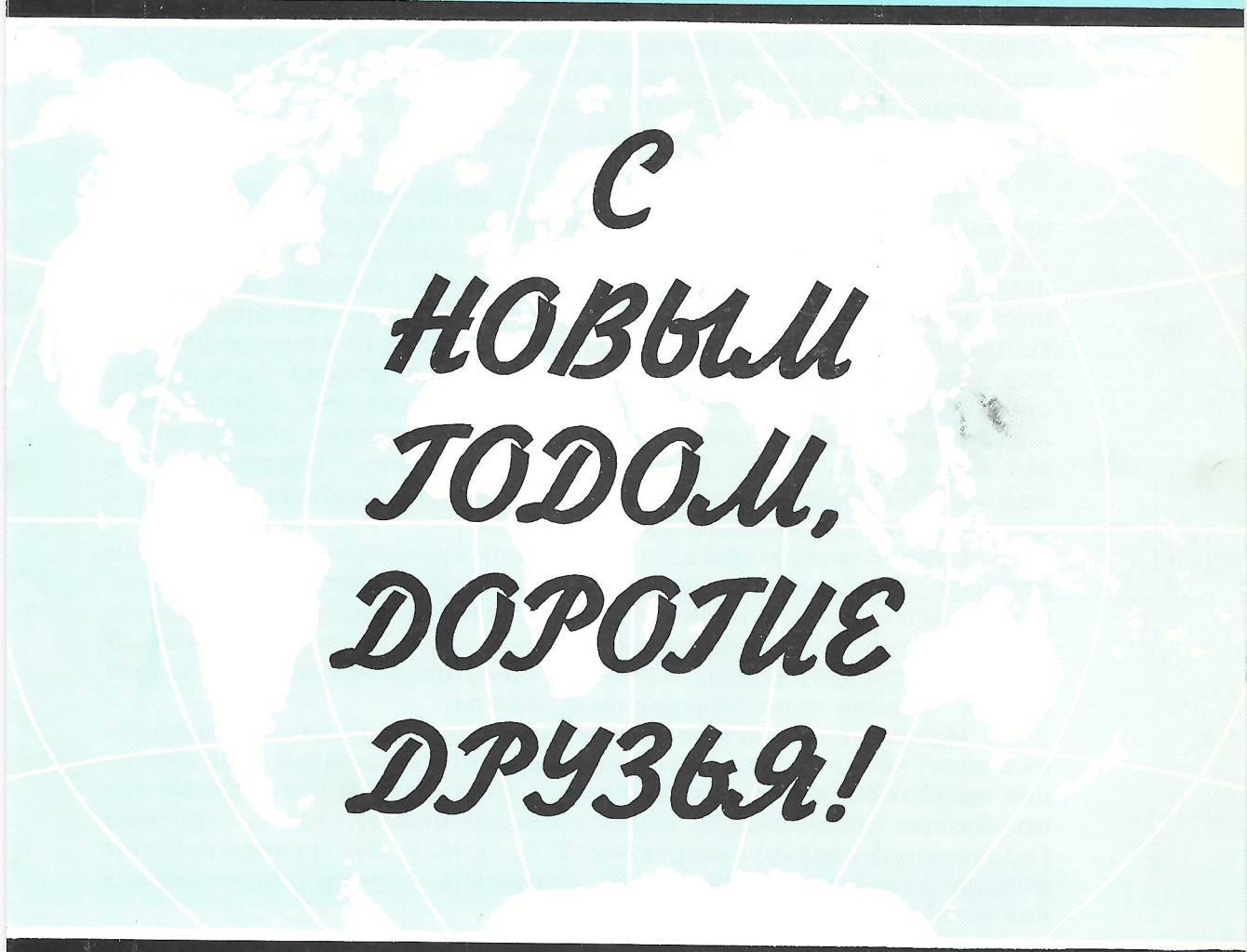


ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



*С
НОВЫМ
ГОДОМ,
ДОРОГИЕ
ДРУЗЬЯ!*

I/1996

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статей не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы. Печатаются текст и таблицы через два интервала, на одной стороне листа, поля оставляются с левой стороны, все страницы рукописи нумеруются. Представляются в редакцию два экземпляра статьи. Желательно текст представлять в виде распечатки (два экземпляра по правилам машинописного текста) и дискеты в стандарте какого-либо текстового редактора MS-DOS, предпочтительнее Norton Editor, Leksicon, MS Word или ASCII форматы. По окончании работ дискеты возвращаются автору.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4-х) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в редакцию на кальке, ватмане или в виде фотокпии (только на глянцевой бумаге). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстрационного материала должно обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются.

3. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные работы.

4. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские – синим (кроме символов химических элементов).

5. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

6. Рукопись подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (домашний и служебный).

7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации либо лично автором (авторами).

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

I/1996

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, М. В. Рогачева (отв. секретарь), А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Б. А. Соколов, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолук

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глузов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

<i>Кривцов А.И., Чижова И.А., Егорова И.В.</i>	
Баланс масс и содержаний в магматогенных сульфидно-силикатных рудообразующих системах	3
<i>Жабин А.Г.; Кудрявцев Ю.К., Филатов Е.И., Бескин С.М.</i>	
Систематика геологических формаций по геохимической специализации для оценки их рудоносности	8
<i>Курбанов Н.К., Фогельман Н.А.</i>	
Гетерогенность и конвергентные ряды месторождений золотоносных рудноэнергетических систем	11

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

<i>Гасанов Т.Аб.</i>	
Геодинамика Гамаратского габбро-перидотитового покрова Талышской зоны Малого Кавказа	21
<i>Маркус М.А.</i>	
Фундамент Восточного Кавказа	27

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

<i>Баклаев Я.П., Полтавец Ю.А., Плохих Н.А.</i>	
Прогнозирование новых скарново-магнетитовых месторождений на Южном Урале	33

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

<i>Мавричев В.Г., Молодцов И.В., Антонов Ю.Б., Боровский М.Я.</i>	
Поиски фосфоритов платформенного типа аэрогеофизическими съемками	39

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

<i>Пиннекер Е.В., Кустов Ю.И., Калашикова Э.Б., Павлова С.Е.</i>	
Геохимия минеральных лечебных вод Прибайкалья	42

ДИСКУССИИ

<i>Джанелидзе Т.В., Кекелия С.А., Амбокадзе А.М.</i>	
Металлогения областей взаимодействия микроконтинентов	48
<i>Четвериков Л.И.</i>	
Поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых	50
От редколлегии	54

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Казакова С.М.</i>	
Значение разломных зон в карбонатных отложениях для подсчета запасов	55

Редакция: Р.В. Добровольская, Г.В. Вавилова, М.В. Рогачева

Сдано в набор 15.11.95. Подписано в печать 18.01.96. Формат 70×108/8. Бумага мелованная. Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Баланс масс и содержаний в магматогенных сульфидно-силикатных рудообразующих системах

А.И.КРИВЦОВ, И.А.ЧИЖОВА (ЦНИГРИ), И.В.ЕГОРОВА (МГГА-МГРИ)

Рудообразование или рудонакопление — естественные процессы перераспределения рудного вещества (металлов), его перехода из рассеянного состояния в высококонцентрированное, приводящие к возникновению месторождений. Они реализуются в определенных частях геологического пространства, рудообразующих системах (РС), которые объединяют источники (В) или области питания, транспортирующие агенты (Т) различной природы и состояния, переносящие рудное вещество от источников, и области рудонакопления (разгрузки транспортирующих агентов) в форме рудных тел и(или) месторождений (Р). Подобные процессы так или иначе воспроизводятся при переработке и обогащении руд в области более высоких, чем природные, концентраций металлов.

Подходы к оценке баланса масс и содержаний в целом не зависят от представлений о механизмах экстракции рудного вещества, его транспортировки и отложения. Вместе с тем, эти представления обычно составляют существо генетических концепций, разные варианты которых иногда находятся в непримиримых логических (а иногда и фактографических) противоречиях друг с другом. Многими исследователями неоднократно отмечалось, что объективность и корректность генетических построений главным образом зависят от количественных характеристик рудообразующих систем, возможности проверки качественных по своей сути генетических концепций «числом и мерой» [1, 3, 6].

В данной статье анализируются количественные аспекты распределения масс и содержаний в главных составляющих сульфидоносных магматогенных РС, а также некоторые аспекты «ступенчатого» концентрирования рудного вещества.

Количество металла, находящегося в том или ином элементе РС на каждом отрезке ее развития, определяется через массу соответствующего элемента (М) и содержание в нем металла (С). Баланс масс и концентраций в РС и их перераспределение между элементами — вынос из источников транспортирующими агентами и накопление в рудных телах — могут быть описаны отношениями соответствующих масс и содержаний в трех парах (Т-В, Р-Т, Р-В), связанными определенными коэффициентами пропорциональности.

Так, доля металла, экстрагированного Т из В, отвечает выражению:

$$m = M_T / M_B \cdot C_T / C_B, \quad (1)$$

где отношение масс отражает содержание Т в В — растворимость носителей рудного вещества в источнике.

Пропорциональность между массой металла, вынесенной Т из В, и его количеством, накопившимся в контурах рудных тел (исключая ореолы рассеивания), определяется из уравнения:

$$d = M_P / M_T \cdot C_P / C_T, \quad (2)$$

где d — доля отложенного в рудах металла при его содержании C_P , а отношение масс регламентирует необходимое для этого количество Т.

Продуктивность (p) систем или источников относительно рудонакопления оценивается выражением

$$p = M_P / M_B \cdot C_P / C_B. \quad (3)$$

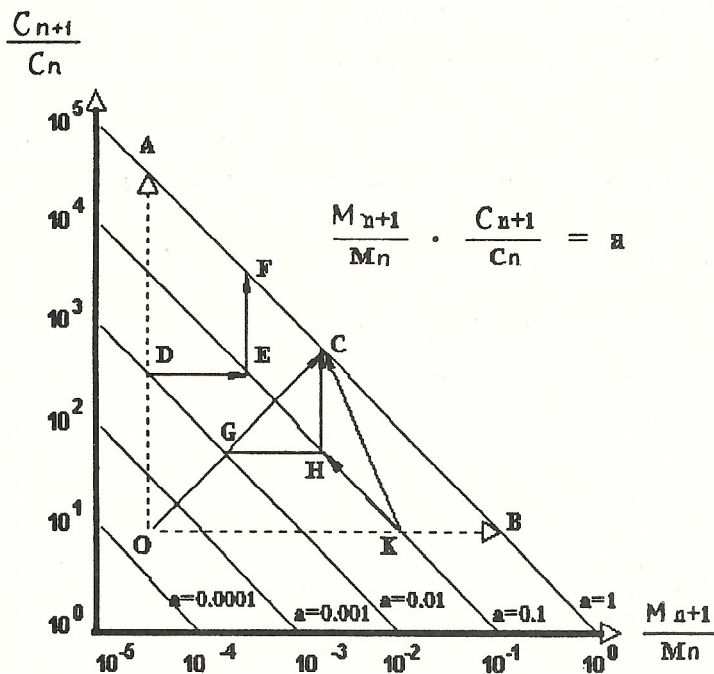
При замене отношений масс и содержаний на соответствующие переменные уравнения (1—3) сводятся к гиперболическим зависимостям, в которых показатели m , d и p отвечают постоянным соответствующих гипербол и связаны друг с другом равенством $p = md$.

Каждый из показателей пропорциональности заведомо < 1 , поскольку в источниках сохраняются некоторые остаточные массы металла, а транспортирующие агенты рассеивают часть переносимого вещества за пределами рудных тел. Отношения масс M_T / M_B , M_P / M_T , M_P / M_B в уравнениях (1—3) также не могут превышать единицу, т.к. масса каждого последующего элемента РС меньше массы предшествующего. С другой стороны, поскольку рудообразующие процессы обеспечивают накопление металлов, т.е. рост их содержаний от элемента к элементу РС, отношения концентраций в выражениях (1—3) заведомо > 1 . Изложенное позволяет установить ограничения количественных описаний РС в принятых в данной работе характеристиках.

Развитие РС с накоплением металла сопровождается ростом показателей m , d и p до некоторых предельных значений. Последнее определяет возможности анализа изменения характеристик РС в динамике, а также сопоставления различных РС по продуктивности («коэффициенту полезного действия»).

Для демонстрации принципиальных подходов авторами использована обобщенная диаграмма зависимостей основных характеристик рудонакопления (рис. 1).

В современных генетических концепциях практически отсутствуют представления о режимах выведения рудного вещества из источников и соотношениях масс и содержаний в транспортирующих агентах на разных временных отрезках и в процессе перемещения. Как видно из рис. 1, достижение предельных показателей рудонакопления возможно при весьма различных соотношениях количественных характеристик РС. На рисунке отражены варианты роста отношений масс и содержаний при сохранении определенной пропорциональности между ними на всех ступенях концентрирования (отрезок OC), роста содержаний при постоянстве отношения масс (OA), обратный вариант (OB) и некоторые комбинированные варианты ($ODEF$, $OGHC$, $OKHC$). Возможные варианты, следующие из обобщенных аналитических построений, опреде-



ляются по естественным свойствам элементов РС и их взаимодействующих пар.

Взаимодействие пары В-Т выражается в том, что В (источник), масса которого принимается относительно постоянной, обедняется носителями рудного вещества (Т). Соответственно по уравнению (1) уменьшение отношения массы при постоянном значении m должно компенсироваться ростом отношения содержаний (например, отрезок KN на рис. 1). Иными словами, более поздние массы носителя рудного вещества должны обладать более высокими его концентрациями. Это справедливо и для случаев роста значения m (трасса KC).

В паре Р-Т при рудонакоплении возрастает отношение масс (уравнение 2) за счет увеличения количества руды и уменьшения носителя. Постоянство значений d при этих условиях отвечает частному случаю эквивалентной (пропорциональной) убыли отношения содержаний (отрезок EH), что противоречит сути процесса рудонакопления — росту концентраций в руде. Иными словами, для взаимодействия этой пары наиболее реальны варианты наращивания показателя d , подобные отрезку OC .

Отношения в паре В-Р отражают, как уже отмечалось, продуктивность РС. Этот показатель определяется через значения m и d по формуле $p = md$. В данной паре при постоянстве массы источника возрастает отношение связанных через Т масс за счет наращивания количества руды. Уменьшение отношения содержаний исключается по изложенным выше соображениям. Согласно уравнению (3), РС должна развиваться с ростом показателя p по трендам, подобным КС.

Рассмотренные общие положения и аналитические подходы применимы к широкому кругу РС различных типов с соответствующими уточнениями.

К продуктам магматогенных сульфидно-силикатных РС принадлежат уникальные медно-никелевые месторождения Норильского района России, существенно никелевые месторождения Западной Австралии, сульфидно- и платинонос-

ные горизонты массивов Бушвельд ЮАР и Стилл-луотер США и другие объекты.

Принципиальное значение для интерпретаций генезиса таких месторождений имеет распределение рудообразующих металлов между сульфидными и силикатными составляющими родоначальных магматических расплавов. Соответствующие обменные реакции детально рассмотрены в ряде работ А.Найдретта с соавторами (1979, 1983) и других исследователей, которыми для количественных оценок подобных процессов используется выражение:

$$y = xD(R+1)/(R+D), \quad (4)$$

где y — содержание металла в сульфидном расплаве; x — содержание металла в силикатном расплаве; D — коэффициент распределения металла между сульфидным и силикатным расплавом (распределение Нернста), R — отношение силикатных и сульфидных масс.

На основе этого выражения во многих публикациях оцениваются показатели насыщения сульфидных масс металлами на разных стадиях формирования сульфидно-силикатных систем.

Количественные характеристики РС, анализируемые в данной статье, относятся к той стадии развития РС, когда из силикатных расплавов обособляются сульфидные составляющие, несущие основную массу рудообразующих металлов. Иными словами, анализируются процессы собственно рудонакопления, независимо от природы металлогенности сульфидов (исходная или заимствованная из силикатных фаз).

Применительно к месторождениям изучаемых РС формируются принципиально различные модели рудонакопления. Для количественных оценок наиболее доступны такие из них, в которых накопление рудного вещества в форме сульфидных залежей рассматривается как следствие разделения родоначальной сульфидно-силикатного расплава под воздействием гравитационных и динамических явлений. Соответственно процессы рудонакопления отвечают переходу рассеянных концентраций металлов, содержащихся в родоначальной расплавах в сульфидной форме, во вкрапленные и массивные (сплошные) руды.

Возможны два варианта концентрирования рудного вещества: от рассеянной вкрапленности к вкрапленным рудам и от последних к массивным; от рассеянной вкрапленности к массивным рудам с весьма резким ростом содержаний как сульфидов, так и основных металлов — меди и никеля. Значительная часть реальных рудоносных объектов отвечает первому варианту концентрирования.

Рудные тела месторождений состоят из вкрапленных и массивных руд, связанных взаимопереходами в вертикально-латеральных рядах. В связи с этим в дальнейших построениях предполагается, что рудное вещество изначально обособлено в источниках (родоначальных магматических расплавах) в сульфидной форме, а процессы рудонакопления отвечают перегруппировке и концентрированию сульфидных фаз. Последние, таким образом, выступают в роли носителей металлов (Т) и слагают рудные тела. Главные минералы руд месторождений — пирротин, пентландит, халькопирит — находятся в весьма различных количественных соотношениях, что отражается как на геохимическом профиле руд, так и на показателе их металлоносности. В наиболее общем случае возможная экстракция металлов из силикатных фаз источника в силу незначительных концентраций и масс не имеет принципиального значения для количественных описаний РС.

Количественные характеристики взаимодействия элементов рассматриваемых РС могут быть проанализированы на основе приведенных выше зависимостей (1—3). Так, доля металла в сульфидных фазах от запасов в источниках определяется из выражения

$$m = (M_C / M_B) \cdot (C_C / C_B), \tag{5}$$

где C_C — содержание металла в сульфидах; M_C — масса последних. В отличие от уравнения (1) здесь отношение масс

$$K_B = m \cdot C_B / C_C. \tag{6}$$

Следует отметить, что коэффициент сульфидности источника можно рассматривать как обратную величину показателя R , используемого А.Надреттом и др. По А.Надретту значения показателя R могут находиться в диапазоне 10^1 – 10^{10} . Содержание того или иного металла в сульфидной массе определяется долей соответствующего минерала K_m и концентрацией металла C_m в последнем. Отсюда следует

$$m = M_C / M_B \cdot K_m C_m / C_B$$

или

1. Концентрации главных рудообразующих элементов и соотношения сульфидов в Талнахской рудообразующей системе, по материалам А.П.Лихачева и В.К.Степанова (1994), В.В.Дистлера и В.Е.Кунилова, (1994)

Виды сульфидных обособлений	Ni	Cu	Пентландит	Халькопирит	Пирротин	Сумма сульфидов
А. Рассеянная вкрапленность в рудоносных интрузивах	0,085	0,115	0,75	0,33	1,07	1,05
	6,0	7,0	15,2	20,0	64,8	100,0
Б. Вкрапленные руды	0,473	0,808	1,66	2,33	4,02	8,01
	5,9	10,1	20,7	29,1	50,2	100,0
В. Массивные руды	4,20	4,85	14,7	14,0	53,7	82,4
	5,1	5,9	17,9	17,0	65,1	100,0
Г. Вкрапленные + массивные руды (среднее)	2,34	2,83	8,2	8,2	28,8	45,2
	5,5	8,0	18,1	18,1	63,8	100,0
Д. Шлировые руды	2,0	2,0	6,0	6,0	61,2	73,2
	2,73	2,73	8,2	8,2	83,6	100,0

Примечание. В числителе — содержание сульфидов (%), в знаменателе — то же, в приведении к 100 %.

$$m = K_B \cdot K_m \cdot C_m / C_B. \tag{7}$$

Доле металла, сконцентрированного в руде, от исходного его количества в сульфидных фазах отвечает уравнение

$$d = M_P / M_C \cdot C_P / C_C, \tag{8}$$

где отношение масс эквивалентно обратной величине сульфидоносности руд (K_P). Соответственно выражение (8) приобретает вид

$$d K_P = C_P / C_C \tag{9}$$

или с учетом формулы (6)

$$d = C_P / (K_m C_m). \tag{9a}$$

Для оценки продуктивности источника используется выражение (3). Исходя из того, что $p = md$, по уравнениям (5, 9) получаем

$$p = K_B / K_P \cdot C_P / C_B. \tag{10}$$

Границы области применения приведенных зависимостей определяются из комплекса характеристик РС и реальных месторождений. Так, в выражении (5) отношение масс (K_B) заведомо меньше целого значения, а отношение содержаний отвечает по крайней мере первым порядкам. С другой стороны, m не может превышать единицу, т.к. в любой РС после завершения рудонакопления источники сохраняют некоторое количество металла как в сульфидных, так и в силикатных фазах. Количество руды в РС зависит от ее сульфидоносности (K_P); отношения соответствующих масс в уравнении (7) убывают в процессе рудонакопления, стремясь к единице, а отношения содержаний увеличиваются от долей целого значения (бедные вкрапленные руды) до единицы (предельно допустимый уровень концентрирования в массивных рудах).

Применимость рассмотренных аналитических подходов к конкретным РС можно оценить на примере средних составов руд месторождений Талнахского рудного узла (табл. 1). Кроме того, использованы данные по шести конкретным залежам массивных руд.

Рассеянная вкрапленность сульфидов в рудоносных интрузивах в последующих расчетах отождествляется с исходной сульфидоносностью источников (с определенной условностью). Специфика рассматриваемых РС состоит в том, что три главных минерала сульфидных руд (пирротин, пентландит, халькопирит), могут разобцаться в гравитационном поле в связи с существенными различиями плотности. При этом в собственно рудном пространстве возможны иные, нежели исходные, количественные соотно-

2. Количественные показатели рудонакопления в РС Талнаха

Расчетные варианты накопления рудного вещества	Сульфидоносность, %	Отношение содержаний в рудах к концентрациям в сульфидной массе C_p/C_c		Показатель концентрирования в рудах d	
		Ni	Cu	Ni	Cu
I. Руд среднего состава по рассеянной вкрапленности (A→Г, см. табл. 1)	1,60				
	45,2	0,3895	0,4040	0,865	0,898
II. Массивных руд из вкрапленности (A→B)	1,6				
	82,4	0,700	0,693	0,854	0,845
III. Массивных руд из вкрапленных руд (B→B)	8,0				
	82,4	0,712	0,449	0,868	0,548
IV. Шлировых руд из рассеянной вкрапленности (A→Д)	1,60				
	73,2	0,333	0,2875	0,455	0,39

Примечание. В числителе — исходная, в знаменателе — конечная.

шения минералов на разных временных отрезках процесса, включая крайние случаи возникновения соответствующих мономинеральных руд.

Оценка интенсивности извлечения металлов в рудные тела (показатель концентрирования d) проведена по нескольким вариантам, учитывающим соответствующие рудогенетические концепции (табл. 2; рис. 2, 3).

Первый вариант расчетов предполагает образование руд усредненного состава из исходной рассеянной сульфидной вкрапленности (см. табл. 1, 2, A→Г). Второй вариант анализирует показатели накопления массивных руд из исходной вкрапленности (A→B) без «промежуточной» стадии вкрапленных руд. Последние в третьем варианте (B→B) рассматриваются как исходные

для массивных руд. Наконец, для необходимых сопоставлений оценены показатели образования шлировых руд (относимых к особой разновидности вкрапленных руд) из исходной вкрапленности (A→Д). Последний вариант отличается минимальными значениями показателя d как для меди, так и для никеля, что отражает реальную сохранность шлировых руд — неполноту их перехода во вкрапленные и массивные.

Интенсивность накопления металлов в рудах иллюстрирует рис. 2. Максимальные значения показателя d как для никеля, так и для меди устанавливаются в паре исходная вкрапленность — вкрапленные руды. Расчетный вариант формирования руд среднего состава из исходной вкрапленности (I на рис. 2) отвечает почти 90

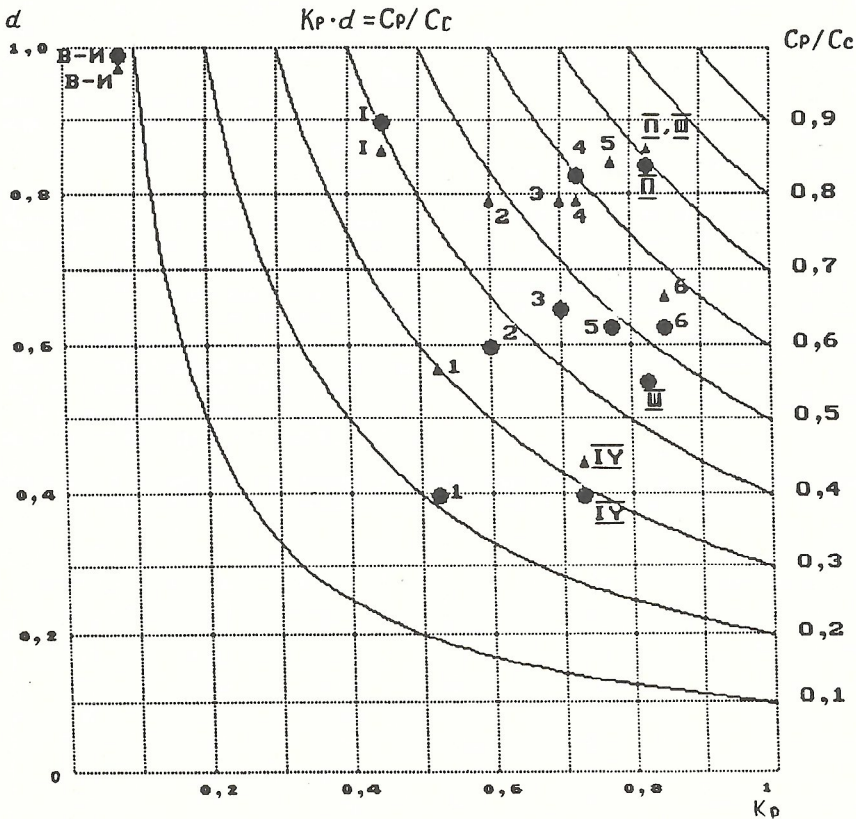


Рис. 2. Зависимость показателя концентрирования металлов d от сульфидоносности K_p и металлоносности C_p/C_c в рудах Талнаха:

варианты формирования руд (см. табл. 1, 2): I—IV — среднего состава, V—II — вкрапленных из исходной вкрапленности, 1—6 — отдельных залежей массивных руд из исходной вкрапленности; треугольники — Ni, кружки — Cu

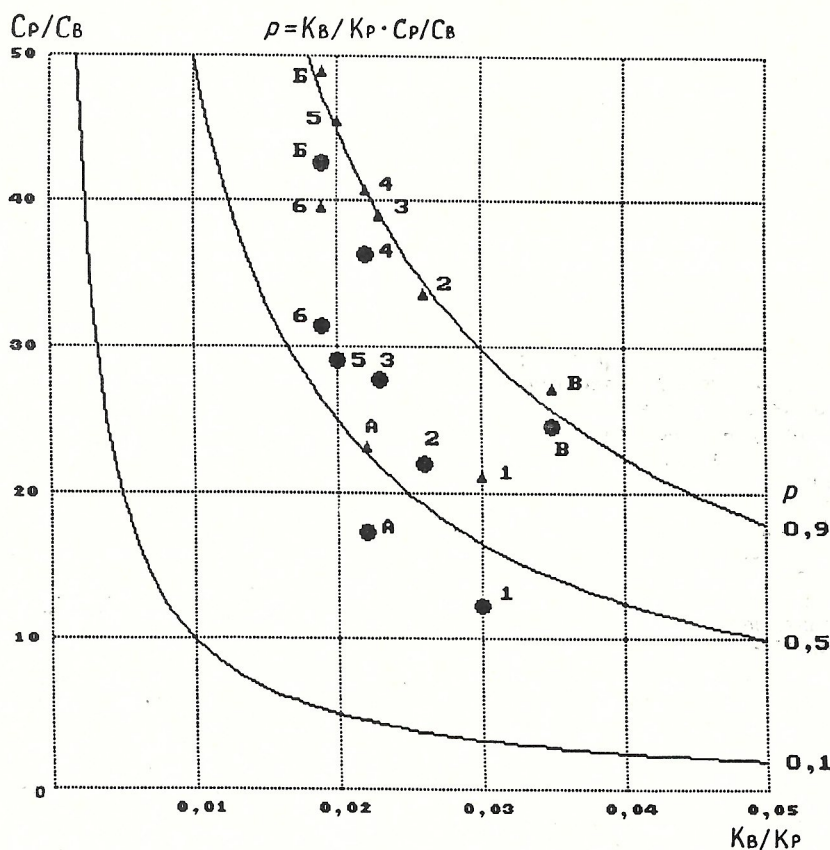


Рис. 3. Зависимость продуктивности p от металлоносности и сульфидоносности в системе источник — руда Талнахского узла:

руды: А — шлировые, Б — массивные, В — усредненного состава; 1—6 — отдельные залежи массивных руд; треугольники — Ni, кружки — Cu

% «выхода» металлов в руды. Этот показатель несколько ниже для варианта II (средние массивные руды из вкрапленности), что отражает реальную сохранность вкрапленных руд, не перешедших в массивные. Вариант IV (шлировые руды из вкрапленности) отличается минимальными значениями d для обоих металлов, что отражает их малую долю в этом типе руд от общих запасов источника.

Принципиально различные значения показателя d для меди и никеля получены в расчетном варианте III (формирование массивных руд из вкрапленных). Интенсивность накопления никеля оказывается в два раза больше, чем меди. Подобное же «разбегание» меди и никеля обнаруживается для частных залежей массивных руд (1—6 на рис. 2) в случае их формирования из исходной вкрапленности.

Расположение фигуративных точек отдельных залежей массивных руд на рис. 2 отражает различную интенсивность накопления металлов в разных рудных телах, что свидетельствует о дискретности развития РС, а также разную полноту выхода рудного вещества из системы в составляющие ее пространственные элементы.

Общую продуктивность РС можно оценить, как отмечалось, через зависимости отношений содержаний и показателей сульфидоносности в системе источник — руда (уравнения 3, 10). На рис. 3 даны результаты оценки продуктивности РС при формировании рудных тел из исходной сульфидной вкрапленности. Минимальная продуктивность ха-

рактерна для шлировых руд (А), максимальная — для массивных (Б). Фигуративные точки шести отдельных залежей массивных руд (1—6) образуют удлиненное поле, ось которого близка по ориентировке отрезку АБ. Иными словами, возрастание продуктивности частных залежей РС подобно таковому для всей системы (от среднего состава шлировых руд до среднего состава массивных).

Как для средних, так и для частных составов руд, установлены более высокие показатели продуктивности РС по накоплению никеля. Во всех рассмотренных случаях при разделении сульфидно-силикатного расплава медь как бы отстает от никеля, накапливаясь во вкрапленных рудах с большей интенсивностью, чем в массивных.

Распределение сульфидов в расплаве под гравитационным воздействием анализировалось авторами ранее [2]. Было, в частности, показано, что при движении рудоносного расплава более плотные сульфиды отстают по латерали от менее плотных, которые в конечном итоге оказываются на фронте сульфидного расплава и в значительном объеме «консервируются» во вкрапленных рудах. В результате гравитационно-плотностная колонка пентландит-пирротин-халькопирит смещается по потоку расплава верхними составляющими, лишь частично переходящими в массивные руды. Этими динамическими явлениями можно объяснить сохранность вкрапленных руд — неполноту их перехода в массивные, специфику состава вкрапленных руд и контрастность

показателей d для никеля и меди (см. табл. 2, вариант III; см. рис. 2, точки III).

В упомянутой выше работе была, в частности, приведена зависимость

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha_2}{\operatorname{tg} \alpha_1} = \left(\frac{r_2}{r_1} \right)^2 \cdot \frac{\Delta \rho_2}{\Delta \rho_1} \quad (11)$$

где α_2 и α_1 — углы траекторий погружения сульфидных капель, обладающих различной избыточной плотностью (ρ) относительно силикатного расплава и соответствующими радиусами сфер (r).

В случае равенства радиусов сульфидных капель отношение углов определяется через отношение избыточных плотностей. Для наиболее простой ситуации миграции мономинеральных сульфидных капель в силикатном расплаве траектория пентландитовой капли в 1,5 раза, а пирротиновой в 1,25 раза круче трассы перемещения халькопиритовой капли. Эта идеальная картина, естественно, может быть усложнена за счет различной интенсивности разрастания мономинеральных капель, их слияния в полиминеральные сферы в разных пропорциях, пересечения траекторий, изменения динамических характеристик потока и т.п. Однако дифференцированное размещение рудообразующих сульфидов в гравитационном поле представляется главным фактором, определяющим различия в количественных показателях РС применительно к отдельным рудным телам.

Высокая медистость вкрапленных руд Талнаха обусловлена тем, что значительная часть халькопирита как бы «зависает» над массивными рудами, вследствие чего оценки интенсивности накопления металлов при переходе вкрапленных руд в массивные различаются значительной контрастностью.

Соответственно количественные оценки продуктивности РС и интенсивности рудонакопления в них, основанные на показателях отдельных рудных тел (особенно вкрапленных руд), могут давать искаженную картину.

В целом предложенные аналитические решения и их приложение к хорошо изученной в значительном объеме Талнахской РС показали высокую продуктивность таких систем и значительную интенсивность рудонакопления в них. Полученные в результате проведенных исследований количественные показатели сульфидно-силикатной РС Талнаха могут быть использованы для необходимых сопоставлений в прогнозных целях на основе оценок полноты — неполноты металлоотдачи менее изученных РС подобного типа.

Работа выполнена при поддержке Международного Научного Фонда (ISF) грант J9G100.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
2. Кривцов А.И., Чижова И.А., Евстигнеева Т.Л. Количественные характеристики рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. 1995. № 2.
3. Смирнов В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология рудных месторождений. 1981. № 1.
4. Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J. A model for origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes // Journ. of petrology. 1983. N 1.
5. Distler V.V., Kunilov V.E. Eds Geology and ore deposits of the Noril'sk region // Guidebook of VII Intern. Platinum Smp., Moscow-Noril'sk, 1994.
6. Fyfe W. Ore deposits—rules of geim // XXVIII sess. of JGC. Abstracts. Washington, 1989.

УДК 550.42 + 550.84

© Коллектив авторов, 1996

Систематика геологических формаций по роли геохимической специализации для оценки их рудоносности

А.Г.ЖАБИН, Ю.К.КУДРЯВЦЕВ, Е.И.ФИЛАТОВ, С.М.БЕСКИН (ИМГРЭ)

Рассмотрение структуры самого понятия геохимической специализации, проведенное в нашей первой статье*, приводит к выводу о *невозможности рекомендовать однотипную методику* как для выявления, так и использования данных геохимической специализации геологических формаций (ГФ) для оценки их рудоносности. Возможно, что этот вывод есть следствие неполноты наших современных знаний. Однако можно предположить, что тут ограничение носит принципиальный, объективный характер и обусловлено сложностью связей оруденения с ГФ, а также антропоморфным характером понятия «руда», о существовании которого сама Природа не подозревает.

* В «Отечественной геологии» № 12 за 1995 г. опубликована первая статья А.Г.Жабина и соавторов по проблеме геохимической специализации геологических формаций в связи с прогнозом оруденения. В последующих статьях будут приведены конкретные примеры проявления и использования данных геохимической специализации.

Остался в прошлом естественный период, когда геохимической специализации придавался оттенок универсального критерия. Но сейчас практические исследования по выявлению и, что более существенно, употреблению для прогнозов данных геохимической специализации требуют выявления *границных условий* такого употребления [4].

Генетическая (парагенетическая) связь геологических формаций с оруденением. Генетическая (парагенетическая) связь рудообразования с вмещающей геологической формацией может быть полной или вообще отсутствовать. Соответственно в этом направлении (полная → частичная → отсутствует) уменьшается роль региональных геохимических критериев металлогенического прогноза. Варианты всего многообразия соотношений рудных и геологических формаций по упомянутому выше признакам представлены в таблице.

Например, РВФ+РГФ (см. таблицу) отвечает классической схеме формирования жильных гидротермальных месторождений, локализованных в геологических образованиях различной формационной принадлежности при постоянстве руд-

Варианты соотношения геологических формаций с рудогенезом, по А.И.Кривцову (1984)

Типы металлогенических формаций по соотношениям геологических формаций и их роли в рудогенезе	Типы геологических формаций по установленной и предполагаемой роли в рудогенезе				Примеры месторождений
	Рудовмещающие, РВФ	Рудоносные, РНФ	Рудогенерирующие, РГФ	Рудообразующие, РОФ	
I. РВФ + РГФ	С		Т + В + Э		Жильные и скарновые
II. РВФ = РНФ	С + Т + В				Медистые песчаники и сланцы; свинцово-цинковые в карбонатных толщах; колчеданное семейство
III. РВФ = РНФ = РГФ	С + Т + В + Э				Никелевые и медно-никелевые; хромитовые, титаномagneзитовые магматические; пегматитовые
IV. (РВФ = РНФ) + РОФ	С + Т + В			Т + Э	Скарнированные и регенерированные стратиформные; метаморфогенно-гидротермальные; метаморфизованных металлоносных черносланцевых толщ
V. (РВФ = РНФ) + (РОФ = РГФ)	С + Т + В		Т + В + Э		
VI. РВФ + (РВФ = РНФ = РГФ)	С	С + Т + В + Э			Грейзеновые; молибден- и молибден-меднопорфировые

П р и м е ч а н и е . С — среда рудонакопления; Т — источник транспортирующих агентов; В — источник рудного вещества; Э — источник энергии при рудообразовании.

ноформационных характеристик и устойчивой пространственно-временной связи с однотипными магматическими комплексами РГФ. Примерами таких объектов, отвечающими эндотермальной модели рудогенеза могут служить жильные месторождения, локализованные в интрузивной раме (РВФ) определенных магматических тел (РГФ).

Если рудные формации расположить в ряд по степени полноты геохимических связей с соответствующей вмещающей геологической формацией и начать его с объектов, где эти связи наиболее отчетливы, то он откроется, по-видимому, мантийными вулканоплутоническими комплексами, вулканогенно-осадочными колчеданными месторождениями островных дуг и краевых морей, а закончится пластово-инфильтрационными, холодноводными, ролловыми месторождениями урана, селена, молибдена, лантаноидов, рения, ванадия и т.п., или германий-угольными месторождениями, в которых источник германия, вольфрама является внешним по отношению к телу соответствующей угольной формации.

