в субмеридиональном направлении от среднего звена Каролинских островов на севере до Западно-Меланезийского желоба на юге, разделяя Западную и Восточную Каролинские котловины. Длина вала 800 км, ширина до 300 км (по изобате 4000 м), высота до 2500 м. Глубина вершин гор на поверхности вала до 1600 м, одна из них (атолл Эаурипик) достигает поверхности океана.

Возраст вулканогенных пород Каролинской островной системы

Остров	Координаты, град.		Возраст, млн.лет (число определений)	Источник информации
	(N)	(E)		
Кусайе	5,3	163,0	1,2—2,6 (5)	[8]
Понапе	6,9	158,2	0,92—2,1 (4) 3,0—8,7 (10)	[9], [8]
Нан Модел	6,9	158,3	4,8—6,0 (3)	—
Трук	7,3	151,8	4,0—5,4 (6); 7,2—14,8 (24)	[8]

В южной части вала скв.62 на глубине 581 м вскрыт интрузивный базальт (1 м), над которым располагаются олигоценые доломиты и доломитовые пески (580—575 м). Выше залегают миоценовые карбонатные отложения — мел, нановые илы, известняки (500—120 м), плиоценовые (120—45 м) и четвертичные (45—0 м) биогенные илы [7]. Поскольку базальты, вскрытые на забое скважины, интрузивные, то под ними может продолжаться осадочный разрез.

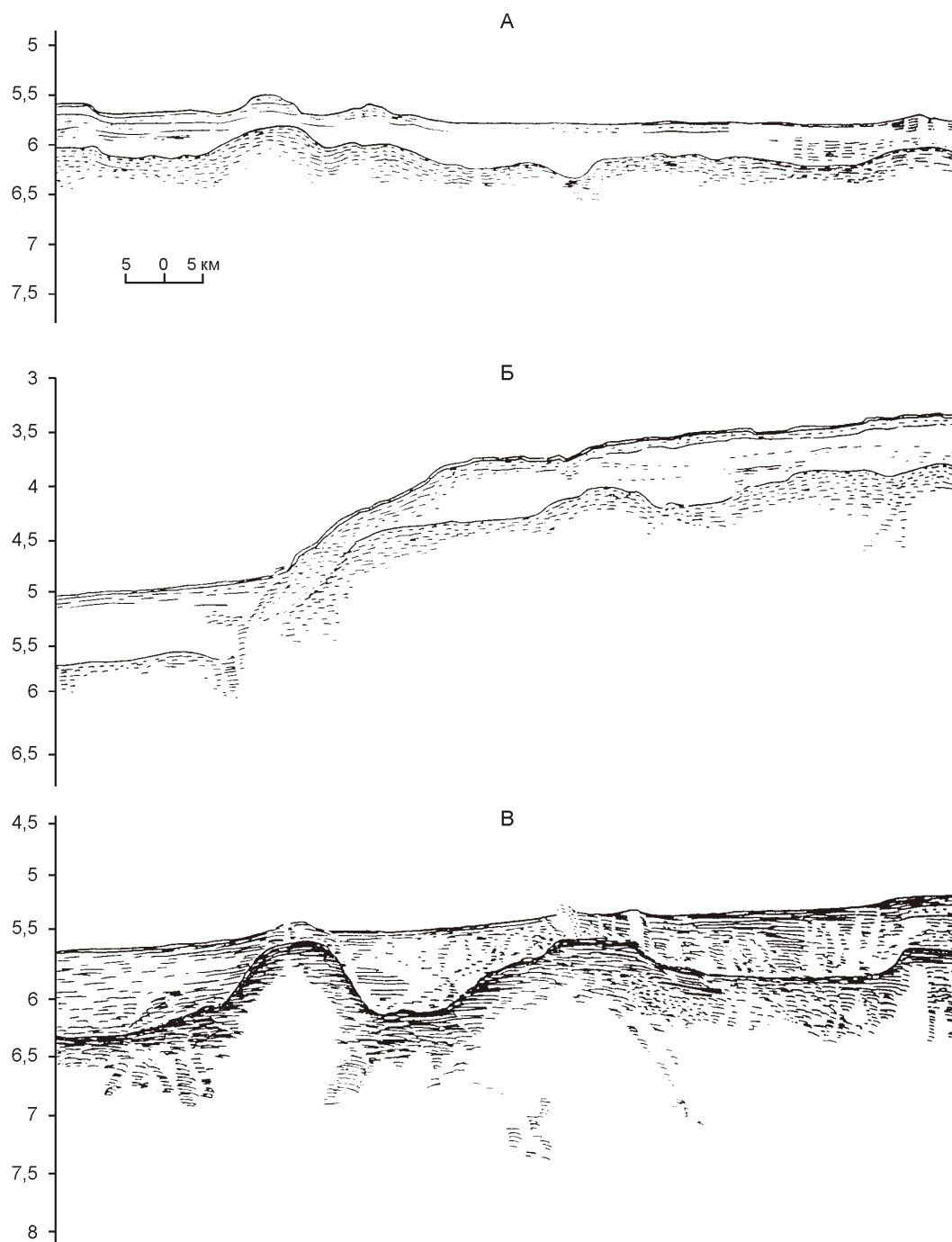


Рис. 1. Примеры профилей непрерывного сейсмического профилирования:

профили: А — через Западно-Каролинскую впадину, Б — вал Эаурипик, В — Восточно-Каролинскую впадину

Для олигоцена в районе скв.62 можно предполагать сравнительно мелководные условия.

В средней части вал асимметричен: его восточный склон круче, чем западный. Поверхность акустического фундамента имеет сглаженный рельеф, но на восточном склоне он осложнен малоамплитудными сбросами. Осадочная толща 750—1050 м несогласно залегает на поверхности акустического фундамента, плавно выклиниваясь к подножию восточного склона (см. рис. 1, Б). На западном склоне она деформирована, причем рельеф ее поверхности значительно бо-

лее контрастен, чем рельеф акустического фундамента. Возможно, это связано с оползанием.

Восточно-Каролинская котловина располагается между валами Эаурипик и Капингамаранги, сходна по строению с Западно-Каролинской. Дно ее представляет собой в центральной части пологоволнистую, местами холмистую равнину с глубинами 4500—5000 м. В прибортовых частях котловины рельеф более расчлененный, высокохолмистый (высота холмов до 400—500 м). Холмы — поднятия акустического фундамента, обычно конформно обле-

кающиеся осадочной толщей, которая нивелирует его неровности, в связи с чем мощность ее изменяется от 150 до 1050 м (см. рис. 1, В).

Пробуренная в центральной части котловины скв.63, вскрыла базальты с ксенолитами среднеолигоценового мела (566—560 м), выше — наномел и мергели того же возраста (560—350 м), миоценовые наномел и наноилы (240—27 м), плиоценовые наномергелистые илы (271—18 м) и четвертичные пелагические глины (18—0 м).

В восточной половине котловины расположены два прямолинейных субмеридиональных желоба — Лира и Муссау, разделенные сопряженным с ними подводным хребтом.

Желоб и хребет Муссау изучены довольно детально [1]. Длина желоба 380 км, максимальная глубина 7208 м, крутизна западного склона 5—7°, восточного 10—15°. Хребет, расположенный к востоку от желоба, представляет собой подводную гряду, состоящую из конусовидных гор, находящихся на общем цоколе на глубине 2200—2500 м (рис. 2).

Проведенным авторами поинтервальным драгированием склонов желоба и хр.Муссау установлено, что низы обнажающейся здесь части земной коры представлены метаморфическими породами эпидот-амфиболитовой фации — амфиболовыми и эпидот-амфиболовыми кристаллосланцами, эпидотовыми амфиболитами и хлорит-гальковыми породами, с которыми ассоциируются апогарцбургитовые серпентиниты. Метаморфические породы образовались из пород базальтовой толеитовой серии. Более высокое положение в разрезе занимает комплекс расслоенных основных и ультраосновных интрузий, включающих кумулятивные дуниты и верлиты, троктолиты и пироксениты. Породы этого комплекса, также

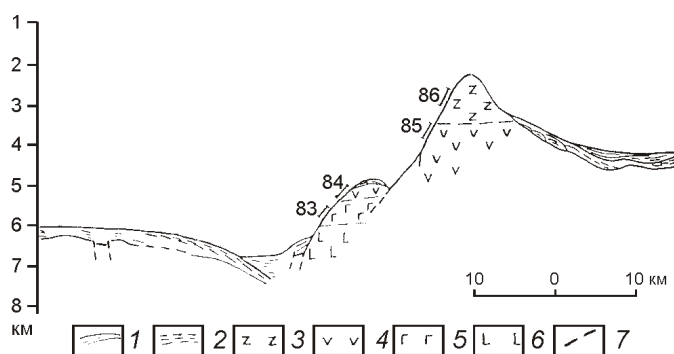


Рис. 2. Схематический геологический разрез желоба Муссау:

1 — плиоцен—плейстоцен (нелитифицированные осадочные отложения); 2 — палеоген—миоцен (литифицированные карбонатные и терригенные отложения); 3 — кайнозойские базальты; 4 — юра—нижний мел (?) (измененные породы габбро-долерит-базальтового комплекса); 5 — расслоенные интрузии основного и ультраосновного состава; 6 — метаморфические породы; 7 — разломы

относящиеся по составу к толеитовой серии, кристаллизовались при температуре около 1200 С на глубине 5 км от земной поверхности, на что указывают их полнокристаллические структуры. Впоследствии эти породы были метаморфизованы при температуре 540—630 С и давлении 200 МПа, а затем выведены на поверхность в результате тектонических движений и денудации.

С этим комплексом тесно связан габбро-долерит-базальтовый комплекс, состоящий из габброидов, обычно брекчированных и катаклазированных, диабазов, габбро-диабазов, долеритов, измененных пиллоу-базальтов, долерито-базальтов, их автомагматических брекчий и гиалокластитов. Кристаллизация этих пород происходила при температуре 1200—1300 С.

Вулканогенные образования, слагающие самую верхнюю часть рассматриваемого комплекса, приурочены к вершинной части хр.Муссау, где они образуют постройки центрального типа. Особенности их состава указывают на принадлежность этих пород к толеитовой серии.

Осадочные отложения, резко несогласно перекрывающие метаморфические и магматические образования, представлены карбонатными, терригенными и туфогенными породами. Начало их формирования относится к раннему палеоцену. Из этого следует, что возраст подстилающих образований не моложе мела.

Следует обратить внимание на большое сходство разреза фундамента системы желоб—хр.Муссау с разрезами островных склонов дуг Идзу-Бонинской и Вулкано, а также с разрезами, изученными в зонах разломов Кларион, Элтанг и в Галапагосском рифе, а верхняя часть разреза фундамента (габбро-долерит-базальтовый комплекс), по-видимому, присутствует почти во всех морфоструктурах Тихого океана.

Вал Капингамаранги разделяет Восточно-Каролинскую и Меланезийскую котловины, вытянут в меридиональном направлении от восточного звена Каролинских островов на севере до желоба Санта-Исабель на юге. Длина вала 1600 км, ширина до 900 км (по изобате 4000 м), глубина сводовой части от 1600 (на юге) до 3000 м (на севере). Южная часть вала выделяется как плато Онтонг-Джава. На нем имеется несколько вулканических гор, вершины которых представляют собой атоллы, образующие гряду северо-западного простирания. Вулканические горы имеются и на западном, более крутом склоне вала (в т.ч. атолл Капингамаранги).

Ровная поверхность акустического фундамента вала перекрыта осадочной толщей мощностью до 1500 м, а общая мощность земной коры плато Онтонг-Джава оценивается в 35—42 км [5, 6], что является исключением среди всех остальных морфоструктур Тихого океана.

На плато пробурено 8 скважин (рис. 3). Самая глубокая скв.807 пробурена на северном склоне плато

Онтонг-Джава на глубине 2805 м и вскрыла следующий разрез (снизу-вверх):

1528—1380 м — апт-альб: пиллоу-лавы измененных толеитовых базальтов с прослоями известняков;

1380—1351 м — верхний апт-альб—нижний сеноман: аргиллиты, алевролиты с различным содержанием радиолярий и известняки;

1351—968 м — верхний кампан—верхний эоцен: известняки, кремни, наномел, радиоляриевый наномел;

968—0 м — верхний эоцен—плейстоцен: нанофоссиленные илы и мел с фораминиферами.

В известняках, залегающих среди базальтов, встречаются тонкие прослои витрокластических туфов, зер-

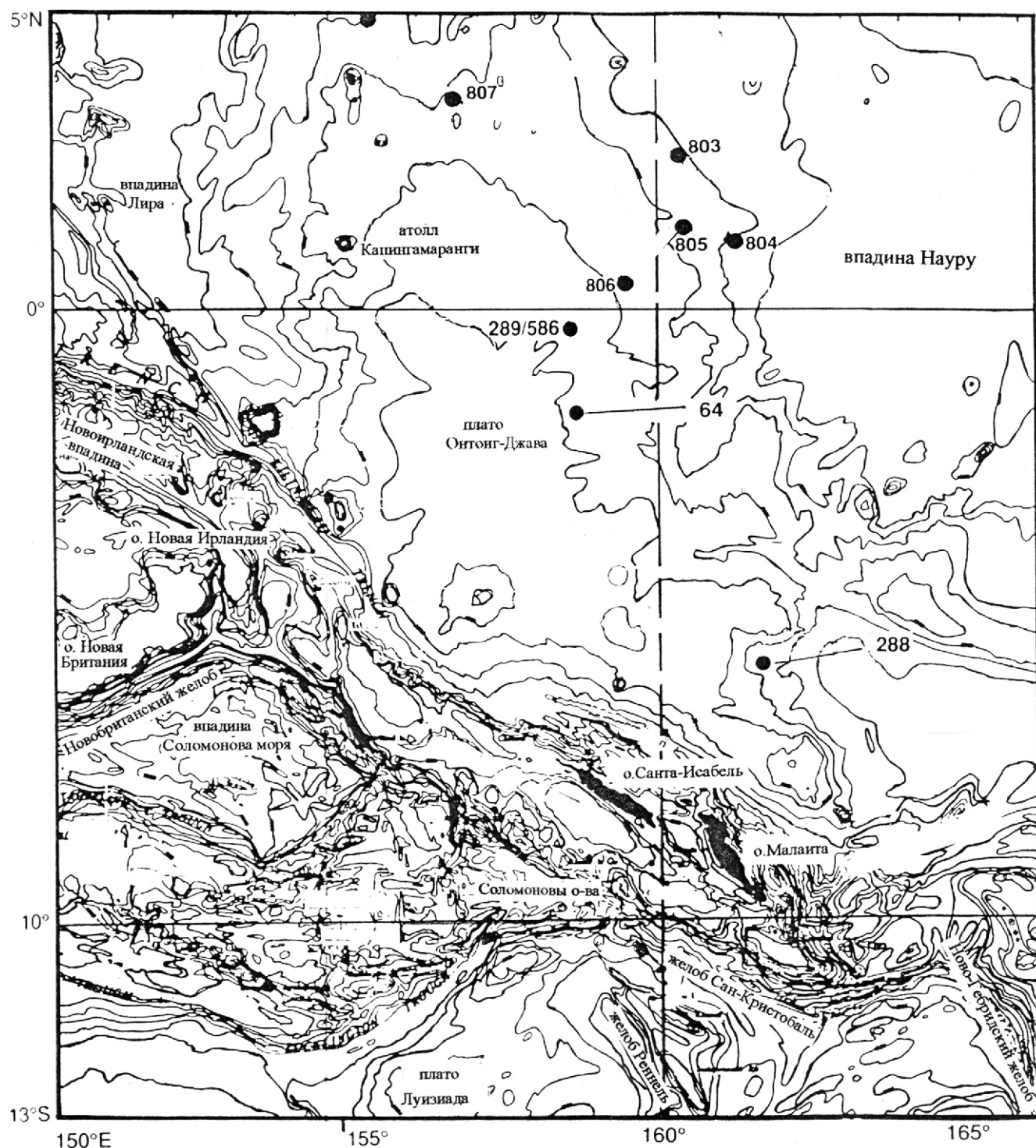


Рис. 3. Схема расположения буровых скважин на плато Онтонг-Джава:

изобаты через 500 м

на кварца и глауконита, а в тонких прожилках в базальтах — кристаллы пирита и примазки оксидов меди.

В палеогене наблюдается три перерыва в осадконакоплении: два в среднем эоцене и один в среднем олигоцене. Разрез неогена полный. Скорость осадконакопления составила: на границе олигоцена и миоцена около 30 мм/год, в раннем миоцене 1,5—2 мм/1000 лет, в позднем миоцене 4 мм/1000 лет, в плейстоцене около 1,5 мм/1000 лет.

Плато Науру — восточное ответвление вала Капингамаранги; имеет сходное с ним строение. Это крупное изометричное в плане поднятие, оконтуренное изобатой 4000 м, центральная часть которого осложнена хребтом запад-северо-западного простирания с минимальными глубинами 2000 м. Скважина 288А, пробуренная на плато Науру на глубине 3030 м, вскрыла преимущественно карбонатные отложения от апта до плейстоцена включительно. Присутствие в разрезе олигоценых ракушечников указывает на мелководные условия в районе скважины, сохранявшиеся до конца палеогена.

Меланезийская котловина делится на две части. Большая часть, расположенная к северу от плато Науру, представляет собой волнистую, местами пологохолмистую равнину с глубинами 4000—4500 м. Лишь самая северная часть, расположенная к западу от островов Рали, имеет глубину свыше 5000 м. В котловине имеется несколько вулканических гор, в т.ч. два небольших острова — Науру и Ошен, высотой 65 и 81 м, со скалистыми берегами, окаймленными рифами. Мощность земной коры 12 км.

Южная часть Меланезийской котловины, расположенная к югу от плато Науру, меньше, но глубже, чем северная. Центральная ее часть, оконтуренная изобатой 5000 м, представляет собой холмистую абиссальную равнину с одиночными подводными горами высотой до 3000 м.

Мощность осадочных отложений, перекрывающих неровную поверхность акустического фундамента впадины 200—300 м, возрастает у островов Гилберта до 700 м, что, по-видимому, обусловлено сносом материала с этих островов.

Скважины 462 и 462А, пробуренные в центральной части котловины, вскрыли наиболее полный разрез раннемеловых вулканогенных образований в западной части Тихого океана [7]. В интервале 1068,5—558,5 м скв.462А пройдена толща базальтовых пиллоу-лав и силлов с прослоями пирокластических и осадочных пород и микрофауной от альба до готерива. Нижняя часть толщи (1068—930 м) сложена силлами диабазов, разделенными прослоями косослоистых песков с галькой базальтов и алевролитов, и прослоем конгломерата на глубине около 1000 м, состоящего в основном из гальки базальтов. Конгломерат залегает на песчанистых алевролитах с косою слоистостью и агглютированными раковинами фораминифер. Диабазы по составу сходны с ба-

зальтами MOR, но отличаются от них по содержанию Al_2O_3 и FeO.