В первом случае геохимическая специализация вулканитов дает прямые, информационно-насыщенные данные для прогноза не только по типу оруденения, но и по соотношению металлов в рудах. Во втором же случае тело геологической формации, является лишь проницаемым коллектором, вмещающим рудные концентрации, вещество которых может быть привнесено из любых сторонних источников и в любое время после формирования рудовмещающей формации. В этом случае, естественно, собственные геохимические характеристики рудовмещающей формации не несут сколько-нибудь полезной информации для металлогенического прогноза. Такого рода соотношение оруденения с осадочными толщами подробно описано (М.Ф.Максимова и Е.М.Шмариович, 1993). Сами рудогенерирующие процессы в элизионных и инфильтрационных процессах охарактеризованы В.Н.Холодовым и Е.М.Шмариовичем (1992).

Итак, классическим примером *отсутствия* генетической (парагенетической) связи между геохимическими характеристиками геологической формации и находящимся внутри нее оруденением являются упоминавшиеся ролловые, эпигенетические вдольпластовые урановые месторождения. Эта

проблема детально и разносторонне изучена на примере неоген-четвертичной эпохи уранового рудоотложения в пределах Туранской плиты, где оруденение локализовано в осадочных терригенных толщах мезокайнозоя (Е.М.Шмариович, 1973; Щеточкин и Кисляков, 1993).

Здесь находятся урановые месторождения двух типов: кызылкумского и чу-сарысуьского. Для первого характерны локальные зоны пластового окисления, эпигенетические восстановительные процессы. Типовой объект — Сугралы. Руды богаты ураном, молибденом, селеном, рением (настуран-гемаит-сульфидные и настуран-сульфидные продуктивные ассоциации). Для второго типа характерны региональные зоны пластового окисления, микробное преобразование углистого вещества сероцветных песчаников. Типовой объект — Торткудук. Оруденелые угли с концентрациями молибдена, циркония, бериллия, иттрия, скандия и др.

Специальное геохимическое опробование осадочных мезокайнозойских отложений разных литолого-генетических типов показало, что содержания в них урана в целом соответствуют кларковому, т.е. $(1...4)10^{-4} \%$. На основе сопоставления данных по ураноносности неизмененных осадочных пород и подвергшихся поверхностному и пластовому окислению, Е.М.Шмариович сделал вывод, что первичные рассеянные содержания урана во вмещающей осадочной геологической формации не являлись его сколько-нибудь существенным источником при формировании двух типов пластовых эпигенетических месторождений. Для этой цели были взяты 1434 пробы эпигенетически неизмененных безрудных осадочных пород и 924 пробы из зон окисления.

Помимо режима окисления-восстановления извлечение и накопление урана из инфильтрационных вод определяются также сорбцией урана новообразованными оксидами железа. Таким образом, этот тип уранового оруденения возникает в результате действия сложного вдольпластового окислительного, пористого, инфильтрационного, сорбционного, эпигенетического барьера.

Геохимические поиски подобных эпигенетических месторождений не нуждаются в прогнозе на основе геохимической специализации самих ГФ, а сводятся к прямому обнаружению геофизическими и геохимическими методами аномалий

урана, железа и сопутствующих элементов — молибдена, селена, рения, лантаноидов и т.п. Основной геологический фактор прогноза — гидродинамический. Е.М.Шмариович (1975) выделил три типа артезианских бассейнов, в которых возникают упомянутые урановые месторождения: эксфильтрационный (преобладает; разгрузка в бортах бассейнов), промежуточный и инфильтрационный (мало распространены; нижние части разреза; приразломные).

Если теперь обратить внимание на контрастный пример эффективного проявления геохимической специализации для прогноза, то можно сослаться на публикации В.А.Федоренко и Н.С.Горбачева (1985—1994) с их канадскими, немецкими и американскими коллегами по Норильскому рудному району. Здесь расположены крупнейшие сульфидные медно-никелевые с платиноидами месторождения Норильск, Талнах и др., являющиеся составной частью геологической вулканоплутонической мантийной ассоциации.

В продуктивных фациях таких ассоциаций происходят рудоподготовительные процессы концентрирования и экстракции (источения), и следы этих процессов и составляют содержание геохимического критерия оценки рудоносности всей вулканоплутонической ассоциации. Такие следы в течение десятилетий искали с переменным успехом при исследовании петрологии и геохимии самих рудовмещающих дифференцированных габбро-норитовых интрузий. И лишь В.А.Федоренко и Н.С.Горбачев при исследованиях обнаружили принципиально новое сочетание полезных прогнозно-оценочных мелкомасштабных сигналов, самые сильные из которых имели источником не эти рудовмещающие интрузивы, а коагматичные им, но не рудоносные вулканические свиты, например моронговскую. Это объяснялось тем, что именно стратиграфическая колонка последовательных вулканических свит наиболее полно отражала рудоподготовительные процессы в коровой магматической камере и давала основание для положительного общего прогноза по всему району.

Систематика некоторых геологических формаций (ГФ) по положению в них продуктивных, рудоносных фаций в связи с проблемой геохимической специализации. Исходные основания для систематики следующие:

практически отсутствуют геохимические характеристики, отнесенные в целом к телу геологических формаций, которые позволяли бы делать реалистические прогнозы рудоносности; средние содержания по ГФ мало или совсем не обладают информационным весом;

внутри тела геологических формаций имеются относительно небольшого объема *продуктивные фации*, внутри которых происходили геохимические *рудоподготовительные* процессы и обычно (но не всегда) локализованы сами рудные формации;

следы этих рудоподготовительных процессов — основное содержание геохимической специализации ГФ в связи с прогнозом и оценкой их рудоносности;

при систематике ГФ для оценки их рудоносности решающее значение имеет знание ниже следующих типовых видов продуктивных фаций, геологических условий их возникновения и диагностических геохимических признаков.

А. Продуктивная фация находится внутри материнского тела ГФ (проксимальная продуктивная фация).

1. Магматические, плутонические, корово-мантийные ГФ, представленные в общем виде

сериями, рядами последовательных во времени интрузий, как правило с уменьшающимися относительным объемом и глубиной.

Диагностика (прогноз) наличия продуктивной фации:

общая геодинамическая и петрологическая (тренд) характеристика ряда;

петрографо-генетическая характеристика продуктивной фации, представленной, как правило, интрузивным телом относительно небольшого размера.

Например: медно-молибден-порфировые рудные формации; редкометалльно-пегматитовые месторождения и т.п.

2. Вулканоплутонические ГФ. Продуктивная фация находится в интрузивном, плутоническом члене коагматических комплексов.

Диагностика (прогноз) продуктивной фации в теле ГФ:

геохимическая специализация сосредоточена именно в определенных частях эффузивного разреза, в которых отражаются рудоподготовительные, концентрационные процессы в магматической камере;

геохимическая специализация рудоносных и нерудоносных коагматичных вулканитов интрузий отмечается, но эти отличия более неопределенны и локальны.

Например: базит-ультрабазитовые вулканоплутонические ГФ с медно-никелевым оруденением (Норильск, Печенга, Монча, Бушвельд, Дулут, Инсизва, Стиллоутер и др.).

3. Осадочно-вулканические (базальтоидные) ГФ в эвгеосинклиналях. Донные, подводные излияния, вулканы центрального типа, донные гидротермальные рудные источники. Продуктивные фации — наиболее глубоко (контрастно) дифференцированные части общего разреза вулканитов (базальт — дацит — риолит). Гидротермально-осадочная обстановка рудоотложения.

Диагностика (прогноз) продуктивной фации: максимальная степень дифференциации вулканических свит;

истощение по рудным элементам в кислых рудовмещающих дифференциатах.

Например: свинцово-медно-цинковые сульфидные (колчеданные) месторождения в эвгеосинклиналях (Урал, Алтай, Северный Кавказ, Испания, Австралия, Япония и т.п.).

4. Стратиформное (вдольпластовое) оруденение в осадочных толщах — глинистых сланцах, песчаниках, известняках: сульфидное (свинец, медь, цинк, ванадий), фосфориты, целестины и пр. Продуктивная фация как литофация имеет форму либо пласта по всей площади бассейна (Мансфельд), либо линз, латерально ограниченных.

Диагностика (прогноз) продуктивной фации: перепады содержаний рудных элементов по разрезу — надфоновые и нижефоновые, как отражение рудоподготовительного перераспределения вещества;

специальные донные обстановки и соответствующие им литофации: прибрежные (фосфориты), глубинные (сероводородное заражение в эвксинских фациях, обогащенных сульфидами), источниковые (излияние собственных внутривулканитовых или сторонних рудоносных гидротерм) и т.п.; надфоновое содержание рудных элементов в продуктивной литофации.

Б. Продуктивные фации дистальные. Они находятся вне тела ГФ, где прошел рудоподготовительный процесс и которое является источником рудного вещества. Перечислим такие случаи в порядке увеличения геологической «каторванности»:

гранитные пегматиты, особенно в древних метаморфических толщах щитов (например, Кольский полуостров), где они связаны с общим процессом региональной гранитизации и глубинного анатексиса;

метаморфогенные кварцевые и карбонатные жильные серии, выходящие из материнских осадочных разрезов и содержащие золотое-сульфидное-шеелитовое, целестиновое, урановое оруденения (черносланцевые формации, преобразованные динамометаморфически или тепловыми аномалиями около интрузий любого типа; терригенные песчаные формации и т.п.);

максимальная удаленность от тела материнской ГФ, почти полное отсутствие геохимических критериев принадлежности к конкретной ГФ данного региона (блока земной коры).

В. Рудные формации автономного существования, не связанные с какими-либо конкретными ГФ или связанные уже сугубо опосредствованно: они максимально дистальные. Это группа преимущественно свинцово-цинковых, баритовых, сурьмяно-ртутных, урановых и золотых месторождений жильного типа. Так называемые телетермальные месторождения являются результатом метаморфогенных и регенерационных масштабных процессов, обуславливающих круговорот и гибридность вещества земной коры.

В подобных рудных формациях, не связанных с телами каких-либо ГФ, не выделяются и продуктивные фации как части ГФ. Однако функцию продуктивных фаций здесь могут выполнять горные породы любого состава и генезиса, обладающие свойствами *геохимических барьеров* или *коллекторов* (накопителей). Так возникают «ложные» в генетическом отношении связи рудных формаций с вмещающими их геологическими формациями. Временной интервал между возникновением самой ГФ как полифункциона-

льного барьера и наложением на тело ГФ стороннего оруденения может быть любым. Например, гидротермальные автономно блуждающие магматогенные или метаморфогенные растворы, содержащие убогие концентрации золота и платиноидов, будут их накапливать на специфических эвксинских сульфидных литофациях черных сланцев, если они проникнут в сланцы по разломам. Точно также фторсодержащие гидротермы реагируют с осадочными известняками с образованием «осадочного» флюорита — ратовикита (например, в подмосковных каменноугольных известняках: обменная реакция: $F + CaCO_3 \rightarrow CaF_2 \text{ (флюорит)} + CO_2 \uparrow$).

Из всего вышесказанного сделаем следующие выводы.

1. Объективная сложность связей оруденения с телами геологических формаций обуславливает невозможность рекомендовать однотипную методику как для выявления, так и использования данных по геохимической специализации для оценки их потенциальной рудности.

2. Систематизированы примеры разной степени связи геохимических критериев рудности с геохимическими характеристиками самих материнских геологических формаций: от отсутствия такой связи до ее эффективного проявления, т.е. обозначены естественные граничные условия использования геохимической специализации при мелкомасштабном прогнозе.

3. Наиболее важно вначале всю совокупность геологических формаций на исследуемой территории разделить на две совокупности. В первой — продуктивная фация ГФ находится внутри тела формации (проксимальная продуктивная фация). Во второй — продуктивная фация находится вне тела ГФ, где прошел рудоподготовительный процесс и которое является источником рудного вещества (дистальная продуктивная фация).

УДК 553.411.072

© Н.К.Курбанов, Н.А.Фогельман, 1996

Гетерогенность и конвергентные ряды месторождений золотоносных и рудноэнергетических систем

Н.К.КУРБАНОВ, Н.А.ФОГЕЛЬМАН (ЦНИГРИ)

Современный уровень изученности металлогении золота в различных провинциях мира ставит перед исследователями задачу перехода от многофакторного геолого-генетического моделирования отдельных типов золоторудных месторождений и формаций к синтезу полученных данных путем реконструкции золотоносных рудноэнергетических систем.

Выявляется соответствие различных моделей рудообразования стадиям эволюции определенной рудноэнергетической системы и условиям ее становления в различных типах золотоносных провинций, устанавливаются предполагаемые источники рудного вещества, условия транзита и механизм рудоотложения, признаки участия в рудообразовании экзогенных и эндогенных процессов.

Предлагаемые в данной статье построения базируются в основном на материалах многолетних исследований геологов ЦНИГРИ по изучению золоторудных месторождений, рудных полей, районов и провинций территории бывшего

СССР. Последние разработки по моделированию месторождений цветных и благородных металлов и по принципам систематики золоторудных месторождений [5, 11] во многом явились опорными для предпринятого авторами развития затронутых в них проблем [6, 7]. В первую очередь, эта преемственность касается установления соответствия групп месторождений, продуцируемых единой рудноэнергетической системой такой классификационной единице, как гетерогенные рудноформационные типы, или семейства золоторудных формаций. Не менее важны разработки, касающиеся значения процессов их регенерации в формировании конвергентного ряда месторождений [5—7], которые заключаются в ремобилизации золота из вмещающих пород и гетерогенных рудных скоплений под влиянием более поздних энергетических импульсов. Наконец, принципиально новым для золота является предложенное разрешение проблемы энергетического обеспечения элизионно-катагенетического

рудообразования с обоснованием возможности протекания этого процесса без участия эндогенных факторов [11, 13].

В процессе геотектонического развития золотоносных провинций и смены эндогенных режимов земной коры выделены три золотоносные рудноэнергетические системы: экзогенно-эндогенная, плутоногенная и вулканогенная.

Экзогенно-эндогенная система охватывает в своем становлении наиболее широкий интервал развития складчатых поясов, начиная с заложения геосинклинальных, остаточных и доорогенных прогибов, в которых происходило накопление золото-сульфидного оруденения в толщах углеродисто-терригенных и вулканогенно-осадочных формаций. Этот ранний этап эволюции описываемой системы характеризуют пять модельных обстановок «первичного», гетерогенного рудонакопления [6, 7]: вулканогенно-гидротермальный, вулканогенно-осадочный (рециклинговый), инфильтрационный (ролловый), осадочно-гидротермальный и осадочный (преимущественно рассеянно-вкрапленный), обусловленный экзогенным процессом накопления хемогенного и кластогенного золота в терригенных осадках локальных впадин с застойным (восстановительным) режимом водообмена (рис. 1). Первые две модельные обстановки непосредственно связаны с поствулканическими гидротермальными флюидами преимущественно субщелочных базальтоидов, отражая более ранний синвулканический и поздний поствулканический рециклинговый режимы стратиформного рудонакопления.

Экзогенно-эпигенетическая (инфильтрационная) модель предложена К.Е.Хазаном [12] для некоторых залежей месторождений Кокпатаевского рудного поля. Накопление в терригенных толщах позднесинклинальных и посторогенных остаточных прогибов как рассеянной, так и концентрированной золотоносности он непосредственно связывает с размывом золотоносных кор выветривания из сопредельных конседиментационных поднятий, подобно процессу рудообразования, хорошо изученному на инфильтрационных месторождениях урана [1, 5, 6].

М.М.Константиновым и Т.Н.Косовец [4] для уникального стратиформного золото-кварцевого оруденения Дуэт-Бриндакитского рудного поля разработана осадочно-гидротермальная модель, которая предполагает синхронное этапу накопления углеродисто-терригенных осадков формирование горизонтов, обогащенных кремнеземом и рудогенными элементами. Последующая метаморфогенная сегрегация приводит к переотложению золота в послонных кварцевых жилах (тип Бендиго) и секущих трещинах.

Последующие регенерации и ремобилизация золота, первичное гетерогенное рудонакопление с образованием конвергентного ряда, преимущественно эпигенетических промышленных концентраций, связаны с проявлением преимущественно эндогенных энергетических импульсов, какими могут являться: глубинный диапиризм и щелочно-базит-гипербазитовый магматизм, палингенное гранитообразование, внедрение малых интрузий и даек, регионально- и динамометаморфизм, проявления направленного прогрессивного метаморфизма, вызывающие формирование длительно действующих термокупольных (термостатирующих) структур. Однако нередко в силу специфики рудовмещающей среды начало процесса регенерации связано с элизионно-катагенетическими преобразованиями, отличающи-

мися широкими вариациями $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов (от +24 до -31,7 ‰) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от -25,3 до -28 ‰).

Элизионно-катагенетическая модель регенерационного рудообразования наиболее характерна для амагматических остаточных и орогенетических наложенных (рамповых) впадин. Согласно этой модели, экзогенные факторы определяют не только конседиментационное накопление рассеянного золота в терригенных комплексах (осадочная модель), но и последующее его переотложение с образованием промышленных концентраций (см. рис. 1). В этом случае энергетическое обеспечение регенерации может осуществляться практически без участия каких-либо эндогенных факторов за счет парадиффузионного (файлюационного) массопереноса металлов в закрытой системе под литогеохимические барьеры [5] или/и развития в глинистых толщах элизионных бассейнов бескорневой «автономной» [3] складчатости, возникающей при увеличении объема глинистых слоев в результате гидрослюзидации монтмориллонита [3, 6]. По данным В.Е.Холодова [13], этот процесс сопровождается выделением воды и кремнекислоты, что приводит к формированию метаморфогенных кварцевых жил («альпийского» типа) и переотложению в них рассеянного золота, выщелоченного образовавшимися кремнекислыми растворами из вмещающих пород или из скоплений вкрапленного золото-сульфидного оруденения стратифицированных «рудоносных горизонтов».

Наиболее распространенной, так или иначе участвующей во всех других моделях регенерационного рудообразования, является метаморфогенно-гидротермальная (метаморфогенно-метасоматическая) модель [2], выдвинутая В.А.Буряком еще в 60-е годы и в дальнейшем наиболее успешно развиваемая В.Ф.Проценко на примере Кызылкумской золоторудной провинции [8]. Согласно этой концепции, при метаморфизме происходит переход в поровые растворы мышьяка, являющегося одним из наиболее подвижных компонентов рудовмещающих толщ. Это определяет преобладание золотосодержащего арсенопирита в продуктивной золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации прожилково-вкрапленных руд золото-мышьяковисто-сульфидно-углеродистого («черносланцевого») типа. Кварцевая составляющая также связана с метасоматическими процессами: выделением кремнекислоты при серицитизации полевых шпатов и с такими проявлениями прогрессивного метаморфизма, как биотитизация и калишпатизация.

В целом основное содержание понятия о регенерационном конвергентном рудообразовании и ремобилизации рудообразующих элементов при метаморфогенно-метасоматическом и плутоногенно-метаморфическом (термокупольном) (рис. 2) преобразовании черносланцевых толщ с сингенетичным золото-сульфидным оруденением продуктом всех моделей раннего этапа (см. рис. 1) заключается в высвобождении воды, кремнекислоты, серы и мышьяка, образовании CO_2 и миграции этих компонентов вместе с растворенными железом, мышьяком, золотом и другими сопутствующими элементами в порово-трещинные системы. При этом степень сохранности первичных руд в конвергентном ряду во многом определялась типом (моделью) гетерогенных руд и масштабами их регенерации (таблица).

Плутоногенная рудноэнергетическая система формируется в условиях сводово-глыбового тектогенеза в орогенных структурах преиму-

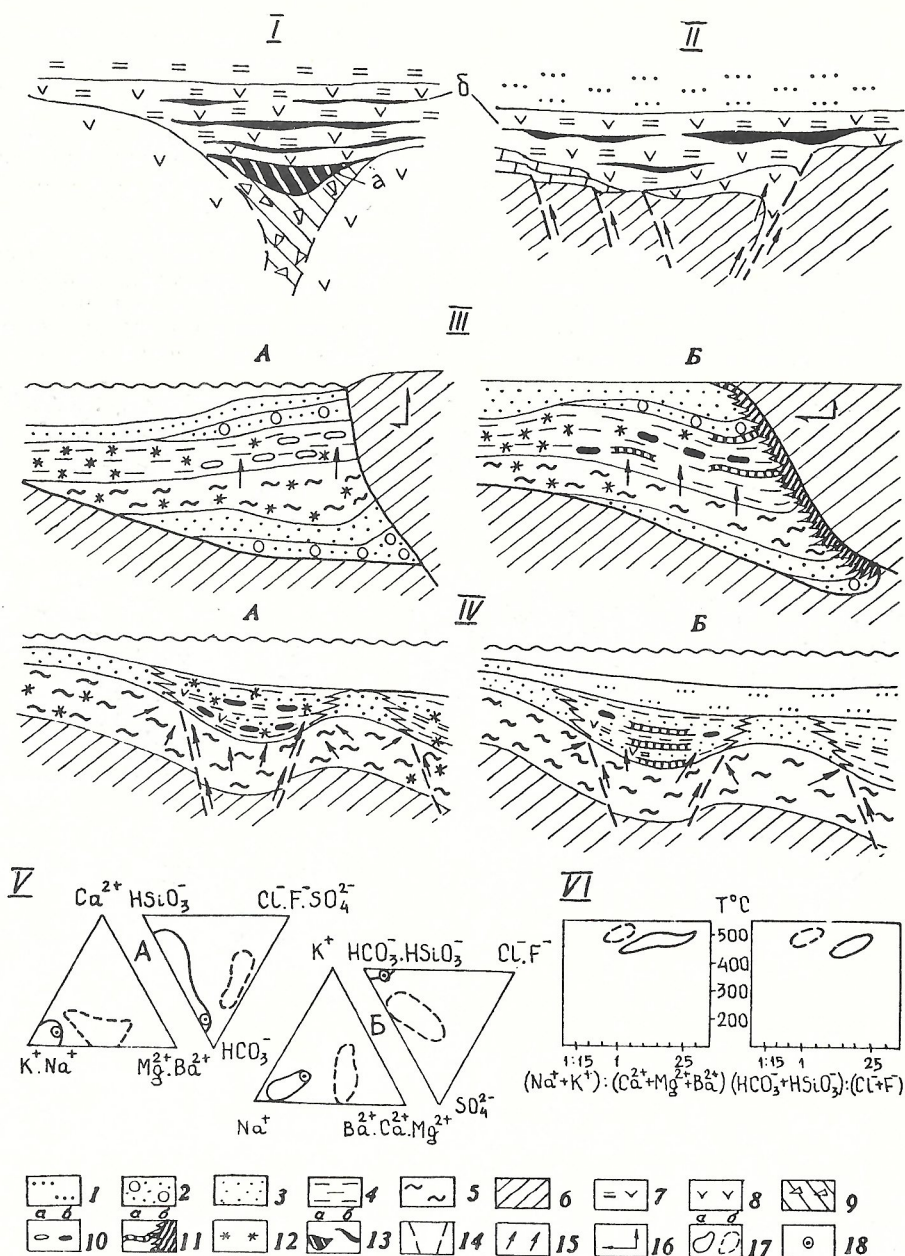


Рис. 1. Модели сингенетического накопления золото-сульфидных руд:

I — вулканогенно(экспозиционно)-осадочного рециклингового накопления золото-сульфидных (*a*) и медноколчеданных (*б*) руд (месторождения Карамурун, Миндяк и др.); *II* — гидротермально-осадочного накопления прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд; *III* — осадочного накопления стусково-вкрапленных конкреционных золото-сульфидных руд в орогенных рамповых впадинах (Бакырчикское месторождение): *A* — подэтап диагенетической миграции (массопереноса) золото-сульфидных скоплений в благоприятные толщи под литолого-геохимическим барьером, *B* — то же, в элизионно-катагенетический подэтап; *IV* — осадочного накопления стусково-вкрапленных и конкреционных золото-сульфидных руд в локальных впадинах континентального подножья геосинклинального бассейна: *A* и *B* — то же, что в *III* (месторождения Мурунтау, Косманачи, Сухой Лог, Майское и др.); *V* — химический состав растворов газовой-жидких включений: *A* — для месторождений *III* и *IV* моделей, *B* — *I* и *II* моделей; *VI* — зависимость отношения щелочных и щелочноземельных элементов, анионов слабых и сильных кислот от температуры в рудную стадию минерализации; 1 — надрудный терригенный комплекс; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — углистые алевролиты и аргиллиты; 5 — подстилающий углистый терригенный комплекс; 6 — комплекс пород основания; 7 — вулканомиктовые рудовмещающие отложения; 8 — лавовые фации базальтов в рудовмещающем комплексе; 9 — прожилково-вкрапленное оруденение в эруптивных брекчиях подводящего канала; 10 — конкреции (*a* — сидеритовые, *б* — слабо золотоносные пиритовые); 11 — золотоносные сульфиды (стусково-вкрапленные) (*a* — послойные, *б* — под экраном); 12 — золотоносная сульфидная вкрапленность; 13 — руды (*a* — массивные медноколчеданные, *б* — золото-сульфидные прожилково-вкрапленные); 14 — синвулканические и конседиментационные разломы; 15 — пути миграции металлоносных растворов; 16 — вектор движения мобильного блока; 17 — области составов для объектов (*a* — *III* и *IV* моделей, *б* — *I* и *II* моделей); 18 — состав океанической воды

щественно эвгеосинклинальных подвижных поясов, а также в зрелую стадию тектоно-магматической активизации с развитием гранитоидного магматизма на базитовом субстрате. Продуцируемые этой системой золоторудные формации — золото-полисульфидно-кварцевая, золото-скарновая и золото-порфировая проявляются в весьма близкой геологической обстановке. Для них издавна (начиная с Эммонса) принимается плутоногенно-гидротермальная модель (рис. 3), подразумевающая генетические или парагенетические связи мезотермального золотого оруденения с продуктивными на золото интрузивными комплексами. Геологическая специфика сравнитель-

но мало изученного золото-порфирового оруденения заключается в том, что, подобно медно-порфировой формации, рудная минерализация проявляется здесь непосредственно в интрузивах, будучи сближенной во времени с позднемагматической стадией их становления. Формирующиеся при этом золотоносные метасоматиты кварц-кашлипатового или кварц-серит-альбитового (березитового) состава являются продуктами автометасоматоза. Присутствие в рудах пневматолитовых минералов (турмалина, датолита) приближает данную модель к пневмогидротермальной.

Необходимо отметить, что во многих районах плутоногенно-гидротермальные золото-поли-

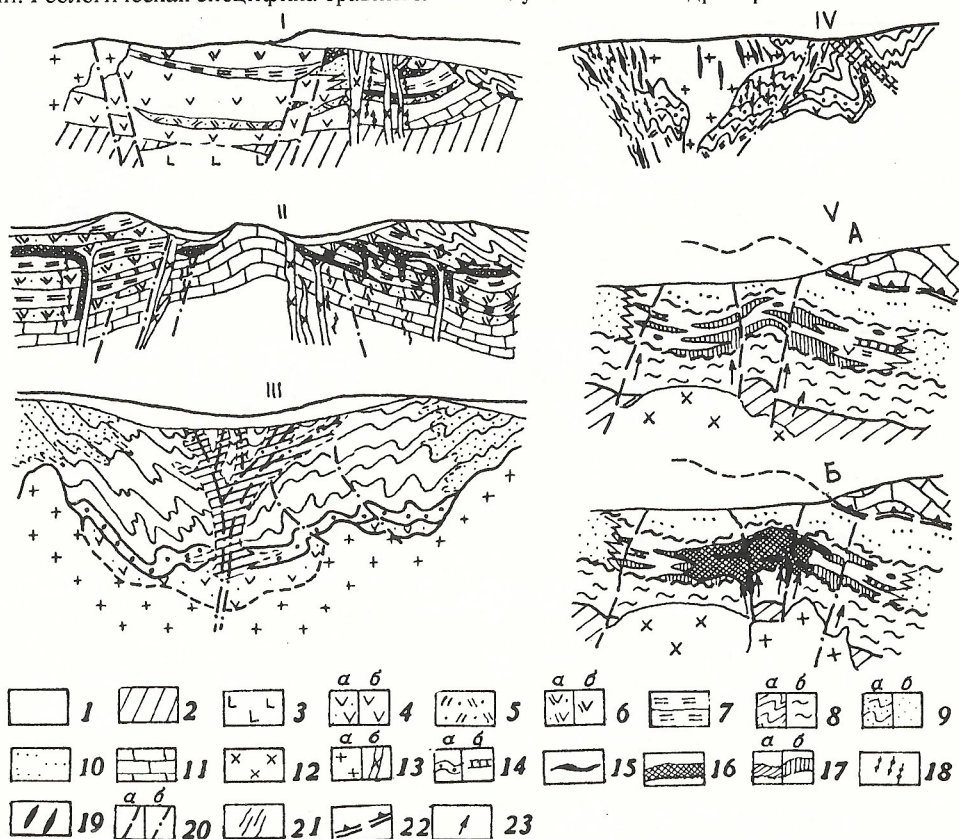


Рис. 2. Модели типовых обстановок формирования полихронных золоторудных и золото-серебряных месторождений в углеродисто-вулканогенно-терригенных комплексах:

I — стратиформные массивные медноколчеданные и прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения рифтогенных и позднегеосинклинальных субщелочных базальтоидов (месторождения Карамурун, Миндек, Муртыкты и др.); II — стратиформные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения на склонах конседиментационных поднятий остаточных вулканогенно-флишевых прогибов (месторождения Кокпатас, Олимпиада и др.); III — гидротермально-метаморфогенные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения в синформах провисов кровли гранитоидных плутонов мезогеосинклинальных зон (месторождения Даугыз, Высоковольное, Сухой Лог, Майское и др.); IV — плутоногенно-метаморфогенные жильно-штоковерковые и жильные золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения в эндо- и экзоконтактных частях гранитоидных интрузий (месторождения Зармитан, Сермич, Биран и др.); V — плутоногенно-метаморфогенные полосчато-метасоматические (А) и жильно-мегаштоковерковые (Б) залежи месторождений подкранных (перекрывают надвигами) позиций в ядрах инверсионных надтермокупольных складчатых структур, возникших на месте локальной терригенной впадины с застойным режимом водообмена (месторождения Мурунтауского рудного поля); 1 — четвертичные отложения; 2 — дислоцированный фундамент; 3 — базитовая кора; 4 — вулканы натриевой серии толемитовых базальтов (а — туфы, лавы, вулканомикты, б — потоки лав); 5 — фтаниты толеитовых базальтов; 6 — вулканы субщелочных базальтов флишевых прогибов мезогеосинклиналей (а — туфы, лавы, вулканомикты, б — субвулканические «корни», потоки лав и туфы); 7 — отложения карбонатно-терригенного флиша; 8 — тонкоритмичные; 9 — груборитмичные; 10 — песчаные отложения надрудного комплекса; 11 — карбонатные отложения; 12 — адамелитовый комплекс; 13 — гранодиоритовый комплекс (а — интрузии, б — дайки); 14 — ступково-вкрапленные горизонты золотоносных сульфидов; 15 — пластовые залежи массивных колчеданных руд; 16 — жильно-прожилково-вкрапленные руды (в т.ч. золото-кварцевые штоковерки); 17 — прожилково-вкрапленные руды; 18 — колонна прожилковых золото-сульфидно-кварцевых руд; 19 — стержневые жилы золото-кварцевых руд; 20 — рудоконтролирующие разломы (а — конседиментационные, б — позднего заложения); 21 — стволые секторы зон смятия; 22 — надвиговые разломы фронтальных зон аллохтонных чешуйчатых покровов; 23 — пути миграции рудоносных растворов

Физико-химические и геохимические параметры гетерогенных («первичных»), регенерированных и поздних гидротермальных золотых руд месторождений Кызылкумской провинции Южного Тянь-Шаня (Мурунтау, Даугыз, Амантай и др.) и Кумторского рудного поля Центрального Тянь-Шаня

Зоны рудоотложения и состав руд	Физико-химические и геохимические параметры транзита, «первичного» рудоотложения и регенерированных руд; элементарный состав руд в г/т	Возраст элизонного катагенеза, рудо-регенерирующих и рудоносных интрузий, метасоматитов по данным Rb—Sr изохронного датирования, млн лет
Отложения удаленно-регенерированных (за пределами терригенных толщ и свит) и поздних гидротермально-жилных золото-сульфидно-кварцевых, золото-серебро-полисульфидно-кварцевых руд	$\delta^{34}\text{S}_{\text{сульф}} + 6,2 \dots -2,2 \text{ ‰}$ $\delta^{34}\text{S}_{\text{сульфид}} + 2,4 \text{ ‰}$ $T \text{ } 170\text{—}350 \text{ }^{\circ}\text{C}$ $Eh \text{ } -0,748 \text{ мВ}$; $pH \text{ } 7,2$ $\text{CO}_2/\text{CH}_4 \text{ } 67,6$	Гранитоиды рудоносные 280—260; низко- (170—200 °С) и среднетемпературные (250—300 °С) метасоматиты и золото-серебро-кварц-полисульфидная, золото-серебро-адуляр-кварцевая ассоциация 219—231
Отложения под структурно-геохимическим барьером регенерированных руд in situ (в пределах рудоносных толщ или свит); золото-сульфидные, кварц-(карбонат)-золото-сульфидные и золото-кварцевые	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} + 7,3 \Sigma \dots 13,5 \text{ ‰}$; $\delta^{34}\text{S}_{\text{сульф}} + 6 \dots -14 \text{ ‰}$ $T \text{ } 200\text{—}350 \text{ }^{\circ}\text{C}$; $pH_{\text{ср}} \text{ } 7,5$; $Eh \text{ } 0,715 \text{ мВ}$ $\text{CO}_2/\text{CH}_4 \text{ } 80$; $\text{Au}(\text{HS})_2 \approx 25\text{—}60 \text{ ‰}$ и $\text{AuCl} \approx 75 \text{ ‰}$	Рудогенерирующие адамелиты и гранодиорит-граниты 290—295; высоко(320—350 °С) и среднетемпературные (250—300 °С) метасоматиты и золото-сульфидная (с карбонатом), золото-сульфидно-кварцевая и золото-кварцевая ассоциации 280—290; 235—270
Транзитная регенерации гетерогенных («первичных» стратиформных») золото-сульфидных руд	$\text{Fe}(750) \rightarrow \text{Mn}(700) \rightarrow \text{Zn}(500) \rightarrow \text{Cu}(280) \rightarrow \text{Pb}(150) \rightarrow \text{As}(40) \rightarrow \text{Sb}(35) \rightarrow \text{Ag}(15) \rightarrow \text{Au}(0,9\text{—}0,05)$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} + 5,5 \pm 1,5 \text{ ‰}$; $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma} + 5 \pm 1 \text{ ‰}$ $T \text{ } 250\text{—}350 \text{ }^{\circ}\text{C}$; $pH_{\text{ср}} \text{ } 7,3$; $\text{Au}(\text{HS})_2 \approx 70 \text{ ‰}$ и $\text{AuCl} \approx 30 \text{ ‰}$	Элизонно-катагенетические преобразования (массоперенос) «первичных» золото-сульфидных руд и вмещающих пород (переход монториллонита в гидрослюда, затем в серицит; новообразования биотита и др.) 414 (S ₃) и 507,5 (Є ₂)
Накопления стратиформных гетерогенных («первичных» осадочных, гидротермально-осадочных и др.) золото-сульфидных руд (пиритовых, арсенопиритовых, пирит-арсенопиритовых с карбонатами и силицитолитами) в рудоносных горизонтах, толщах и свитах терригенных комплексов	$\text{Fe}(850) \rightarrow \text{Mn}(800) \rightarrow \text{Zn}(500) \rightarrow \text{Cu}(320) \rightarrow \text{Pb}(250) \rightarrow \text{As}(45) \rightarrow \text{Sb}(39) \rightarrow \text{Ag}(20) \rightarrow \text{Au}(2\text{—}0,5)$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} + 3,5 \pm 1,5 \text{ ‰}$; $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma} + 3,5 \dots -21,5 \text{ ‰}$ $T \text{ } 20\text{—}80 \text{ }^{\circ}\text{C}$; $P \text{ } (1 \dots 50) \text{ } 10^2 \text{ кПа}$ $Eh \text{ от } +250 \text{ до } -300 \text{ мВ}$ $pH_{\text{ср}} \text{ } 7,1$; $\text{CO}_2/\text{CH}_4 \text{ } 112$; NH_4 и H_2S (газовая фаза)	Рудоносный базальтоидный субщелочной вулканизм и рудовмещающие терригенно-флишоидные и карбонатно-терригенно-флишевые комплексы формаций с молассоидами и олистостромами: в Узылкусской провинции два этапа — ордовикско-силурийский и среднекаменноугольный; на Кумторском — кембрийский

сульфидно-кварцевые месторождения строго тяготеют к определенным частям разреза рудоносных-рудовмещающих толщ или к базит-гипербазитовым комплексам с повышенным кларком золота, что позволяет выдвинуть ассимиляционную модель, подразумевающую заимствование металла с гранитоидной магмой или гранитизирующими сквозь магматическими растворами из вмещающих пород. Это сближает между собой месторождения экзогенно-эндогенной и плутоногенной системы, выстраивая их как бы в единый конвергентный ряд. В начало этого ряда помещены золотоносные колчеданные залежи [6], связанные с конседиментационным вулканизмом, а также содержащие золото скопления глобулярного осадочно-диагенетического пирита. В конце ряда с усилием регенерационного воздействия плутонических процессов месторождения приобретают характерные черты плутоногенно-гидротермального оруденения, нередко сохраняя при этом реликты первичной экзогенной минерализации (см. рис. 2, IV).

Вулканогенная рудноэнергетическая система продуцирует близповерхностные месторождения золотого и золото-серебряного формационных типов, формирующихся в позднюю стадию тектоно-магматической активизации в субаэральных вулкано-плутонических поясах, в зонах континентальных рифтов, а также в энсиалических островных дугах вторичных эвгеосинклиналей. В качестве доминирующей здесь выступает взрывно-гидрогенная модель (рис. 4, II), включающая элементы рециклинга. Глубинные (мантийные) источники рудного вещества

контрастируют с близповерхностным уровнем рудоотложения, приуроченным к зоне циркуляции вадозовых вод палеоартезианских бассейнов. По мнению П.С.Бернштейна, М.М.Константинова и других исследователей, именно при смещении рудоносных флюидов с холодными метеорными водами происходит массовое отложение рудного вещества с образованием богатых (бонанцевых) руд. Этот, по-существу, гидрогенный механизм рудоотложения сочетается со значительным участием в нем закрытых эксплозий. Взрывно-инъекционные брекчии и туффызиты, слагающие трубки взрыва или дайкообразные тела и силлы, нередко сами являются золотыми (Кочбулак, Криппл-Крик) или серебряными (Дукат) рудами, а на других объектах (Тасеевка, Ара-Иля) они имеют предрудный или внутрирудный возраст [10].

Особое положение занимает эксгальационно-сульфатная модель [10], формирующая месторождения типа золотоносных вторичных кварцитов, аргиллизитов или кварц-адуляровых метасоматитов, выделяемых в золото-кварц-гидрослюдистую формацию (см. рис. 3). Для нее характерна связь рудоносных эманаций не с глубинными вулканическими очагами, а, напротив, с близповерхностными экстрезивными и взрывными аппаратами [10, 11]. Эта модель наиболее широко представлена в энсиалических островных дугах (Малый Кавказ, Камчатка), где ее представители образуют конвергентные ряды с золотоносными колчеданно-полиметаллическими и медно-порфировыми месторождениями (см. рис. 3). В целом вулканогенно-гидротермальное

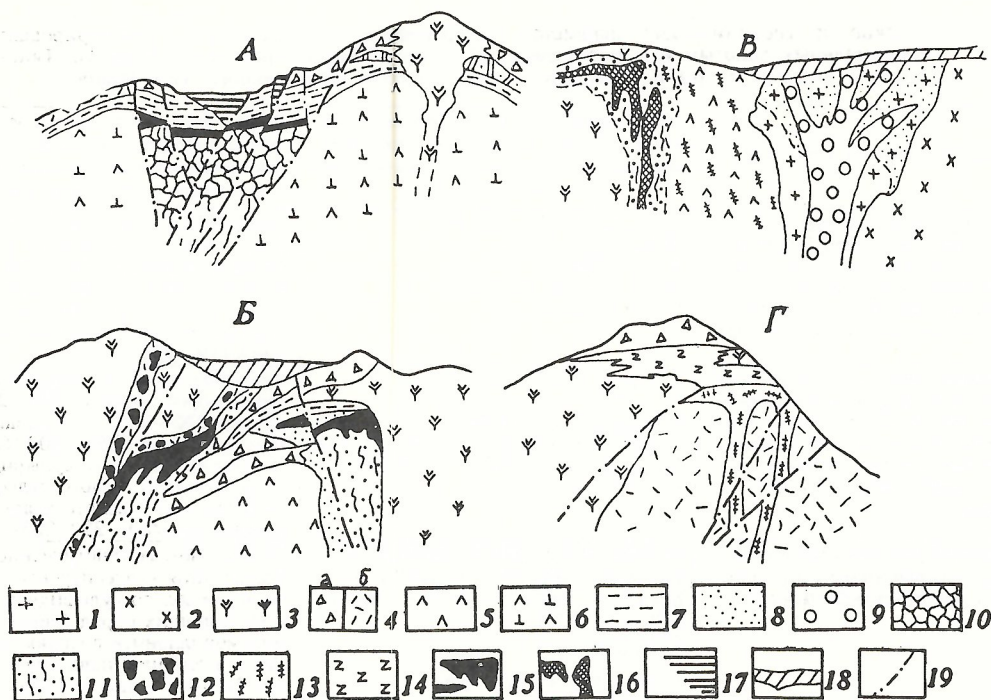


Рис. 3. Типовые модели обстановок локализации конвергентных вулканогенных золотых и золото-серебряных месторождений, комбинированных с золото-колчеданно-полиметаллическими месторождениями:

А — золотосные сольфатарные фумарольные кварциты в кальдере проведения (Малый Кавказ, Курама); Б — золотосные кварц-серицитовые метасоматиты в межвулканокупольной позиции (Малый Кавказ); В — поля золотосных вторичных кварцитов над медно-порфировой позицией (Малый Кавказ, Камчатка); Г — близповерхностные золотосные кварц-адуляр-серицитовые метасоматиты над барит-полиметаллическими секущими зонами (Малый Кавказ, Курама, Северный Кавказ): 1 — гранодиорит-порфиры; 2 — платограниты; 3 — риолитовые, дацитовые вулканокупола; 4 — крупно- (а) и мелкообломочные (б) туфы, игнимбриты, риолиты; 5 — андезиты и андезитодациты; 6 — эродированная вулканическая постройка андезитодацитов; 7 — вулканомиктовые и ачкалитовые фации кальдеры проседания; 8 — рассеянная золото-полиметаллическая вкрапленность в кварц-серицитовых метасоматитах; 9 — халькопирит-пирит-магнетитовая вкрапленность медно-порфировой системы; 10 — explosive-областные руды; 11 — массивные золото-медно-полиметаллические сульфиды; 12 — обломковидные золото-медно-полиметаллические руды эруптивных брекчий; 13 — золото-барит-полиметаллические прожилковые руды; 14 — золотосные кварц-адуляр-серицитовые метасоматиты; 15 — массивные золото-медноколчеданные руды; 16 — массивные золото-колчеданно-полиметаллические руды; 17 — сольфатарно-фумарольные золотосные кварциты; 18 — синвулканические золотосные вторичные кварциты; 19 — рудоносные и рудораспределяющие синвулканические разломы

рудообразование отличается почти полным отсутствием преемственности или совмещения с продуктами деятельности других золотосных рудноэнергетических систем, если не считать нередко наблюдающегося термостатического воздействия субвулканических гранитоидных интрузий. Эти гранитоиды, комагматичные субаэральным вулканизмам вулкано-плутонических поясов, отнюдь не являются характерными проявлениями плутогенной рудноэнергетической системы. Они не сопровождаются типичной для нее «мезотермальной» золотой минерализацией и не несут признаков развития ассимиляционных процессов с выщелачиванием золота из вмещающих пород. Внутрикоровая ремобилизация полезных компонентов, по-видимому, происходит лишь в глубинных частях фундамента вулканоплутологических поясов, что отражается на составе руд близповерхностных месторождений: в блоках с сиалическим фундаментом они отличаются повышенными содержаниями серебра, а на фемическом фундаменте преобладают золото-теллурические и золотые месторождения [11].

Переходя к характеристике различных типов золотосных провинций и свойственных им гетерогенных и конвергентных рядов месторождений, связанных с различными рудноэнергетическими системами, необходимо оговориться, что это описание

включает только районы развития фанерозойского и позднпротерозойского золотого оруденения.

Орогенные области эвгеосинклиналей являются главной ареной развития плутогенной рудноэнергетической системы, продуцирующей оруденение полиметалльно-золотого формационного семейства. По геохимическому профилю, определяющему их общую металлогеническую специализацию, а также минерально-геохимическому составу золоторудных месторождений, рассматриваемые провинции подразделяются на два типа: фемический и сиало-фемический.

Фемический тип включает такие традиционные районы рудной золотодобычи, как Средний и Южный Урал, которые являются составной частью интеркратонного подвижного пояса, заложившегося на океанической коре. Для них характерно широкое развитие ультраосновного магматизма и сопутствующих ему магматогенных месторождений платины, хрома, никеля. Большое промышленное значение имеют золото-содержащие медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, связанные с инициальным базальтоидным вулканизмом. Золоторудная минерализация, развивающаяся в условиях халькофильно-сидерофильной металлогенической специализации, имеет «сквозное» распространение, формируясь на всех стадиях

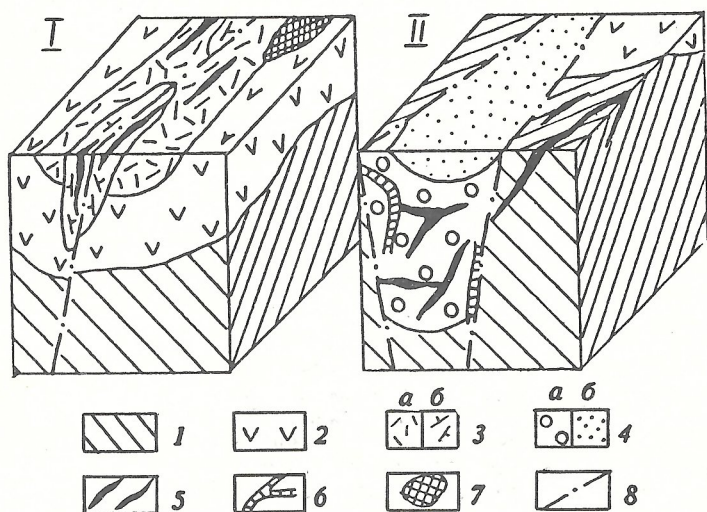


Рис. 4 Вулканогенно-гидротермальная (I) и эксплозивно-гидрогенная (II) модели главных типов золоторудных полей:

1 — складчатые комплексы основания; 2 — вулканические покровы; 3 — осадочно-вулканические толщи: а — вулканотектонических депрессий, б — субвулканические тела; 4 — континентальная моласса: а — рудовмещающая толща, б — надрудная (экранирующая) толща; 5 — жилы и жильные зоны золото-адуляр-кварцевой формации; 6 — внутрирудные эксплозивные брекчии и туффизиты; 7 — экструзивные аппараты и массивы вторичных кварцитов с оруденением золото-кварц-гидрослюдистой формации; 8 — разломы

геотектонического развития. Наиболее же продуктивные золоторудные месторождения, представленные золото-полисульфидно-кварцевой формацией, образуются на орогенном этапе в связи с палингенными интрузиями адамеллит-плагиигранитной формации, их сложными дайковыми сериями и малыми интрузиями пестрого состава (Березовско-Кочкарский тип).

Сиало-фемический тип представлен вторичными геосинклиналями Алтае-Саянского и Северо-Казахстанского эпикратонных подвижных поясов, развивавшихся на редуцированной и базифицированной континентальной коре. Инициальный вулканизм и колчеданное оруденение получили здесь слабое развитие (или вообще отсутствуют), и ранняя металлогения представлена в основном осадочными месторождениями ванадия, железа и марганца. Промышленное золотое оруденение Алтае-Саянской провинции представлено золото-полисульфидно-кварцевыми (Берикуль, Центральный, Коммунар, Балахчин и др.) и золото-скарновыми (Синюхинское, Натальевское) месторождениями, связанными с формацией «пестрых батолитов» (по Ю.А.Кузнецову).

В Северо-Казахстанской провинции позднегеосинклинальный магматизм завершился в ордовике батолитами, тоналит-гранодиоритовой формации, которым сопутствуют мелкие золото-скарновые месторождения. Эти интрузии несомненно сыграли важную роль в извлечении рассеянного золота из базифицированного субстрата. Под воздействием предорогенных малых интрузий эссектит-диоритового состава, выделенных еще в 1940 г. Ю.А.Билибиным в золотоносный степнякский комплекс, это золото было вовлечено в рудообразование, что привело к формированию высокопродуктивных жильных и штокерковых месторождений золото-полисульфидно-кварцевой формации (Степняк, Бестюбе, Джеламбет и др.).

Особое положение в рассматриваемом конвергентном ряду занимает позднеорогенное золото-порфировое оруденение Васильковского мегаштокверка. Оно является уникальным представителем золоторудной минерализации, формировавшейся в раннемагматическую (точнее, в домагматическую) стадию становления рудогенерирующей гранитоидной формации, коагматичной наземным вулканизмам этапа орогенной активизации Кокчетавского срединного массива [11].

Параллельно с плутогенными месторождениями формируются и месторождения, связанные с экзогенно-эндогенной рудноэнергетической системой. Они приурочены к остаточным миогеосинклинальным прогибам (см. рис. 2, I, II), выполненным существенно углеродистыми терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными формациями (золото-арсенипитовое оруденение Воронцовского месторождения). По наличию джаспероидов и присутствию в поздних минеральных ассоциациях реальгара, аурипигмента и киновари это оруденение сближается с карлинским типом в США. В том же ряду, по-видимому, стоят Светлинское и Кумакское месторождения Урала. В более раннюю стадию формируются вулканогенно-осадочные стратиформные прожилково-вкрапленные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения типа Муртыкты, а также вулканогенно-гидротермальные золото-сульфидные залежи месторождения Миндякского типа (см. рис. 2, I).

Складчатые и орогенные системы мезо-миогеосинклиналей, перикратонных прогибов и терригенных чехлов срединных массивов. Этот тип наиболее богатых (по запасам) золотоносных провинций характеризуется развитием всех вышеупомянутых геолого-генетических моделей рудообразования экзогенно-эндогенной рудноэнергетической системы, с которой связан конвергентный ряд месторождений, локализованных в углеродисто-терригенных комплексах [5, 7].

Фундамент рудоносных терригенных бассейнов представлен погруженными массивами континентальной коры, претерпевшими большую или меньшую деструкцию (спрединг). Помимо степени базификации фундамента на фемичность-сиаличность рудовмещающей среды оказывают влияние процессы палингенеза, состав предорогенных и орогенных магматических формаций, а также участие в терригенных комплексах продуктов синседиментационного базальтоидного вулканизма и вулканомиктовых граувакковых фаций. Указанные предпосылки ложатся в основу подразделения золотоносных металлогенических провинций терригенных бассейнов на фемические, сиало-фемические и сиалические.

Фемический тип наиболее ярко представлен Западно-Калбинской провинцией Иртыш-Зайсанского подвижного пояса (Восточный Казах-

стан), в котором ведущим является оруденение золото-мышьяковисто-сульфидной формации. Именно здесь, на примере месторождения Миялы это прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение, ранее считавшееся морфологической разновидностью полутонногенных золото-сульфидно-кварцевых месторождений, было выделено Н.И.Бородаевским в самостоятельный геолого-генетический тип.

Фемичность рудовмещающей среды изначально была задана квазиplatformенным режимом интенсивно базифицированного срединного массива каледонид, лежащего в основании герцинской мезогеосинклинали Западной Калбы. Большую роль в усилении фемичности сыграло формирование Чарского офиолитового пояса. Мелкие тела серпентинитов, прорывающие рудоносные терригенные толщи, могли являться дополнительным источником рассеянного золота, участвующего в последующем регенерационном рудообразовании.

В целом Западно-Калбинская золотоносная провинция имеет отчетливо выраженную сидерофильную металлогеническую специализацию. Здесь имеются проявления медно-никелевой минерализации и предполагается возможность выявления промышленной платиноносности [11].

Терригенные отложения верхнего палеозоя, в которых заключены наиболее продуктивные месторождения — Бакырчикское и Васильевское, представлены флишидно-молассоидными и молассовыми толщами (вплоть до континентальной угленосной молассы). Они выполняют наложенные элизионные впадины рампового типа, в которых данные толщи находились в условиях сжатия, в сфере влияния ограничивающих эти впадины надвигов, играющих рудоконтролирующую и рудоэкранирующую роль (см. рис. 1, III, Б).

В накоплении рассеянного золота большое значение имела весьма высокая степень углеродистости рудоносных отложений, в которых присутствуют маломощные угольные пласты. Кроме того, на Бакырчикском рудном поле (см. рис. 1, III, А, Б) рудоносная бакырчикская свита непосредственно подстилается пепловыми туфами. Можно предполагать, что одним из источников конседиментационной рассеянной золотоносности являлись проявления удаленного наземного вулканизма.

Регенерационное рудообразование начиналось под воздействием элизионно-катагенетических процессов, которые в связи с закрытым характером бассейнов, формировавшихся в рамповых впадинах, развивались вероятно, с особенной интенсивностью (см. рис. 1, III, Б). В дальнейшем оно продолжалось в период развития орогенного наземного вулканизма и внедрения гипабисальных и субвулканических малых интрузий и даек контрастного состава. Большую роль сыграли также процессы динамометаморфизма и пластического течения, получившие особенно интенсивное развитие именно в «молодых» рудоносных комплексах, которые были вовлечены в процесс надвигообразования в состоянии еще неполной литификации.

В целом весь рудообразующий процесс, по-видимому, мог проходить без значительного участия в нем ювенильных золотоносных растворов, связанных с палингенным гранитоидным магматизмом, который в данной провинции имеет весьма слабое развитие. Руды большинства изученных объектов имеют простой состав. Главные рудные минералы — пирит и высокозолотоносный тонкоиглолчатый арсенипирит. На отдельных участках в тех же

рудных зонах развита более поздняя кварц-антимонитовая минерализация.

Особое положение занимает золото-сурьмяно-ртутное прожилково-вкрапленное оруденение Суздальского рудного поля, расположенного в вулканогенно-карбонатно-терригенных толщах в зоне Чарского офиолитового пояса. Подобно Воронцовскому месторождению Урала, эта минерализация сопоставляется с карлинским типом США. Основу этих месторождений составляли продукты дистального накопления вулканогенно-осадочных золото-ртутно-мышьяковисто-сульфидных вкраплений и сегрегационных прожилков, подвергшихся регенерации под воздействием динамометаморфизма.

Фемически-сиалический тип (см. рис. 1, 2) золотоносных провинций с оруденением золото-углеродистого семейства в терригенных комплексах изучен на примере Центрально-Кызылкумской провинции Южного Тянь-Шаня. Металлогения золота этого региона характеризуется наиболее полным развитием конвергентного ряда месторождений от синседиментационных и экзогенно-эпигенетических по метаморфогенно-гидротермальных, образующихся с наложением процессов плутоногенно-гидротермального рудообразования. Н.К.Курбановым и П.Г.Кучеревским [6, 11] впервые была разработана вулканогенно-осадочная модель формирования оруденения золото-мышьяковисто-сульфидного типа, подтверждающаяся выявлением на Кокпатаасском рудном поле рудокластов, что характерно, как известно, для эксгальационно-осадочных руд колчеданных месторождений.

Так же как в Западно-Калбинской провинции, рудоносные терригенные толщи Кызылкумов залегают на глубоко переработанной континентальной коре погруженного срединного массива. Они подстилаются зеленокаменно-карбонатно-терригенной тасказганской свитой верхнего докембрия, которая, возможно, также являлась донорной формацией для золото-сульфидного оруденения, сконцентрированного главным образом в рудоносной терригенно-флишидной формации (бесапанская свита). Складчатые структуры терригенного этапа осложнены пологими надвигами, межформационными зонами смятия и будинажа, отличающимися большими масштабами пластического течения. Повышенная золотоносность этих «тектонизированных» зон также могла служить одним из источников золотого оруденения.

В процессе ремобилизации происходило перетолжение рассеянного золота из всего разреза вулканогенно-терригенных толщ на верхние уровни (см. рис. 1, IV, А, Б) и его концентрация *in situ* под литолого-структурным и геохимическим барьерами, каковыми на территории всей провинции являлась перекрывающая рудоносную формацию экранирующая карбонатная толща (см. рис. 2, V, А, Б). Роль гранитоидного магматизма проявилась в Кызыл-Кумах в основном в воздействии тепловых потоков, с которыми связано формирование в терригенных комплексах термокупольных структур (см. рис. 2, V, Б), послужившее одним из главных факторов регенерационного рудообразования [7].

Сопоставляя особенности Кызылкумской и Западно-Калбинской провинций, необходимо отметить, что в качестве возможного первичного источника рассеянной золотоносности, а также важнейшего энергетического импульса, приводящего к процессам регенерации, выступает развивающаяся в обеих провинциях своеобразная щелочно-базит-гипербазитовая вулканоплутоническая

формация, рассматриваемая И.Н.Томсоном и В.А.Селиверстовым [9] как характерное проявление впервые выделяемого тектонического режима предорогенной («базитовой») активизации. Разнообразие типов месторождений, а также общую уникальную продуктивность Кызылкумской провинции можно объяснить именно совмещением в ее пределах процессов предорогенной «базальтовой» и орогенной «гранитоидной» активизации. На многих рудных полях metabазиты выступают в качестве золотопродуктивной (донорной) геологической формации. Наличие в рудах Мурунтау промышленных содержаний платины — прямое свидетельство участия в рудообразовании производных базит-гипербазитового магматизма. С гранитоидами же связаны поздние продуктивные на золото минеральные ассоциации, представленные сульфидами полиметаллов, сульфосолями и минералами вольфрама, висмута и серебра, что сближает оруденение с плутоногенной золото-полисульфидно-кварцевой формацией.

Сиалический тип (см. рис. 2, III, V) золотоносных провинций с оруденением экзогенно-эндогенной рудноэнергетической системы представлен амагматичными перикратонными терригенными прогибами, залежившимися на слабо-переработанной континентальной коре, и погруженными срединными массивами с платформенным фундаментом, перекрытым складчатым терригенным чехлом. В этих провинциях (Енисейская, Ленская, Яно-Колымская, Чукотская, Амурская и др.) широко развита россыпная золотоносность. Источники питания россыпей — рассредоточенные на больших площадях убого-сульфидные, метаморфогенные кварцевые жилы с крупным золотом. Наряду с регенерационно переработанными золото-мышьяковисто-сульфидными (Олимпиада, Майское и др.) и золото-сульфидно-кварцевыми (Сухой Лог, Нежданинское и др.) месторождениями, формировавшимися в том же режиме, что и аналогичные месторождения Кызылкумской провинции, известны глубоко регенерированные метаморфогенно-гидротермальные месторождения типа жильных зон и мегаштокверков (Советское и Эльдorado на Енисее, Каральвеем на Чукотке, Наталкинское в Якутии), представленные продуктами малосульфидной золото-кварцевой формации.

В целом характеристика основных геологических обстановок, в которых конвергентный ряд золотого оруденения связан с экзогенно-эндогенной рудноэнергетической системой, с достаточной очевидностью показывает тяготение оруденения золото-мышьяковисто-сульфидной формации к провинциям фемического типа с сидерофильной металлогенической специализацией, а золото-кварцевой — к сиалическим провинциям с литофильной специализацией.

Области тектоно-магматической активизации (ТМА), субаэральных вулканоплутонических поясов (ВПП) и энсиалических островных дуг вторичных эвгеосинклиналей как золотоносные провинции имеют некоторые общие черты. В этих эндогенных режимах, свойственных крупным блокам континентальной коры, которые развиваются в условиях орогенного сводово-глыбового тектогенеза (с приматом восходящих движений), действуют две золотоносные рудноэнергетические системы: плутоногенная и вулканогенная.

Плутоногенно-гидротермальная модель, представленная золото-полисульфидно-кварцевой формацией, формируется в зрелую стадию сводообразования, в условиях интенсивного разви-

тия на мегасводах гранитоидного магматизма, сопровождаемого малыми интрузиями и дайками пестрого состава на древнем базальтоидном субстрате. Эти особенности как бы имитируют тектоно-магматическую обстановку, характерную для эпизевгеосинклинальных орогенов или энсиалических островных дуг вторичных эвгеосинклиналей (Сомхето-Кафанская и Аджаро-Триалетская зоны Малого Кавказа), что определяет большое сходство проявлений золотого оруденения этих провинций. Различие заключается в несколько меньшем (субвулканическом) уровне глубинности плутоногенно-гидротермального оруденения областей ТМА и сопутствующих ему малых интрузий, в которых нередко наблюдаются трубки взрыва. В качестве характерного генотипа выступает так называемый Дарасунский тип, развитый в Дарасуно-Могочинской глыбовой зоне области мезозойской активизации Восточного Забайкалья, где этому оруденению сопутствуют месторождения медно-порфировой формации (рис. 5).

Вулканогенная рудноэнергетическая система развивается как в энсиалических островных дугах и субаэральных ВПП, так и в позднюю стадию активизации — стадию распада сводовых поднятий и формирования континентальных рифтовых систем, на фоне затухания наземного вулканизма. В окраинно-континентальном Охотско-Чукотском вулканическом поясе рудные узлы с развитием близповерхностного золото-серебряного оруденения формируются в вулканотектонических депрессиях, осложненных центральными купольными поднятиями, в которых наблюдается центростремительное размещение продуктивных минеральных комплексов. В других депрессиях центры извержений и оруденения размещаются также и по периферии (Карамкенский рудный узел). Последовательно сменяющиеся этапы рудообразования, соответствующие всплескам рифтового вулканизма, формируют в пределах окраинно-континентальных поясов конвергентный ряд золото-серебряных, серебряно-полиметаллических и серебряных месторождений (см. рис. 3).

Внутриконтинентальный позднепалеозойский ВПП Кураминской провинции Тянь-Шаня формировался на квазиплатформенном фундаменте, рассеянном рифтовой зоной с базальтоидным вулканизмом. Это предопределило золотую и золото-теллурическую специализацию нижнего отрезка рудной колонны и большой вертикальный размах оруденения (месторождения Кочбулак, Кызылалмасай и др.).

В энсиалической Сомхето-Кафанской островодужной зоне Малокавказской провинции и в Понтидах (Турция) конвергентный ряд месторождений (см. рис. 3), формируясь в центростремительном (на вулканоплутонических сводовых поднятиях) и центростремительном (в депрессиях) режимах, начинается с синвулканических золото-колчеданно-полиметаллических месторождений, сменяющихся формированием эксгальационно-сульфатарных золотоносных вторичных кварцитов (в кальдерах проседания) и, затем, золото-серебряных и вулканогенно-гидротермальных месторождений (месторождения Давид-Гореджи, Гоша и др.), которые формируются совместно с золото-медно-порфировым оруденением (Карадаг, Хар-Хар, Теху и др.).

В области мезозойской активизации Восточного Забайкалья в позднюю (деструктивную) стадию сводовые поднятия были рассеяны рифтовой системой грабенообразных конседиментационных впадин, выполненных континентальными

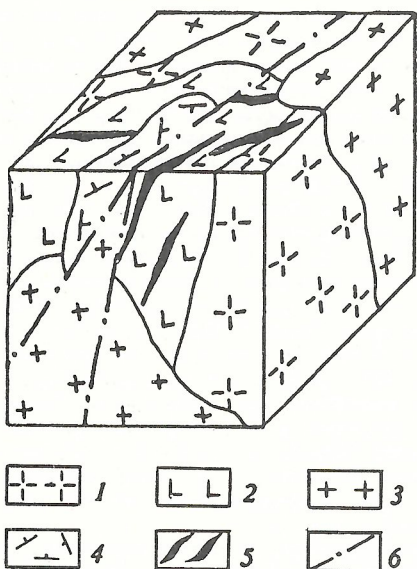


Рис. 5. Обобщенная модель золоторудных полей с плутоногенно-гидротермальным оруденением зрелой стадии мезозойской ТМА:

1 — интенсивно-гранитизированный древний складчатый субстрат; 2 — домезозойские габбро-амфиболиты с повышенным кларком золота (донорная формация); 3 — мезозойские анатептические гранитоиды; 4 — гипабиссально-субвулканические малые интрузии с трубками взрыва; 5 — рудные тела золото-сульфидно-кварцевой формации; 6 — разломы

отложениями нижнего мела. К одной из таких впадин приурочены близповерхностные месторождения Балейского рудного поля, представленные жилами и штоковками золото-адуляр-кварцевой формации [10]. Оруденение локализуется как в нижнемеловых толщах Балейского грабена (Тасеевка), так и в древних гранитоидах его прибортовой части (Балей), таготея к осложняющему впадину приподнятому блоку. Не исключено, что контрастность блоковых подвижек приводила в действие «поршневой» механизм засасывания продуктов глубинных вулканических очагов, стимулируя прорыв к поверхности газовых эманаций. Их соприкосновение с инфильтрационной гидродинамической системой палеоартезианского бассейна обусловило осуществление explosивно-гидрогенной модели рудообразования (см. рис. 3, Б, В). Охарактеризованные выше черты этой модели сочетаются с такими специфическими особенностями, характерными для близповерхностных месторождений, как окислительные условия минерализации, существенная роль в ней коллоидной фазы, развитие околорудных метасоматитов типа аргиллизитов.

Из сказанного сделаем следующие выводы.

1. Формирование золоторудных месторождений фанерозоя и верхнего докембрия связано с тремя рудноэнергетическими системами: экзогенно-эндогенной, плутоногенной и вулканогенной. Каждой системе свойственны свои конвергентные ряды месторождений, формирующиеся в различных типах золотоносных провинций в результате смены в пространстве и во времени геолого-генетических моделей гетерогенного рудообразования, присущего различным экзогенным и эндогенным режимам развития земной коры.

2. Формирование конвергентного ряда полигенно-полихронных месторождений экзогенно-

эндогенной рудноэнергетической системы определяется процессами регенерации и ремобилизации золота из более ранних гетерогенных рудных скоплений, реликты которых сохраняются на месторождениях в зависимости от интенсивности переотложения, являясь важным поисковым критерием. Регенерационное рудообразование может осуществляться *in situ* — в пределах рудоносной формации или с переотложением в верхние структурные ярусы (по Шнейдерхену), с образованием секущих рудных тел.

3. Энергетическое обеспечение процессов регенерации связано преимущественно с эндогенными факторами, в т.ч. с участием гранитоидного магматизма. При усилении его влияния на поздних стадиях регенерации происходит наложение плутоногенно-гидротермальной модели, на более гетерогенное оруденение, связанное с процессами элизионно-катагенетического, вулканогенно-осадочного или метаморфогенно-метасоматического рудообразования. В результате месторождения экзогенно-эндогенной и плутоногенной систем могут образовывать более обширный и единый конвергентный ряд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батулин С.Г., Грушевой Г.В. и др. Гидрогенные месторождения урана (основы теории образования). — М.: Атомиздат, 1980.
2. Бурак В.А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального оруденения // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1982. Т. 2. С. 132—138.
3. Кириллова Н.В. Увеличение объема горных пород — одна из причин тектонических деформаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 1. С. 93—101.
4. Константинов М.М., Косовец Г.Н. и др. Факторы локализации стратиформенного золото-кварцевого оруденения // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 59—69.
5. Кривцов А.И., Константинов М.М., Кузнецов В.В. и др. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 11—31.
6. Курбанов Н.К. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 8—12.
7. Курбанов Н.К. Проблемы генезиса регенерированных золото-сульфидных месторождений в терригенных комплексах подвижных поясов земной коры // Докл. Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. 8-й симпозиум МАГРМ. Оттава. 1992.
8. Проценко В.Ф., Петров С.Ю., Ибрагимов Г.Г. Динамика и термика метаморфогенно-метасоматического минералообразования в черносланцевых толщах (на примере Мурунтау Узб. ССР). — Ташкент: ФАН, 1989.
9. Томсон И.Н., Селиверстов В.Д. Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология рудных месторождений. 1992. № 3. С. 3—17.
10. Фогельман Н.А. Рудоносные explosивные брекчи криповулканических аппаратов // ДАН СССР. 1969. Т. 188. № 6. С. 34—35.
11. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
12. Хазан К.Е. Эндогенно-эпигенетическая модель образования золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1985. С. 186—189.
13. Холодов В.Е. Новое в познании катагенеза. Элизионный катагенез // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 5. С. 15—32.

Геодинамика Гамаратского габбро-перидотитового покрова Талышской зоны Малого Кавказа

Т.Аб.ГАСАНОВ (Госкомгеологии Азербайджанской Республики)

В геологическом строении Талышская зона представляет собой неотъемлемую часть Восточно-Иранского Азербайджана, т.е. Северного Ирана. Данный регион, как и вся область Ирана, в докембрийско-палеозойское время был северо-восточным продолжением альпийской платформы, т.е. занимал часть Гондваны [6], значительная территория которой в период мезо-Тетиса входила в Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс, куда и относится Талышская зона. В последней широко развиты эоценовые щелочно-базальтовые вулканы и незначительно — аллохтонные породы габбро-перидотитового комплекса. Аллохтонность габбро-перидотитов была доказана недавно [5], а в предлагаемой статье будет затронута геодинамика этого комплекса.

Геологическая особенность Талышской зоны. В строении Талышской зоны (рис. 1) принимают участие отложения мезозой-кайнозоя, которые разделены на автохтон, аллохтон и неавтохтон. В этом регионе, согласно Ш.А.Азизбекову и др. [1] и нашим данным, выделены следующие основные структуры второго порядка: Астаринский антиклинорий, Лерикский синклиний, Джалилобадский межгорный или краевой прогиб, Мильско-Муганское погребенное поднятие и Куринская межгорная впадина. Однако в пределах Лерикского синклиория также выделены структуры третьего порядка: Буроварское поднятие (возникло в начале позднего эоцена) и Ярдымлинский наложенный синклиний или прогиб (начало олигоцена).

Ниже при описании этих структур, учитывая покровный характер габбро-перидотитового комплекса, вместо антиклинория и синклиория употребляются подзоны (рис. 2).

Автохтон. В основании автохтонного комплекса расположены отложения сантона — маастрихта и верхнего эоцена. Сантон — маастрихт представлен пелитоморфными известняками (симская свита, 80—100 м), обнажен в юго-восточной приподнятой части Астаринского антиклинория. Возраст известняков как сантон — маастрихт впервые установлен нами на основании фораминифер: *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. lapparenti* Brotz., *Gl. linneiana* (d'Orb.), *Globotruncanella stuarti* (Lapp.), *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.) (определение А.Р.Азизбековой). Эти фораминиферы обнаружены по всему разрезу известняков у сел Сим и Качай.

Известняки сантон-маастрихта трансгрессивно с базальным конгломератом в основании перекрыты туфогенно-осадочными отложениями (1670 м) дания — палеоцена (нижняя часть астаринской свиты). Последние распространены в верховьях рек Астарачай и Лякарчай. В верхней части разреза отложения дания — палеоцена представлены туфоалевролитами, которые с базальным конгломератом в основании перекрыты туфами андезитов нижнего эоцена.

Нижний эоцен (верхняя часть астаринской свиты, мощность 1400 м) представлен пирокласто-осадочными образованиями и выступает в приподнятой части Космальянского прогиба Астаринской подзоны. В разрезе этих отложений, по нашим и данным Ш.А.Азизбекова и др. [1], выделены лейцит-санидиновые туфы трахиандезитов, пирокластиты андезитобазальтов, базальтов, пикрит-трахибазальтов и лейцитовых базанитов. Пикрит-трахибазальтовая серия нижнего эоцена с базальным конгломератом в основании перекрыта автокластовыми лавами и вулканическими конгломератами трахиандезитов среднего эоцена.

К среднему эоцену отнесены породы космальянской осадочно-туфогенной свиты (2332 м), разделенной Ф.А.Мустафаевым и А.Г.Мамедовым снизу вверх на три подсвиты: нимакешскую (957 м), мистанскую (394 м) и дыздылыхскую (981 м). Из них нижняя и верхняя подсвиты характеризуются вулканогенным, а средняя — туфогенно-осадочным составами.

В верхней части разреза дыздылыхской подсвиты выделена олистостромовая толща (550 м), в осадочном цементе которой в аргиллитах, туфогравелитах и алевролитах захоронены обломки, глыбы и утесы известняков сантона — маастрихта, трахидолеритов, трахибазальтов нижнего эоцена, роговиков и алевролитов палеоцена и т.п.

Олистостромы космальянской свиты согласно перекрыты туфоалевролитами верхнего эоцена, занимающими значительную площадь и входящими в состав трахибазальтовой субформации [5]. К последней общей мощностью 1900 м отнесены две толщи: флишоподная — осадочно-туфогенная (неслинская свита, 875 м) и туфогенно-осадочная (пештасарская свита, 1025 м). Они обнажены в Лерикской подзоне и на Буроварском поднятии, их возраст обоснован палеонтологически [1, 4].

Аллохтон. В современной структуре Талышской зоны к аллохтону отнесены породы габбро-перидотитового комплекса [5] общей мощностью 1300 м.

Неоавтохтон. Туфогенно-осадочная толща верхнего эоцена трансгрессивно с базальным конгломератом в основании перекрыта песчаниками и глинами верхнего олигоцена — нижнего миоцена (майкопская серия). В гальках базальных конгломератов встречаются многочисленные обломки габбро-перидотитов и плагиоклазовых перидотитов. Следовательно, верхний возрастной предел габбро-перидотитов до майкопской серии.

Механизм формирования Гамаратского покрова тесно связан с историей тектонического развития Талышской зоны в целом. Именно этот цикл развития надо проследить от триаса — юры до олигоцена включительно.

Как отмечено выше, в Талышской зоне в палеозое господствовал платформенный режим, осаждались известняки, песчаники, гравелиты, кварцевые песчаники, глины и глинистые сланцы. Однако отложения палеозоя в пределах гор-

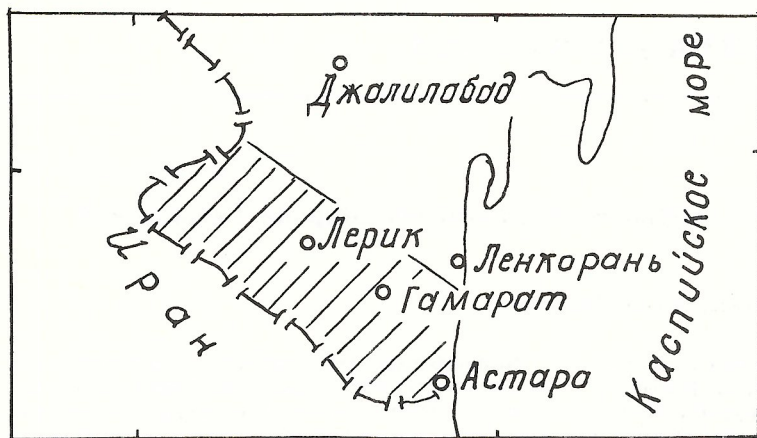


Рис. 1. Схема расположения района работ (заштрихован)

ного Талыша нигде не были обнажены, но незначительные выходы их обнаружены в Северном Иране [6]. В девонско-пермское время платформенные осадочные отложения перекрыли гранито-метаморфический слой, сформированный в среднем палеозое.