Средняя часть толщи (930—730 м) представлена силлами и покровами пиллоу-базальтов абсолютным возрастом 110–3 млн. лет (образец с глубины 739 м), а верхняя (730—558,5 м) отличается от нее наличием прослоев туфогенных аргиллитов и алевролитов. В одном из силлов обнаружены ксенолиты гранофиров с кварцем, калиевым полевым шпатом и двумя амфиболами. Выше залегают туфогенные осадочные отложения: альб-сеноман (558,5—549,5 м) и коньяк-сантон (549,5—540,5 м): аргиллиты и мергели; аргиллиты и вулканокластические песчаники неустановленного возраста (540,5—522,5 м); кампан-маастрихт (522,5—437,5 м): известняки, глины, мергели и аргиллиты с прослоями вулканокластических брекчий, пеплов, конгломератов, песчанистых известняков, вулканомиктовых песков и песчаников. На этих породах залегают маастрихт-эоценовые известняки и мел с прослоями илов и кремней (437,5—314 м) и эоцен-четвертичные радиоляриевые, фораминиферово-нановые и нановые илы с прослоями глин и алевритов с тремя прослоями пепла и обломками щелочных базальтов (314—0 м).

В кампанских, маастрихтских и олигоценых отложениях имеются остатки мелководной фауны, которая обычно считается переотложенной (снесенной с Маршалловых островов). Однако, по мнению Е.М.Рудича [3], это справедливо только по отношению к олигоцену. Кампанская и маастрихтская фауна скорее всего является автохтонной и, наряду с косослоистыми текстурами пород, свидетельствует о мелководных условиях того времени. В палеогене произошло углубление дна впадины Науру до 3000—3500 м, а с неогена до настоящего времени и еще на 1600 м.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Рассматриваемый регион характеризуется наличием специфических морфоструктур (вал Капингамаранги, плато Науру, система желоб—хр.Муссау), не имеющих аналогов в других регионах Тихого океана. Некоторые из них сходны с морфоструктурами расположенной южнее Тихоокеанско-Австралийской зоны перехода. Возможно, это сходство имеет генетическую основу. Мощная (35—42 км) земная кора вала Капингамаранги и плато Науру указывает на принадлежность их к структурам континентального типа, что подтверждается и составом вулканических образований фундамента, сходных с континентальными траппами.

2. Не типично для океана и строение впадин, особенно Западно-Карибской, осадочный покров которых, как в Филиппинском море, подстилается палеогеновыми базальтами. Однако не исключено, что под ними имеются и более древние магматические образования, аналогичные обнажающимся в желобе Муссау. Много-

численные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемый регион или его положительные морфоструктуры в мезозое представляли собой сушу, о чем свидетельствуют следующие факторы: а) исключительно ровная поверхность возвышенностей и второго слоя; б) мелководный характер залегающих на них осадочных отложений, особенно базальных слоев; в) наличие в осадочных отложениях смежных впадин терригенного материала, областью сноса которого служили рассматриваемые возвышенности; г) наличие в желобе Муссау полнокристаллических пород, кристаллизовавшихся на глубине не менее 5 км, а затем выведенных на поверхность в результате денудации пород кровли.

3. Эволюция магматизма в рассматриваемом регионе была такой же, как и в смежных регионах.

Первая фаза, во время которой сформировался габбро-долерит-базальтовый комплекс толеитового состава, закончилась в конце юры (около 150 млн. лет назад). В барреме начался вулканизм *второй фазы*, сменившийся в апте внедрением силлов субщелочных базальтов. Эта фаза продолжалась до сантона включительно. Она сопровождалась общим поднятием региона, которое охватило всю центральную часть Тихого океана. В кампане—маастрихте проявилась *третья фаза* магматизма, в результате которой были сформированы вулканические сооружения островных гряд и подводных гор, сложенные породами субщелочной дифференцированной базальт-трахитовой субсерии. К *четвертой*, заключительной фазе относится палеогеновый вулканизм, завершивший формирование фундамента Западно-Каролинской и Восточно-Каролинской впадин и вулканических сооружений островных цепей. С олигоцена началось общее интенсивное опускание региона, сопровождавшееся карбонатным осадконакоплением, которое продолжается и в настоящее время.

4. Следует отметить четкое север-северо-восточное простиранье основных структур региона, парал-

лельное, с одной стороны, структурам Центральной котловины, а с другой, структурам Австралийской зоны перехода, что является отражением единой системы разломов раннего (очевидно, мезозойского) заложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И., Говоров И.Н., Тарарин И.А. и др. Офиолитовый комплекс желоба Муссау в Тихом океане // Геология Тихого океана. Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1. —Владивосток, 1987.
2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. —Геленджик, 2005.
3. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. —М.: Недра, 1984.
4. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Sediments of the Eauripik — New Guinea Rise // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. № 20. Pp. 4711—4723.
5. Furumoto A.S., Webb J.P., Odegard M.E., Husson D.M. Seismic studies on the Ontong Java Plateau // Tectonophysics. 1976. Vol. 39. № 1. Pp. 71—90.
6. Hussong D.M., Wipperfurth L.W., Kroenne L.M. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. № B11. Pp. 6003—6010.
7. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project // Wash.: US. Govnt Print Office. Wash., 1970—1984. Vol. 5—11; 16—21; 28—36; 44—49; 51—54; 66—83.
8. Keating B.H., Matthey D.P., Naughton J.J. et al. Evidence for a hot-spot origin of the Caroline Islands // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. № 12. Pp. 9937—9948.
9. Matthey D.P. Minor and trace element geochemistry of volcanic rocks from Truk, Ponape and Kusait Eastern Caroline Islands: evolution of a young hotspot trace across old oceanic crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. Vol. 80. Pp. 1—13.
10. Premoli Silva et al. Init. Repts. Proc. ODP. 1993. Vol. 144. College Station, TX.
11. Stare I.T. Geology and petrography of volcanic rocks on the Truk. Wash.: U.S. Govnt. Print. Office, 1963.
12. Winterer E.L. et al. Init. Repts. DSDP. 1971. Vol. 7. Wash. (U.S. Govnt. Print. Office).
13. Yagi K. Petrochemistry of the alkalic rocks of the Ponape Islands western Pacific ocean // XXI J.G.C. Rept. Pt.13. Copenhagen, 1960. Pp. 108—122.

Роль нетрадиционных ресурсов углеводородов в общем энергетическом балансе России

В.П.ЯКУЦЕНИ, Ю.Э.ПЕТРОВА, А.А.СУХАНОВ (ВНИГРИ; 191014, Санкт-Петербург, Литейный пр. 39;
e-mail: petrova@vnigri.ru)

Двадцать первый век уже давно прогнозируется как век исчерпания основной части ресурсов углеводородов, сначала нефти, а затем и газа. Процесс этот неизбежен, поскольку все виды сырья имеют тенденцию выработки запасов, причем с той интенсивностью, с которой оно осваивается и реализуется. Если учесть, что современные мировые энергопотребности обеспечиваются в основном нефтью и газом — 60% (нефть — 36%, газ — 24%), то все виды прогнозов об их исчерпании не могут вызывать сомнений. Изменяются лишь сроки завершения углеводородной эры человечества. Естественно, что время выхода на заключительный этап освоения углеводородов не одинаково на разных континентах и в разных странах, но для большинства оно настанет при текущих объемах добычи нефти в пределах 2030—2050 гг. при условии достаточно заметного воспроизводства их запасов. Однако уже около 20 лет добыча нефти в мире опережает прирост ее запасов. Особенно резкий разрыв в приросте и добыче запасов в мире наметился в последнее десятилетие (рис. 1). За 1999—2007 гг. было добыто 34,41 млрд.т нефти, а прирост составил всего 20,03 млрд.т (без учета запасов «синтетической» нефти — 24 млрд.т, учтенной Канадой в 2003 г. в битуминозных песках). Многие нефтегазоносные бассейны (НГБ) мира с длительными сроками разработки исчерпали свои основные резервы (Урало-Поволжье России; Мидконтинент США; акватория Северного моря и др.). Качество остаточных запасов нефти неуклонно ухудшается, поскольку повсеместно ведется выработка лучшей части запасов, а вновь открываемые в таких нефтегазоносных бассейнах месторождения по масштабам редко превышают 2—5 млн.т.

В целом нефтяное будущее мира после 2040 г. уверенно просматривается только на базе ресурсов стран Персидского залива, а газовое — России и Персидского залива. Остаются еще не изученные акватории Арктики, но себестоимость их освоения в условиях ледовой обстановки будет очень высокой.

Современное состояние сырьевой базы нефтяной промышленности России. В общих чертах на 2008 г. в нефтяном балансе страны числилось около 2600 месторождений. Абсолютно преобладают среди них (почти 90%) мелкие (15 млн.т, преимущественно 1—3 млн.т), крупных насчитывается — 109

месторождений (30 млн.т). Текущие запасы нефти в абсолютном выражении остаются достаточно значительными, но на протяжении 12 лет их прирост не восполнял добычу и лишь в 2006 и 2007 годах прирост запасов превысил их убыль (см. рис. 1), что было связано преимущественно с переоценкой запасов путем повышения коэффициента извлечения нефти (КИН) на ранее открытых месторождениях, а также их доразведкой и в меньшей степени с новыми открытиями. В настоящее время в России в разработку вовлечено 77% текущих запасов нефти категории А, В, С₁ и 50% — С₂. Месторождения сложные по геолого-промысловым показателям, а также удаленные от потребителей, находящиеся в тяжелых географо-экономических условиях, не рассматриваются. Так, среди крупнейших по запасам в разрабатываемых нефтегазоносных провинциях (НГП) практически не освоенными остаются лишь те месторождения, основная часть запасов которых сосредоточена или в низкопроницаемых коллекторах (Салымское, Приобское, Краснотенинское), или представлена тяжелыми нефтями (Русское). Наиболее разведаны и освоены ресурсы нефти Волго-Уральской провинции, а также Республики Коми в Тимано-Печорской провинции и Северном Предкавказье.