Поскольку в современной Талышской зоне выходы отложений триаса — некома отсутствуют, то очень трудно проследить историю развития региона в указанный период. Поэтому, делая выводы, мы располагаем материалами по Северному Ирану и всему Малому Кавказу. В связи с

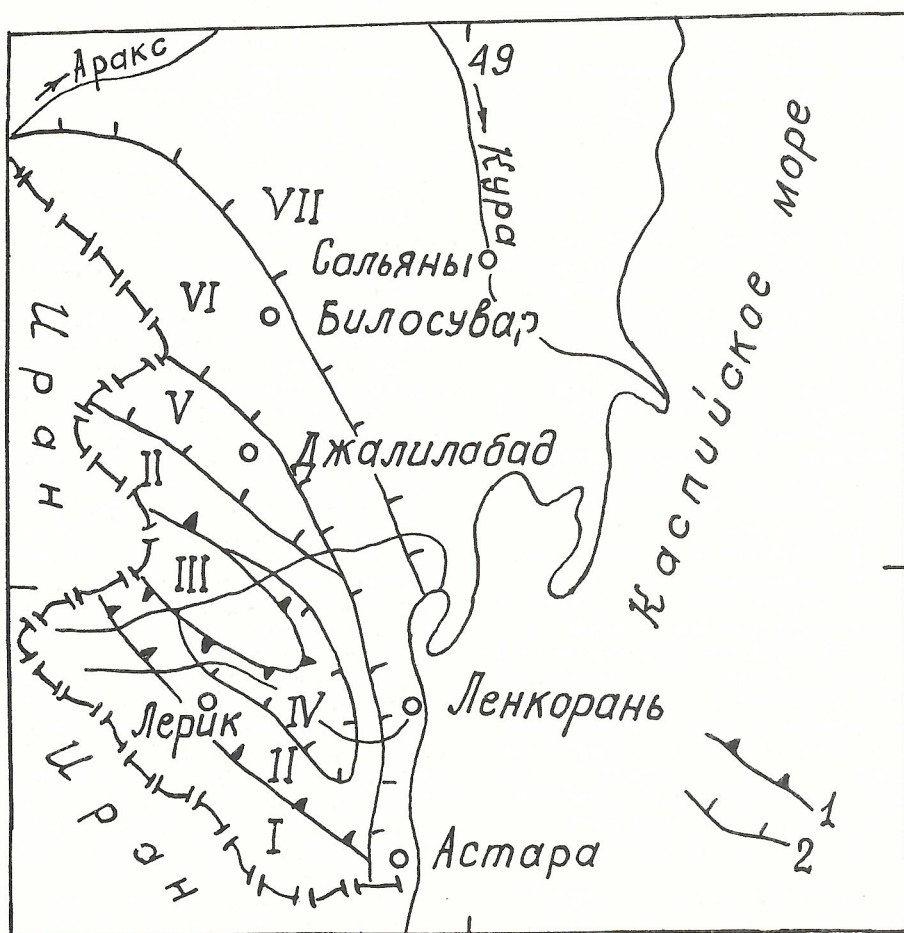


Рис. 2. Схема тектонического районирования Талышской зоны и ее обрамления, по Ш.А.Азизбекову и др. [1] и нашим данным :

границы структур: 1 — поднятых, 2 — опущенных: основные структуры второго порядка — подзоны: I — Астаринская, II — Лерикская; V — Джалилабадский межгорный или краевой прогиб; VI — Мильско-Муганское погребенное поднятие; VII — Куриная межгорная впадина; структуры третьего порядка — подзоны: III — Буроварская, IV — Ярдымлинская

этим наша модель, показывающая развитие в триасе — неокоме и апте — коньяке (рис. 3, модели I, II), может быть в какой-то степени гипотетической.

В начале мезозоя (триас — юра) на месте Талышской зоны существовал эвгеосинклинальный прогиб с системой трогов, т.е. Талышский рифт [5]. Растяжение этого рифта связано с общей складчатостью Альпийско-Гималайского пояса Евразии. Важно то, что в поздней юре в области, расположенной на месте современной Талышской зоны, произошла резкая дифференциация структур, продолжавшаяся до неокома включительно.

По данным Ш.А.Азизбекова и др. [1], заложившаяся в раннеальпийском периоде Талышская геосинклиналь на юге и юго-востоке раскрывалась в сторону Эльбурской геосинклинали: на западе она отделена от Малокавказской геосинклинали Карадагским поперечным поднятием.

В результате растяжения Талышской зоны, имевшего место в триасе — неокоме, произошло раскалывание как гранито-метаморфического слоя, так и меланократового фундамента (габбро-перидотиты), в результате чего образовались приподнятые и опущенные блоки.

В пределах приподнятых блоков перидотиты и габброиды поднимались значительно выше, чем перекрывающие их базальты и глубоководные осадки (радиоляриты, пикритовые известняки и глины) триаса — неокома. Отложения последнего в центральной части линии растяжения непосредственно налегают на породы меланократового фундамента, а северного и южного блоков — перекрывают песчано-известняковые отложения девона — перми (см. рис. 3, модель I).

Продолжающееся растяжение сиалической коры привело, возможно, в средней и поздней юре к ее полному разрыву, в результате чего возникла совершенно новая структура — прогибы с корой океанического типа, с одной стороны, и зоны с щелочным вулканизмом, — с другой. Данная структура была названа Талышским рифтом [5], вследствие разделившим регион на две области с корой сиалического типа, одна из которых находилась на юге Астаринской подзоны (антиклинорий [1—4]), а другая — на севере Лерикской подзоны (или синклинорий [1]).

Как известно, начиная с поздней юры — неокома во многих регионах Альпийского пояса Евразии происходила деструкция структур. В этот период окончательно сформировались границы всех положительных структур Малого Кавказа и, по всей вероятности, в это была вовлечена и территория горного Талыша.

Можно предположить, что в конце неокомского времени закончилась океаническая стадия развития Талышского рифта, а далее, начиная с аптского века до сантона — маастрихта включительно, наступает переходная стадия развития, и формируется новая Талышская зона. Для этого периода, в отличие от триаса — неокома, характерны условия сжатия (см. рис. 3, модель II, III). В этот период осаждались туфогенно-песчано-глинистые и карбонатные отложения, что не противоречит мнению Э.Ш.Шихалибеги [3]. Согласно его данным, в позднемеловом периоде как вся территория горного Талыша, так и предгорная часть Малого Кавказа, были покрыты единственным морским бассейном, где осаждались терригенно-карбонатные отложения. Здесь самой глубокой частью морского дна была Астара-Ярдымлинская полоса; мощность осадконакопления достигала 800 м [1], в центральной части Малого Кавказа — 700 м. Однако в юго-западном направлении на террито-

рии Северного Ирана происходило постепенное обмеление морского бассейна. В результате начавшееся в апте и продолжавшееся до маастрихта включительно сжатие привело к формированию крупных блоков, разделенных разломами.

В конце позднего мела Талышская зона и Северный Иран соответствовали поднятию, и регион освободился от водного покрова. Значительная часть карбонатных отложений кампана — маастрихта, по всей вероятности, размывалась. Уместно отметить, что по данным И.Штеклина [6], в Южном и Центральном Иране общее поднятие произошло на рубеже кампана и маастрихта, когда формировались офиолитовые аллохтонные пластины; образование неовавтохтона началось с маастрихтского века. Возможно, аналогичное поднятие происходило также в Талышской зоне.

Регрессия на рубеже кампанского и маастрихтского веков имела место в восточной части Малого Кавказа, где раннемаастрихтская регрессия быстро сменилась новой трансгрессией моря, вследствие чего на обширных территориях размывалась значительная часть кампанских отложений. «Начавшийся в маастрихте подъем геосинклинальных зон и осушение морских бассейнов не только продолжают, но и усиливаются в дании. Следствием этого явилось вовлечение в общий подъем значительных территорий прогибов и превращение их в сушу» [3, с. 464]. Последнее обстоятельство очевидно также на территории Талышской зоны. Об этом свидетельствует трансгрессивное перекрытие известняков сантона — маастрихта с туфогенно-осадочными образованиями дания — палеоцена (с. Сим, верховья рек Истисучай и Тенгрю).

Итак, можно сделать вывод, что в конце позднего мела в связи с общим воздыманием Талышской зоны данный регион был расчленен «на ряд частных поднятий и прогибов» [1, с. 198], таких как Буроварское и Астаринское, которые возникли на месте Талышского рифта, и с этого времени перестал существовать Талышский рифт. В этот период также вычерчиваются контуры будущего Лерикского прогиба, в пределах которого в период дания — палеоцена накапливались осадочно-туфогенные отложения (1670 м), разрез которых начинается туфоалевролитами и завершается туфоконгломератами.

В конце палеоцена — начале раннего эоцена юго- и северо-восточная часть Астаринской подзоны (антиклинория [1—4]) освободилась от водного покрова, и в этот период возобновились ранее заложенные разломы и сформировались новые, являющиеся каналом для внедрения раннеэоценового щелочного вулканизма трахиандезитобазальтового ряда (нижняя часть астаринской свиты).

Во второй половине раннего эоцена (верхняя часть астаринской свиты) бурно развивалась вулканическая деятельность, результатом которой явились лейцит-санидиновые туфы, лавы, вулканические брекчии и пирокласты трахибазальтового, трахиандезитового и базальтового составов. Они развиты по юго-западному борту Астаринского поднятия и Космольянского прогиба. Центры вулканической деятельности определяются, кроме жерл, еще выходами субвулканитов на Шандан-Каласы, Ляжи, Нимакеш и др., которые расположены вдоль глубинных разломов [1].

В конце раннего эоцена Талышская зона кратковременно освободилась от водного покрова, и породы в верхней части разреза были размывы. В это же время продолжалось сжатие с юга на север, в результате чего сформировались многочисленные разломы фронтальной части гранито-метаморфического слоя. Вдоль одного из таких

разломов высоко поднимались породы меланократового фундамента на северном и северо-восточном направлениях (см. рис. 3, модель IV).

В среднем эоцене произошли прогибание и осаднение пирокластоосадочных пород (2332 м), которые накапливались в Космальянском проги-

бе, в результате чего получили такое же название. В среднем эоцене усилилась вулканическая деятельность, и в начале этого периода вулканическая толща — намакешская подсвета (957 м) имела андезитобазальтовый и трахиандезитобазальтовый составы.

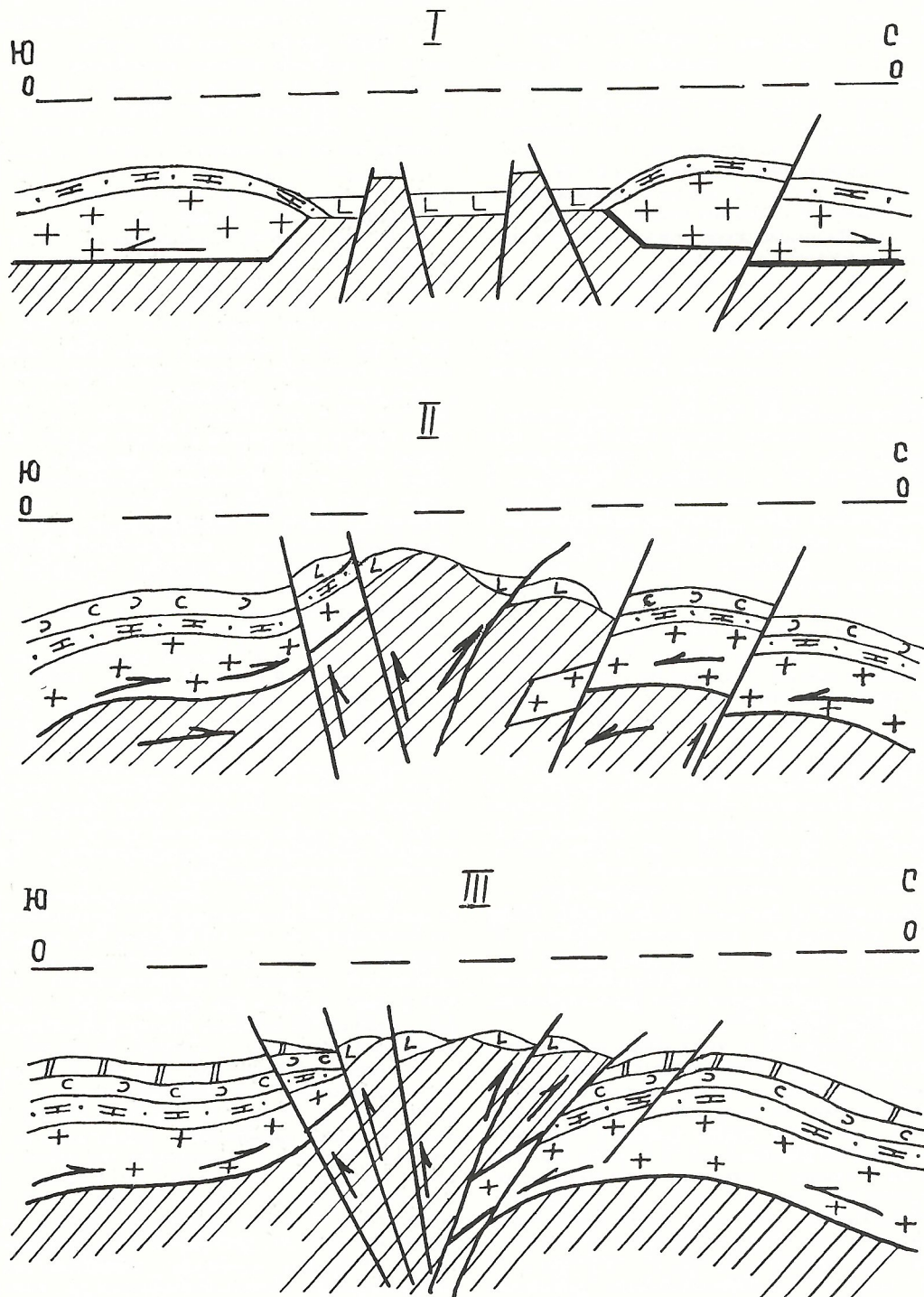


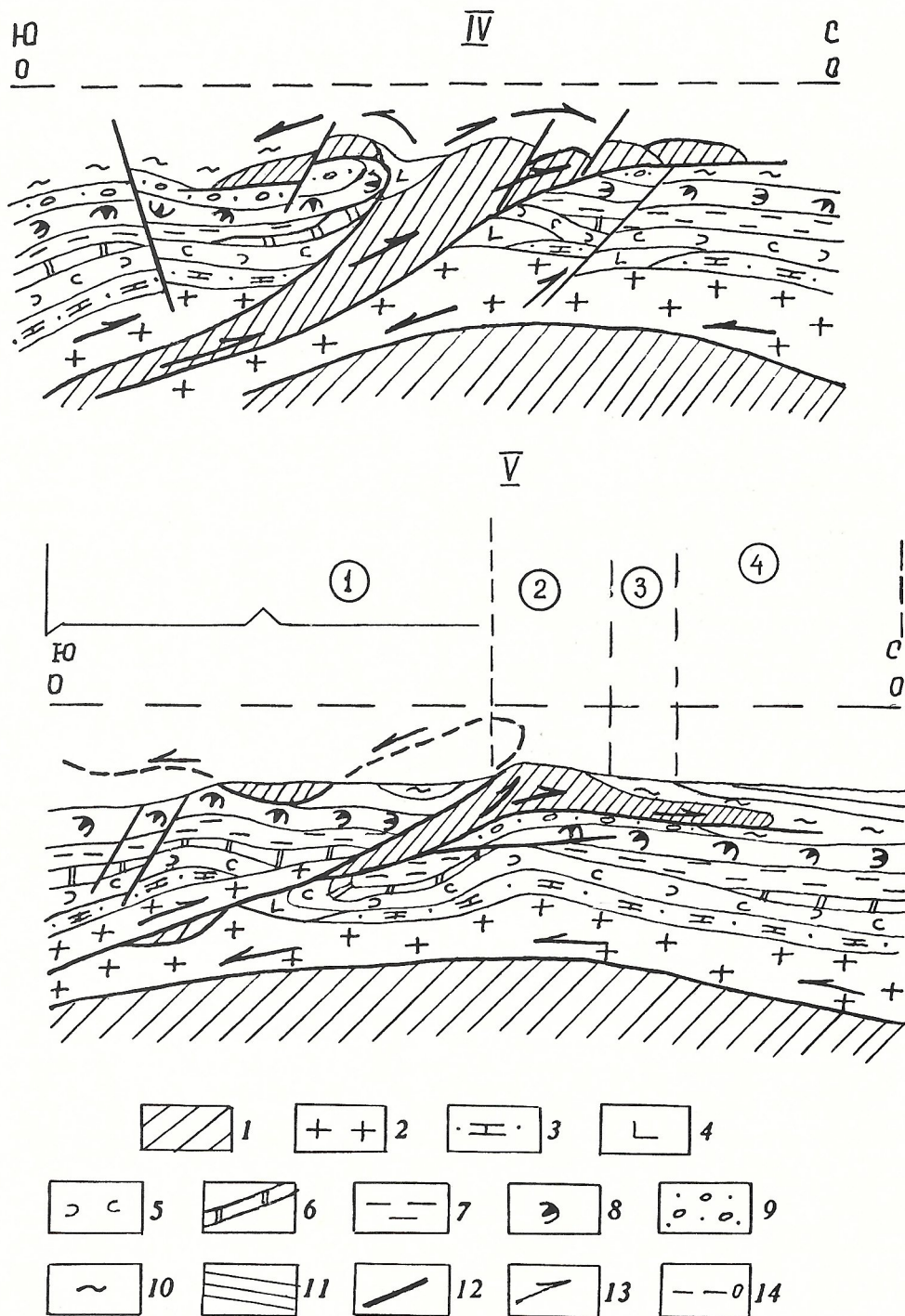
Рис. 3. Последовательность формирования структуры ультраосновных образований Талышской зоны Малого Кавказа:

время формирования: I — триас — неоком, II — апт — коньяк, III — сантон — маастрихт, IV — палеоцен — поздний эоцен, V — современная структура (олигоцен-миоцен); 1 — меланократовый фундамент (перидотиты, габброиды и серпентинизированный перидотитовый меланж); 2 — гранито-метаморфический слой, сформированный в середине палеозоя; 3 — платформенная толща (известняки, песчаники, кварцевые песчаники и глины девона — перми); 4 — базальты и глубоководные осадки (радиоляриты, микритовые известняки, глины) триаса

Вулканогенная толща (намакешская под-
свиты) согласно перекрыта туфогенно-осадоч-
ной толщей (мистанская подсвиты). В верх-
ней части разреза последней преобладают туфо-
генные песчаники и псаммитовые туффиты, ко-
торые согласно перекрыты лавами и туфами
трахиандезитобазальтов и трахибазальтов дыз-

дылыгской подсвиты. Следовательно, вулканиче-
ская деятельность в среднем эоцене то усилива-
лась, то ослабевала и имела щелочное излия-
ние.

Начиная со средней части разреза дыздылыг-
ской подсвиты, вулканомиктовые конгломераты
чередуются с алевритами, туфогравелитами и



— неокома; 5 — нерасчлененные туфогенно-песчано-глинистые и карбонатные отложения апта — коньяка; 6 — карбонатные отложения сантона — маастрихта; 7 — нерасчлененные туфогенно-осадочные и пирокласто-осадочные отложения палеоэоцена — нижнего эоцена; 8 — вулканогенная толща трахиандезитобазальтового ряда среднего эоцена; 9 — олистостромовая толща верхов среднего эоцена; 10 — нерасчлененные туфогенно-осадочные и осадочно-туфогенные отложения базальтового ряда верхнего эоцена; 11 — майкопская серия; 12 — разрывные нарушения; 13 — направления движения масс; 14 — уровень моря; подзоны Талышской зоны (цифры в кружках): 1 — Астаринская, 2 — Буроварская, 3 — Лерикская, 4 — Джалилабадский межгорный или краевой прогиб

аргиллитами. Именно в таких отложениях появились многочисленные обломки, глыбы и утесы известняков сантона — маастрихта, трахидолеритов, спекшихся агломератовых туфов, трахибазальтов раннего эоцена, роговики, брекчированные алевролиты палеоэона и т.д.

Все указанные включения хаотически захоронены в среднеэоценовом туфогравелитовом цементе. Эти включения имеют северо-западную ($300\text{—}320^\circ$) ориентировку и с вмещающими породами прослеживаются в полосе шириной 2—4 км на расстоянии 35 км от горы Балабанд на северо-западе через села Качай и Бурсуот до с. Дыздылыг на юго-востоке, переходя далее к юго-востоку на территорию Ирана. Хаотически нагроможденные отложения являются *олистостромом* (550 м).

Геодинамика формирования толщи олистострома дыздылыгской подсвиты связана с тем, что во второй половине среднего эоцена сжатие литосферных плит Талышской зоны усилилось и, возможно, вдоль Алчальгского глубинного разлома высоко поднялись отложения мезозой-кайнозоя, в результате чего произошла геодинамическая перестройка. В подводных условиях разрушилась фронтальная часть высоко приподнятого блока и тектонической пластины, состоящей из вулканитов среднего эоцена трахибазальтового ряда (до верхней части дыздылыгской подсвиты), а также известняков сантона — маастрихта и пород астаринской свиты дата — нижнего эоцена.

Разрушенная часть породы в виде блоков и глыб под действием силы тяжести сползла вниз и была захоронена в осадочных отложениях верхней части дыздылыгской подсвиты. Очевидно, в это время габбро-перидотиты не поднимались высоко, о чем свидетельствует отсутствие их обломков и глыб в олистостроме.

После затухания среднеэоценовой вулканической деятельности дыздылыгской подсвиты (верхняя часть) Астаринской подзоны, регион к которому относится значительная часть Космальянского прогиба Лерикской подзоны, полностью освободился от водного покрова.

В позднем эоцене произошло прогибание северо-восточной части Астаринской подзоны, которое охватило всю Лерикскую подзону. Верхнеэоценовые породы входят в состав трахибазальтовой субформации общей мощностью 1900 м, к которой отнесены две толщи: осадочно-туфогенная (нелиннская свита, 875 м) и туфогенно-осадочная (пештасарская свита, 1025 м). Во второй половине позднего эоцена изменился геодинамический режим вулканической деятельности, усилилась напряженность и сформировались многочисленные разрывные нарушения северо-западного простирания, вдоль которых внедрился вулканизм более щелочного трахибазальтового ряда. На завершающем этапе позднеэоценового вулканизма внедрились субвулканиты, сходные по составу с эффузивами. Они распространены в районе сел Аваш, Арпачку, Кулиташ, по рекам Авашчай, Пештасарсу и др. После внедрения субвулканитов вдоль разрывных нарушений и в более ослабленных частях структур сформировалась пластовая интрузия трахидолеритового и долеритового составов.

В конце позднего эоцена Талышский регион в целом соответствовал общему поднятию и складчатости: значительная часть отложений эоцена была размыта. Не исключено, что именно в это время претерпел сильное сжатие домезозойский фундамент — гранито-метаморфический слой, сформированный в середине палеозоя. В результате этого северный блок поддвинулся (субдук-

ция) на юг, а южный — надвинулся (абдукция) на север. На стыке этих блоков, вдоль образовавшихся разломов высоко поднялись габбро-перидотиты в сжатом виде и тектонически перекрыли туфогенно-осадочные толщи пештасарской свиты верхнего эоцена.

А теперь попробуем объяснить механизм формирования геодинамики *Гамаратского* тектонического покрова.

Послепозднеэоценовое поднятие продолжалось длительно и охватило раннеолигоценовый период, в конце которого раскололся фундамент, возобновились ранее заложённые разломы и сформировались новые. Данное поднятие охватило юго-восточную часть горного Талыша, а прогибание переместилось на северо-запад и северо-восток, сформировались Ярдымлинский и краевые Предталышские прогибы [1]. По-существу, Ярдымлинский наложенный прогиб охватывает северо-западную часть Талыша, широко раскрываясь и углубляясь в сторону Ирана. На юго-востоке он ограничен Лерикской подзоной. В зоне сопряжения этих структур выклиниваются позднеэоценовые вулканиты трахиандезитобазальтового и лейцитовые трахиандезитовые рядов. Эти разнородности пород распространены также в Буроварском поднятии, расположенном в северо-восточном борту Ярдымлинской подзоны.

Итак, после затишья позднеэоценовой вулканической деятельности в орогенном этапе произошла деструкция горного Талыша, например, внедрение габбро-перидотитового комплекса. В становлении Гамаратского тектонического покрова главную роль сыграла пиренейская фаза тектогенеза (конец эоцена — олигоцен) (см. рис. 3, модель V). В этот период сжатие литосферных плит (гранито-метаморфический слой) достигло своей кульминации и полностью оторвало породы меланократового фундамента от корней, в результате чего верхняя часть габбро-перидотитов, выжимаясь в холодном состоянии и двигаясь с юга на север вдоль Алчальгского глубинного разлома, тектонически перекрыла отложения среднего и верхнего эоцена и образовала мелкие и крупные тектонические пластины.

Несомненно, перидотиты в результате холодного выжимания и сползания были сильно развальцованы и обогатились чужеродными обломками и глыбами пород различного состава и возраста. В составе таких включений полностью отсутствуют породы эффузивно-радиоларитовой серии, являющиеся неотъемлемой частью разреза офиолитовой ассоциации земной коры. Следовательно, в Талышской зоне мы наблюдаем неполный разрез пород офиолитовой ассоциации. Тектоническое нагромождение пород различного состава и возраста в плагиоклазовом перидотитовом цементе образовали своеобразное тектоническое массиво, т.е. мономиктовый меланж. Присутствие в последнем неизмененных глыб ультрабазитов было отмечено давно [2] и объяснялось взрывной обстановкой и быстрым понижением температуры и давления при внедрении магматического расплава в близповерхностных условиях. По нашему мнению, нахождение таких глыб связано, прежде всего, с формированием меланжа [5].

В нашей предыдущей работе [5] при описании Гамаратского тектонического покрова, мы разделили последний на две тектонические пластины: собственно Гамаратскую (нижняя — перидотиты, плагиоклазовые перидотиты и серпентинизированный перидотитовый меланж, общая мощность 800—1000 м) и Дастерскую (верхняя —

габбро- и габбро-сиениты, мощность 50—150 м). Поэтому нет необходимости повторять это здесь. Однако мы придерживаемся троговой концепции формирования габбро-перидотитовых образований Талышской зоны и считаем, что в этой зоне обширного океанического бассейна не было [5].

Из всего вышесказанного сделаем следующие выводы.

1. Талышская зона в мезо-Тетисе входила в Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс. В триасе — неоме произошло растяжение и раскалывание как гранито-метаморфического слоя, так и меланократового фундамента (габбро-перидотиты), и образовались приподнятые и опущенные блоки.

Растяжение сиалической коры в средней и поздней юре, возможно, привело к ее полному разрыву, в результате чего возникла совершенно новая структура — прогибы с корой океанического типа (Талышский рифт), с одной стороны, и зоны с щелочным вулканизмом, — с другой. Движениями в конце неомеоского времени заканчивается океаническая стадия развития Талышского рифта, а начиная с аптского века до сantonа — маастрихта включительно вступает в переходную стадию развития и формирования новая Талышская зона. Для этого периода (апт — маастрихт) характерно сжатие.

2. В конце позднего мела в связи с общим воздыманием Талышской зоны данный регион был расчленен на ряд частных поднятий и прогибов. В этот период вычерчиваются структуры будущего Лерикского прогиба.

3. Для палеоцена — эоцена характерно излияние щелочно-базальтовых вулканитов общей мощностью 7310 м. Самая интенсивная вулкани-

ческая деятельность происходила в среднем эоцене (космальянская свита). В конце позднего эоцена Талышский регион способствовал общему поднятию и складчатости. Поднятие охватило раннеолигоценный период, и происходила деструкция горного Талыша, к чему относится внедрение габбро-перидотитового комплекса.

4. В пиренейскую фазу складчатости (конец позднего эоцена — олигоцен) перидотиты и плагиоклазовые перидотиты после внедрения выжимались в холодном состоянии вдоль Алчалыгского глубинного разлома, и значительная часть их была оторвана от своих корней. Они тектонически перекрывают отложения среднего и верхнего эоцена и образуют мелкие и крупные тектонические пластины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Велиев М.М. и др. Геология и вулканизм Талыша. — Баку: Элм, 1979.
2. Азизбеков Ш.А., Исмаил-заде А.Д., Мамедов М.Н. Условия формирования щелочных ультраосновных интрузивов Талыша (Малый Кавказ) // Геотектоника. 1978. № 1. С. 106—111.
3. Азизбеков Ш.А., Агабеков М.Г., Григорянц Б.В. и др. История геологического развития // Геология СССР. М., 1972. Т. 47. С. 441—502.
4. Бабаев Ш.А., Велиев М.М. Горный Талыш. Региональная стратиграфическая схема палеогена Азербайджана. — Баку: Элм, 1989.
5. Гасанов Т.Аб. Послеэоценовые тектонические покровы Талышской зоны Малого Кавказа // Геотектоника. 1992. № 4. С. 87—96.
6. Штеклин И. Древняя континентальная окраина в Иране // Геология континентальных окраин. М., 1979. Т. 3. С. 230—247.

Принята редколлегией 30 октября 1995 г.

УДК 551.242.3

© М.А.Маркус, 1996

Фундамент Восточного Кавказа

М.А.МАРКУС (СевКавРоснео)

Выявление хотя бы основных черт геологического строения фундамента, перекрытого мощным, сложно дислоцированным чехлом в геосинклинальной области, задача чрезвычайно сложная. Восточный Кавказ — крупнейший сегмент Большого Кавказа — сложен мощным мезозойско-кайнозойским чехлом. В водораздельной части вскрыты геосинклинальные отложения лейаса и доггера (рис. 1). На периферии они сменяются субплатформенными осадками доггера, а затем мальма, мела и палеоцен-эоцена. Передовые прогибы выполнены олигоцен-четвертичными молассами. Северное крыло мегантиклинория широкое, южное — узкое.

Методические приемы [3] сопоставления геофизических материалов с геологическими, полученными в последние десятилетия в результате картировочных работ, позволяют существенно уточнить строение чехла в регионе, сопоставить его с глубинными структурами. В горной части, где ранее накапливались наиболее мощные геосинклинальные осадки, поверхность Мохо значительно понижена (сейсмопрофиль Волгоград — Нахичевань). Резкое утолщение (с 15 до 40 км) слоя повышенной плотности (базальтового), по видимому, следует связывать со значительным

скупиванием нижней части коры, а наличие приподнятого, но несколько сокращенного в мощности (до 15 км по сравнению с 20 км на равнине) слоя пониженной плотности, очевидно, обусловлено также скупиванием пород и значительной эрозией верхней части чехла, по данным С.И.Дотдугева (1975), до 6—8 км.

В магнитном поле (–4...+3,5 мЭ, рис. 2) выделяются три крупные положительные зоны, окружающие отрицательную область орогенно-складчатой структуры Восточного Кавказа и совпадающие в основном с передовыми молассовыми прогибами. Поскольку чехол слабо магнитен, эти поля характеризуют преимущественно структуры фундамента первого порядка, которые в целом совпадают как с раннеальпийскими конседиментационными, так и с позднеальпийскими орогенно-деформационными структурами региона. Гравитационное поле Восточного Кавказа (рис. 3) характеризуется прежде всего крупной отрицательной аномалией (Δg до 56 мгал) в области накопления осадков чехла наибольшей мощности. Изменения поля происходят в соответствии с изменениями мощности, литологического состава, степени эпигенетических преоб-

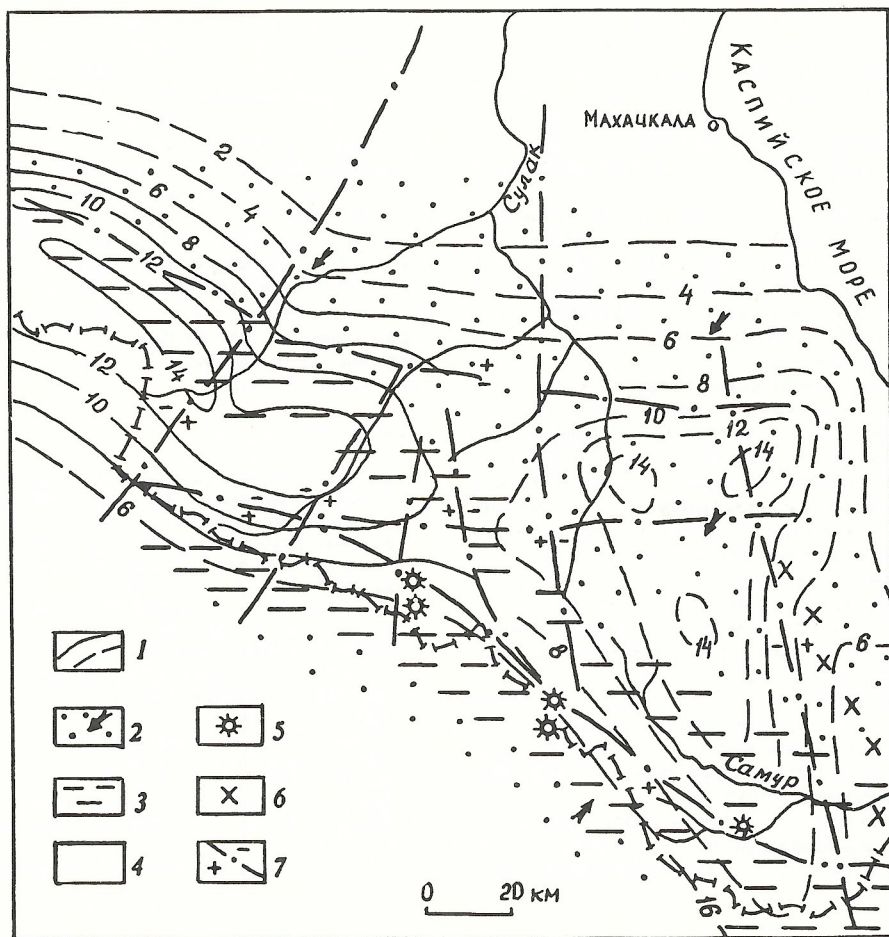


Рис. 1. Палеосхема накопления ниже-среднеюрских осадков:

1 — изопакеты осадков различной степени достоверности, $n \cdot 10^3$ м; 2 — прибрежные и дельтовые песчановые (более 60 %) накопления (стрелкой показано направление сноса); 3 — песчано-глинистые осадки подножия шельфа (алевролитов и песчаников 30—60 %); 4 — глинистые осадки батимальной области — современная водораздельная зона (алевропесчанность менее 30 %); 5 — очаги проявления вулканизма; 6 — зона брахиструктур с размытыми осадками; 7 — предполагаемые разломы фундамента, отражающиеся в градиентах мощностей, фациях чехла и т.д.

разований пород, т.е. определяются преимущественно чехлом.

Рассмотрим детальнее элементы строения фундамента и чехла. Терско-Каспийский прогиб сложен субплатформенными юрско-эоценовыми и моласовыми олигоцен-четвертичными толщами общей мощностью 6—8 км с низкими плотностями (кроме верхнеюрских доломитов и ангидритов) и магнитной восприимчивостью осадков. О.М.Соловьев, Е.А.Маева и ряд других исследователей считают, что положительные аномалии обусловлены магнитовозмущающими массами в докембрийских породах, в гранитном или базальтовом слое.

Несомненно, что крупный блок Скифской плиты глубоко погружен и образует фундамент позднеальпийской структуры Терско-Каспийского прогиба. В Сулакском тектоническом выступе он приподнят и включен в орогенное сооружение мегантиклинория. В восточной части региона в фундаменте выделяется крупная Дербентская глыба с положительными магнитовозмущающими массами на глубине 10—12 км (рис. 4).

«Известняковой» части мегантиклинория соответствуют отрицательное магнитное поле и положительные аномалии силы тяжести. Моласовые отложения здесь практически отсутствуют,

а субплатформенные мощностью 3—4 км частично эродированы. Фундамент приподнят, и в ядре Варандийской антиклинали скважинами вскрыты терригенно-карбонатные осадки перми уже на глубинах 1700—2000 м [10]. С Терско-Каспийским прогибом «известняковая» структура контактирует по четкой гравитационной и структурной ступеням, местами со срывами и надвигами мезозойских и пермских отложений к северу до нескольких километров [8, 9]. Приподнятое положение палеозойского основания определяет положительные аномалии силы тяжести Варандийской антиклинали и Сулакского тектонического выступа. Возрастание силы тяжести к западу обусловлено фациальным увеличением мощности ангидритов, доломитов и известняков титана, а уменьшение его интенсивности к востоку от р. Сулак вызвано погружением фундамента к востоку от Ахвай-Хадумской ступени и сокращением мощности гипсоносных осадков [5].

Южнее этих структур в магнитном поле отмечаются отрицательные аномалии, предположительно вызываемые гранитоидными массивами. В перекрывающих мезозойских толщах складки, приближаясь к этим участкам, морфологически упрощаются и исчезают, а за их пределами

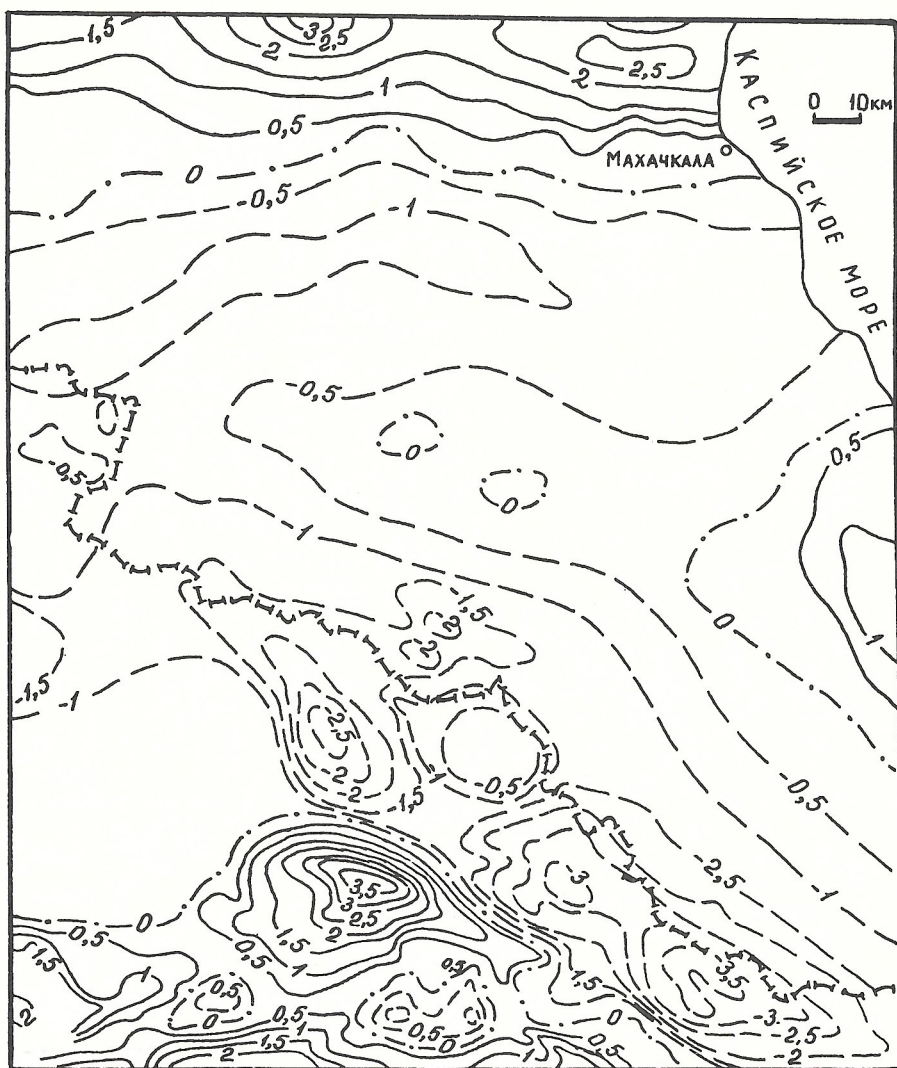


Рис. 2. Карта магнитного поля, изолинии в мТ

возникают с иной ориентировкой. Продольное смятие чехла происходит вместе с подстилающими породами, и нарушение структурного плана, локальное уменьшение его деформированности, скорее всего, обусловлены наличием в подстилающем палеозое жестких блоков с отрицательной магнитной характеристикой, которые и затрудняют деформации коры.

«Известняковая» часть Восточного Кавказа по фундаменту представляет собой пологую структуру, приподнятую по отношению к ломам альпийской геосинклинали на юге и позднеальпийского передового прогиба на севере. Сложенная осадочными и отчасти гранитоидными породами она образует краевое поднятие Скифской плиты. К западу и востоку от р. Сулак рельеф фундамента ступенчато погружается. Резкое возрастание мощности мезозойского чехла к югу свидетельствует о значительном погружении фундамента в геосинклинальной области. Линейно-изометрические неконтрастные положительные магнитные аномалии в ее северной части указывают, по-видимому, на появление в фундаменте вулканогенных пород основного состава (в чехле они отсутствуют), которые полосой прослеживаются к западу от Дербентской глыбы. На западе, в Чечне, уплотненные глинистые отложения лей-

аса и палеозоя по составу и физическим свойствам мало различаются и характеризуются положительным полем силы тяжести.

В восточной части фундамент глубоко погружен (до 10 км), что подтверждается крупной гравитационной отрицательной аномалией, увеличением мощности дельтовых песчаных осадков чехла. Данная депрессия, наложившаяся на край Дербентской глыбы, образовалась на сочленении прогибов каспийской и широтной ориентировки. Край глыбы в чехле отмечается системой мезозойских куполов, а в фундаменте, вероятно, разломами, по которым гидротермы выносили полиметаллы, ртуть и др. [7]. В центральной части региона фундамент несколько приподнят.

В зоне Бокового хребта фундамент по составу осадочно-метаморфический, круто вздыблен и дислоцирован с выжиманием узких блоков, подобно дислокациям перекрывающего чехла. Последний образует крутую ступень динамометаморфизованных отложений, погружающуюся к северу и осложненную взбросами и складками. Ступень в фундаменте подтверждается крупным градиентом отрицательного магнитного поля, пластично облегающим более южную зону изометрических минимумов. К юго-востоку эта деструктивная полоса сме-

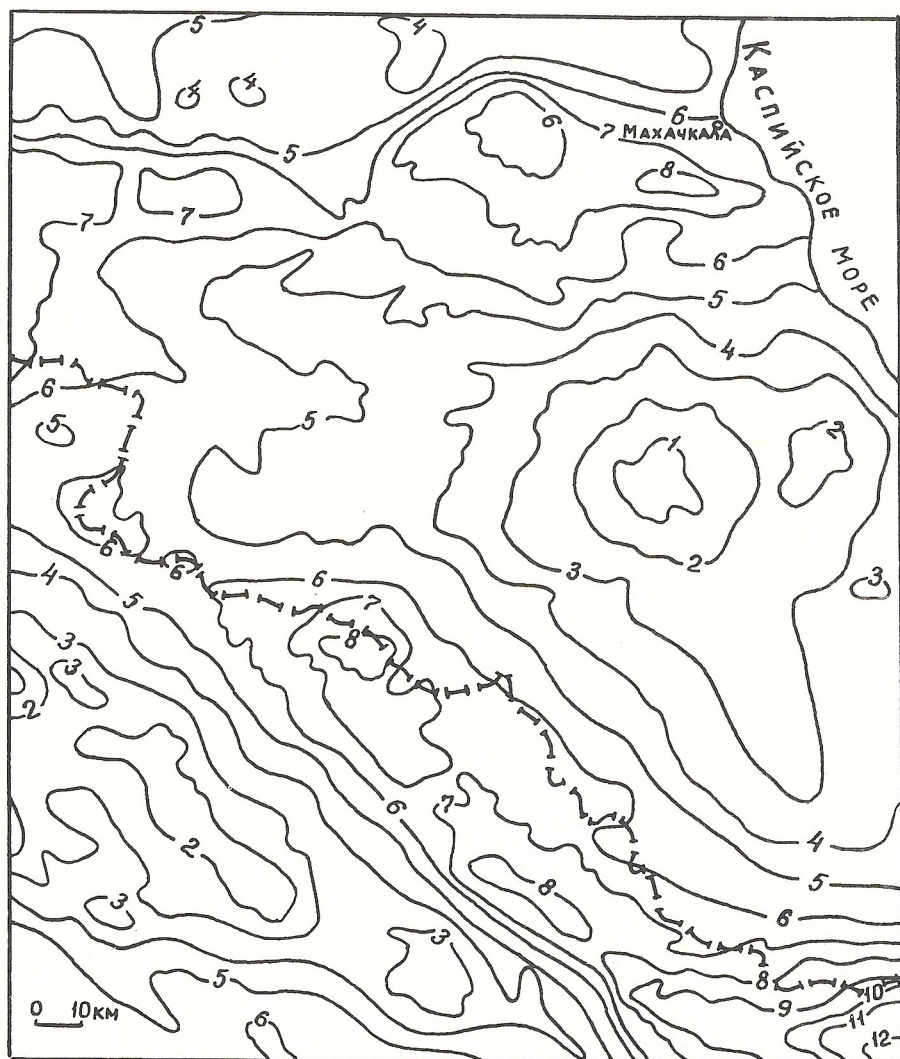


Рис. 3. Карта остаточных аномалий силы тяжести в условных изоаномалах

щается к Главному хребту, а к северо-западу — к северной части Бокового.

Зоне Главного хребта (и южного склона) отвечают наиболее интенсивное отрицательное магнитное и положительное гравитационное поля. Овально-изометрические контуры магнитных аномалий обусловлены, по-видимому, блоками-интрузиями кислого и среднего составов, впаиваемыми в осадочно-метаморфический субстрат фундамента на разных сравнительно небольших глубинах [1, 4]. Уплотненные существенно глинистые отложения чехла смяты в складки с пологим зеркалом, ступенчатым погружением и поддвигами южных блоков. Эта зона в наибольшей степени, но неравномерно насыщена дайками, силами, эффузивами преимущественно основного состава. Эффузивы, рудные проявления в чехле в основном проецируются на зоны разделов (разломов) блоков фундамента [4].

Северная граница зоны проецируется на Тляротинскую серию крупноамплитудных поддвигов, южная определяется резкой градиентной ступенью магнитного поля уже под осадками Куринской депрессии. Фиксируемые надвиги (поддвиги) и сближения фаций в мезозойском чехле, а также взаимные «внедрения» аномалий разных знаков, несомненно, свидетельствуют о широком развитии и глубоком проникновении

надвигов в фундамент в южной граничной полосе. Зона Главного хребта по фундаменту представляет собой дугу, в выпуклой части которой находится Белокано-Аварский глыбовый комплекс [4], несколько выдвинутый к северу и как бы вдавленный в юрско-палеозойский субстрат. С юга эту зону «подпирает» Грузинская (Закавказская) глыба с более мелкими блоками-глыбами основного состава (изометрические положительные контрастные магнитные аномалии), скрытыми под рыхлыми сравнительно маломощными осадками Куринской межгорной депрессии.

Таким образом, фундамент Восточно-Кавказского орогена сложен в основном осадочно-метаморфическим палеозойским комплексом с гранитоидными блоками по юго-западной и, по-видимому, северной периферии. Последние, вероятно, можно рассматривать как палеозойские зоны «наплавления» и наращивания краевых переходных частей плит. Жесткая рама плит определяет характер развития и структуру фундамента и чехла региона. Раздвижение их в палеозое обусловило здесь прогибание коры и геосинклинальный режим с внедрением расплавов основного состава, залечивающих зону растяжения к западу от Дербентской глыбы. После некоторой стабилизации и структур-

ной перестройки (без ярко выраженного орогенеза), наращивания плит за счет гранитизации примыкающих частей геосинклинали раздвиг плит возобновляется в мезозое. Закладывается юрская геосинклиналь, ось которой, видимо, несколько смещается к югу. В прогибание втягиваются краевые гранитизированные части плит.

Вдоль более активной южной происходят глубокие расколы, выводящие основную магму. Наиболее глубоко (более 10 км) фундамент погружается на востоке. На сочленении прогибов широтной и каспийской ориентировки здесь возникла обширная депрессия, заполняемая юрскими дельтовыми осадками. Широтный прогиб вдоль

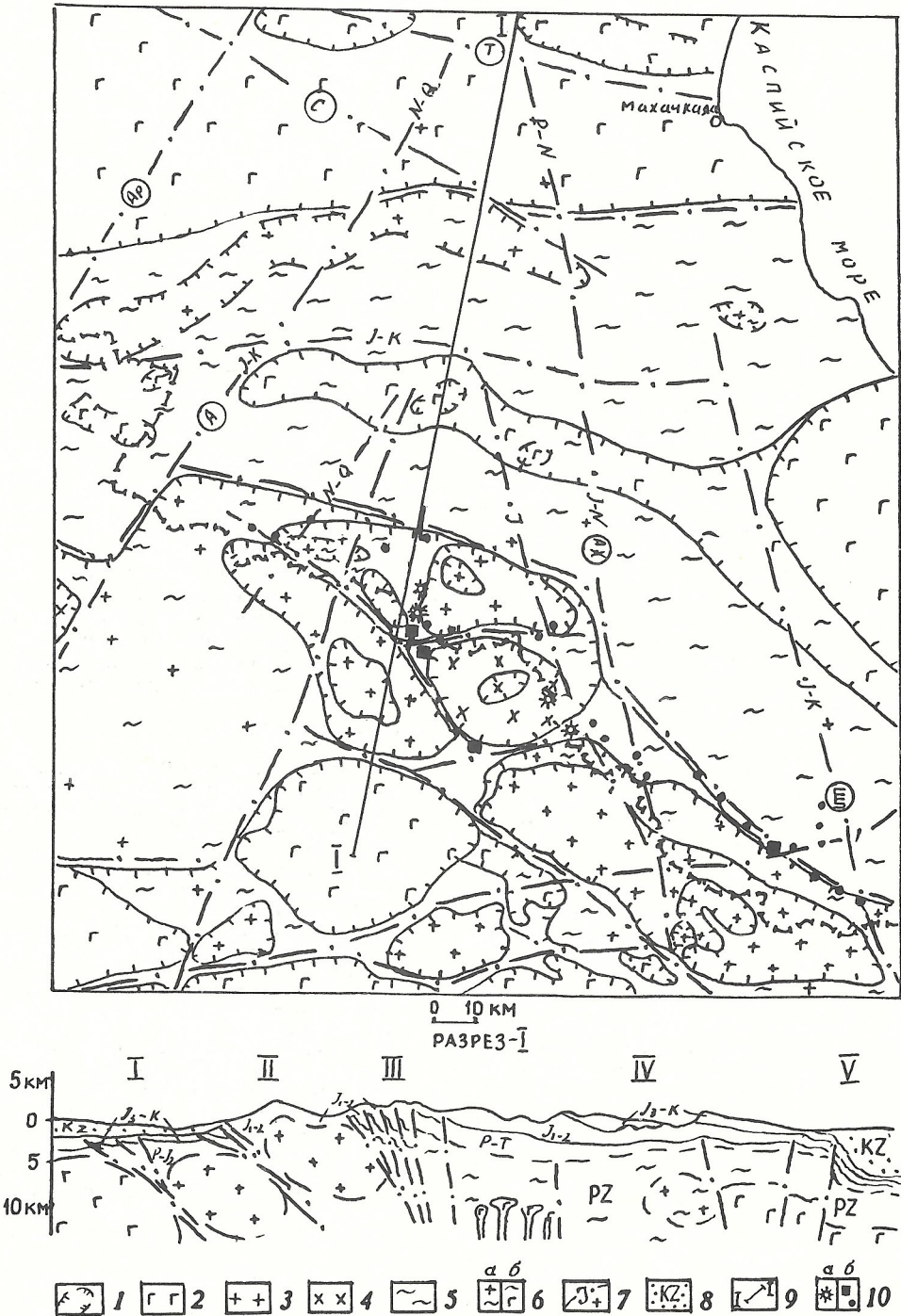


Рис. 4. Схема строения фундамента:

I — контуры блоков фундамента; породы: 2 — основные, 3 — кислые (гранитоидные), 4 — средние, 5 — осадочно-метаморфические, 6 — смешанные; 7 — разломы, направление и время блоковых перемещений (Т — Терский, С — Сунженский, Ан — Андийский, АХ — Ахвай-Хадумский, ШП — Шахдаг-Параулозенский); 8 — молассовые комплексы пород позднеальпийских прогибов; 9 — линия разреза I—I; 10 — эндогенные образования в чехле (а — вулканические очаги и штокообразные интрузии; б — месторождения и наиболее значительные рудопроявления); на разрезе: I — Куринская депрессия, II — Главный хребет, III — Боковой хребет, IV — Известняковый Дагестан, V — Пермско-Каспийский прогиб

края Скифской плиты (подножие континентального склона) совпадает с зоной фундамента, инъецированного палеозойскими вулканогенами основного состава. Каспийский заложен вдоль западного края Дербентской глыбы; над ним в чехле формируется цепочка мезозойских брахи-поднятий [2, 5—7]. В малым-эоцене замедляется и прекращается раздвижение плит, происходят переориентировка напряжений, их накапливание. Скифская плита с бортовой частью геосин-клинали приподнимается, что приводит к обшир-ным разрывам осадков на рубеже средней и поздней юры, а вдоль более активного края южной плиты закладываются узкие флишевые трог.

Активное, но неравномерное продвижение к северу Грузинской глыбы (фронтальной части Ара-вийской плиты) на позднеальпийском этапе спо-собствовало перманентному сжатию, деформациям и увеличению мощности чехла (и коры в целом) с образованием складчато-орогенного сооружения и его интенсивной эрозией. Во фронтальной части глыбы формируется наиболее дислоцированная тектонически напряженная зона скучивания с мно-гочисленными интрузивными и гидротермальными проявлениями [6]. На западном фланге она наи-более широкая — фундамент здесь наиболее дис-лоцирован, скучен и приподнят, плита наиболее продвинулась к северу. Менее всего плиты сблизи-лись на востоке, и раннеальпийский прогиб фун-дамента практически сохраняется. Дифференциа-ция напряжений, неровные контуры плит, их бло-ковость при вдавлении в палеозойско-юрский элизионный бассейн обуславливают структурные блоковые неоднородности чехла с долгоживущими разломами [4, 5, 7].

Длительность, унаследованность и коррелятив-ность развития фундамента и чехла свидетельствую-ют об отсутствии между ними крупных пологих срывов на большей части площади [7]. Такие срывы и надвиги, как и сейсмические зоны, тяготе-ют к красным частям плит, вблизи «жестких» блоков, особенно вдоль южной активной плиты. Вопрос об их амплитудах решается неоднозначно.

Если верно предположение о том, что южная гранитизированная зона с блоковым строением подобно северной принадлежит краевой части плиты и в раннеальпийское время характеризу-валась в основном субплатформенным режимом осадконакопления, то в настоящее время значи-тельная ее часть уже выдвинулась в геосинкли-нальную область, скучивая ее осадки. Тыловые блоки гранитизированной зоны пододвигаются под передовые, приподнимают их и с перекрыва-ющим дислоцированным чехлом формируют положительную структуру Главного хребта. Продвигающаяся к северу плита как бульдозер вздыбливает перед собой толщи осадков, образуя внешнюю фронтальную зону скучивания — оро-генно-складчатую структуру Бокового хребта. Суммарная амплитуда поддвигов может состав-лять $1/4$ — $1/2$ ширины гранитизированной зоны и, возможно, достигает первых десятков кило-метров. При этом сохраняются пространственная близость разновозрастных (до- и постдислокаци-онных) эндогенных образований в чехле и про-екции их на межблоковые разломы фундамента.

Таким образом, орогенно-складчатое сооружение Восточного Кавказа, помимо фанерозойской геосинклинали, включает красные сравнительно слабо консолидированные части Скифской и Закавказ-ской плит, образующих для нее жесткую раму. Часть Скифской плиты «основного» состава вовле-

чена в позднеальпийские погружения Терско-Каспийского прогиба, а «кислого» — сохраняет положение краевого поднятия в Известняковом Дагестане. Остается глубоко погруженной Дер-бентская глыба. Закавказская плита, погружа-ясь в Куринский межгорный прогиб, продвигает-ся к северо-востоку, выталкивая в элизионный бассейн свою краевую часть, состоящую из мел-ких глыб кислого и среднего составов. В геосин-клинальной области фундамент имеет осадочно-метаморфический состав. Севернее в широтной зоне он содержит эффузивно-интрузивные обра-зования. Внешний контур южной плиты в чехле обозначен зоной «бульдозерно» скученных пор-род. В фундаменте и чехле просматриваются широтный и близмеридиональный структурные планы с долгоживущими разломами.

Длительная корреляция структур чехла и фун-дамента надежно свидетельствует об отсутствии крупных срывов между ними на большей части площади. Наиболее значительные они на юге, где суммарная амплитуда поддвигов достигает, воз-можно, первых десятков километров.

Эндогенные, в т.ч. рудные, образования чехла сосредоточены вдоль края южной активной пли-ты, тяготея к глубинным разломам длительного развития. Изучение фундамента, его строения и геологического развития позволяет достовернее определять контуры рудных полей и узлов, про-гнозируя их над очаговыми структурами сочле-нения глубинных разломов. Используемая мето-дика позволяет также выделять наиболее благо-приятные для рудоотложения уровни оптималь-ной удаленности от поверхности фундамента, намечать над глубинными разломами зоны по-тенциально перспективные на термальные и ми-неральные воды, нефть и газ, оценивать и трас-сировать сейсмически опасные зоны и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Р.И., Нагиев В.И. О доюрских гранито-идах и метаморфических породах на южном склоне Большого Кавказа // Изв. вузов. Геология и развед-ка. 1971. № 4. С. 12—19.
2. Афанасьев Г.П., Абдуллаев Р.И., Кондаков Л.А. Мезо-кайнозойские магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны. — М.: Наука, 1977.
3. Летаев А.И., Романов Ю.А., Савельева Л.М., Шумова Т.Ф. Тектоника Восточного Предкавказья. — М.: Наука, 1975.
4. Маркус М.А. О связи глубинного строения с оруде-нием в Белокано-Аварском районе (Восточный Кавказ) // Сов. геология. 1977. № 7. С. 117—122.
5. Маркус М.А. Геологическое развитие Восточного Кавказа в юре // Геотектоника. 1984. № 3. С. 53—68.
6. Маркус М.А. К вопросу о позднеальпийском текто-генезе Восточного Кавказа // Сов. геология. 1984. № 12. С. 81—91.
7. Маркус М.А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа // Сов. геология. 1986. № 10. С. 63—68.
8. Маркус М.А., Шарафутдинов В.Ф. Олигоценные олистостромы Восточного Кавказа и позднеальпий-ский тектогенез // Геотектоника. 1989. № 4. С. 87—98.
9. Мацеева Т.В., Мацеев В.А. Особенности геологи-ческого строения Варандийской антиклинали в бас-сейне р. Хулхула (Восточный Кавказ) // Изв. СКАНЦВШ. Естественные науки. 1986. № 3. С. 116—119.
10. Станулис В.А., Смолянинова К.И. Об открытии палеозойских отложений на территории Чечено-Ингушетии // Тр. Сев. научно-исследовательского и проектного института нефтяной промышленности. 1977. № 12. С. 54—60.

Принята редколлегией 30 октября 1995 г.

Прогнозирование новых скарново-магнетитовых месторождений на Южном Урале

Я.П.БАКЛАЕВ, Н.А.ПЛОХИХ (Ин-т геологии и геохимии Урал. отд. РАН), Ю.А.ПОЛТАВЕЦ (Челябинскгеолком)

Геолого-геохимические и петрохимические исследования [1—4, 6, 8], проведенные во многих рудных полях скарново-магнетитовой формации на Урале, позволили установить, что вулканы основного и среднего составов, вмещающие скарново-рудные залежи, а также комагматичные им дорудные габброиды, отличаются повышенной щелочностью и особенно калиестью (до 6 % K_2O). При этом установлена количественная связь между содержанием K_2O и масштабами железорудности [2, 3, 5, 7]. Используя данную закономерность, авторы настоящей статьи попытались оценить ряд новых участков в Магнитогорской рудной зоне на скарново-магнетитовое оруденение (рис. 1).

Аблязовский участок находится в Агаповском районе Челябинской области. Расположен участок на южном периклинальном замыкании Гумбейского брахиантклиория, ограниченного с юга Базарской и с запада — Агаповской синклинальными зонами.

История изучения участка довольно длительная. Он давно привлекает внимание исследователей проявлениями железных руд — бурых железняков, мартитов, магнетитов, титаномагнетитов. Выходящие на поверхность рудопоявления не имеют промышленного значения, но неоднократно высказывались предположения о возможности обнаружения здесь руд магнитогорского типа на глубине.

Описываемая территория в основном сложена эффузивными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями палеозойского возраста, представленными стратиграфическим разрезом (табл. 1).

К западу от участка породы S_{12-v} согласно перекрываются средне-верхневизейскими отложениями, представленными вишнево-красными и серыми, обычно флюидальными, трахилипаритовыми и трахитовыми порфирами, их туфами, а также известняками (в пределах Агаповской синклинали).

Участок характеризуется резкой сменой элементов залегания пород: на западе и севере они имеют при субмеридиональном простираании западное падение ($20—35^\circ$), а на юге, при широтном простираании, — южное падение ($30—50^\circ$).

Очень сильно развита дизъюнктивная тектоника, представленная, по данным геологосъемочных работ (Г.И.Чайко), сериями разрывных нарушений меридионального, субмеридионального, северо-западного ($S_3 330—340^\circ$), северо-восточного ($SV 10—30^\circ$) и субширотного ($ЮВ 80—100^\circ$) направлений. По возрасту они преимущественно последующие разломы каменноугольного возраста, одна часть из них, особенно широтного и субширотного направлений, судя по взаимоотношениям пород и метасоматическим изменениям, зародилась в дорудный период (до D_2).

Обилие разрывных нарушений обуславливает значительную проницаемость участка для магма-

тических и послемагматических образований. Здесь зафиксировано более десятка выходов на поверхность эрозионного среза жилообразных тел диоритов, диоритовых порфиров, габбро-сиенитов и габбро-диабазов. Размеры их в эрозионном срезе от 0,24 до 2,4 км². Прорывают они отложения девона и нижнего карбона. Под микроскопом отчетливо видно, что основной плагиоклаз в составе габбро-сиенитов интенсивно замещается калишпатом, магматит тесно ассоциирует с сильно хлоритизированным пироксеном.

Наличие крупной изометричной в плане гравитационной аномалии, которая совпадает с зоной неоднородного повышенного магнитного поля, позволяет предполагать, что на глубине ниже 600 м (рис. 2) здесь имеется интрузивное тело, около которого при имеющейся благоприятной структурно-литологической обстановке могло сконцентрироваться магнетитовое оруденение. Метаморфизирующее влияние интрузивного массива на вмещающую толщу можно доказать: 1) интенсивной калишпатизацией эффузивных пород основного состава и габброидов (содержание K_2O в эффузивах определяется 2—8 %, в габбро 1—2 %; табл. 2); 2) скарнированием и окварцеванием известняков; 3) пропилитизацией эффузивов в зонах дорудных разрывных нарушений; 4) наличием рудопоявлений, представленных скоплениями магматита, мартита и магнитного бурого железняка. Например, на северном склоне горы Сара-Тюбе найдены обломки массивных магнетитовых руд (содержание Fe 62 %), состоящих из плотного агрегата полигональных зерен магнетита. Здесь же в основании колтубанской свиты вскрыто Сара-Тюбинское проявление мартитов и бурых железняков, которые могут быть отнесены к типу валунчатых руд.

Следует обратить внимание на полную идентичность ферромагнитной фракции магматических пород от D_1 до S_1 и рудных песчаников «сара-тюбинской пачки», что по-видимому, указывает на длительное функционирование глубинного источника магмы и слабое проявление на современном срезе изменений, перестраивающих магнетит (ведущих к распаду твердого раствора). Ясно, что титаномагнетит песчаников отмыт из местных пород. По данным В.Г.Фоминых (устное сообщение), магнетит Сара-Тюбе по составу и морфологии близок к магнетитам уральских контактово-метасоматических месторождений, а титаномагнетит — типично магматический: TiO_2 6,04—9,04 %; Fe 46,5—50,0 %; S 0,01 %; P_2O_5 0,11 %; Mn 0,15—0,50 %; Cr 0,02—0,07 %.

Сопоставив имеющиеся геологические и геофизические данные и расчеты магнитных аномалий с соседним Магнитогорским рудным полем можно сказать, что первым снизу и, по-видимому, главным продуктивным горизонтом на маг-

нетитовые руды будет стратиграфический горизонт между породами франа D^{13} и среднего девона, где под влиянием интрузии ожидается замещение рудой горизонта среднедевонских известняков или верхнедевонских полимиктовых песчаников и известняков (см. рис. 2). Примером подобной локализации руд меньших масштабов может служить Алексеевский участок в Магнитогорском рудном поле (Сабановское рудопроявление). Не исключено, что полимиктовые песчаники, обогащенные рудными минералами (магнетит, титаномагнетит и др.) и сопровождаемые известняками, на нижележащих горизонтах, под влиянием интрузии будут служить главной основой образования скарново-магнетитовых руд. В этом отношении будет проявляться некоторая аналогия с Естюнинским месторождением.

По геофизическим и геохимическим данным на участке намечаются три перспективные пло-

щади, находящиеся в благоприятных для оруденения условиях.

Первая располагается в районе рудопроявления Сара-Тюбе, площадь ее 8 км². Расчеты магнитных аномалий дают минимальную прогнозную цифру перспективных ресурсов в 120 млн т.

Вторая перспективная площадь (Жангирская, 2,5х3,0 км) находится на расстоянии в 5 км к востоку от Сара-Тюбинского рудопроявления. Здесь в широтном направлении прослеживается тот же комплекс верхнедевонских и нижнекарбонных пород, с падением на юг под углом 45—50°. Породы метасоматически изменены: калишпатизированы (содержание K_2O в основных эффузивах 2,80—5 %), пропилитизированы и прорваны жилами габбро-диабазов. Имеются обильные разрывные нарушения различного направления и возраста. Выделяются локальная гравиметровая и магнитная аномалии.

По расчетам аномалий ресурсы магнетитовых руд на жангирской площади определяются в 150 млн т. Помимо этого, Г.И.Чайко и М.Ф.Бобков (устные сообщения) в разрезе на Жангирской площади предполагают широкое (несколько квадратных километров) распространение «саратюбинской толщи» — песчано-конгломератовых отложений с линзами ильменит-титано-магнетитовых песчаников. Мощность рудных тел — десятки метров, прогнозные ресурсы — 300 млн т.

Третья перспективная площадь для магнетитового оруденения на Аблязовском участке — Черноотрокская. Она находится в 8—14 км восточнее Саратюбинского рудопроявления. Калишпатизация основных эффузивов здесь остается высокой (2,26—4,26 % K_2O на площади 12 км²). По данным геофизиков, характер аномалий Δg и ΔT здесь аналогичен Жангирской площади. Оруденение следует ожидать в связи с той же саратюбинской толщей (D^{22} — D^{13}) в этаже 300—800 м. Ввиду значительного удаления от центра вулканоплутонической (Аблязовской) структуры, нет основания рассчитывать на крупное сосредоточение здесь магнетитового оруденения. Однако оно может быть промышленным.

Таким образом, Аблязовский участок выделяется как крупный рудный объект, который можно сравнить по масштабам с Магнитогорским, что видно, в частности, и при количественном сравнении указанных участков в петрохимическом отношении (см. ниже).

Северо-Карабулакский участок находится в Кизильском районе Челябинской области, в северном экзоконтакте Карабулакского интрузивного массива, на юг от города Магнитогорска. По данным геологической съемки масштаба 1:50 000 (исполнители Г.И.Чайко, Л.В.Яркова и др.), в геологическом строении участка проявляются те же комплексы вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочных и интрузивных пород, что и в пределах Магнитогорского рудного поля. Преимущественно развиты породы базальт-риолитовой формации нижнего карбона (C_{12} — C_{12}), относящиеся к березовской свите. Они представлены плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфирами и туфами андезит-базальтового состава, частично диабазами, перемежающимися с липаритовыми и трахипаритовыми порфирами, а также их туфами. В восточной части участка среди вулканогенных пород широко представлены маломощные прослои известняков, туфитов и туфопесчаников. Наблюдается частое переслаивание осадочно-пи-

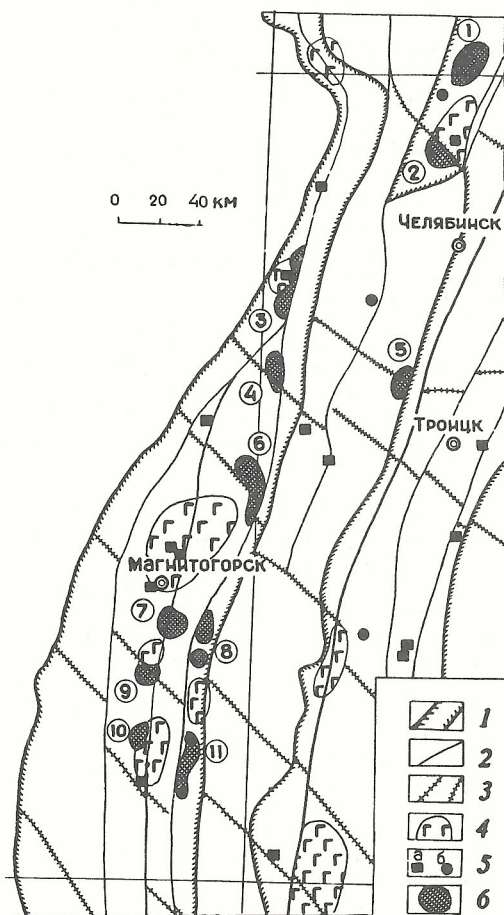


Рис. 1. Размещение новых участков Южного Урала, перспективных на скарново-магнетитовое оруденение:

1 — границы прогибов; 2 — глубинные разломы общепалеозойского направления; 3 — оси допалеозойских складчато-разрывных структур (скрытые разломы по [2]); 4 — центры базальтоидного магматизма; 5 — скарново-магнетитовые месторождения (а) и рудопроявления (б); 6 — новые перспективные участки (цифры в кружках): 1 — Огневский, 2 — Тептергинский (Теченское рудное поле), 3 — Круглогорский, 4 — Воронинский, 5 — Южноуральский, 6 — Краснинский, 7 — Аблязовский, 8 — Субутакский, 9 — Северо-Карабулакский, 10 — Чакинский, 11 — Грязнушенский, 12 — Кондуровско-Кульминский

1. Стратиграфический разрез Аблязовского участка

Возраст	Породы	Мощность, м
Средний девон, D ₂	Плагинклавовые порфириды и туфы кислого и среднего составов, кремнистые туффины, известняки, туфоалевролиты, туфоконгломераты, яш-мониды	Более 600
Средний — верхний девон, D ₂ ² —D ₁ ³	Полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями ильменит-магнетитовых песчаников («саратюбинская толща»)	25—80
Верхний девон — Колтубакская свита, D ₃ fr	Глинистые известняки, пироксеновые и пироксен-плагинклавовые порфириды базальтового и андезитобазальтового составов, их туфы и кластолавы. Иногда серпентинитизированные пикриты мощностью до 350 м	500—800
Фаменский ярус, D ₂ ³	Трахибазальтовые порфириды и афириты, их туфы	Менее 100
Турне — нижнее ви-зе, C ₁ t ₂ —C ₁ v ₁	Известняки, пироксен-плагинклавовые порфириды андезитового и дацитового составов. Туфопесчаники с прослоями известняков. Диабазы, палеобазальты, липаритовые порфиры, прослои туфов, туффитов, туфопесчаников и известняков	Более 1000

рокластических пород с известняками. Общая мощность березовской свиты 3 км.

По аналогии с Магнитогорским рудным полем, ниже березовской свиты должны находиться основные эффузивные породы колтубанской свиты (D₁³). Однако они пробуренными скважинами пока не зафиксированы.

Интрузивные породы Карабулакского массива относятся к габброиенит-гранитной формации магнитогорского комплекса (возраст C₁v₂—P). Они многофазны. Первая фаза представлена габброидами (габбро, габбро-диабазы, габбро-диоритами); вторая — кварцевыми сиенитами, сиено-диоритами, субщелочными габбро, диоритами, габбро-диоритами; третья — гранитами, в том числе лейкократовыми. В зоне проявления метаморфизирующего влияния Карабулакского массива известны проявления скарново-магнетитовых руд (Микубай-Мартыновское и Уралец), которые приурочены к кизеловскому горизонту (C₁t₂). Последний харак-

теризуется частым переслаиванием осадочно-пирокластических пород с известняками.

Метаморфизирующее влияние Карабулакского массива оказывается также в значительной альбитизации и калишпатизации вмещающих пород. В частности, аномальное содержание K₂O в базальтоидах в северном экзоконтакте Карабулакского массива прослеживается на площади в 20 км². По данным нескольких десятков проб (табл. 2), среднее содержание K₂O в базальтоидах березовской свиты на перспективном участке составляет 2,4 %, в андезитобазальтах — 2,65 % при содержании за его пределами соответственно 0,7 и 0,9 % K₂O. Как и в Магнитогорском рудном поле, при сравнении перспективных и неперспективных участков можно заметить существенную разницу в содержаниях Al, Fe, Ca, Mg в эффузивной и интрузивной фациях магнитогорского комплекса (см. табл. 2).

При геологической съемке установлено, что северный контакт Карабулакского массива (хребет

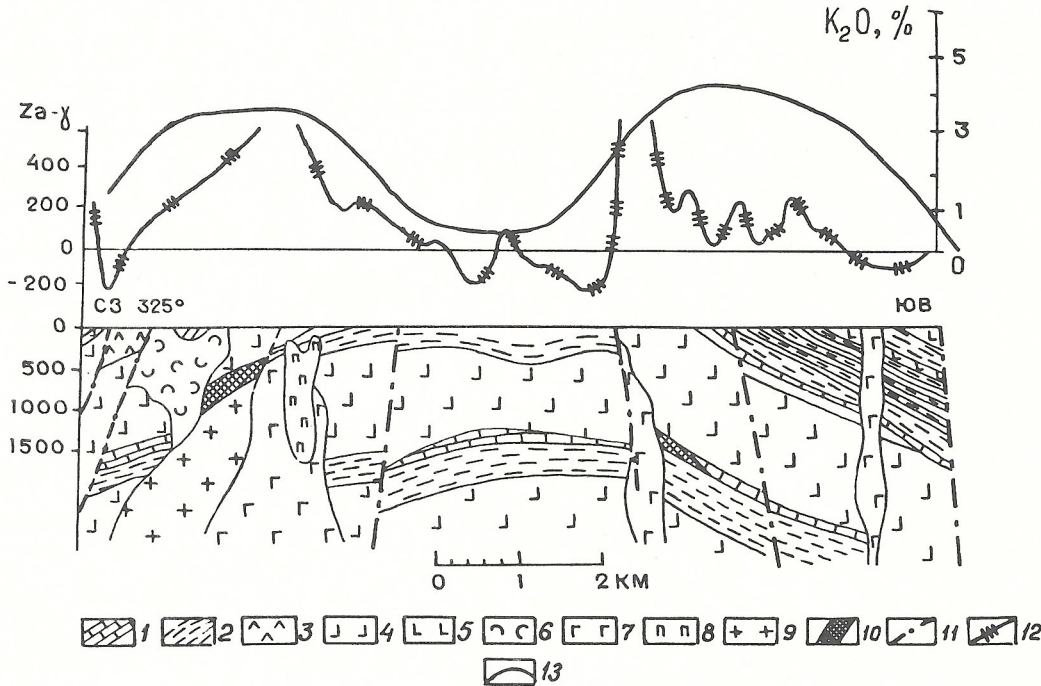


Рис. 2. Геологический разрез Аблязовского участка, по материалам Челябинской ГРЭ с дополнениями:

1 — мраморизованные известняки; 2 — туффины, туфоалевролиты, туфопесчаники; 3 — плагинклавовые андезитовые порфириды и туфы C₁; порфириды и туфы базальтового и андезитобазальтового составов; 4 — D₁³, 5 — C₁; 6 — туфы пикритов, серпентинизированные; 7 — габброиды; 8 — пикриты; 9 — гранитоиды D₃—C₁; 10 — предполагаемая магнетитовая руда; 11 — разрывные нарушения; кривые: 12 — Zr^a; 13 — содержания K₂ в базальтоидах D₃—C₁

2. Химический состав магматитов Северо-Карабулакского, Аблязовского и Грязнушенского участков, среднее содержание, %

Компоненты	Северный Карабулак				Аблязовский			Грязнушенский			
	А	Б	В	Г	А	Б	В	А	Б	В	Г
SiO ₂	48,00	47,67	49,10	66,00	49,60	49,32	50,53	48,20	48,30	51,30	69,84
TiO ₂	1,60	2,43	1,63	1,10	1,30	0,88	1,41	1,66	1,97	2,18	0,59
Al ₂ O ₃	17,00	15,55	15,69	15,10	15,40	17,74	15,70	16,78	16,60	15,18	14,28
Fe ₂ O ₃	5,40	5,49	1,26	2,94	5,00	5,13	6,25	4,94	5,80	3,87	2,55
FeO	5,17	7,63	8,13	1,40	5,50	5,08	5,10	4,95	4,93	6,26	1,58
MnO	0,12	0,17	0,12	0,11	0,10	0,11	0,15	0,18	0,16	0,16	0,07
MgO	6,20	5,74	7,90	1,31	5,30	5,04	4,70	6,16	6,62	5,25	0,47
CaO	6,11	8,11	8,12	1,95	8,30	9,67	7,04	8,00	7,77	8,20	0,84
Na ₂ O	3,50	3,99	3,91	5,83	3,56	3,36	4,21	3,80	3,63	4,33	5,64
K ₂ O	2,40	0,70	1,29	2,41	2,16	0,38	1,76	1,13	0,42	1,26	3,29
P ₂ O ₅	0,30	0,50	Не обн.	0,25	0,40	0,12	0,38	0,24	0,28	0,13	Не обн.
ППП	4,15	1,89	2,88	0,70	3,49	3,62	2,80	3,29	2,80	1,38	0,68
Сумма	100,25	99,87	100,03	99,10	100,11	100,45	100,05	99,34	99,30	99,60	99,83
Число проб	14	10	5	8	37	6	8	30	20	4	9

Примечание. Базальтоиды рудовмещающей толщи: А — на перспективном участке, Б — за его пределами (фоновое содержание); В — дорудные габброиды; Г — синрудные гранитоиды.