Выработанность запасов нефти к 2007 г. в целом по России достигла 53%, особенно велика она по Приволжскому Федеральному округу — 71—85%. Из-за интенсивной отработки запасов крупных месторождений прежде всего ухудшилось состояние текущей сырьевой базы нефти в «старых» нефтедобывающих регионах. Например, даже в Западной Сибири, на долю которой приходится 67% всей добываемой нефти в стране, около 70% текущих запасов заключены в месторождениях, перешедших в стадию, когда добыча падает. Большое число мелких месторождений, включенных в баланс запасов, в современных условиях недропользования нерентабельны.

Неблагоприятна также и качественная структура запасов нефти. Около 1/3 текущих запасов нефти промышленных категорий приходится на коллекторы с низкой проницаемостью (0,05 мкм²), порядка 6% составляют тяжелые нефти и 9% — тяжелые, высоковязкие. Многие месторождения сочетают ряд неблагоприятных факторов, затрудняющих их разработку. Например, запасы тяжелых нефтей, сосре-

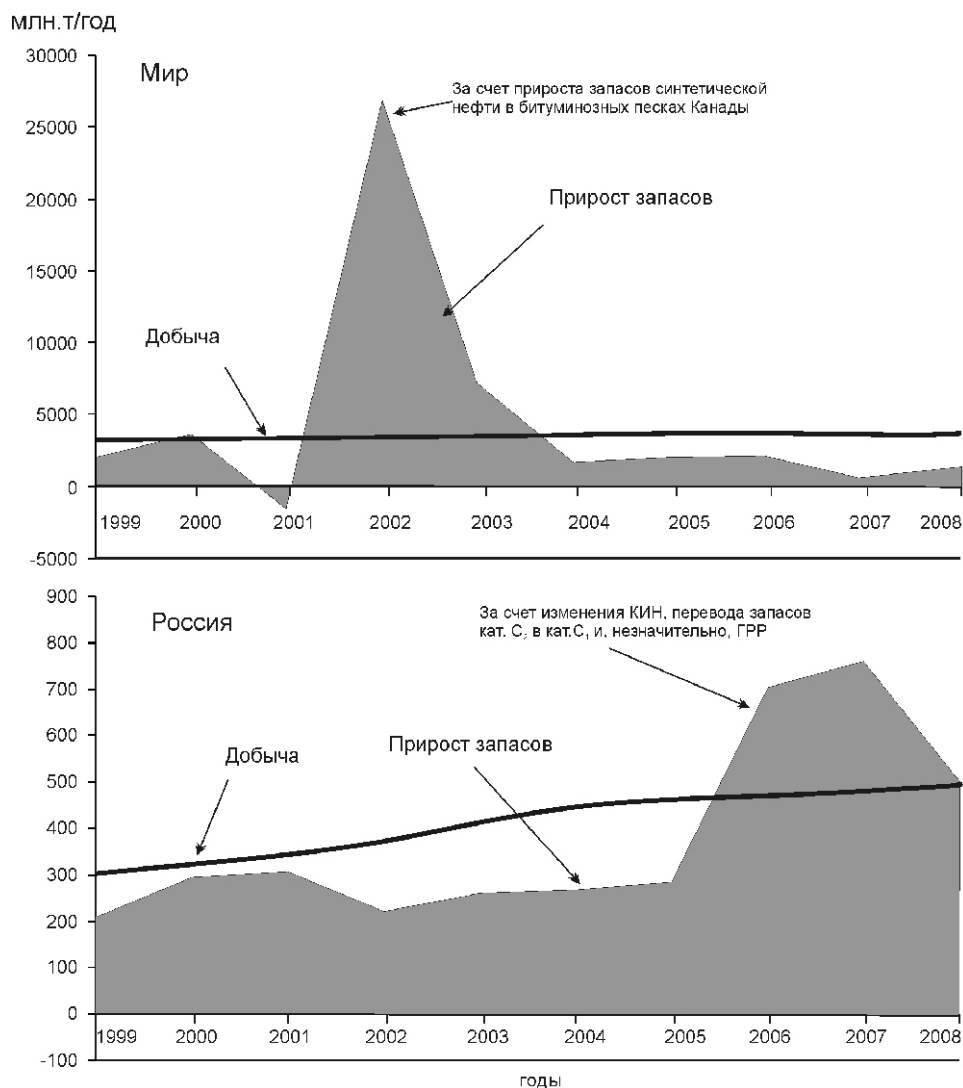


Рис. 1. Динамика прироста и добычи запасов нефти в мире и России

доточенные в низкопроницаемых коллекторах (Усинское в Республике Коми, Ван-Еганское в Ханты-Мансийском автономном округе, Павловское в Пермской области). Доля запасов с совокупностью неблагоприятных факторов (смесь — нефти различного качества в подгазовых залежах; высоковязкие тяжелые нефти в низкопроницаемых коллекторах; высоковязкие тяжелые нефти) составляет 11% (рис. 2). Таким образом, запасов нефти благоприятных для извлечения в текущих разведанных запасах России меньше (44%), чем запасов трудноизвлекаемых нефтей (56%).

Для добычи характерна обратная картина. Доля легкой маловязкой нефти, добываемой из коллекторов с хорошими емкостно-фильтрационными характеристиками, больше, чем трудноизвлекаемой — 59 и 41% соответственно (см. рис. 2). Однако в ближней перспективе доля трудноизвлекаемой нефти будет возрастать, что в немалой степени повысит себестоимость добычи.

Современное состояние сырьевой базы нефтегазового комплекса Российской Федерации свидетельствует о необходимости принятия срочных мер по ее укреплению и стабилизации, поскольку этот процесс крайне инерционен и для его реализации потребуются десятилетия, особенно в неосвоенных районах.

Основной путь решения данной проблемы сведется к ускоренной подготовке к освоению новых, частично уже разведанных, сырьевых баз юга Восточной Сибири, включая завершение начатого в 2007 г. строительства экспортного нефтепровода, и строительство газопровода к Тихому океану. Это весьма капиталоемкий путь и не исключается, что в современной ситуации, осложненной мировым финансовым кризисом, реальная экономика в странах Азиатско-Тихоокеанского региона вместе со спадом промышленного производства и потребления топлива затруднит его реализацию.

Важно также обеспечить дополнительными запасами европейскую часть страны с истощенными ресурсами и падающей добычей, но развитой

инфраструктурой. Решение подобной задачи представляется вполне реальным даже в краткосрочной перспективе за счет нетрадиционных источников углеводородов, широкомасштабное освоение которых тормозится в основном не столько объективными причинами, сколько действующей фискальной, а не рентной налогооблагаемой базой на добычу, а также необходимостью научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ (НИОКР) для совершенствования технологий добычи, адаптированных к параметрам конкретных месторождений.

Нетрадиционные источники углеводородного сырья длительное время фиксируются, поскольку распространены повсеместно, некоторые их виды давно разрабатываются, что мы уже отметили, но к их масштабному промышленному освоению все еще не приступили.

Нетрадиционные ресурсы углеводородов — это та их часть, подготовка и освоение которых нуждается в разработке новых методов и способов выявле-

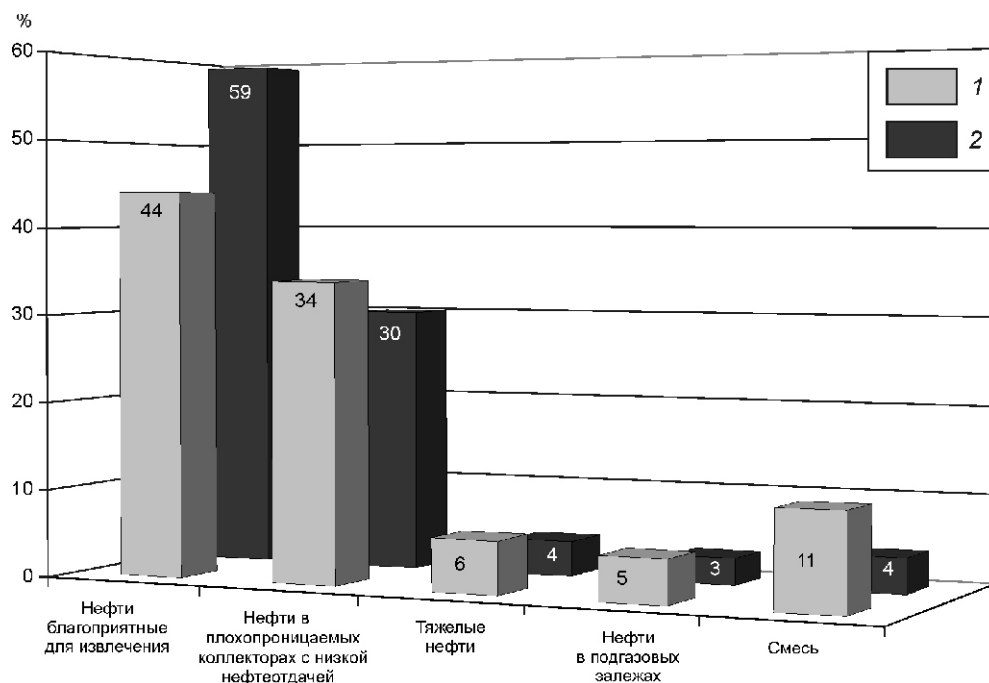


Рис. 2. Структура качества запасов и добычи нефти в России:

1 — запасы; 2 — добыча

ния, разведки, добычи, переработки и транспорта. В отличие от традиционных они сосредоточены в сложных для освоения скоплениях или рассеяны в непродуктивной среде, плохо подвижны или неподвижны в пластовых условиях недр, в связи с чем нуж-

ных для освоения только тяжелые нефти, нефтяные пески и битумы, нефтегазонасыщенные низкопроницаемые коллекторы и газы угленосных отложений. Уже на 14-м Мировом нефтяном конгрессе (1994 г., Норвегия) нетрадиционные нефти, представленные

только тяжелыми нефтями, битумами и нефтяными песками, были оценены в 400—700 млрд.т, что в 1,3—2,2 раза больше традиционных ресурсов — 311,3 млрд.м³. Проблематичными и дискуссионными в качестве промышленных источников газа оказались водорастворенные газы и газогидраты, несмотря на их широкую распространенность.