Северные Борки) имеет крутое (75—80°) северное падение. В связи с этим территория повышенной калиевого в березовской свите попадает в надинтрузивную зону, весьма напряженную в тектоническом отношении. Надинтрузивное положение территории Северного Карабулака доказывается также тем, что в ее пределах располагается обширный локальный максимум Δg, вытянутый в меридиональном направлении. Расчеты по профилям позволяют предполагать связь этих аномалий с крупным интрузивом сложного состава, кровля которого располагается на глубине 1,5—2,0 км. При детальном картировании в масштабе 1:50 000 (исполнители Г.И.Чайко, А.В.Яркова и др.) здесь зафиксировано продолжение крупного доинтрузивного Карабулакского разлома (в восточной части участка) и закартирована серия более мелких параллельных ему разрывных нарушений меридионального направления (в северо-западной части участка). По наличию ряда линейных магнитных аномалий можно судить о том, что часть этих нарушений имеет дорудный возраст. Они локально обогащены магнетитом.

Значительное развитие кизеловского горизонта (6 × 12 км) в экзоконтактной зоне Карабулакского интрузивного массива создает благоприятные условия локализации скарново-магнетитового оруденения на площади, захваченной калишпатизацией. В соответствии с геологическим разрезом, оруденение можно ожидать в северо-западной части участка и Кизильской зоне разломов. По каталогу перспективных магнитных аномалий Челябинской области прогнозные ресурсы Северо-Карабулакского участка в этаже 400—600 м оцениваются в 100 млн т магнетитовых руд.

Грязнушенский участок находится на юг от Чекинского участка, среди Грязнушенской моноклинали и Березовской синклинали, которые относятся к Магнитогорской подзоне Магнитогорского мегасинклинория. Эти структуры на поверхности представлены преимущественно породами березовской свиты (C12v2 и ограничены на востоке Карабулакским, а на западе — Кизильским глубинными разломами. Как и на Чекинском участке, среди березовской свиты широко распространены основные вулканогенные породы: диабазы, микродиабазы, диабазовые порфириты, микропорфириты с прослоями липаритов, туфоконгломератов, туфопесчаников и известняков. В восточной части участка более распространены кислые породы (лавы и туфы липаритов, трахилипаритов и т.д.). Мощность бере-

зовской свиты более 3 км. Схематический геологический разрез грязнушенского участка представлен на рис. 3.

В тектоническом отношении участок выглядит довольно мобильным. Здесь закартирована серия протяженных разрывных нарушений меридионального и северо-западного простирания, большей частью крутого падения, с амплитудами смещения пород от 50 до 350 м. В скважинах, пересекающих зоны нарушений, наблюдается интенсивное дробление пород, развитие линейных трещин, линейных кор выветривания, сланцеватости, пиритизации, иногда милонитизации и гематитизации.

Интрузивные породы на участке развиты значительно слабее чем в Карабулакско-Богдановском вале, примыкающем с востока. Они представлены двумя массивами жилообразной формы, сложенными субщелочными габбро, сиенит-диоритами и сиенит-порфирами (первая фаза), гранитами и лейкогранитами (вторая и третья фазы). Интрузивы локализованы в пределах развития разрывных нарушений, имеют крутые (почти вертикальные) секущие контакты линейно-меридионального направления. Размеры их в эрозионном срезе: 3—5 × 0,2—0,3 км. Поскольку интрузивы проявляются на фоне крупного гравитационного максимума, то нет сомнений в том, что они относятся к габбро-гранитной формации и связаны между собой общим магматическим очагом. По геофизическим данным глубина залегания интрузивного тела 0—12 км.

В экзоконтактных зонах Грязнушенских массивов вмещающие эффузивные породы (плагиоклазовые порфириты и туфы основного состава) ороговикованы, осветлены и скарнированы. Прослои известняков в эффузивах также скарнируются. Например, в известняках, залегающих на контакте миндалекаменных плагиоклазовых порфиритов и граносиенитов, встречаются пироксен-гранатовые скарны с магнетитом. Зона скарнирования прослеживается вдоль контакта почти на 2 км. Отмечаются две стадии скарнообразования: высокотемпературная (500—700°С), связанная с образованием андрадита и геденбергита, и более низкотемпературная (400°С), фиксируемая эпидотом. Послескарновый метасоматоз проявляется в интенсивной карбонатизации пород и отложениях сульфидов (пирит + халькопирит).

В результате геохимического опробования южной экзоконтактной области Грязнушенского интрузивного массива в последнее время была выявлена также область калишпатизации эффу-

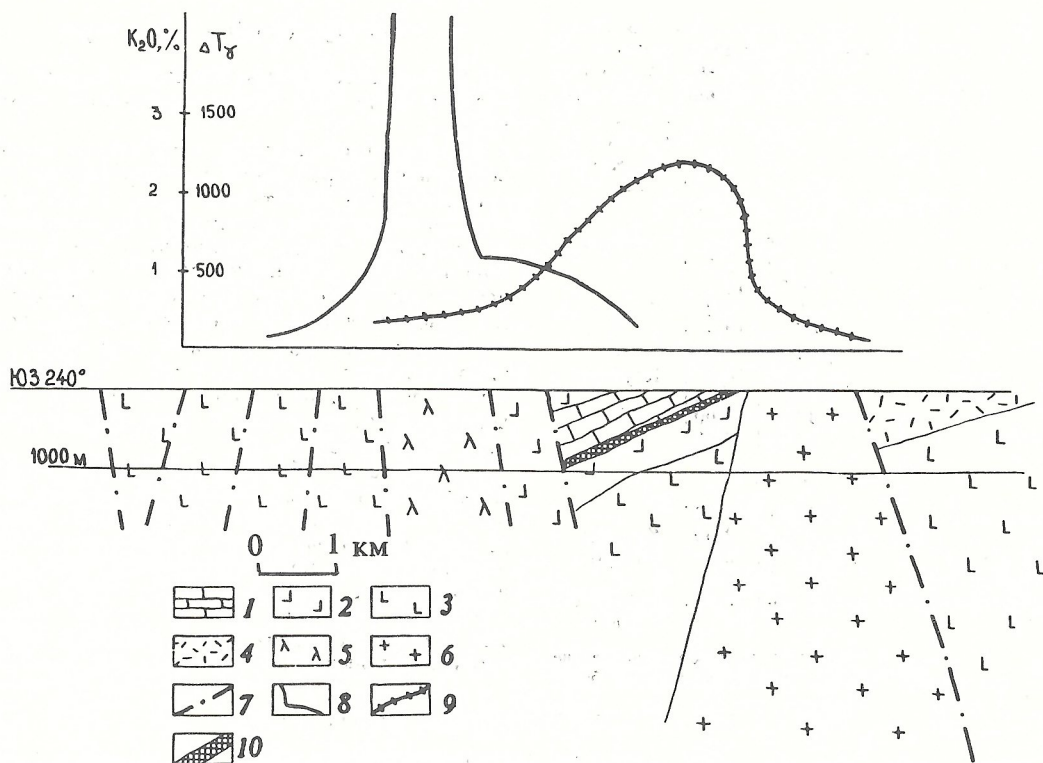


Рис. 3. Геологический разрез Грязнушенского участка. Материалы Челябинской ГРЭ с дополнениями:

1 — мраморизованные известняки $C_{1t_2-v_1}$; 2 — диабазы и диабазовые порфириты C_{1v_1} ; 3 — базальтовые, андезит-базальтовые порфириты и туфы D_{13} ; 4 — липариты и туфы C_{1t_2} ; 5 — липаритовые и кварцевые порфиры C_{1v_1} ; 6 — граниты; 7 — разрывные нарушения; 8 — кривая содержания K_2O в эффузивных породах; 9 — кривая ΔT_g ; 10 — предполагаемая магнетитовая руда

зивов (см. табл. 2). Это территория, на которой может быть скарново-магнетитовое оруденение вблизи дневной поверхности. Площадь, затронутая калишпатизацией, определяется в 20 км^2 . Среднее содержание K_2O в базальтоидах (45—52 % SiO_2) здесь составляет 1,13 %, тогда как на соседних участках в тех же синхронных породах оно в среднем 0,42 %.

К северо-востоку от пос. Грязнушенского в экзоконтактной зоне северного Грязнушенского интрузивного массива при геологосъемочных работах была выявлена группа проявлений скарновых гематит-магнетитовых руд, детально не описанных. По определению Н.П.Левченко (устное сообщение), на северном рудопроявлении порода представляла собой магнетитовый скарн, в котором магнетит нацело замещен агрегатом кристаллов гематита пучковидно-пластинчатого и радиально-лучистого строения. По гематиту развивается мушкетерит и вновь гематит. Химический состав руды, %: Fe (валовое) 48,33; Fe_2O_3 68,37; FeO 0,67; MnO 0,1; V_2O_5 0,09; S 0,1; P 0,01.

На Северо-Западном рудопроявлении (к западу от верховьев р. Дровяной) обнаружены высыпки щебня выветрелых гранатовых и эпидот-гранатовых скарнов, а также гематит-магнетитовых руд, находящихся среди щебня светло-серых выщелоченных кварцитов, образовавшихся по известнякам. К СВ от высыпок скарнов и руд обнажаются светло-розовые среднезернистые роговообманковые граносиениты, а западнее их калишпатизированные, эпидотизированные и ороговиконанные микродиабазы с вкрапленностью граната. В шлифах видно, что руда содержит 55—60 % магнетита и 10 % гематита. Химический анализ руды пока-

зал, %: Fe (валовое) 65,61; Fe_2O_3 91; FeO 2,53; MnO 0,85; V_2O_5 0,10; S 0,1; P 0,05.

Обломки скарново-магнетит-гематитовой руды вместе с обломками гранатовых скарнов, окварцованных известняков, кварцитов, кварц-гематитовых пород, граносиенитов и осветленных пород встречаются и в других пунктах участка. Многочисленность рудопроявлений в пределах широкой и интенсивной Чеканской гравимагнитной аномалии, при благоприятных геологических условиях, указывают на ее перспективность в отношении скарново-магнетитового оруденения. Однако удаленность участка от стволной зоны распределения оруденения (Карабулакский разлом), трещинный характер структур, вмещающих интрузивные тела, и сравнительно низкий уровень калишпатизации не позволяют рассчитывать здесь на крупные скопления руды, и поэтому мы оцениваем ресурсы участка на уровне среднего месторождения (до 200 млн. т магнетитовой руды). В каталоге перспективных магнитных аномалий Челябинской области по данным Челябинской ГРЭ перспективные ресурсы Грязнушенского участка в этаже 200—1200 м оцениваются в 300—800 млн. т.

В заключение необходимо отметить следующее. Помимо рассмотренных участков, локальное повышение содержания K_2O в эффузивных базальтоидах было зафиксировано в Челябинской области на Воронинском, Субутакском, Кондуровско-Кульминском, Чеконском, Южно-Уральском и Огневском участках, а также на флангах Теченского и Круглогорского рудных полей. Данные об этом приведены в работе [5]. Для всех этих объектов характерно нахождение

3. Параметры θ и λ в уравнениях связи для эффузивов андезито-базальтовой формации в известных рудных полях скарново-магматитовых месторождений и некоторых новых перспективных участков

Рудное поле, участок	θ	λ	Масштабы месторождений
<i>Известные рудные поля [3, 7]</i>			
Покровское	51,75	9,8	Мелкие
Круглогорское	48,24	6,8	«
Теченское	46,29	11,2	«
Ауэрбахо-Турьинское	45,10	20,3	Средние
Высокогорское	45,13	14,7	«
Глубочанское	44,40	15,6	«
Алешинское	42,60	14,9	Крупные
Магнитогорское	39,62	22,50	«
Соколовско-Сарбайское	39,80	18,00	«
Качарское	37,30	34,50	«
<i>Новые участки</i>			
Аблязовский	42,31	10,00	Крупные
Северо-Карабулакский	47,19	8,00	
Чекинский [5]	47,19	6,4	Мелкие
Грязнушенский	41,81	18,0	«
Кондузовско-Кульминский [5]	42,80	16,2	Крупные (?)
			Средние

Примечание. Масштабы месторождений: мелкие до 100 млн. т, средние 100–300 млн. т, крупные более 300 млн. т руды.

в экзоконтактных зонах интрузивов габбро-гранитной базальтоидной формации и в узлах повышенной тектонической напряженности (см. рис. 1). Им свойственны и другие характерные [1] признаки рудных полей скарново-магнетитовых месторождений:

наличие дизъюнктивных нарушений рудоконтролирующего значения;

значительная мощность вулканогенных пород с прослоями среди них карбонатсодержащих отложений;

наличие (в наиболее изученных участках) типично контактово-метасоматических образований в виде осветленных (деанортизированных) пород, скарнов и других метасоматитов;

наличие рудопроявлений или перспективных магнитных аномалий;

высокое содержание гелия в подземных водах [1, 8].

В работе А.Сугимур [9] была показана тесная линейная связь между кремнеземом (%) и соотношением $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (молекулярные количества), выраженная уравнением связи в виде $\text{SiO}_2 = \theta + \lambda (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$. Было установлено, что петрохимический параметр θ закономерно уменьшается в направлении океан — континент и коррелируется с глубиной сейсмофокальных зон, т.е. чем ниже уровень дифференциации магматического расплава, тем меньше значение θ и, следовательно, в первичной магме выше содержание щелочей. Величина λ в приведенном уравнении представляет собой выражение корреляции между SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$:

$$\lambda = r \delta \text{SiO}_2 / \delta (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3),$$

где r — коэффициент корреляции, δ — средние квадратичные отклонения содержаний компонентов.

Используя имеющиеся химические анализы эффузивных пород, нами были проведены соответствующие пересчеты их состава по приведенным уравнениям, и выявились некоторые закономерности. Из табл. 3 видно, что с увеличением масштабности оруденения значение петрохимического параметра θ в эффузивах андезито-базальтовой формации закономерно понижается, а значение параметра λ — повышается. Появляется возможность практического использования этих параметров при оценке потенциальной рудоносности не только известных рудных полей, но и новых участков.

Как видно из табл. 3, в пределах Магнитогорской рудной зоны еще могут быть открыты средние и крупные скарново-магматитовые месторождения. Приведенный фактический материал позволяет рекомендовать при определенных условиях, характерных для контактово-метасоматических месторождений [2, 6], широко использовать значение содержания калия в магматитах в качестве поискового признака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баклаев Я.П. Критерии распознавания промышленных рудных узлов скарново-магнетитовых месторождений // Тектоника и металлогения Урала. Свердловск, 1980. С. 72–81.
2. Баклаев Я.П., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А. Закономерности размещения и локализации скарново-магнетитовых месторождений // Железородные формации Среднего и Южного Урала. М., 1989. С. 53–57.
3. Баклаев Я.П., Полтавец Ю.А. Калиевость и сорудная альбитизация магнетитов — важные поисковые признаки метасоматических месторождений // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск, 1987. С. 44–54.
4. Баклаев Я.П., Полтавец Ю.А. К методике картирования магматитов в зонах развития скарново-магнетитовых месторождений // Картирование метасоматических образований Урала. Свердловск, 1988. С. 116–122.
5. Баклаев Я.П., Полтавец Ю.А., Плохих Н.А., Полтавец З.И. Оценка перспектив на скарново-магнетитовое оруденение новых участков Южного Урала // Препринт. Екатеринбург, 1991.
6. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Критерии генетических связей железорудения с магматизмом // Докл. АН СССР, 1984. Том 274. № 5. С. 1160–1163.
7. Полтавец Ю.А., Баклаев Я.П. О возможностях использования петрохимического параметра θ для оценки потенциальной рудоносности отдельных рудных полей // Ежегодник. 1981. Свердловск, 1982. С. 41–48.
8. Скарново-магнетитовая формация Урала (Средний и Южный Урал) // Под ред. В.И.Смирнова, А.М.Дымкина. Свердловск: УрО АН СССР, 1989.
9. Сугимур А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М., 1970. С. 263–269.

Поиски фосфоритов платформенного типа аэрогеофизическими съемками

В.Г.МАВРИЧЕВ, И.В.МОЛОДЦОВ (ГП ПГЭ), Ю.Б.АНТОНОВ, М.Я.БОРОВСКИЙ (КГУ ПО «Татнефтегеофизика»)

Изучение особенностей распределения радиоактивных элементов на месторождениях фосфоритов платформенного типа показывает, что общими для них являются пониженные или фоновые содержания калия и тория при повышенных содержаниях урана. Изучение радиохимии фосфоритов и вмещающих пород позволило выявить некоторые характерные закономерности. Анализ распределения урана по следам осколков деления (треков) в фосфоритах различных разновидностей (натечные, яшмовидные, фарфоровидные и

др.) показал, что уран приурочен к фосфату [2]. Концентрация урана в фосфоритах на различных месторождениях составляет $(4...75)10^{-4} \%$. Это позволяет установить для поиска фосфоритов оценочный критерий по уран-ториевому соотношению больше 1. В 1983 г. ГП «Петербургская геофизическая экспедиция» провела комплексную аэрогеофизическую (АГСМ) съемку на юге Куйбышевской (ныне Самарской) области для поисковых работ на нефть и газ. Масштаб съемки 1:25 000, прибор

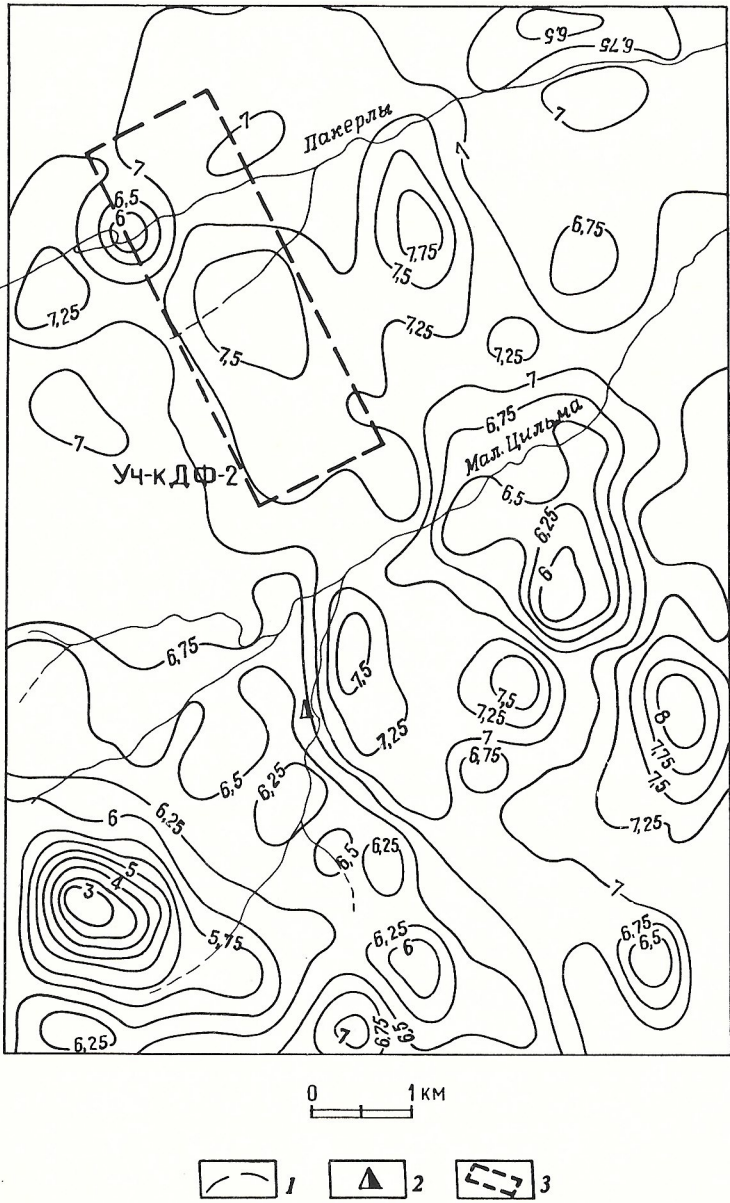
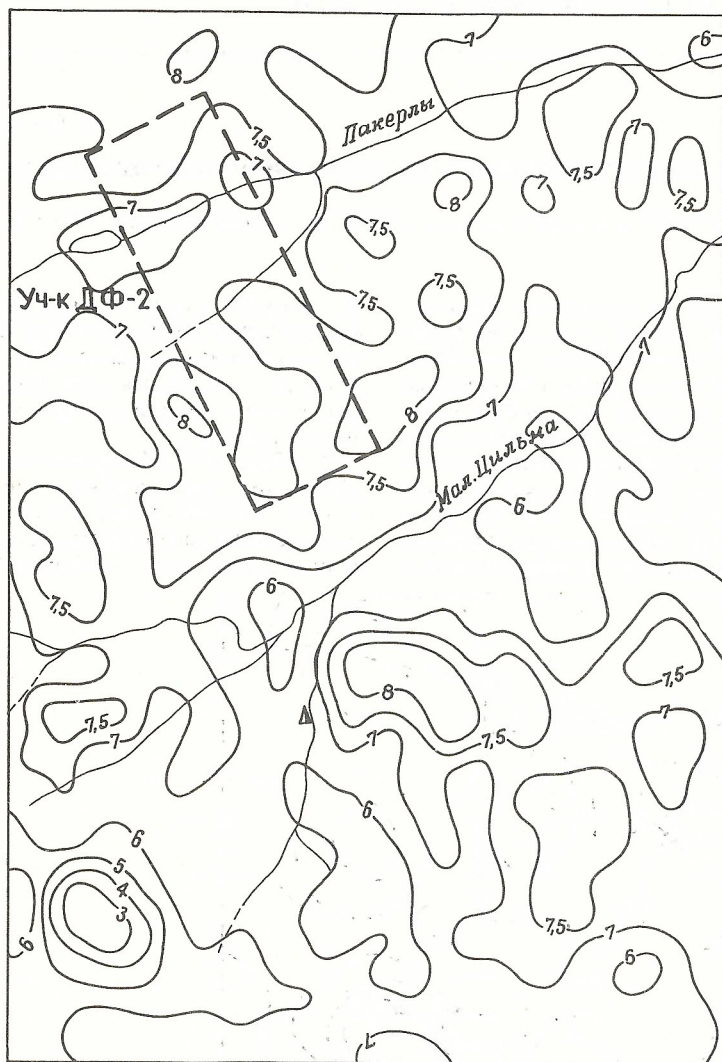


Рис. 1. Схема значений мощности экспозиционной дозы:
1 — изолинии мощности экспозиционной дозы, мкР/ч; 2 — Шурское проявление фосфоритов; 3 — участок, рекомендуемый для постановки наземных поисковых работ

а



СКАТ-77, площадь исследований 2000 км². В методическом плане работы проводились согласно инструкции [3].

Результаты магнитной съемки при решении вопросов нефтегазовой геологии освещены в работе [1]. В отчете, переданном ПО «Куйбышев-нефтегеофизика», показана возможность аэрогаммаспектрометрии при картировании ловушек углеводородов, в частности, на примере Гайдаровского месторождения. К сожалению, эти работы дальнейшего развития не получили.

По материалам аэрогаммаспектрометрической съемки на юге Самарской области, средняя фоновая мощность экспозиционной дозы (МЭД) составляет 4—5 мкР/ч, содержание радиоактивных элементов (РАЭ) урана $(1,5...2) \cdot 10^{-4} \%$, тория $5 \cdot 10^{-4} \%$, калия 1,5—2 %. На участках обнажений юрских отложений, в долинах рек значения МЭД возрастают примерно в 1,5 раза.

По результатам АГСМ-съемки выделено пять аномалий урановой природы, переданных для наземной проверки ГПП «Нижневолжскгеология». Аномалии расположены в борту ручья, впадающего с севера в р. Большой Ирғиз, в 4 км к югу от п. Каменный. Все аномалии находятся на одном гипсометрическом уровне. Характери-

стика аномалий: МЭД составляет 5,5 мкР/ч, содержание урана до $8 \cdot 10^{-4} \%$ при фоновых концентрациях тория и калия. Уран-ториевое отношение повсеместно больше 1. Наземная проверка аномалий показала, что они отвечают выходам на поверхность одного и того же базального, фосфоритового горизонта волжского яруса верхней юры мощностью 0,2—0,4 м. Химический анализ отобранных проб свидетельствует, что содержание урана не превышает 0,006; фосфора 1,5; цинка 0,003; кобальта 0,0035; никеля и ванадия по 0,0015 %. Вследствие низкого содержания урана, аномалии признаны неперспективными на поиски радиоактивного сырья.

Поскольку ГПП «Нижневолжскгеология» не занималось поисками биохомогенных осадочных месторождений, установленные по данным аэрогеофизической съемки проявления фосфоритов были оставлены без внимания. В результате не получено сведений о площадном распространении фосфоритового горизонта, нет оценки перспектив на поиски месторождений фосфатного сырья.

В условиях изменений в экономике России, в отходе от затратных способов в проведении гео-

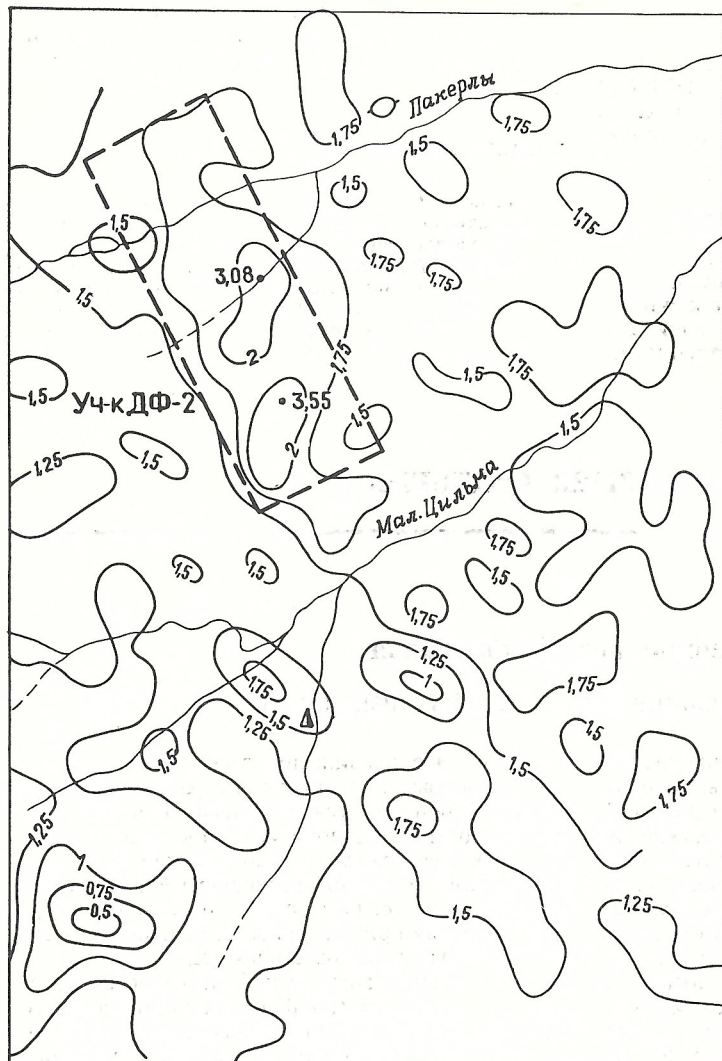


Рис. 2. Схемы изолиний содержаний тория (а) и урана (б), 10^{-4} %:

усл. обозн. см. рис. 1

геологоразведочных работ, заинтересованности геологических комитетов субъектов Федерации в комплексном изучении своих территорий, в поисках различного минерального сырья, в т.ч. и углеводородов, следует по-новому рассматривать результаты комплексных аэрогеофизических съемок.

Примером такого изучения являются материалы АГСМ-съемки, выполненной на территории Татарстана в 1994 г. Масштаб съемки 1:25 000, аппаратура ММВ-215 с жестким креплением датчика и СТК, оснащенный дополнительным каналом для регистрации излучения от цезия-137 для исследования площадей на выявление локальных загрязнений техногенными радионуклидами, в т.ч. в результате Чернобыльской аварии. На площади работ, по данным геологической съемки, находятся известные проявления фосфоритов. Они характеризуются невысокими содержаниями P_2O_5 при незначительной мощности горизонта. По данным съемки, выполненной на западе Татарстана (участок «Дроожаное»), на площади 1728 км² выделено восемь участков с повышенными содержаниями урана, околонуриваемые изолинией $2 \cdot 10^{-4}$ %. Фоновые значения МЭД 4—

5 мкР/ч, калия 1,25—1,5 %, тория $(6...7)10^{-4}$ %, урана $(1,25...1,5)10^{-4}$ %. Аномальные содержания урана по материалам съемки достигают $(3...4)10^{-4}$ %. Соотношение $U/Th > 1$ не выполняется. По-видимому, это связано с низкими содержаниями фосфоритов и увеличенной мощностью перекрывающих их отложений.

Фрагмент схемы распределения МЭД приведен на рис. 1, а схемы изолиний содержаний тория и урана на рис. 2. Участок расположен в 2 км на северо-запад от д. Новое Дроожаное на склоне возвышенности. В 2 км на юг от аномалии, в борту ручья, находится известное проявление фосфоритов Шур. В пределах аномальной зоны выделены два эпицентра с содержанием урана $3,55 \cdot 10^{-4}$ % и $3,06 \cdot 10^{-4}$ %. Аномальная зона расположена на одном гипсометрическом уровне рельефа.

Проведение аэрогаммаспектрометрической съемки масштаба 1:25 000 позволило установить участки слабо интенсивных проявлений фосфоритов небольших размеров, перекрытых четвертичными отложениями, а также наметить зоны залегания фосфоритосодержащих пластов. Выделенные участки могут оказаться перспективными

на поиски фосфоритов, а также по добыче вмещающих их пород — известняков.

Изложенные результаты комплексных аэрогеофизических исследований масштаба 1:25 000 на территориях Самарской области и Республики Татарстан свидетельствуют не только о возможности выявления залежей фосфоритов, пусть даже небольших размеров и с невысокими содержаниями фосфора, но и о необходимости проведения таких съемок на обширной территории Урало-Поволжья для поисков фосфатного и другого минерального сырья, в т.ч. и углеводородов.

Высокооточные аэрогеофизические съемки позволяют в короткие сроки исследовать значительные территории и представить качественно но-

вый материал в оценке перспектив выявления новых объектов сырья, необходимых для развития местной промышленности субъектов Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.П., Мавричев В.Г. Роль аэромагнитной съемки при поисках структур осадочного чехла // Геология нефти и газа. 1993. № 3. С. 38—40.
2. Воробьев В.П., Ефимов А.В. и др. Аэрогаммаспектрометрический метод поисков рудных полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1977.
3. Техническая инструкция по аэрогаммаспектрометрической съемке. — М., 1977.

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 556.314 + 550.42

© Коллектив авторов, 1996

Геохимия минеральных лечебных вод Прибайкалья

Е.В.ПИННЕКЕР, Ю.И.КУСТОВ, Э.Б.КАЛАШНИКОВА, С.Е.ПАВЛОВА (ИЗК СО РАН)

Прибайкалье — территория сопряжения южной части Сибирской платформы, юго-восточного фланга Восточного Саяна, Байкальской рифтовой зоны и горных сооружений Забайкалья. Каждое из названных образований характеризуется только ему свойственными геологическими особенностями — высокая солеснасыщенность геологического разреза Сибирской платформы, активная сейсмоструктурная и излияние базальтов в Байкальской рифтовой зоне, новейший вулканизм в Забайкалье и Восточном Саяне. Данные особенности существенно влияют на состав и условия формирования минеральных вод в пределах геологических образований [2, 5, 6], что подчеркивается наличием проявлений и месторождений различных по составу минеральных вод. Здесь выделено пять гидроминеральных областей со специфическим для каждой из них геохимическим облик минеральных вод (рис. 1).

I. Восточно-Сибирская область азотных, азотно-метановых и метановых соленых вод и рассолов холодных, субтермальных и термальных с локальным распространением вод иного состава, где в результате исследований последних лет выявлен Киренгский район (Ia) минеральных вод с органоминеральным комплексом (Сибирская платформа).

II. Восточно-Саянская область углекислых холодных и термальных вод (Восточный Саян).

III. Байкальская область азотных, углекислых и метановых кремнистых термальных вод (Байкальская рифтовая зона).

IV. Даурская (Забайкальская) область углекислых холодных вод с Селенгинским районом (IVa) радоновых и железистых вод низкой минерализации.

V. Витимо-Патомская область возможного распространения холодных радоновых и железистых вод низкой минерализации.

В пределы гидроминеральных областей (и районов) входят провинции минеральных вод (по терминологии Н.И.Толстихина и А.И.Дзенс-Литовского), характеризующиеся развитием тех или иных разновидностей минеральных лечеб-

ных вод. Это провинции углекислых, термальных, радоновых, соленых вод и рассолов. Таким образом, понятие «гидроминеральная область» можно соотносить с понятием «провинция минеральных вод», хотя в первом случае основным признаком является географо-геологический принцип, т.е. геологические особенности и территориальная принадлежность, во втором — состав минеральных подземных вод.

Минеральные воды, лечебные свойства которых определяются (на фоне их ионно-солевого состава) наличием бальнеологически активного компонента, объединены в группы (таблица) соленых вод и рассолов, углекислых, термальных, сероводородных, бромных, кремнистых и других минеральных вод [3].

Группы минеральных лечебных вод подразделены на классы по преобладающему эквивалентному содержанию основного аниона (более 80 %) в их составе. По этому признаку выделены классы гидрокарбонатных (чаще всего содовых), сульфатных и хлоридных минеральных вод. В случае смешения вод различного ионно-солевого состава различают подклассы. Так, если в составе исследуемой воды более 20 % сульфат-иона, а на хлор-ион приходится оставшаяся часть от суммы процент-эквивалентной формы, то вода становится смешанной, и в классе хлоридных вод выделяется подкласс сульфатно-хлоридных вод.

Самая мелкая и в то же время «базисная» единица иерархии в классификации минеральных лечебных вод — тип. Последний имеет собственное наименование, образованное от названия местности, где воды впервые выявлены, изучены и (или) практически применены. Воды одного типа, исследованные на различных месторождениях (аналогах), должны быть идентичны не только по химическому составу (соотношению только этому типу соотношению содержания катионов и анионов) и условиям проявления, но и по специфике лечебных свойств, определяющихся содержанием бальнеологического компонента (основного и дополнительного).