Тяжелые нефти и нефтяные (битуминозные) пески. Геологические ресурсы в мире этого вида сырья огромны 500—1000 млрд.т н.э. Запасы тяжелых нефтей плотностью 0,9 г/см³ вполне успешно осваиваются. При современных технологиях их извлекаемые запасы превышают 100 млрд.т. Особенно богаты тяжелыми нефтями и битуминозными песками Венесуэла и Канада. В частности

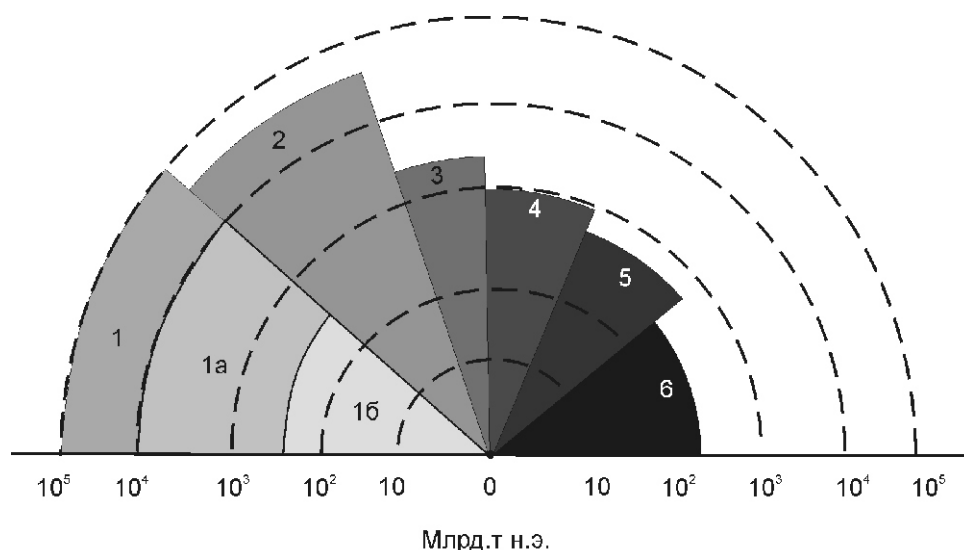


Рис. 3. Геологические ресурсы углеводородов:

1 — газогидраты: а — рассеянные в донных отложениях шельфа, б — рассеянные в зонах дислокации грязевого вулканизма; 2 — водорастворенные газы континентов; 3 — газы и нефти в плотных формациях и низкопроницаемых коллекторах; 4 — тяжелые нефти, нефтяные пеки и природные битумы; 5 — традиционные ресурсы нефти и газа; 6 — газы в угленосных отложениях

Канада в 2002 г. добавила к своим весьма скромным остаточным запасам традиционной нефти 24 млрд.т за счет битуминозных песков на площадях Атабаски и др. Причем добавила при поддержке SEC*, поскольку сумела довести технологию их освоения до рентабельной. В настоящее время почти половина добываемой в Канаде нефти «синтетическая», т.е. полученная из битуминозных песков. Себестоимость ее извлечения высокая — 30—40 долл. за баррель и вовсе не обязательно, чтобы ее производство было конкурентным на мировом рынке при падении цен на нефть. Однако собственные энергетические потребности Канада обеспечит именно за их счет более чем на столетие. Из «синтетической» нефти при переработке получают не только все нефтепродукты, но также и многие редкие металлы.

Интересен и другой пример, открытое в 1995 г. месторождение Бакен Формейшен (США) с запасами тяжелой нефти 14 млн.т после доразведки, с учетом прогресса в технологиях извлечения тяжелых нефтей, довело запасы на этом месторождении до 400—600 млн.т. Это самое крупное нефтяное месторождение США. Кроме Канады, США и Венесуэлы крупными запасами тяжелых нефтей и битуминозных песков за рубежом располагают также Мексика, Кувейт и Китай.

В последние годы растут объемы добычи тяжелых нефтей, составляя по разным оценкам около 12—15% от общемировой. В мире в 2000 г. тяжелых нефтей добывалось лишь 37,5 млн.т, в 2005 г. — 42,5 млн.т, а к 2010—2015 гг. по прогнозу их добыча может составить уже около 200 млн.т, но при мировых ценах на нефть не ниже 50—60 долл. за баррель.

Тяжелых нефтей много и в России, причем важна их концентрация в уникальных месторождениях: 60% запасов тяжелых нефтей сосредоточено в 15 месторождениях, что упрощает их освоение. В их числе Русское, Ван-Еганское, Федоровское и другие в Западной Сибири, Ново-Елховское и Ромашкинское в Урало-Поволжье; Усинское, Ярегское, Торавейское и другие в Тимано-Печорском регионе. Основные запасы тяжелых нефтей в России сосредоточены в Западной Сибири (46%) и Урало-Поволжье (26%). В 2007 г. объемы их добычи составили 35,2 млн.т, но многие из месторождений все еще не осваиваются.

Битуминозных нефтяных песков, аналогичных по запасам, качеству, условиям залегания и распространения Оринокскому битумному поясу (Венесуэла) или Атабаски (Канада), в России нет. В некоторой степени к ним приближается Оленёкское битумное поле, но оно расположено в трудно доступной части

Восточной Сибири (Анадырь) и его освоение — задача дальнесрочной перспективы.

Во многих месторождениях тяжелые нефти металлоносны, особенно в европейских нефтегазоносных провинциях, и содержат значительные запасы редких металлов. В частности они являются потенциальным источником ванадиевого сырья, по качеству значительно превосходящего рудные источники [5]. По оценкам авторов, геологические запасы пентаоксида ванадия в металлоносных нефтях только в наиболее крупных по запасам ванадия месторождениях составляют 1,3 млн.т, извлекаемые попутно с нефтью — 0,2 млн.т. (см. таблицу).

Ванадий извлекается в мире в широких масштабах в основном золоулавливателями на крупных ТЭЦ, работающих на мазутах, а также в коксах нанефтеперерабатывающих заводов при глубокой переработке нефтей. Добавка таких коксов в доменную шихту обеспечивает морозоустойчивость рельсового проката.

Таким образом, тяжелые нефти — комплексное углеводородное сырье, представляющее интерес не только как дополнительный источник углеводородов, но и как источник ценных металлов, а также химического сырья (сероорганических соединений и порфиринов).

Основными препятствиями к более масштабному освоению тяжелых нефтей в России являются:

необходимость модернизации и строительства новых нефтеперерабатывающих заводов для глубокой переработки тяжелой и особенно высокосернистой тяжелой нефти;

недостаточность фундаментальных исследований, направленных на создание эффективных технологий их освоения и комплексной переработки, адаптированных к особенностям конкретных объектов разработки.

Низкопроницаемые продуктивные коллекторы. Четких кондиционных параметров проницаемости для прогноза их нефтегазоотдачи быть не может, так как проницаемость зависит не только от структуры и качества матрицы коллектора (пористость, трещиноватость, гидропроводность, глинистость и др.) и от качества сырья (плотность, вязкость), но также и от термодинамических условий залежи (температура, давление). Для основной массы запасов нефти, расположенной в интервале глубин 1,5—3,0 км, коллектор с проницаемостью 0,05 мкм² уже создает определенные сложности с извлечением нефти из недр, особенно значительных, если для нефти в залежи характерна высокая плотность (0,90 г/см³) или вязкость (30 мПа·с). Доля запасов нефти в таких коллекторах составляет 35—65% (по разным оценкам) от общемировых и, как уже было отмечено, 37% от их общих, учтенных в России. Особенно такие запасы распространены в Западной Сибири, причем велика их доля в месторождениях с уникальными запасами (Салымское, Приобское и др.). В прогнозных ресурсах Западной Сибири их еще больше — 65%

*SEC — комиссия по ценным бумагам и биржам США учитывает в качестве доказанных только те запасы, которые могут быть извлечены в пределах срока действия лицензии на недропользование с учетом динамики мировых цен на сырье, что при их высоком уровне в 2004—2007 гг. было вполне допустимо.

Оценка запасов ванадия в тяжелых и металлоносных нефтях Российской Федерации

Месторождения, (возраст)	Содержание V_2O_5 , г/т	Запасы V_2O_5 , тыс.т		Потери V_2O_5 при добыче нефти в 2006 г., т
		геологические	извлекаемые	
Волго-Уральская НГП (25 месторождений)		862,9	137,4	2747
<i>в т.ч. месторождения с извлекаемыми запасами V_2O_5 5 тыс.т</i>		<i>621,6</i>	<i>103,9</i>	<i>1702</i>
Ромашкинское (C_{1-2})	250—606	111,5	21,8	271
Ново-Елховское (C_{1-2})	849	184,9	30,6	616
Степноозерское (C_{1-2})	1495	101,5	12,4	280
Аканское (C_{1-2})	991	40,0	8,0	73
Енорусскинское (C_{1-2})	901	31,2	5,9	96
Зимницкое (C_{1-2})	1640	121,3	19,7	7
Гремихинское (C_{1-2})	505	31,2	5,5	359
Тимано-Печорская НГП (8 месторождений)		191,1	44,2	430
<i>в т.ч. месторождения с извлекаемыми запасами V_2O_5 5 тыс.т</i>		<i>190,9</i>	<i>34,0</i>	<i>361</i>
Усинское (D_2-C_3)	113—151	125,2	10,1	274
Ярегское (D_3)	147—175	46,6	16,5	80
Тобойско-Мядсейское, Тобойский участок (D_3)	453	19,1	7,4	7
Западно-Сибирская НГП (7 месторождений)		257,7	31,8	2091
<i>в т.ч. месторождения с извлекаемыми запасами V_2O_5 5 тыс.т</i>		<i>220,8</i>	<i>26,8</i>	<i>1857</i>
Мамонтовское* (K_1, J_{2-3})	70	76,3	9,1	541
Быстринское* (K_1, J_2)	98	30,4	3,6	416
Усть-Балыкское* (K_1, J_2)	226	73,9	8,2	481
Локозовское* (K_1, J_3)	255	40,2	5,9	419
Итого по России		1311,7	213,4	5268
<i>в т.ч. месторождения с извлекаемыми запасами V_2O_5 5 тыс.т</i>		<i>1033,3</i>	<i>164,7</i>	<i>3920</i>

* — месторождения утяжеленных нефтей, ресурсы ванадия которых учтены при содержании V_2O_5 120 г/т.

(рис. 4), что крайне неблагоприятно, поскольку именно проницаемость коллекторов определяет главным образом дебиты скважин, т.е. масштабы добычи и ее себестоимость.

Метан угольных месторождений и бассейнов. Метаноносность большинства угольных пластов каменноугольных бассейнов России составляет от 10 до 45 м³ газа на 1 т угля. Кроме того, много газа и во вмещающих породах, в т.ч. свободного. По оценкам выполненным во ВНИГРИ, суммарные ресурсы метана только в угольных пластах 14-ти газугольных бассейнов России оцениваются в 45—50 трлн.м³, их извлекаемая часть составляет около 50%. Наиболее крупные газугольные бассейны: Тунгусский

(26 трлн.м³), Кузнецкий (13 трлн.м³), Ленский (3 трлн.м³) и Печорский (2 трлн.м³). Ежегодно при добыче угля в нашей стране выделяется около 3 млрд.м³ CH₄, но используется не более 3% для местного газоснабжения.

Суммарные ресурсы метана в угольных бассейнах мира составляют по разным оценкам 115—231 трлн.м³. В большинстве угледобывающих стран используется до 80—100% CH₄, добытого при дегазации угольных толщ (Бельгия, Япония, США и др.), причем в ряде стран ведется самостоятельная добыча CH₄ поверхностными скважинами без добычи угля: США — 50 млрд.м³/год (в основном в Аппалачах), Китай — 5 млрд.м³/год и др. Предварительный отбор

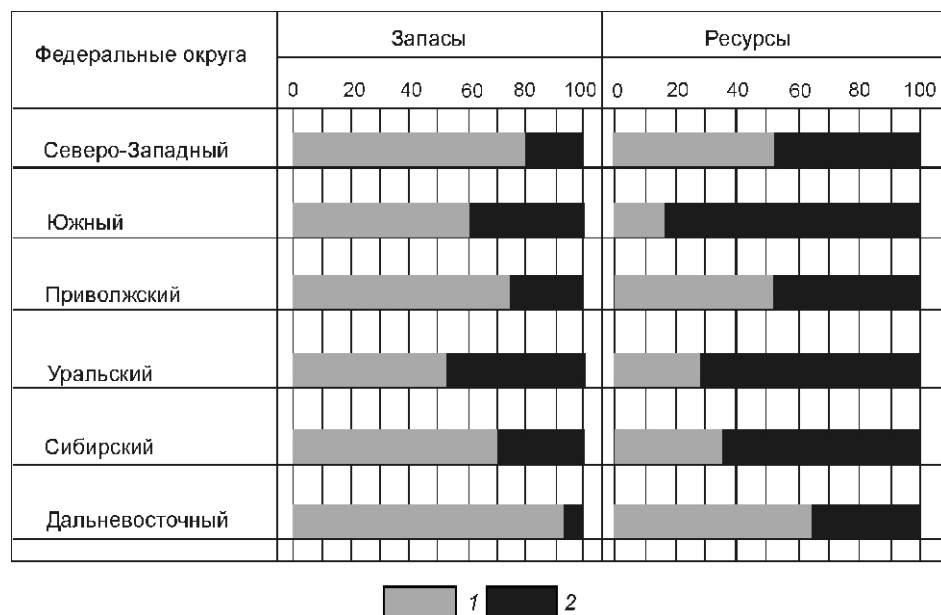


Рис. 4. Долевое распределение нефти в низкопроницаемых коллекторах в запасах и ресурсах федеральных округов (в %):

проницаемость коллекторов (в мкм²): 1 — 0,05; 2 — 0,05

газа с угольных полей снижает газовую напряженность недр и, соответственно, взрывоопасность выработок.

Экономическая, экологическая и социальная целесообразность вовлечения угольного метана в местный топливный баланс сомнений не вызывает, но без нормативно-правовой поддержки его освоения, а также детальной оценки распределения запасов метана в угольных бассейнах и отработки способов его стабильного извлечения, положение с рациональным освоением этого ресурса в России не изменится.

Как было отмечено, в составе нетрадиционных источников газового сырья рассматриваются также водорастворенные газы и газогидраты. Их промышленная значимость остается в настоящее время дискуссионной. Рассмотрим возможности таких источников.

Водорастворенные газы. Несмотря на очевидность огромных резервов метана, его присутствие было выявлено в пластовых водах большинства нефтегазоносных бассейнов, технологически сложных для освоения и мало продуктивных. Обычно объемы водорастворенного газа в пластовых водах на умеренных глубинах — до 1,0—1,5 км составляют в среднем 1—2 м³ газа на 1 м³ воды, на 1,5—3,0 км — 3—5 м³, но в глубоких прогибах геосинклинальных областей достигают 20—25 м³/м³, особенно при условии низкой минерализации пластовых вод [3]. Высокогазонасыщенные пластовые воды залегают на глубинах 3,5—4,0 км, сопровождаются аномально высоким пластовым давлением с коэффициентом аномальности до 0,2 МПа, часто фонтанируют, но

быстро спонтанно дегазировываются при падении давления. Кроме того, если газонасыщенные пластовые воды имеют повышенную минерализацию и не имеют условий для поверхностного или глубинного сброса, то возникают еще и экологические проблемы, в частности засоление почв и просадка поверхности. При благоприятных условиях их можно использовать для местных мелких потребителей газа, что и имело место в Японии, Италии и Непале в первой половине XX в. Цены на водорастворенный газ изменяются в пределах 75—140 долл. за 1000 м³, но если вода используется как гидроминеральное сырье или для теплоснабжения, то опускаются до 50 долл.

Газогидраты многие годы вызывали активный интерес и весьма острые дискуссии по

вопросу их значимости в качестве промышленного источника газового сырья. По сути газогидраты — это замороженные резервы газа, перешедшие практически в неподвижное твердое снегоподобное состояние. Для их образования необходимы газ, вода и определенные термодинамические условия, причем не одинаковые для газов разного состава [4]. Молекулы газа (части) заполняют полости в каркасе молекулы воды (хозяина). Причем в 1 м³ воды может содержаться до 150—160 м³ газа. На первом этапе исследований предполагались огромные резервы субмаринных газовых гидратов в донных отложениях шельфа и океана. Однако выполненные исследования [1, 2] показали, что оптимизм оказался мало обоснованным. На обширных площадях глубоководной океанской платформы, в ее маломощных донных осадках, метана практически нет, а в зонах рифтов, где он возможен, слишком высока температура, поэтому нет условий для газогидратообразования. Насыщенные газогидратами донные отложения широко распространены преимущественно на шельфах, включая их материковые и островные склоны и подножия внутренних и окраинных морей, особенно в зонах действующих подводных грязевых вулканов или дислокаций, которые обеспечивают достаточно мощный длительный и стабильный подток глубинных углеводородных газов. В пределах акваторий насыщенные рассеянными газогидратами донные отложения в виде тонких прослоек или гнездовых включений — это в основном экзотика как для их поиска, так и освоения, особенно с точки зрения экологии и, в частности, защиты биоресурсов акваторий.

На суше газогидраты присутствуют в основном в газовых скоплениях преимущественно в арктических широтах и в их законтурных зонах, где имеется газ, маломинерализованная вода и термодинамические условия соответствуют стабильности газогидратов. Высокоминерализованные хлоркальциевые рассолы являются своего рода естественными ингибиторами для них и не образуют гидратов даже при благоприятных термобарических условиях.

Освоение газогидратов возможно при нарушении термодинамических условий их стабильности в пласте: или за счет снижения давления, что вполне реально при выработке запасов в соседнем свободном скоплении газа, или путем повышения пластовой температуры, что технически более затруднительно, а также путем использования ингибиторов (метанол, глицерин и др.). Использование ингибиторов вполне реально в скважинах, но не в пласте. В любых вариантах воздействий остается неопределенной скорость и масштабы распада газогидратов в пластовых условиях, т.е. реальных объемов газодобычи, а также ее себестоимость. Именно поэтому представление о них как о промышленных источниках газового сырья даже в перспективе остается дискуссионным до сих пор.