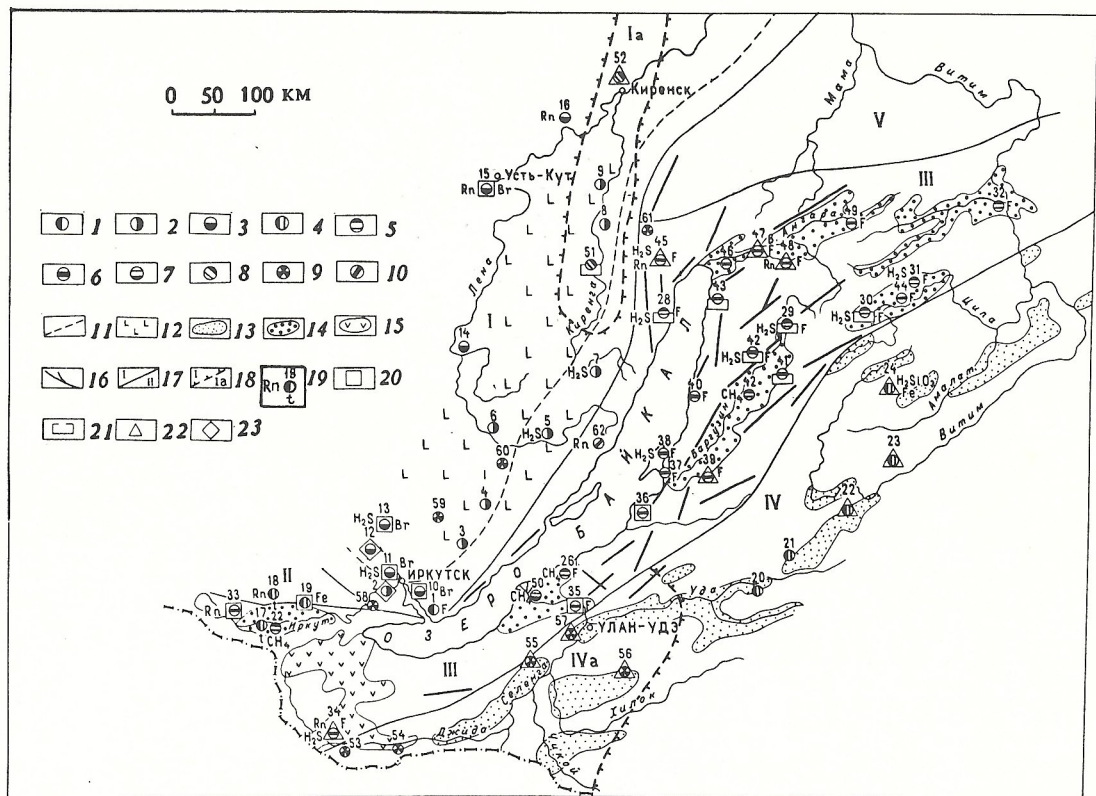


Рис. 1. Карта минеральных лечебных вод, составлена Ю.И.Кустовым, Е.В.Пиннекером, 1994 г.:

гидроминеральные области и районы: I — Восточно-Сибирская, Ia — Киренгский, II — Восточно-Саянская, III — Байкальская, IV — Даурская (Забайкальская), IVa — Селенгинский, V — Витимо-Патомская; соленые воды и рассолы: 1 — гидрокарбонатные воды, 2 — сульфатные воды, 3 — хлоридные воды и рассолы; углекислые воды: 4 — гидрокарбонатные; термальные кремнистые воды: 5 — гидрокарбонатные, 6 — сульфатные, 7 — хлоридные; воды низкой минерализации с комплексом органоминеральных веществ (типа трускавецкой Нафтуси): 8 — гидрокарбонатные; радоновые воды низкой минерализации: 9 — гидрокарбонатные; железистые воды низкой минерализации: 10 — сульфатные; 11 — южная граница распространения каменной соли в толще осадочных пород юга Сибирской платформы; 12 — гипсодержащие породы; 13 — впадина забайкальского типа, заполненная вулканогенно-терригенными отложениями, MZ—KZ; 14 — впадина байкальского типа, заполненная рыхлыми отложениями, KZ; 15 — участки проявления кайнозойского базальтового вулканизма; 16 — основные тектонические нарушения; границы: 17 — гидроминеральных областей, 18 — гидроминеральных районов; 19 — водоупункт (цифра над знаком — номер, см. таблицу; символ слева — бальнеологически активный компонент газового состава; символ справа — бальнеологически активный компонент ионно-солевого состава, содержание которого превышает установленную норму; символ под знаком — характеристика физического состояния воды); 20 — курорт, санаторий; 21 — водолечебница, здравница местного значения; 22 — водоупункт, где лечение и быт без врачебно-санитарного надзора; 23 — завод (цех) по розливу питьевых лечебно-столовых минеральных вод

Типы минеральных лечебных вод чаще всего характеризуют состав той или иной группы определенной провинции минеральных вод в пределах гидроминеральной области. В то же время возможны проявления «аномальных» типов. Так, в пределах провинции соленых вод и рассолов (Восточно-Сибирская область азотных и метановых соленых вод и рассолов) установлены сероводородные, радоновые, субтермальные рассолы и другие разновидности минеральных вод (например, с органоминеральным комплексом, кремнистые высокощелочные холодные, железистые холодные низкой минерализации).

По разнообразию состава и свойств минеральных вод Прибайкалье не уступает таким известным гидроминеральным регионам, как Центральная Европа или Кавказ. За последние 30 лет здесь проведены разносторонние геохимические исследования минеральных вод. Изучены ионно-солевой, газовый, изотопный их составы, что позволяет полнее и с иных позиций, чем ранее [6], охарактеризовать геохимию и генезис минеральных вод.

Макро- и микрокомпонентный составы минеральных вод обусловлены прежде всего геологическими особенностями каждого из регионов. Так, наличие в геологическом разрезе осадочного чехла Сибирской платформы мощных соленосных толщ (каменная и калийные соли, гипс, ангидрит) предопределило повсеместное развитие здесь соленых вод и рассолов; обнаруженные в последние годы воды с органоминеральным комплексом обязаны распаду древних нефтегазовых залежей. Проявление термальных вод связано прежде всего с повышенным тепловым потоком в Байкальском рифтовой зоне [4]. Каждая из разновидностей термальных вод имеет особенности: азотные термы тяготеют к рифтогенным разломам в гранитогнейсах, метановые — находятся в осадочных толщах межгорных впадин, углекислые — обязаны проявлениям молодого базальтового вулканизма. С процессами вулканизма связаны также проявления термальных и холодных углекислых вод в пределах Восточно-Саянской и Даурской (Забайкальской)

Типизация минеральных лечебных вод Прибайкалья

Группа	Класс	Подкласс	Тип	Представитель (водопункт)	Но- мер на карте	Дополнительный бальнеологиче- ский компонент
Соленые воды и рассолы	Гидрокарбонат- ные соленые во- ды	Гидрокарбонатные натриевые	Шаманский камень	Скважина, д. Ангарские хутора	1	Фтор, метан
	Сульфатные со- леные воды	Хлоридно-сульфатные, натриево- кальциевые	Ижевский	Скв. 27, д. Олаха	2	—
		Гидрокарбонатно-сульфатные ще- лочноеземельные	Кашинский	Скв. И-114, д. Олой	3	—
		Сульфатные кальциевые	Краинский	Скв., д. Хогот	4	—
				Источник Кодогонский	5	Сероводород
				Скважина, г. Верхолеск	6	—
	Гидрокарбонатно-сульфатные натриевые		Илимский	Источник Тонгодинский	7	—
				Источник Юхтинский	8	—
				Источник Коротковский	9	—
Углекислые воды	Хлоридные соле- ные воды	Гидрокарбонатно-хлоридные	Ангарский	Скв. 3 профилактория Родник, г. Ангарск	12	—
		Хлоридные натриевые	Минский	Скв. 3 профилактория Зеленый мыс	10	Бром, стронций
	Хлоридные рас- солы	Хлоридные натриевые « «	У сольский Иркутский Усть-кутский	Источник Тутурский	14	—
				1 скважина, курорт Усолье-Сибирское	13	Бром, сероводород
				Скв. 223, курорт Ангара	11	«
				Источник и скв. 1, курорт Усть-Кут	15	Бром, радон
	Гидрокарбонат- ные	Хлоридно-гидрокарбонатные на- триевые Сульфатно-гидрокарбонатные на- триево-кальциевые Гидрокарбонатные щелочнозе- мельные	Джавский	Источник Верхнемарковский	16	Бром, радон, сероводород
				Скв. Г-1, д. Жемчук	17	Термальная, кремнекисло- та, железо
				Скважины, курорт Аршан-Тункинский	19	То же
				Источник Ауглейский	24	Кремнекислота, железо
		«	Дарасунский	Источник Попереченский	20	—
				« Погроминский	21	—
				« Витлаус	22	—
				« Романовский	23	Радон
		«	Шумакский	« Шумак	18	Термальная, радон
				Скважина, Котельниковское месторождение	28	Фтор, сероводород
Термальные крем- нистые воды	Гидрокарбонат- ные	Фторидно-гидрокарбонатные на- триевые	Кульдурский	Источник Баунтовский	30	«
				« Ципинский	31	Фтор
				« Шуриндинский	44	«
				Скважина, пос. Солнечный	45	Фтор, сероводород, радон
	Сульфатные	Сульфатные натриевые	Горячинский	Источник Корикейский	46	Фтор
				Скважина Ниловой пустыни	33	Радон
				Источник Енгорбойский	34	Фтор, сероводород, радон
				Скважина, курорт Горячинск	36	—
				Источник Давшинский	40	Фтор

Воды низкой минерализации, обогащенные органическим веществом	Хлоридные	Гидрокарбонатные	Хлоридные кальциево-натриевые	Аллинский	Гидрокарбонатно-сульфатные натриевые	« Гаргинский	41	Фтор, стронций, радон
						« Хакусский	43	—
						« Ирканинский	48	Фтор, радон
						Источник Умхейский	29	Фтор, сероводород
						« Кулиных болот	37	Фтор
						« Змеиный	38	Фтор, сероводород
						« Аллинский	42	«
						« Дзелиндинский	47	Фтор
						« Туриканский	49	—
						Источник Толмачевский	32	Фтор, радон
Радоновые воды низкой минерализации	Гидрокарбонатные	Гидрокарбонатные	Хлоридно-сульфатные (хлоридно-гидрокарбонатные) натриевые	Питателевский Тункинский	Гидрокарбонатные натриевые	Скважина, Питателевский санаторий	35	Фтор, стронций, радон
						Скв. Р-1, пос. Жемчук	25	Фтор, метан
						Скв. 9, д. Сухая	26	«
						Скважина, д. Могойто	27	Метан
						Скв. 3, д. Исток	50	—
						Источник Мунокский	51	—
						Источник вблизи г. Киренска	52	—
						Скважина, г. Закаменск	53	—
						Источник Урт-Улентуйский	54	—
						« Загустайский	55	—
Железистые воды низкой минерализации	Сульфатные	Гидрокарбонатные	Гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые	Липовский	Гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые	« Шенистуйский	56	—
						« Халютинский	57	—
						Скважина, Олхинское месторождение, д. Моты	58	—
						Источник Зун-Булакский	59	—
						« Борьхинский	60	—
						Скв. 3, перевал Даван	61	—
						Источник Онгуренский	62	Радон

Примечание. Здесь и далее в сложном прилагательном при наименовании ионного состава воды преобладающий ион стоит на последнем месте (по «принципу оттенка и цвета»).

гидроминеральных областей, активизировавшихся в кайнозое (Восточный Саян) и мезозое (Забайкалье).

Восточно-Сибирская гидроминеральная область выделяется наличием в верхних горизонтах соленых вод сульфатного кальциевого или хлоридного натриевого состава; последние представлены также рассолами с минерализацией до 320 г/дм^3 . Часто они насыщены сероводородом, а иногда бромом или радоном (имеется аналог сочинской Мацесты). Определенный интерес представляют воды низкой минерализации, обнаруженные в долине р. Киренга (Киренгский район минеральных вод с повышенным содержанием органоминерального комплекса), в которых найдены CoBr (до $52,8 \text{ мг/дм}^3$) и другие лечебные соединения нефтяного ряда, т.е. вода является аналогом трусовцевской Нафтуси. И таких источников несколько [8].

Глубокие горизонты этой области насыщены рассолами иного состава и минерализации. Во-первых, они хлоридные кальциевые. Во-вторых, высококонцентрированные, и их минерализация изменяется от 350 до 625 г/дм^3 , т.е. в последнем случае количество солей превышает водную массу. В-третьих, отличаются высоким содержанием ряда химических элементов (г/дм^3): Br до 10 , Sr до 12 , Li около $0,4$ и т.д. Это поистине «жидкая руда». В-четвертых, если поверхностные, а также неглубокого залегания пресные подземные воды, соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава характеризуются типичным для вод инфильтрационного происхождения содержанием $\delta^2\text{H}$ (от -190 до -170 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (-11 до $-21,5 \text{ ‰}$), то совсем иное содержание дейтерия и тяжелого кислорода свойственно концентрированным рассолам хлоридного кальциевого состава ($\delta^2\text{H}$ от -126 до -23 ‰ , $\delta^{18}\text{O}$ от -14 до 0 ‰), т.е. оно варьирует от величин, свойственных метеорным водам, до SMOW (рис. 2). Последнее позволяет диагностировать их как смесь ископаемых и инфильтрационных вод, при этом доля вод главным образом древнего инфильтрационного происхождения колеблется от 30 до 90 ‰ .

Сходный вывод можно сделать по результатам определения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, согласно которым источником стронция (а следовательно, и парагенетически связанного с ним кальция) являются вмещающие породы, а не захороненная морская вода.

Весьма интересные геохимические особенности отмечены для термальных вод *Байкальской гидроминеральной области*, включающей территорию Байкальской рифтовой зоны. По составу растворенного газа различаются азотные, метановые и углекислые воды, при этом первые связаны с рифтогенными разломами в гранитоидных впадинах, а третьи — тяготеют к областям молодого базальтового вулканизма. В ионно-солевом составе азотных термальных вод преобладают сульфаты и гидрокарбонаты натрия при минерализации, лишь иногда превышающей $0,5\text{—}1 \text{ г/дм}^3$. Несколько повышенная минерализация ($4\text{—}5 \text{ г/дм}^3$) свойственна в основном метановым и углекислым термам; отдельные разновидности азотных терм при низкой минерализации обогащены кремниескислотой (более 50 мг/дм^3) и фтором ($20\text{—}25 \text{ мг/дм}^3$). Температура вод достигает $80\text{—}100 \text{ }^\circ\text{C}$.

Результаты определения дейтерия и кислорода-18 показывают, что термальные воды Байкальской рифтовой зоны близки по этим показателям к метеорным и поверхностным (оз. Байкал и его притоки) водам, т.е. принципиально отличаются от гипотетического образца магматогенной (ювенильной) воды (см. рис. 2). Анализ отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свидетельствует об извлечении из вмещающих пород растворенного стронция (так же, как и в процессе формирования состава хлоридных кальциевых рассолов): азотные термы тяготеют к «гранитному реперу», т.е. к породам, с которыми они связаны. Следовательно, изотопные исследования подтверждают мнение об образовании терм Байкальской рифтовой зоны за счет метеорных вод (ресурсы и состав) в процессе взаимодействия в системе вода—порода—газ. В то же время при формировании газовой составляющей на отдельных участках нельзя исключать влияние ювенильных компоненты. На это указывают «мантийные» значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (более $n \cdot 10^{-5}$) в термальных водах Тункинской впадины, где активно проявился кайнозойский вулканизм, и высокое содержание водорода. В метановых термальных водах, вскрытых, например, глубокой скважиной 4-р в осадочных отложениях дельты р. Селенга (д. Корсаково), объемное количество водорода в отдельных пробах в процессе бурения составляло более 70 ‰ [10]. Фоновая концентрация водорода для метановых вод варьирует в пределах $0,012\text{—}0,109 \text{ ‰}$. Более высокое содержание водорода установлено для углекислых вод. Скважиной Г-1 в пос. Жемчук вскрыта вода, в составе растворенного газа которой объемная доля водорода $0,125$ при фоновой концентрации для углекислых вод $0,001\text{—}0,006 \text{ ‰}$ [7].

Даурская (Забайкальская) гидроминеральная область, по образному выражению, является краем «дарасунов», т.е. холодных углекислых вод обычно низкой ($1\text{—}1,6 \text{ г/дм}^3$) минерализации. Состав их гидрокарбонатный магниево-кальциевый, а растворенный газ на $97\text{—}98 \text{ ‰}$ представлен углекислотой, что составляет по отдельным пробам $3\text{—}3,6 \text{ г/дм}^3$. Воды дарасунского типа обогащены железом.

По условиям залегания и разгрузки основная масса проявлений и месторождений углекислых вод Забайкалья принадлежит к трещинно-жильным водонапорным системам. Это сосредоточенные группы или отдельные выходы углекислых вод, приуроченные к крупным нарушениям в земной коре и местам пересечения тектонических разломов различной глубины заложения и направления. Они обнаруживаются на контактах с изверженными и интрузивными породами и в районах потухших вулканов; картируются на поверхности и часто имеют значительные дебиты.

В этих геолого-структурных условиях проявился сложный механизм формирования ионно-солевого состава углекислых вод, позволяющий выделять помимо дарасунского типа аналоги вод типа боржоми (преобладание иона натрия), ласточкинского (смешанный состав ионов катионной группы), аршанского (эквивалентное содержание сульфат-иона более 25 ‰) и торейского (наличие хлор-иона более 20 ‰). Все выделенные типы объединены в класс гидрокарбонатных углекислых вод.

Микрокомпонентный и газовый составы углекислых вод Забайкалья показывают, что выделенные типы обладают довольно значительными различиями, в связи с чем необходимо их дальнейшее изучение для более четкой характеристики типов. Так, содержание кремниескислоты изменяется в довольно широком диапазоне — от

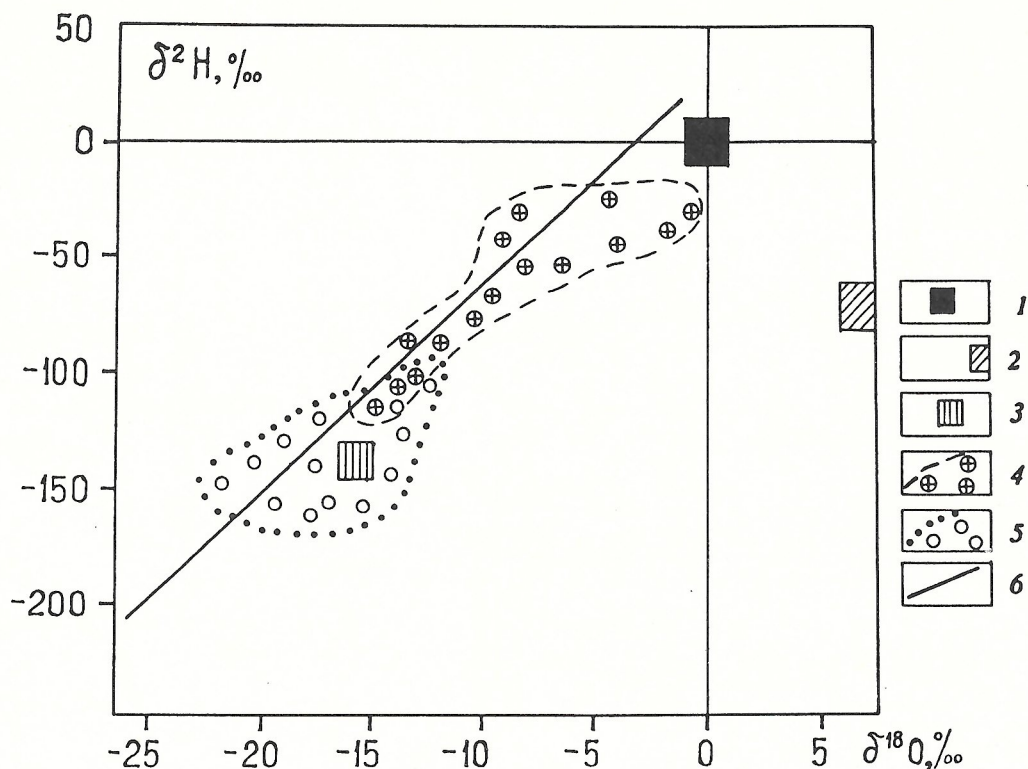


Рис. 2. Диаграмма изотопного состава водорода и кислорода подземных вод различного генетического облика:

1 — стандарт среднеокеанической воды (SMOW); 2 — гипотетический образец ювенильных вод; 3 — вода оз. Байкал; 4 — хлоридные кальциевые рассолы; 5 — термальные воды; 6 — линия Крейга для наземных вод

20 мг/дм³, что ниже бальнеологической нормы, до 120 мг/дм³. То же самое можно сказать в отношении оксида железа (III) и растворенной углекислоты. Содержание последней в воде некоторых источников не намного превышает бальнеологическую норму и составляет 980 мг/дм³ (источник Погроминский), а в воде Ауглейского источника достигает 2950 мг/дм³ (определение А.Б.Авдеевой в августе 1976 г.). Отмечено также невысокое содержание фтора, бора, лития, стронция и других микроэлементов.

Согласно одиночным анализам изотопного состава водорода ($\delta^2\text{H}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), углекислые воды Забайкалья мало отличаются от метеорных вод. Иначе говоря, природа их связана с насыщением инфильтрационных вод углекислотой глубинного происхождения на стадии мофетной деятельности.

На юго-западе Даурской гидроминеральной области выделяется Селенгинский район радоновых и железистых вод низкой минерализации. Наибольший интерес представляют радоновые воды, проявляющиеся по зонам тектонических нарушений северо-восточного простирания в гранитах [1]. Минерализация обычно изменяется от 0,1 до 0,2 г/дм³, иногда повышаясь до 0,4 г/дм³. По составу они гидрокарбонатные (как исключение в воде некоторых источников присутствует сульфат-ион до 20—30 % мг-экв) магниевые-кальциево-натриевые. Фиксируются и другие соотношения в катионной группе ионов. Среди микрокомпонентов приоритетов нет, а их содержания невысокие. Воды обычно холодные, а дебиты источников изменяются от 0,01 до 3 л/с. Главный бальнеологический компонент — ра-

дон, содержание которого изменяется от 370 до 10650 Бк/дм³ (источник Урт-Улентуйский), обычно растворен в воде.

В.Г.Ясько [11] в спонтанных газах подземных вод Байкальской рифтовой зоны выявил радон в количестве 1480—2960 Бк/дм³ (в растворенном состоянии содержание радона не превышало 65 Бк/л). Природа этого явления, возможно, связана с газлифтным эффектом или поступлением радона совместно с глубинным флюидом.

В Восточно-Саянской гидроминеральной области, кроме холодных углекислых вод, аналогичных по составу забайкальским «дарасунам» и в подавляющей массе имеющих минерализацию несколько более 1 г/дм³, выходят углекислые термальные воды, содержащие радон (от 550 до 2220 Бк/дм³) и кремнекислоту (50—75 мг/дм³). Представителями последних являются Чойганские (T 20—38 °С) и Шумацкие (T 30—37 °С) источники. Углекислые радоновые термы по составу гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Холодные углекислые воды характеризуются преобладанием гидрокарбонатов кальция и магния, а минерализация их редко превышает 1 г/дм³. Иногда отмечается повышенное содержание радона — до 2257 Бк/дм³ (Арысканский источник, напоминающий воду курорта Молоковка в Забайкалье). Арысканский источник, как и Чойганский, находится за пределами рассматриваемого региона, но в Восточно-Саянской гидроминеральной области [9].

Из выявленных и изученных типов, классов-подклассов и групп минеральных лечебных вод на территории Прибайкалья в бальнеологии практически используются три основные группы:

солёные воды и рассолы (курорты Ангара, Усолье-Сибирское, Усть-Кут и Таежный, здравницы г. Ангарска, пос. Новонкутска и др.), термальные кремнистые воды (курорт Горячинск, здравницы Хакусы, Гарга, Алла, Котельниковская, Кучехир, Нилова Пустынь, Жемчук, Ильинка и др.), углекислые воды (курорт Аршан-Тункинский и некоторые местные здравницы). Производится розлив питьевых лечебно-столовых минеральных вод: Иркутская, Ангарская, Братская, Жемчужина Байкала (солёные воды сульфатного и хлоридного составов), Аршан-Тункинский (углекислые холодные воды).

Кроме того, минеральные лечебные воды перечисленных групп, а также некоторые их редкие разновидности (например, аналог трускавецкой Нафтуси на р. Киренга — источник Мунокский или углекислые радоновые термы — источник Шумак) местное население широко использует для лечения на так называемых «диких» курортах (местные здравницы без врачебного контроля за состоянием здоровья отдыхающих).

В заключение приведем рекомендации по использованию на территории Прибайкалья минеральных вод в лечебных целях. Это:

расширение и реконструкция действующих курортов;

организация новых здравниц на изученных месторождениях минеральных вод и прежде всего с дефицитными лечебными водами (Мунокское — типа трускавецкой Нафтуси, Новонкутское — типа сочинской Мацесты, Мотское — радоновые воды низкой минерализации вблизи д. Моты на р. Иркут);

поиски минеральных вод и строительство профилакториев в городах и районных центрах, что практически возможно чуть ли не в любом пункте платформенной части Прибайкалья, а также во многих местах горноскладчатых сооружений;

расширение и строительство новых заводов по розливу лечебно-столовых и лечебных вод в це-

лях увеличения объема разливаемых вод и их ассортимента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова Л.Л., Ясько В.Г. Радоновые воды зон тектонических нарушений Забайкалья // Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на востоке СССР / Мал-лы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967. Вып. III. С. 108—113.
2. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1974.
3. Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. — Иркутск: Вост. Сиб. кн. изд. 1977.
4. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. — Новосибирск: Наука, 1988.
5. Михайлов М.П., Толстихин Н.И. и др. Минеральные источники и грязевые озера Восточной Сибири, их гидрогеология, бальнеохимия и курортологическое значение // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1946. Вып. 21.
6. Минеральные воды южной части Восточной Сибири / Под ред. В.Г.Ткачука, Н.И.Толстихина. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1961. Т. 1.
7. Павлова С.Е. Водород в подземных водах Монголо-Байкальского орогена // Мат-лы Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1994. С. 33.
8. Пиннекер Е.В., Кустов Ю.И., Шнейзер Г.М., Васильева Ю.К. Новый тип минеральных лечебных вод на юге Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 5. С. 616—618.
9. Пиннекер Е.В. Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья // Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. Мат-лы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1969. С. 93—123.
10. Самсонов В.В. Генетическая классификация газопроявлений юго-восточного побережья Байкала // Геология и геофизика. 1963. № 7. С. 32—40.
11. Ясько В.Г. Подземные воды межгорных впадин Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1982.

Дискуссии

УДК 553.078

© Т.В.Джанелидзе, С.А.Кекелия, А.Н.Амбокадзе, 1996

Металлогения областей взаимодействия микроконтинентов*

Т.В.ДЖАНЕЛИДЗЕ, С.А.КЕКЕЛИЯ, А.Н.АМБОКАДЗЕ (КИМС)

В последние два десятилетия наметилась устойчивая тенденция использования идей тектоники плит и геодинамического аспекта принципа актуализма в металлогенических исследованиях. В связи с новой тектонической парадигмой, признающей сходство, по крайней мере для фанерозоя, экзо- и эндогенных режимов формирования палеомегаструктур Земли с современными, претерпела изменение и методологическая основа металлогенического анализа: идет интенсивный поиск объяснения причин глобального размещения минеральных месторождений с позиций плейт-тектоники, а также ведется углубленное исследование «овеществленного» следствия взаимодействия плит — рудно-геологических комплексов.

Нами на примере Кавказа, традиционно являющегося одним из «удобных» полигонов для апробации

геологических идей, обсуждаются некоторые проблемы современной металлогении.

Многими исследователями [2, 3] разделяется мнение о том, что Альпийско-Гималайский пояс, сегментом которого является Кавказ, был рожден из океана Тетис в результате сближения и сложного взаимодействия Афроазиатского и Евразийского континентов. В планетарном масштабе Кавказ рассматривается как горноскладчатое сооружение, образовавшееся на месте активной окраины (западнотихоокеанского типа) Евразийского континента, в региональном — как результат взаимодействия микроконтинентов («обломков» окраин материков), процессы внутри и на границе которых увязываются с глобальными, но несколько смещены во времени.

Как нам представляется, закономерные связи между тектоническими процессами прошлого и металлогенной удобнее всего выявлять в конкретных регионах путем выделения литогеодинамических комплексов

* На примере Кавказского региона.

(термин введен В.Е.Хаиним, а затем уточнен Ю.С.Каноновым [4]), состоящих из геологических формаций и несущих информацию о литолого-фациальных особенностях становления палеомегаморфоструктур Земли в условиях кинематики плит. Являясь надформационным таксоном, литогеодинамический комплекс объединяет крупные геологические объекты, общность которых обусловлена их формированием в рамках конкретных мегаморфоструктур Земли. Образующие их геологические формации (и нередко сопровождающие их рудные) свидетельствуют о неоднородности и локальности геодинамических обстановок в процессе развития мегаморфоструктур. В герцинидах выделено 7 литогеодинамических комплексов, в альпидах — 11 (рисунок).

Можно лишь догадываться по фрагментарности выходов доальпийского фундамента, что в начале герцинского цикла на месте южной окраины Восточно-Европейского континента размещался малый океанический бассейн. На это указывают известные на Северном Кавказе офиолитовые аллохтоны, силур-нижнедевонские глубокоководные карбонатно- и кремнисто-глинистые толщи, а также вулканические зоны Передового хребта, относящиеся по преобладанию в них базитов, вероятнее всего, к образованиям энсиматической островной дуги. Южнее последней располагалась, очевидно, энсиалическая дуга (зона Главного хребта Большого Кавказа), на склонах которой скапливались флишиды, а осевые зоны подвергались гранитизации. Закрытие Палеотетиса приурочено к концу перми — началу триаса [2]. Этому не противоречат установленные на Северном Кавказе континентальные депрессии (пермь — триас), наложенные на геоструктуры предыдущих этапов. Часть Гондваны — Иранский континент — в конце триаса был «припаян» к Евразии, а позднее, в начале юры, отторгнут в связи с заложением малокавказской ветви Мезотетиса [3].

Историко-геологический путь развития Кавказа в альпийском цикле распознается более уверенно. *Дивергенция* (лейас — ранний байос) континентальных плит — Скифской и Закавказской — сопровождалась углублением окраинного моря и активизацией его осевых и шельфовых зон (базиты и нижнеюрские трахиандезиты Большого Кавказа, нижебайосские андезитобазальты Малого), а Иранской и Закавказской — океанизацией континентальной коры (свидетельством этого служат офиолиты и пелагиты, обдуцированные позднее на окраины плит) и формированием системы островных дуг. *Конвергенция* (поздний байос — ранний мел) отмечена сменой геодинамического режима в окраинном море — его перерождением в остаточные флишевые трогги, складчатостью (адыгейская фаза) и обмелением северного края Мезотетиса, заложением и развитием средне-позднеюрского островодужного андезитовидного пояса Закавказья, активизацией гранитоидного магматизма на границе дислоцированных нижнеюрских сланцев с домезозойскими выступами (Северо-Кавказский краевой массив) и на северной окраине Закавказского микроконтинента и, наконец, становлением раннемеловых тоналитовых массивов (Сомхито-Карабахская зона).

Коллизия (палинспастическими реконструкциями [3, 7] установлено первое — раннесенонское — столкновение континентальных выступов Закавказской и Иранской плит), длившаяся в течение позднего мела — эоцена, обозначена в начале смещением к северу вулканической активности — в междугубые бассейны, где одновременно с их обмелением произошла смена подводного андезитовидного вулканизма на калий-натриевый кремнекислый субаэральный (Болнисский район) и «вспышкой» субщелочного и щелочного магматизма в тыловых зонах дуг (Кутаисский район); позднее — заложением и развитием, наряду с коллизийными деформациями, сутурных зон, рифтогенных внутриплитных депрессий (выполнены субщелочными, андезитовидными и базальтоидными вулканитами). Коллизийная тектоно-магматическая активизация Кавказа воспринимается как «отголосок» глобальных процессов в Мезотетисе — продолжавшимся до олигоцена затягиванием Афроаравийской плиты в зону субдукции [3]. Постколлизийный этап (олигоцен-квартер) был ознаменован углублением северного (Черноморского) морского бассейна (майкопская серия), магматической активизацией поперечных нарушений, осложняющих окраины микроконтинентов (субщелочные и щелочные

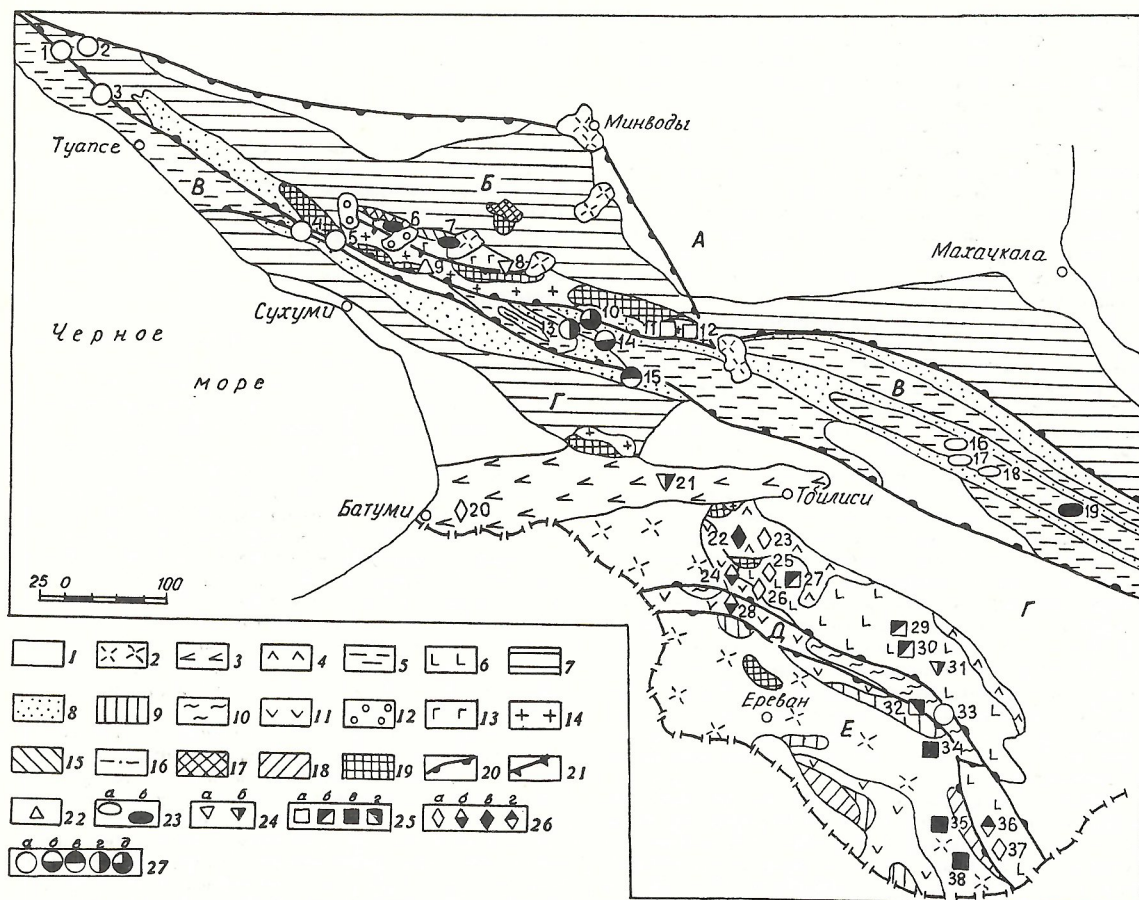
массивы). Поздняя стадия (поздний миоцен — квартер) отличалась ускоренным ростом горных цепей, осушением центральной части морского бассейна, продвижением блоков на юг, интенсификацией андезитовидного вулканизма на Малом Кавказе.

На Кавказе, как и в других регионах мира, обнаруживаются четкие связи определенных генетических групп месторождений с конкретными составляющими литогеодинамических комплексов. Одни рудные формации образуются с геологическими едиными пространственно-временными ассоциациями, для других закономерна связь с геологическими формациями, возникшими задолго до начала функционирования рудных систем. Примерами первых служат: а) герцинские доколлизийные медноколчеданные гидротермально-осадочные (Уруп, Худес и др.) энсиматических островных дуг; б) альпийские доколлизийные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические гидротермально-осадочные (Филизчай, Кизил-Дере и др.) котловин окраинного моря, эпигенетические вулканогенные медные и барит-полиметаллические (Алаверди, Кафан), медно-порфировые (Техут) и скарново-железородные (Дашкесан) островных руд с мафическо-салическим фундаментом; в) альпийские коллизийные — эпигенетические вулканогенные барит-полиметаллические, медные и золоторудные (Болниси) междугубых депрессий; эпигенетические вулканогенные полиметаллические (Мериси, Арманис, Гюмушхана), скарново-железородные (Дзама) и золоторудные (Марджан) внутриплитовых и трансплитовых депрессий; г) альпийские постколлизийные медно-молибден-порфировые (Каджаран, Агарах и др.) периферийных блоков микроконтинентов и марганцевые (Чиатура), возможно, эксталяционно-осадочной природы междугубых морских депрессий.

Ко вторым относятся: а) герцинские коллизийные гидротермально-метаморфогенные шеелиты (Кти-Терберда) в параметаморфитах энсиалических дуг; б) альпийские доколлизийные жильные свинцово-цинковые (Садон) в палеозойских гранитоидах окраин микроконтинента; в) альпийские постколлизийные баритовые и свинцово-цинковые (Чорди, Квайса, Гюмушлуг и др.) шельфовых зон микроконтинентов, испытавших тектоническую активизацию в неогене; г) альпийские постколлизийные сутурных зон — Пшекиш-Тырныаузской, Центрально-Кавказской и Амасия-Акеринской. Первая состоит из тектонических пластин допалеозойских метаморфитов, зеленокаменных пород палеозоя и юрских сланцев, включает неогеновые гранитоиды и скарновые вольфрам-молибденовые залежи (Тырныауз) с «сателлитными» флюоритовыми, полиметаллическими и золоторудными проявлениями; вторая — из пластин нижне-среднеюрских сланцев и верхнеюрско-нижнемеловых флишидов, включает среднеюрские и неогеновые гранитоиды, насыщенные проявлениями ртути (Ахей), сурьмы (Зонхито), мышьяка (Цана, Лухуми) и золота; третья — из пластин пород, относящихся к комплексам островных дуг и ложа океана, для нее характерны золоторудные (Зод) и ртутные (Агятаг) месторождения.

В целях конкретизации геодинамических обстановок рудоаккумуляции рассмотрим некоторые генетические группы эндогенных месторождений Кавказа. Одной из представительных групп является вулканогенная, объединяющая месторождения: колчеданного семейства гидротермально-осадочной природы (одни из них ассоциированы с глинистыми отложениями котловин окраинного палеоморя, другие — с формацией натриевых базальтов-липаритов энсиматических островных палеодуг); эпигенетической меди и барит-полиметаллов депрессий шельфовых зон островных палеодуг (микроконтинентов), где сочетаются андезитовая и андезитобазальтовая формации и междугубых депрессий, выполненных риодацитов и андезитобазальтовой формациями.

Как известно, предметом научных дискуссий остается проблема формирования гидросистем месторождений. Нами, с учетом данных по рассолом соленодных бассейнов и Мировому океану [6, 14, 15 и др.], предпочтение отдается двум возможным вариантам формирования рудоносных систем. Один из них предусматривает захоронение и метаморфизацию морских вод. Воды трансформируются в металлоносные рассолы в результате взаимодействия с осадками шельфовых зон в процессе их погружения. Гидросистемы же формируются позднее на этапе тектонической или вулкано-



тектонической активизации континентальных блоков в результате взаимодействия рассолов либо с сероводородсодержащими нефтяными водами, либо с газовой-жидкими составляющими остывающих магматитов.