Одновременно с этим исследования газогидратов продолжают во многих приморских странах мира (Япония, Индия, США и др.), причем не столько как возможного источника газового сырья, хотя бы и в дальней перспективе, сколько:

- геологического феномена, оценка которого важна как поискового признака в донных отложениях акваторий на продуктивность структур;

- в инженерной геологии для оценки устойчивости опор морских нефтедобывающих платформ, а также при прокладке трубопроводов по дну;

- в навигации подводного мореплавания для учета возможности ложных акустических отражений дна на сейсмопрофилях (BSR);

- при газодобыче из-за техногенного газогидратообразования в призабойной зоне и стволе скважин;

- возможного влияния на климатические изменения при планетарном потеплении и др.

Как видно из изложенного, нетрадиционные ресурсы углеводородов — важная часть их баланса, особенно та, которая реальна к освоению в настоящее время. Это существенный резерв и для восполнения сырьевой базы нефти России, причем не только в «старых» выработанных нефтегазоносных бассейнах, но также и в Западной, и Восточной Сибири, где они составляют более половины прогнозируемых ресурсов углеводородов.

Необходимость исследований разных видов нетрадиционных ресурсов углеводородов и целесообразность совершенствования технологий освоения их отдельных видов диктуется следующими принципиальными положениями особенно актуальными в свя-

зи с экономическим кризисом и дефицитом инвестиций, исключая широкий разворот высококапиталоемких геологоразведочных работ в неосвоенных, труднодоступных, но перспективных регионах:

- очевидной исчерпаемостью активных запасов углеводородов в пределах территорий доступных для экономически эффективного освоения. Степень истощения запасов нефти в России уже составляет 53% и более по ряду регионов, что влечет за собой неизбежное падение добычи;

- неуклонным ростом себестоимости подготавливаемых к разработке запасов традиционного углеводородного сырья связанными с экстремальными географо-климатическими и экономическими условиями производства работ на шельфе (главным образом арктическом) и больших глубинах на суше; на значительно удаленных от потребителей неосвоенных территориях, лишенных транспортной инфраструктуры;

- наличием значительных объемов, в т.ч. разведанных по промышленным категориям запасов нефти и газа в нетрадиционных источниках в регионах с развитой промышленной и транспортной инфраструктурой, освоение которых тормозится не столько из-за технологических вполне преодолимых сложностей, сколько из-за отсутствия в налоговом законодательстве России реальных рыночных механизмов для экономически эффективной их подготовки и разработки.

Подготовка и освоение нетрадиционных источников углеводородного сырья, частично перекроет формирующийся дефицит в его запасах в России. Для этого необходимы весьма умеренные ассигнования, которые позволяют удержать объемы добычи углеводородов в первые годы посткризисного периода, направленные в основном на научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы:

- проведение региональной ревизии ресурсов, запасов и качества всех видов нетрадиционного углеводородного сырья на новом информационном уровне, с учетом прогресса, достигнутого в технологиях их добычи, а также экономических, социальных и экологических последствий их освоения. Их состояние должно быть четко отражено в государственных балансах;

- выполнение фундаментальных исследований для создания (внедрения) эффективных технологий разработки и комплексной переработки нетрадиционных видов углеводородного сырья, адаптированных к конкретным отечественным объектам их первоочередного освоения;

- усовершенствование системы налогообложения на добычу нетрадиционных видов углеводородного сырья за счет их дифференциации в соответствии с качеством и спецификой освоения их отдельных видов.

- Если основываться на данных долгосрочного прогноза уровней производства основных источников

энергии в Российской Федерации вплоть до 2030 г., то ожидается лишь их умеренный рост, но так же как и в настоящее время, в основе энергоснабжения останутся нефть, газ и уголь. Доля АЭС, гидроэнергетики и других возобновляемых и альтернативных источников в общем энергобалансе России в ближайшей перспективе не превысит 8—9%, именно доля, а не объемы, которые возрастут. Это соотношение в промышленной значимости разных видов энергетического сырья не изменится и в будущем, во всяком случае до 2030 г., поскольку производство не только моторных топлив, но и всех видов синтетических материалов — это, прежде всего, углеводороды и подготовленной замены им нет. Следовательно, вопрос стабильности в обеспечении России углеводородным сырьем — главный вопрос в энергетическом комплексе и энергетической стратегии страны. Укрепление сырьевой базы нефти и газа предусмотрено «Энергетической стратегией России на период до 2030 года», но те капиталовложения, которые потребуются для ее реализации, не соответствуют экономическим реалиям ближайших лет, учитывая неизбежность последствий мирового финансово-экономического и промышленного кризиса. Подготовка и

введение в разработку нетрадиционных источников нефти и газа может в значительной степени поддержать добычу нефти в ближне- и среднесрочной перспективе. Однако главное даже не в этом, а в том, что более половины прогнозных ресурсов нефти и, соответственно, запасов будут связаны с низкопроницаемыми коллекторами и большими глубинами. Их освоение неизбежно и надо своевременно готовиться к этому.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. — С-Пб, 1994.
2. Истомин В.А. Предупреждение и ликвидация газовых гидратов в системах сбора и промысловой обработки газа и нефти. — М., 1990.
3. Каплан Е.М. Современное состояние промышленного освоения газонасыщенных вод за рубежом / Ресурсы нетрадиционного газового сырья и проблемы его освоения. — Л., 1990. С. 138—144.
4. Нетрадиционные источники углеводородного сырья / Под ред. В.П.Якуцени. — М.: Недра, 1989.
5. Суханов А.А., Петрова Ю.Э. Ресурсная база попутных компонентов тяжелых нефтей России 0420800064/0024. http://www.ngtp.ru/rub/9/23_2008/pdf.

О книге Е.А.Козловского «Уроки великой войны. Геология и национальная безопасность»*

В.П.ФЕДОРЧУК (ВИЭМС; 123007, г.Москва, 3-я Магистральная ул., д.38; e-mail: admin@viems.ru)

Очередная книга Е.А.Козловского на тему войны весьма значительно расширена и дополнена новыми материалами, содержащимися в публикациях последнего пятилетия. Подчеркнем, что эти публикации характеризуются крайне ограниченным тиражом (300—500 экз.), тогда как книга Е.А.Козловского вышла тиражом 2000 экземпляров (первая книга** — тираж 1500 экз.), поэтому она станет более доступной для читателя, интересующегося нашей историей.

Главная задача книги — еще и еще раз показать, что основу основ народного хозяйства страны как в мирное время, так и, особенно, в период военных действий составляют ее минерально-сырьевые ресурсы, что чрезвычайно убедительно доказала Великая Отечественная война. Автор детально рассмотрел задачи, стоявшие перед геологической службой страны на всех этапах ее исторического развития: до Октябрьской революции, в годы первой мировой и Великой Отечественной войн, в послевоенный период. При этом особое внимание обращается на организационные мероприятия руководящих органов государства, с одной стороны, и на работу геологической службы и ее производственных и научных организаций, с другой. Подчеркивается роль участников процесса создания прочной минерально-сырьевой базы страны (с персоналиями). Что особенно важно — ведь мы все более становимся «Иванами, не помнящими родства». Пересмотру и искажению подвергается история нашей страны, начиная со школьных учебников и кончая текущей продукцией средств массовой информации.

Все, о чем пишется в первых главах книги, конечно, очень важно, но еще более важен вывод автора из изложенного материала: что из прошлого можно взять в будущее? В связи с этим напомним, что и первая, и вторая мировые войны начинались, по существу, из-за стремления агрессоров завоевать «жизненное пространство» (колонии) с их ресурсами, и в первую очередь минерально-сырьевыми. Знакомясь с

материалами книги, можно сделать вывод (хотя автор прямо об этом и не говорит) о том, что нынешняя мировая обстановка во многом напоминает ту, что сложилась перед Великой Отечественной войной. Если тогда речь шла о захвате территорий, то сейчас идет процесс «глобализации», означающий, что страны Запада захватывают ресурсы развивающихся стран, выкачивая из них дешевое сырье и наводняя их рынки готовой, но гораздо более дорогой продукцией, произведенной из этого же сырья. Выгода для транснациональных компаний двойная, если не тройная (за счет улучшения собственной экологии!).

Выход рецензируемой книги приурочен к 65-летию Великой Отечественной войны. Эта дата — памятный рубеж. К следующему юбилею — 70-летию Победы в Великой Отечественной войне ее ветеранов практически не останется.

Остановимся кратко на содержании разделов книги.

Прелюдия войны. В этом разделе описывается план «Барбаросса» — развернутый сценарий нападения фашистской Германии на Советский Союз. Этот план стал возможен в результате предательской политики стран Запада и прямой помощи Гитлеру в возрождении вермахта. Имеются убедительные ссылки на соответствующие документы.

Сырьевые ресурсы накануне войны, где автор приводит данные, характеризующие экономическое положение, с одной стороны, СССР и его союзников по антифашистской коалиции (США, Великобритания и Франция), а с другой, фашистской Германии, ее союзников, оккупированных стран Европы и, вроде бы, нейтральных государств (Испания и Швеция).

Минерально-сырьевые ресурсы в ходе войны. Подчеркивается дальновидная минерально-сырьевая политика правительства Советского Союза — создание на востоке страны новых горнодобывающих и перерабатывающих сырье центров, куда в значительной степени были эвакуированы заводы, находившиеся на оккупированных территориях. Несмотря на мобилизацию большого числа сотрудников геологической службы, геологоразведочные работы на Востоке не только не прекратились, но даже усилились, что привело практически к бесперебойной работе оборонных заводов. Наиболее детально рассмотрена проблема урана: приводится ряд малоизвестных сведений о проделанной гигантской работе по созданию

*Козловский Е.А. Уроки великой войны. Геология и национальная безопасность. — М.: Государственный научный центр Российской Федерации ВНИИ Геосистем, 2010. — 398 с. Илл. 10. Табл. 39. Тираж 2000 экз.

**Козловский Е.А. Уроки великой войны. — М.: Государственный научный центр Российской Федерации ВНИИ Геосистем, 2005. — 100 с.

минерально-сырьевой базы ядерной отрасли. Важную роль в подготовке военных операций играла собственно военная геология, о чем в настоящее время упоминается лишь изредка.

Говоря о ленд-лизе, Е.А.Козловский приводит данные, анализируя их с позиций «плюсов и минусов»: плюсы — поставка определенного количества техники и оборудования, минусы — низкое качество поставляемых танков и самолетов. Еще автор отмечает, что сразу же после войны долги, например, Великобритании, были полностью списаны, а СССР пришлось расплачиваться за них в течение нескольких десятилетий.

Восстановление хозяйства и минеральных ресурсов. Как известно, на первой послевоенной сессии Верховного Совета СССР И.В.Сталин, в самом начале развернувшейся после известной «фултоновской» речи У.Черчилля «холодной войны», назвал конкретные цифры по добыче нефти и железной руды, а также и по выплавке стали, которые должны были быть достигнуты в течение ближайших пятилеток — 50, 500 и 60 млн.т в год соответственно. Эти цифры тогда казались фантастикой, но они были выполнены досрочно. В книге подчеркивается роль геологической службы страны, добившейся полного самообеспечения Советским Союзом всеми, без исключения, видами минерального сырья. Ни одной стране в мире этого сделать пока не удалось, да и вряд ли удастся.

Уроки Великой Отечественной войны. В данном разделе сделан главный вывод — уроки Великой Отечественной войны не должны быть забыты, особенно в части укрепления минерально-сырьевой

базы страны. А пока мы уже в течение двух десятилетий живем лишь за счет самоотверженного труда предыдущих поколений. Гарантия национальной безопасности — в значительной степени зависит от состояния нашей минерально-сырьевой базы.

Минерально-сырьевые ресурсы и безопасность России. Здесь проанализированы изменения, произошедшие в экономике России. Говорится об экспорте минерального сырья (Россия стала сырьевым придатком Запада), о глобализации и национальной безопасности.

Некоторые стратегические аспекты — заключительный раздел, где автор делится своими раздумьями о будущем нашей страны, ее положении в мире, об экономике, внутренних и внешних проблемах, подчеркивая еще и еще раз роль минерально-сырьевой базы и геологической службы в ее создании.

Свои конкретные предложения Е.А.Козловский как признанный знаток минерально-сырьевой базы страны — отраслевой министр СССР, изложил в письмах, направленных в адрес правительства Российской Федерации. Полный их текст приведен в книге в виде приложений. К сожалению, не говорится о реакции компетентных органов на эти предложения.

Рецензируемая книга очень своевременная, с ней полезно будет познакомиться как ветеранам, так и представителям более молодых поколений не только России, но и других стран ближнего и дальнего зарубежья.

Памяти Василия Ивановича Лотышева

15 февраля 2010 года после тяжелой болезни ушел из жизни Василий Иванович Лотышев, заведующий отделом глубинного строения земной коры ФГУП СНИИГГиМС, кандидат геолого-минералогических наук, заслуженный геолог Российской Федерации, ученый секретарь СНИИГГиМС в 1983—2004 гг.

Василий Иванович Лотышев родился 11 апреля 1933 г. в деревне Коротково Ивановской области в обычной крестьянской семье. В школу пошел в 1941 г., а в 1952 г. стал студентом Горьковского государственного университета. Геофизическая специализация в университетах того времени была сосредоточена на физико-математических и геологических факультетах, и Василий Иванович выбрал физико-математический факультет с его геофизическим отделением.

В 1957 г. после окончания университета он был направлен в Сибирский геофизический трест Новосибирского территориального геологического управления (НТГУ). Пройдя путь от инженера-оператора, начальника камеральной группы, технического руководителя до начальника крупной гравиметрической партии Средне-Обской комплексной геофизической экспедиции Сибирского геофизического треста, он досконально изучил все звенья производственного цикла, процессы обработки и интерпретации полевых материалов и приобрел большой опыт работы в сложных условиях Крайнего Севера. Проводил гравиметрическую съемку масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 в северных, центральных и восточных районах Западной Сибири, успешно внедрял новые в то время методы интерпретации гравиметрических материалов, занимался вопросами моделирования и выяснением возможности прямых поисков залежей нефти и газа.

В 1960-е годы в рамках Межправительственного соглашения по оказанию научно-технической помощи в поисках нефти и газа он в течение семи лет работал в Западном и Восточном (Бангладеш) Пакистане на должностях технического руководителя группы гравиметрических партий и начальника тематической партии по обобщению геолого-геофизических данных и обоснованию перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Пакистана. При его непосредственном участии в Пакистане открыты нефтяное (Tut) и газовое (Sari Sing) месторождения. Здесь он в совершенстве овладел английским языком. Знание языка пригодилось ему в дальнейшем при поездках за границу по заданиям Министерства геологии СССР.

После возвращения из Пакистана В.И. Лотышев четыре года работал в аппарате Новосибирского геологического управления, курируя гравиметрические, аэромагнитные и электроразведочные работы, проводимые в Западной Сибири.



Собственно научный период у Василия Ивановича начался в мае 1972 г., когда он перешел из НТГУ в СНИИГГиМС на должность старшего инженера-геофизика. Здесь он проявил себя разносторонне подготовленным специалистом, способным проводить самостоятельные научные исследования. В.И. Лотышев возглавил работы, связанные с обобщением и статистической обработкой данных о плотностных неоднородностях фундамента Сибирской платформы. Он составил карты средней плотности пород осадочного чехла, что во многом предопределило достоверность результатов интерпретации гравитационных аномалий региона; разработал теоретические основы и методику комплексной интерпретации геолого-геофизических данных по изучению глубинного строения земной коры с использованием принципа изостазии. Это привело к созданию объемно-генетической модели земной коры, определению морфологических особенностей поверхности Мохоровичича, оценке мощности осадочного чехла. Исследования легли в основу его кандидатской диссертации (1980 г.) «Глубинное строение земной коры Сибири (по геологическим и геофизическим данным)».

В 1975—1976 гг. в рамках выставки «Сибирь научная» В.И. Лотышев представлял геологическую экспозицию Министерства геологии СССР и Академии наук в университетах Вашингтона, Далласа, Солт Лейк Сити, Сизтла и Чикаго в США.

В мае 1981 г. Василий Иванович прошел по конкурсу на должность старшего научного сотрудника, а

с 1 января 1983 г. был назначен на должность ученого секретаря СНИИГГиМС. Это был один из самых лучших ученых секретарей института. Его отличала высокая ответственность за судьбу института, за его авторитет среди геологической общественности Сибири, России и других стран.

Вклад Василия Ивановича в признание института ведущим научно-исследовательским отраслевым учреждением страны оказался весьма значительным. Для него деятельность ученого секретаря стала не просто обычной работой, но и каждодневной потребностью, служением. На нее он тратил не только каждый рабочий день, но и свой отпуск, праздники, а нередко и ночи. Этот напряженный труд приносил высочайший авторитет и уважение сибирскому отраслевому институту.

Работа ученого секретаря связана с проблемами, которые требуют немедленного решения. За этими проблемами стоят люди, которым нужен порой немедленный ответ. У каждого специалиста свой характер, свой настрой и отношение к руководству, свои требования и претензии, но не было случая, чтобы В.И. Лотышев повысил голос. Он был неизменно корректен.

Трудно понять, как при огромной загруженности ученого секретаря административной работой у него хватало сил на разработку научных проблем. Практически все время работы в институте Василий Иванович был ответственным исполнителем тематических исследований и автором научных отчетов, регулярно публиковался в отечественных и зарубежных изданиях.

Важное место в исследованиях В.И. Лотышева отводилось изучению поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы, проявлениям рифейского рифтогенеза. Он внес большой вклад в изучение геологического строения и нефтегазоносности рифейских образований, что способствовало открытию впервые в мировой практике крупных месторождений нефти и газа в докембрийских отложениях платформы.

Важнейшее направление деятельности Василия Ивановича — укрепление внешнеэкономических связей института. Он неоднократно выступал с докладами на сессиях Международных геологических конгрессов в Москве, Вашингтоне, Пекине, Рио-де-Жанейро и Флоренции, на конференциях Американской ассоциации геологов-нефтяников (AAPG) в Лондоне и Гааге, международных конференциях Австралийского общества геофизиков (ASEG) в Мельбурне, Сиднее и Перте, принимал непосредственное участие в выполнении контрактов с компаниями «Pacific Oil and Gas» (Австралия) и RTZ (Англия).

Василий Иванович многие годы участвовал в общественной жизни института. Входил в состав организаций, определяющих идеологическую и воспитательную роль институтского коллектива.

Работе ученого секретаря Василий Иванович отдал 21 год своей жизни, насыщенной постоянной заботой о процветании института. В последние годы он целиком посвятил себя научной работе, руководил отделом глубинного строения земной коры СНИИГГиМС.

Напряженная созидательная деятельность Василия Ивановича Лотышева не осталась незамеченной руководством отрасли. Василий Иванович — заслуженный геолог Российской Федерации, награжден знаками «Почетный разведчик недр» и «Отличник разведки недр», медалями и почетными грамотами института и Министерства геологии СССР.

Он всегда был неутомим в работе, стремился развивать геолого-геофизические исследования в Сибири, цель которых преумножение минерально-сырьевой базы Сибири.

Память о Василии Ивановиче Лотышеве, добром, внимательном человеке, грамотном специалисте, друге и коллеге будет вечно жить в наших сердцах!

*Ученый Совет СНИИГГиМС
Друзья и коллеги
Редколлегия журнала*