Другой вариант предусматривает механизм вовлечения морских и метеорных вод в конвективный поток в связи с уменьшением их плотности под влиянием тепловой аномалии внедрившегося плутона. Воды, взаимодействуя с плутоном и окружающими его вулканами, приобретают свойства и состав рудоносных флюидов. Последний механизм, например, реализовывался в пределах островных палеодуг, подтверждением чему служат компонентный состав руд месторождений, закономерно зависящий от петро- и геохимических особенностей окружающей среды, и масштаб промышленной минерализации, пропорциональный объему пород, слагающих вулканоструктуры, и соответственно количеству рассеянного в них металла [5]. Что касается колчеданных месторождений котловин окраинного моря, то можно согласиться с предположением Н.К.Курбанова [8] о том, что гидросистемы медных типа Кизил-Дере функционировали в пределах осевых зон локального рифта, а колчеданно-полиметаллических типа Филлизчай — в депрессиях, наложенных на блоки с развитой континентальной корой. Не исключается в филлизчайском примере вовлечение палеозойских рассолов вод (предположение В.Н.Холодова [14]) в раннеюрскую вулканотектоническую активизацию. В общих чертах образование вулканогенных месторождений воспринимается как аномальное явление [5], зависящее от: состава и строения локальных депрессионных вулканоструктур и их фундамента; длительности существования термоаномалий, гипсометрии последних (уровня размещения магматических тел) и водонасыщенности окружающего их простран-

ства; стабильности функционирования физико-химического барьера; условий, обеспечивающих сохранность залежей.

Рудоносные депрессии, относящиеся к категории конседиментационных, отличаются ускоренным и меняющимся во времени режимом осадконакопления: в островных дугах салическо-мафического профиля — смена субмаринного вулканизма на аэральный; в энсиматических дугах — океанических валах — относительное быстрое обмеление бассейна; в окраинном море — смена глубоководного режима осадконакопления застойных локальных впадин флишовой. Благоприятные РТ-условия для рудообразования, как следует из наблюдений в океане [15], а также с учетом данных, суммированных на известной кривой Хааса, создавались на дне морских бассейнов, глубина которых немного превышала 2 км, а также в закрытых дренажных структурах земной коры в 400—600 км от земной поверхности [5].

В качестве другого примера рассмотрим месторождения порфиорового семейства. Альпийские предколлизийные медные ассоциированы с диорит-тоналитовой формацией, а постколлизийные медно-молибденовые — с монзонит-сиенитовой, осложненной гранодиоритовой. Петрологами [13] допускается возможность образования магм рудоносных формаций за счет расплавления материала земной коры, но при соблюдении обязательного условия — поступлении дополнительного тепла. Роль источников дополнительного тепла отводится мантийным плюмам. Вероятнее всего, этот механизм реализовывался в пределах консервативных трансформных структур в периоды интенсификации встречных движений континентальных блоков. Фанеритовые массивы, занимающие огромные объемы и ориентированные

альпийские комплексы и их формационный состав: постколлизийные (олигоцен-квартер): 1 — межгорных и передовых прогибов, континентальная и морская молассы; 2 — активизированных приподнятых блоков горно-складчатого сооружения, андезитобазальтовая, риодацитовая, трахиандезитовая, монзонит-сиенитовая, гранит-гранодиоритовая, лейцитифилов, нефелиновых сиенитов; активной окраины Евразийского континента: коллизийные (сенон-эоцен): 3 — внутриплитных рифтогенных депрессий, флишеидная терригенно-туффовитовая, трахиандезитобазальтовая, монзонит-сиенитовая, габбро-диоритовая; 4 — остаточных междугорных бассейнов, карбонатно-терригенно-туффовитовая, риодацитовая, андезитобазальтовая, карбонатная; доколлизийные (лейас-турон): 5 — котловин окраинного моря, глинисто-сланцевая, натриевых базальтов-липаритов, флишевая карбонатно-терригенная; 6 — островной дуги с мафически-салическим фундаментом, андезитобазальтовая, андезитовая, диорит-гранодиоритовая, диорит-тоналит-плагитогранитная, карбонатно-терригенно-туффовитовая, известняково-доломитовая; 7 — шельфа и склона континента (лейас-эоцен), глинисто-песчаная, угленосная песчано-глинистая, карбонатно-глинисто-песчаная, эвапоритовая, известняково-мергелистая, карбонатная (рифовая); 8 — склона и подножия континента (лейас-мел), флишеидная углеродистая глинисто-песчаная и песчано-глинистая, трахиандезитовая, андезитовая, сероцветная карбонатно-глинисто-терригенная; пассивной окраины Иранского микроконтинента: 9 — шельфа и склона микроконтинента (J—K), карбонатно-глинисто-песчаная, известняково-доломитовая, андезитовая; 10 — ложа малого океана (J (?)—K₁), карбонатно-кремнисто-сланцевая, натриевых базальтов, олистостромовая, дунит-перидотитовая и габбровая; 11 — коллизийных трансплитных вулканических депрессий, наложенных на Закавказский и Иранский массивы, а также Амасия-Акеринскую сутуру, флишеидная терригенно-туффовитовая, андезитовая; *герцинские комплексы*: активной окраины Восточно-Европейского континента: постколлизийные (P—T): 12 — континентальных депрессий, карбонатно-глинисто-песчаная, красноцветная молассовидная, андезитобазальтовая, липаритовая; доколлизийные (S—C₁): 13 — энсалической островной дуги, дунит-перидотитовая, карбонатно-глинисто-сланцевая, натриевых базальтов-липаритов, карбонатно-глинисто-песчаная; доколлизийные и коллизийные (PZ-поздний палеозой): 14 — энсалической островной дуги, диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая; 15 — шельфа и склона континентов (D—C), карбонатно-глинисто-песчаная, угленосная песчано-глинистая; 16 — окраинного моря (D—T), флишеидная карбонатно-глинисто-песчаная; 17 — ложа малого океана (S—D), карбонатно-кремнисто-сланцевая, натриевых базальтов, дунит-перидотитовая; пассивной окраины Гондванского континента: 18 — шельфа и склона (D—P), карбонатно-глинисто-песчаная, угленосная песчано-глинистая; 19 — догерцинский фундамент, докембрий — ранний палеозой; 20 — границы мегаблоков (A — Скифская плита, B — Северо-Кавказский краевой массив, B — складчатое сооружение Южного склона Большого Кавказа — включает Западно- и Восточно-Кавказский антиклинарии и Центральнокавказскую сутурную зону, Г — Закавказский срединный массив, Д — Амасия-Акеринская сутура, E — Северная периферия Иранского массива); 21 — Пшекиш-Тырныаузская сутура; генетические типы месторождений: 22 — гидротермально-метаморфогенный, шеелитовый, 23 — вулканогенный гидротермально-осадочный (a — колчеданно-полиметаллические, б — медноколчеданные), 24 — скарновый (a — вольфрам-молибденовые, б — железорудные), 25 — плутоногенный (a — полиметаллические, б — медно-порфировые, в — медно-молибден-порфировые, г — золоторудные); 26 — вулканогенный эпигенетический (a — медные, б — полиметаллические, в — полиформационные медно-золото-полиметаллические, г — золоторудные), 27 — амагматический (a — ртутные, б — мышьяковые, реальгар-аурипигментные, в — свинцово-цинковые, г — мышьяковые, арсенопиритовые, д — сурьмяные); месторождения: 1 — Сахалинское, 2 — Белокаменное, 3 — Перевальное, 4 — Авадхское, 5 — Ахейское, 6 — Урупское, 7 — Худеское, 8 — Тырныаузское, 9 — Кти-Тебердинское, 10 — Зопхитское, 11 — Згидское, 12 — Садонское, 13 — Цанское, 14 — Лухомское, 15 — Квайсинское, 16 — Кацздское, 17 — Физлихское, 18 — Катехское, 19 — Кизил-Дерейское, 20 — Мерисское, 21 — Дзамское, 22 — Маднеульское, 23 — Цителисопельское, 24 — Привольненское, 25 — Шамлугское, 26 — Алавердское, 27 — Техутское, 28 — Арманисское, 29 — Хархарское, 30 — Кедабенское, 31 — Дашкесанское, 32 — Зодское, 33 — Агягское, 34 — Далидагское, 35 — Дастакертское, 36 — Шаумяновское, 37 — Кафанское, 38 — Каджаранское

вкост простираются общекавказских структур, к моменту функционирования порфировых систем были полностью раскристаллизованы. Фанеритовая рама месторождений воспринималась бы как безрудная, если бы не были активизированы (порфировый магматизм) отдельные ее боки. Известно [12], что процесс кристаллизации магм фанеритов не завершается рудонакоплением, а ограничивается фиксацией меди в темноцветных силикатах и магнезиальных сульфидов, а молибдена — обособлением в плечные растворы.

Можно полагать, что на месторождениях порфирового семейства стабильному функционированию гидросистем предшествовали следующие события: внедрение в раму неполностью раскристаллизованных порфировых тел и их затвердевание; постолитное остывание интрузии в интервале температур 800—450 °С, сопровождаемое отгонкой флюидов по системе контракционных трещин; вскипание находящегося в надкритическом состоянии флюида (400—450 °С, 70—80 МПа) с разделением его на высокоминерализованный рассол и газовой-жидкую смесь. На уровне концентрирования рассола (или зоны ошеслаивания флюида) формируются фельдшпатолиты, а по периферии последних под влиянием смеси кислых газов и участки ранее образованных поровых вод — пропилиты с рассеянной сульфидной минерализацией. Таким образом формируется единое, схватывающее порфировые тела и часть фанеритовой рамы, порово-флюидное пространство, в котором диффузионному перемещению компонентов способствовали термоградиентные поля вокруг порфировых тел. Поскольку флюидам порфировых месторождений присуща высокая соленость, исключаящая их свободное движение, то авторы отдадут предпочтение

механизму диффузионного перемещения комплексных соединений. Здесь раствор околорудного пространства выступает в качестве проводника, а не транспортирующего агента, как это допускается некоторыми исследователями [10]. В области критических изотерм (по геологическим данным, совпадающих с экзо- и эндо-контактами порфировых тел), где, вероятнее всего, вследствие резкого усиления ассоциированности кислотных компонентов разрушились металлосодержащие комплексы, происходил сброс рудного вещества в виде золя, а затем и коагуляция последнего. Возникшие таким образом в области критических изотерм маточные коллоидные растворы подпитывались минералообразующим веществом извне до тех пор, пока заданными РТ-условиями придерживались активности компонентов на соответствующем уровне. На начальном этапе (от 500 до 300 °С) сульфидообразование в предложенной модели, детали которой, к сожалению, опускаются, воспринимается как естественное продолжение процессов калишпатизации и пропилитизации. Причем, как следует из экспериментальных работ [8], на уровне калишпатизации в интервале температур от 500 до 350 °С сначала осаждался молибденит с кварцем, а затем при 350—300 °С и халькопирит. Вначале же произошел сброс основной массы ангидрита (температура гомогенизации газовой-жидких включений кварц-ангидритового парагенезиса составила 380—340 °С).

В дальнейшем, в условиях отступления изотерм, на каждом конкретном участке в интервале температур 300—200 °С на фоне роста кислотности раствора (в связи с усилением диссоциированности кислот при понижении температуры) выделялась и основная масса меди (медь-содержащие кварц-серцитовые метасоматиты наложе-

ны на фельдшпатолиты и пропилиты). На поздних стадиях в рудообразовательный процесс вовлекались воды с высокой долей метеорной составляющей (изотопные данные) периферийных областей пропилитовых зон.

Таким образом, флюидные системы возникали и функционировали на фоне сложного мозаичного взаимодействия порово-водного пространства фанеритовой рамы и легколетучих кислотных компонентов остывающей порфировой интрузии.

Несколько слов и о месторождениях сутурных зон. Инфильтрационные скарны с вольфрам-молибденовым оруденением (Пшекиш-Тырныаузская зона) размещены в палеозойской зеленокаменно измененной карбонатно-терригенной толще, которая подстилается допалеозойскими метаморфитами с полями магнетитов и гранитоидов. Можно с определенной долей осторожности предположить здесь регенерацию древних скоплений вольфрама, подобных месторождениям Кти-Теберда или Субаши. Последние располагаются в метаморфитах (амфиболитах и скарноидах) кровли палеозойских гранитов. Процесс миграции вольфрама и молибдена был многоэтапным: допускается дометаморфическое накопление металла, вынос его из зон гранитизации в составе силикатно-флюидных систем, садка на карбонатном барьере, а затем и повторное его растворение и перераспределение. Для сутур южного склона Центрального Кавказа характерны ртутные, мышьяковые, сурьмяные, сурьмяно-вольфрамовые проявления, которые в основном приурочены к углеродистым флюидным толщам с первичными аномалиями мышьяка, вольфрама, золота и других металлов. В одних моделях первичным аномалиям отводится роль источника рудных компонентов [9]. В других, например ртутных месторождений, предпочтение отдается различным источникам серы и металла: гидросистемы формируются там, где скрещиваются пути миграции серы нефтяных вод с газовой-водными магматогенными струями, несущими металлы в атомарной форме. Распространение золоторудных, мышьяковых и ртутных проявлений Амасия-Акеринской сутуры ограничено ареалом развития базит-ультрабазитового комплекса ложа океана, что, с учетом известной «специализации» ультрабазитов на ртуть [1] и золото [11], не исключает возможности экстракции металлов в процессе позднеальпийской тектономагматической активизации из вмещающих толщ.

Итак, можно заключить, что рудообразование в горноскладчатых сооружениях, подобных Кавказу, имеет причинно-следственные связи с процессами, сопровождающими дивергентные и конвергентные перемещения микроконтинентов или их блоков. Динамика перемещений и меняющиеся эндогенные режимы отражены в литофациальном составе литогеохимических комплексов. Формирование составных частей последних — рудоносных формаций — совпадает с максимумами интенсификации эндогенных режимов — с периодами ускоренного подъема геотерм, вызванного мантийными плюмами. Осадочные формации «специализацию» приобретают в определенных геодинамических обстановках и климатических условиях, в результате регионального метаморфизма, в ряде случаев и при участии вулканических процессов; магматические — в процессе их кристаллизации на разных уровнях земной коры. Для вовлечения «специализиро-

ванных» формаций в гидротермальный процесс необходимы дополнительные условия, такие как: достаточное количество транспортирующего агента, стабильное энергообеспечение гидросистем, наличие физических и геохимических барьеров рудонакопления. Эти условия реализуются на начальных этапах развития горноскладчатых сооружений в локальных депрессиях рифтогенных зон — в конседиментационных структурах, на поздних — в зонах влияния трансформных разломов на стыке микроконтинентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсуков В.А., Дмитриев Л.В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // *Геохимия*. 1972. № 12. С. 17—35.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Кн. 1, 2.
3. История океана Тетис / Под ред. А.С.Монина и Л.П.Зоненшайна. — М.: Институт океанологии, 1987.
4. Канонов Ю.С. О переходе от геологических формаций к литогеохимическим комплексам // *Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология*. 1992. № 5. С. 98—100.
5. Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. Вулканогенные месторождения цветных металлов палеостроудных сооружений и методики их прогнозирования. — Тбилиси: Мецниереба, 1993.
6. Крайнов С.Р., Матвеев Л.И., Соломин Г.А. Геохимические условия осаждения цинка и свинца из рассолов седиментационных бассейнов на сульфидном барьере // *Геохимия*. 1988. № 12. С. 1708—1719.
7. Ломизе М.Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте // *Геотектоника*. 1987. № 2. С. 14—23.
8. Меднорудные месторождения — типы и условия образования / Под ред. А.И.Кривцова, Ю.В.Богданова, М.Б.Бородаевской и др. — М.: Недра, 1987.
9. Минералого-геохимическая поисковая модель на золото и другие металлы в черноморско-кавказских формациях (на примере южного склона Кавказа). Методические рекомендации / А.Г.Жабин, Н.С.Самсонова, Т.А.Шарданова, А.Н.Амбокадзе и др. — М.: ИМГРЭ, 1990.
10. Наумов Г.Б. Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования // *Основные проблемы рудообразования и металлогении*. М., 1990. С. 167—183.
11. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
12. О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений / В.И.Рехарский, Л.Н.Варьяш, В.П., Капсамун, В.Н.Кудрин и др. // *Генетические модели эндогенных рудных месторождений*. Новосибирск, 1983. С. 135—143.
13. Уилли Дж.Р. Петрогенез и физика Земли // *Эволюция изверженных пород*. М., 1983. С. 468—503.
14. Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. — М.: Наука, 1989.
15. Stekeberg U. Von and the shipboard scientific party. Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the Southwest Pacific // *BGC Circ*. 1985. N 27. P. 3—14.

УДК 550.8.011

© Л.И.Четвериков, 1996

Поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых

Л.И.ЧЕТВЕРИКОВ (Воронежский университет)

В последнее время четко определился переход от громоздкой многостадийной схемы поисково-разведочных работ [3] к принятой во всем мире трехстадийной: поиски — оценка — разведка [5, 7]. В задачу данной

статьи не входит анализ достоинств и недостатков той и другой схемы и практической обоснованности подобного перехода. Отмечу только, что, на наш взгляд, это является прогрессивным шагом, т.к. позволяет решать

вопросы с обеспечением запасами полезных ископаемых в более короткий срок с меньшими затратами средств.

Позволю остановиться на чисто методологическом вопросе, имеющем прямое практическое следствие. Сложилась парадоксальная ситуация. До сих пор неясно, что собой представляют поиски и разведка месторождений полезных ископаемых (МПИ) и какое место при этом занимает стадия оценки. Что это часть геологии или нет? Два вида одинаковых работ с общим объектом изучения, но отличающихся только степенью детальности его изучения, или два разных вида работ с самостоятельными объектами? Область научной деятельности или не материальное производство? И даже больше, такой необычный вопрос, а можно ли вообще найти МПИ на стадии поисков? Принятые определения поисков и разведки МПИ [1] не дают ответа на данные вопросы. Однако эти далеко не праздные вопросы, определяют целевые установки и изначальные возможности таких работ.

Название того и другого вида работ заключает *месторождения полезных ископаемых*, поэтому, не определив, какого рода объектом является МПИ, невозможно правильно ответить на поставленные вопросы.

Классическим считается определение МПИ как «природное скопление полезного ископаемого, которое в качественном и количественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях» [1. Т. 1. С. 423].

Главным определяющим, иначе *целостным*, или по другому *эмерджентным* [2, 8] свойством МПИ является то, что оно представляет собой *предмет промышленной разработки*. Это значит, что МПИ — не естественный геологический, а целевой экономико-технический геологический объект, в первую очередь, экономико-технический, так как его выделение среди других геологических объектов всецело определяется экономическими и техническими факторами [3, 4, 6, 8]. Фактически любое достаточно крупное скопление отдельной породы, находящееся в «удачных» экономических и горно-технических условиях, может быть предметом промышленной разработки, а следовательно, МПИ, если в этом имеется практическая необходимость. Из определения понятия МПИ ясно, что если природное скопление полезного ископаемого не является на данный момент «промышленным», т.е. не может быть *предметом промышленной разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях*, то оно не представляет собой *месторождение*. Поэтому неудачное выражение *непромышленное месторождение* [1, 6]. И это не тавтология, а выражение логически строгого, принципиального подхода к МПИ как целевому технико-экономическому природному объекту.

Отсюда следует, что МПИ, во-первых, сугубо *целевой*, а не *естественный* [2] объект, во-вторых, технико-экономический объект [8]. *Целевой объект* означает, что выделение МПИ как самостоятельного объекта изучения обусловлено исключительно утилитарной целью — удовлетворением потребностей человечества. Отсутствуют данные потребности, отсутствует и МПИ как особый природный объект.

Выделяется МПИ среди других геологических объектов на основе целевых технико-экономических критериев, в качестве которых выступают «требования промышленности» и «кондиции на минеральное сырье», представляющее собой совокупность экономически обоснованных требований к качеству и количеству полезного ископаемого в недрах, к горно-техническим условиям его разработки и переработки [3, 4, 6]. В том, что МПИ есть целевой технико-экономический объект, и заключается принципиальное отличие его от других объектов геологии.

Из данных рассуждений логически вытекает:

1. Нет *требований и кондиций*, нет и МПИ. Открытие любого месторождения невозможно при их отсутствии.

2. Зафиксировать соответствие изучаемого объекта установленным требованиям кондициям промышленности только по результатам достаточного числа замеров его количественных параметров (содержания, мощности и др.). Сделать это объективно на основе чисто

геологических предпосылок, признаков или критериев посредством геолого-геофизических методов поисков невозможно.

Следовательно, объективно установить наличие МПИ на стадии поисков практически нет возможности. Для этого *поиски* как стадия определенного вида геологических работ не дают и не могут дать требуемого количества и качества информации, необходимой для объективного, однозначного решения вопроса о наличии МПИ. Этим-то и объясняется ничтожная подтверждаемость найденных на стадии поисков так называемых *месторождений*, когда «...из каждых 100 проверенных объектов лишь первые проценты оказываются промышленными» [5. С. 57]. При поисках фиксируются не МПИ в понимаемом смысле, а *рудопроявления* или, правильной, *проявления полезных ископаемых* (ППИ): — локальные скопления полезного ископаемого, в которых в отдельных разведочных пересечениях фиксируются присутствие промышленной мощности и промышленного содержания полезного ископаемого. Наличие подобной информации не позволяет однозначно говорить о конкретной промышленной значимости ППИ. Принципиальное различие между *проявлением* и *месторождением* можно определить следующим образом. Каждое *месторождение* выступало в роли *проявления* на стадии поисков, но далеко не каждое *проявление* в дальнейшем оказалось *месторождением*.

На стадии поисков удается найти и зафиксировать на местности наличие того или иного ППИ. Можно произвести примерную оценку обнаруженного ППИ, качественно определив степень его перспективности. Однако невозможно установить, является ли данное проявление месторождением или нет. Для подобной однозначной технико-экономической оценки нет достаточной информации.

Таким образом, в качестве объекта поисков выступает ППИ. Цель поисков — фиксация на местности ППИ и их ранжировка по степени практической значимости или, как принято говорить, по степени их перспективности. Продукт поисков — геологическая информация как о самих ППИ, так и об условиях, в которых они находятся. В связи с этим бытующее выражение *поиски месторождений полезных ископаемых* не верно.

В основе поисков лежат геологические предпосылки, поисковые признаки и прогнозно-поисковые комплексы. Проводятся поиски посредством геологических, геохимических и геофизических методов. Следовательно, поиски представляют собой прикладные геологические исследования, являясь прикладной частью геологии. В определенной мере поиски можно рассматривать и как область прикладной научной деятельности, поскольку постановка и проведение поисковых работ опирается на научный геологический прогноз [5]. Итак, поиски полезных ископаемых, являясь частью геологии, представляют собой *прикладные геологические исследования*, предназначенные для обнаружения проявлений полезных ископаемых и их общей перспективной оценки.

Совершенно по иному представляется разведка МПИ. Она имеет другую цель и объект. Цель разведки кратко можно сформулировать как объективную количественную оценку промышленной значимости МПИ, включая и экономические, и технические возможности эксплуатации МПИ и технологии переработки минерального сырья с учетом существующего рынка на данное сырье. Объект разведки — МПИ, причем не в его геологических границах, а в пределах промышленного контура. В качестве продукта разведки выступает геологическая, экономическая, техническая и другая разведочная информация о разведуемом объекте.

Устарело мнение о том, что конечным результатом разведки МПИ служит отчет о его геологическом строении и генезисе. ТЭС по оценке и ТЭС освоения МПИ совместно с подсчетом запасов — вот что сейчас требуется от разведки [6]. Все это основывается на геолого-экономической, геолого-технологической, горно-технической и другой количественной геологоразведочной информации. Такая информация имеет строго прикладную, а не научную направленность. Что же касается научной геологической информации, например, о генезисе МПИ, то она нужна постольку, поскольку

позволяет прогнозировать промышленные перспективы МПИ за пределами разведанного контура.

Понятие *разведка месторождений полезных ископаемых, иначе геологоразведка*, включает *технику разведки и методику разведки*.

Технику разведки составляют самые разнообразные технические средства, применяемые при разведке, используемые при проходке разведочных единиц (буровые станки, горно-промышленное оборудование и т.д.). Технические средства, используемые для производства замеров геологоразведочных параметров (самое разнообразное оборудование, начиная от геофизических приборов и кончая оборудованием аналитических лабораторий) и, в последнее время, вычислительная техника, применяемая для обработки разведочной информации. Методика разведки объединяет способы и методы производства замеров, разведочных параметров, методику размещения этих замеров на объекте разведки (разведочная сеть); методику обработки разведочной информации (например, алгоритм подсчета запасов и т.д.) и методику геолого-экономической оценки МПИ по результатам разведки. Методика разведки — это не что иное как технология разведки работ.

Научное обеспечение разведки МПИ разнопланово и в равной степени касается как технической, так и методической ее стороны, включает достижения технических, экономических и геологических наук, а также прикладной математики. Решение научных чисто геологических вопросов — не самоцель геологоразведки. Наоборот она использует достижения геологических и других наук для относительного решения конечной цели технико-экономической оценки недр [3, 4, 6].

Таким образом, разведка МПИ не является *научным исследованием, областью науки* и тем более *наукой о земной коре*. Это особая самостоятельная отрасль нематериального производства со своей особой техникой и технологией, задача которой — получение различной информации о разведкуемом МПИ для его технико-экономической оценки. Именно технико-экономической, не геолого-экономической оценки, как это принято считать, так как определение геологического строения МПИ, вещественного состава руды и решение других, казалось бы, геологических вопросов нужно постольку, поскольку они позволяют объективно оценить экономическую значимость объекта разведки, выбрать оптимальную систему эксплуатации, способ обогащения и технической переработки минерального сырья [3, 4, 6].

Следовательно, разведка МПИ (иначе — геологоразведка), а в широком смысле и вообще *разведка недр*, представляет собой не область науки, а *нематериальное производство разведочной информации об объекте разведки*.

Вернемся теперь к тому, какое место в данной трехчленной схеме занимает оценочная стадия. В результате поисков на конкретной территории обычно фиксируется ряд проявлений разных полезных ископаемых. Какие-то из них признаются перспективными, т.е. возможными МПИ. Понятно, что делать на каждом таком ППИ разведку с тем что бы только выяснить, является ли оно в действительности МПИ слишком дорогое удовольствие.

Поэтому необходима стадия промежуточная между поисками и разведкой, основная цель которой — осуществление в наиболее короткий срок, с наименьшими затратами средств разбраковки перспективных ППИ на месторождения и проявления полезных ископаемых. Образно говоря оценочные работы творят МПИ и не более, без какой-либо их серьезной, детальной технико-экономической оценки. В идеале оценочные работы должны дать возможность судить о том какое это МПИ в своем геолого-промышленном типе: мелкое, среднее или крупное, и в экономическом плане весьма перспективное, перспективное или неперспективное. Правиль-

ность оценки на данной стадии имеет огромную практическую значимость. Если ППИ признается не МПИ, а оно фактически является таковым, то это МПИ *замораживается* на долго. Если ППИ признается МПИ, а оно фактически таковым не является, то это влечет за собой не нужную затрату больших средств на проведение последующих разведочных работ только для констатации подобной ошибки.

Из сказанного следует, что в качестве объекта оценочных работ выступает перспективное ППИ, которое может оказываться МПИ или не быть таковым после проведения данных работ. Оценка объекта основывается как на геолого-генетической информации, так и на результатах относительно немногочисленных измерений разведочных параметров [3, 5, 7]. Геолого-генетическая информация позволяет установить геолого-промышленный тип ППИ, что способствует проведению аналогии, на основе которой добирается недостающая информация для определения возможной промышленной значимости ППИ. Измерения разведочных параметров придают данной оценке необходимую количественную значимость. При этом измерения разведочных параметров на оценочной стадии не главные как при разведке, а выполняют необходимую, но вспомогательную роль объективизируя геологические данные.

Стадия оценочных работ в чистом виде не является как геологическим исследованием, так и нематериальным производством. Она занимает промежуточное место. Это особый род работ со своей методикой и технологией, который можно назвать геолого-промышленной оценкой ППИ.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Поиски — прикладные геологические исследования. Цель поисков — фиксация на местности ППИ и ранжировка их по степени перспективности, т.е. возможности быть МПИ. Продукт поисков — геологическая информация.

2. Оценка — особый род работ по геолого-промышленной оценке ППИ. Цель оценки — фиксация наличия МПИ. Продукт данных работ — геологическая разведочная информация ППИ.

3. Разведка — нематериальное производство прикладной разведочной информации о МПИ. Цель — объективная количественная оценка промышленной значимости МПП и возможности его эксплуатации. Продукт разведки — прикладная геологическая, экономическая, техническая и другая разведочная информация о МПИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологический словарь*. — М.: Недра. Т. 1, 2, 1973.
2. *Геологические тела*. — М.: Недра, 1986.
3. *Каждан А.Б. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых*. — М.: Недра, 1984.
4. *Каждан А.Б., Кобахидзе Л.П.* Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
5. *Орлов В.П.* Геологическое прогнозирование. — М.: Наука, 1991.
6. *Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений*. — М.: ГКЗ СССР. Т. 1, 1985.
7. *Сушон А.Г., Павлов В.К., Виноградов А.С.* Стадийность геологоразведочных работ в новых экономических условиях // Сов. геология. 1991. № 12. С. 75—76.
8. *Четвериков Л.И.* Полезное ископаемое, руда, месторождение и другие понятия // Методологические исследования в геологии и геофизике. Новосибирск, 1986. С. 172—181.

В соответствии с Законом Российской Федерации «О Недрах» и Федеральным законом «О внесении изменений и дополнений в закон РФ «О Недрах», недра в сфере, связанной с воспроизводством минерально-сырьевой базы России, представляются в пользование для работ, направленных на общее их геологическое

изучение (региональные геолого-геофизические работы и др.), для геологического изучения, включающего поиски и оценку месторождений, и для разведки и добычи полезных ископаемых. Этим определяются общие рамки стадийности геологоразведочных работ в новых экономических условиях.

Приказом Роскомнедра введена регламентация первой стадии геологоразведочного процесса — регионального геологического изучения, которое осуществляется геологической службой страны. Одна из целей первой стадии — создание основ для прогноза полезных ископаемых и решения задач, связанных с воспроизводством и расширением минерально-сырьевой базы. Актуальная задача — определение стадийности и регламентация геологоразведочных работ при проведении поисков, оценки и разведки месторождений полезных ископаемых, чему, по существу, и посвящена публикуемая статья Л.И.Четверикова.

Статья содержит ряд спорных и малоубедительных положений и выводов, в первую очередь касающихся рамок и содержания поисково-оценочной стадии. Необходимо также указать, что собственно разведка является, с одной стороны, нематериальным производством информации об объекте разведки (определение Л.И.Четверикова), а, с другой, — выступает как прикладная геологическая наука (что отрицается Л.И.Четвериковым). Ее определение, данное в трудах отечественных основоположников учения о поисках и разведке — В.М.Крейтера и В.И.Смирнова актуально и на современном этапе. Как подчеркивал В.М.Крейтер «...это именно наука (а не «искусство» или «дело»), так как

она не только имеет свой предмет и цель, но и обладает особыми методами исследований и возможностью предвидения (предсказания). Наука эта относится к геологическому циклу, а именно, к прикладной (экономической) геологии, наряду с учением о месторождениях полезных ископаемых, гидрогеологией и инженерной геологией». (В.М.Крейтер. Поиски и разведки месторождений полезных ископаемых, 1960. С. 8). При этом учитывается важная роль разведочной техники и экономики, которые также в значительной мере определяют успех геологоразведочных работ.

Л.И.Четвериков драматизирует «социалистическое прошлое» геологоразведки, утверждая, что ее самоцелью было решение научных, чисто геологических вопросов, а конечным результатом — отчет о геологическом строении месторождений и их генезисе. На самом деле конечные цели разведки, сформулированные в статье, и практически воплощавшиеся ранее, ничем не отличаются.

Статья Л.И.Четверикова может способствовать оптимальному решению задач стадийности геологоразведочного процесса и может привлечь внимание читателей к этой актуальной и остродискуссионной в настоящее время проблеме.

Краткие сообщения

УДК 551.243.8

© С.М.Казакова, 1996

Значение разломных зон в карбонатных отложениях для подсчета запасов*

С.М.КАЗАКОВА

Эксплуатационные характеристики карбонатных коллекторов зависят от характера их пористости, кавернозности и трещиноватости. Наиболее важной является трещиноватость, в т.ч. микротрещиноватость, по которой развиваются крипто-, микро- и макрокарстовые процессы с образованием пор и каверн. Трещиноватость пород генетически связана с разломами, представляя собой одну из разновидностей реакции породы на тектонические воздействия. Пространственное размещение зон повышенной трещиноватости закономерно связано с расположением разломов, с которыми они образуют единую систему. Все это в значительной мере определяет коллекторские свойства пород, их гидрогеологию и нефтеотдачу, что необходимо учитывать при подсчете запасов.

Продуктивные толщи Тенгизского [1] и Астраханского месторождений представлены преимущественно известняками ранне-среднекаменноугольного возраста [3, 4]. Имеющийся фактический материал, полученный в результате геофизических работ и бурения, свидетельствует о наличии разломных зон в этих структурах, что доказывается прямыми и косвенными признаками. К прямым признакам относятся повторяемость слоев в разрезе, зоны разуплотнения пород от микротрещиноватых до интенсивно разуплотненных, трещинный, трещинно-каверновый типы коллекторов, окремнение и прослои кремня, геофизические данные, к косвенным — нарушения режима бурения за счет аномально высокого поглощения бурового раствора, провалов бурового инструмента, водо-, рапо-, нефте- и газопроводления, увеличение скорости проходки, дебиты нефти, газа, газоконденсата, воды. При определении направления разломных зон необходимо учитывать общегеологические факторы.

На основании общегеологических факторов, прямых и косвенных признаков можно полагать (базируясь на данные о повторяемости слоев в разрезе скв. 3 Г.П.Золотухина, 1983), что на северном крыле Тенгизской структуры разломная зона проходит через скв. 3 почти в широтном направлении, субпараллельно разлому Каратонской структуры, описанному В.М.Котельниковым (1978). В скв. 3 нефть отсутствует, т.к. она разрушена циркулирующими через разлом подземными водами. Скважины в зоне разлома должны быть более глубокими, чем скв. 3, они должны пройти разломную зону.

Разломные зоны на северных крыльях Тенгизской и Астраханской структур представляют собой составные элементы зон дробления южной прибортовой части Прикаспийской впадины в целом, по которым происходит опускание подсолевого комплекса пород по направлению к центральной части Прикаспийской впадины. Размещение разломов на Тенгизской и Астраханской структурах обусловлено более крупными элементами южной прибортовой зоны Прикаспийской впадины, которые и определяют главное направление разломных зон на структурах второго и третьего порядков.

Разломы сопровождаются приразломными зонами с улучшенными коллекторскими свойствами. Такой тип пористости и проницаемости назван нами «тектоническим» [2]. Он характеризуется относительно резкими и значительными колебаниями пористости и проницаемости на близких глубинах, иногда встречаются высокие, «ураганные», значения. Эти особенности объясняются тектонической трещиноватостью и вызванной ею расцементировкой пород. Приразломные зоны перспективны в нефтегазоносном отношении. Такой приразломной зоной с доказанной нефтеносностью на Тенгизской структуре является зона расположения скв. 1, 4, 5, 7, находящаяся южнее разлома. Перспективная приразломная зона с хорошими коллекторами с еще недоказанной нефтеносностью может быть и севернее раз-

* На примере Тенгизского и Астраханского месторождений.

лома на больших глубинах вследствие опускания северного крыла сброса.

Фактический материал доказывает наличие разломных зон на Тенгизской и Астраханской структурах с интенсивным разуплотнением пород на одних участках разреза, окремнением и закупориванием коллекторов — в соседних. Как известно, разломы и сопровождающие их трещинные зоны служат проводниками подземных вод, которые вызвали постседиментационные изменения пород. Поэтому приразломные зоны в ряде случаев являются каналами, соединяющими различные нефтегазоносные залежи. В других случаях, наоборот, различные зоны представляют собой своеобразные «экраны», перекрывающие продуктивные толщи, разобщающие их на отдельные гидродинамические резервуары. В качестве примера можно привести скв. Тенгизская-3. Тенгизское месторождение состоит из нескольких более или менее автономных залежей. Это противоречит представлению о том, что Тенгизское месторождение — единый гидродинамически связанный резервуар и что его разработка может быть осуществлена одной редкой сеткой добывающих скважин. Учитывая наличие разломных зон, наиболее рационально, на наш взгляд, разбуривание продуктивной толщи несколькими самостоятельными сетками добывающих скважин, а подсчет запасов проводить дифференцированно — по блокам.

Итак, детальное изучение разломных зон нефтегазоносных толщ имеет первостепенное значение при составлении проектов поисково-разведочных работ, для определения коллекторских свойств пород при подсчете запасов, для выявления будущего режима тех или иных эксплуатационных скважин, кустов скважин, отдель-

ных блоков месторождений. Однако в практике эксплуатационных работ слабо используют блоково-разломное строение подсолевых продуктивных толщ. При совершенствовании методов изучения и подсчета запасов нефти необходимо обязательно учитывать разломную и трещинную тектонику, т.к. она является одной из важнейших эксплуатационных характеристик месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Золотухина Г.П., Кетат О.Б., Таболякова В.Я., Котельников В.М. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика подсолевых отложений Тенгизской площади // Геология нефти и газа. 1986. № 1. С. 22—26.
2. Казакова С.М. О прогнозировании коллекторских свойств нефтегазоносных пород на больших глубинах (на примере верхнекаменноугольных и визейских песчаников Днепровско-Донецкой впадины) // Геологический журнал. 1984. № 5. С. 121—127.
3. Казакова С.М. О возможной нефтегазоносности северного шельфа Каспийского моря // Тез. докл. на Первой Всесоюзной конференции «Комплексное освоение нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР». М., 1986. С. 140.
4. Казакова С.М., Брагина И.В., Макаренко О.И., Ромашова И.И. Сопоставительный анализ геологии продуктивных пород Тенгизского и Каратонского поднятий // Нефтегазопромысловая геология залежей с трудноизвлекаемыми запасами. М., 1985. С. 28—31.

ЕЖЕМЕСЯЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

Основан в марте 1933 г.

Периодичность — 12 выпусков в год

Главный редактор АИЖКривцов

УЧРЕДИТЕЛИ:

Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра)

Российское геологическое общество (РосГео)

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ)

В 1996 г. журнал продолжит публикацию статей, посвященных развитию приоритетных направлений геологической науки и практики, передовым методам прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Будут освещаться результаты изучения геологического строения различных регионов, окраинных и внутренних морей и Мирового океана; развитие минерально-сырьевой базы, глубинное строение Земли, проблемы геоэкологии, экономика геологоразведочных работ в условиях рынка.

Учредители журнала и редколлегия приглашают к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей, а также другие журналы.

РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА "ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ"

ЕЖЕМЕСЯЧНЫЙ
НАУЧНЫЙ
ЖУРНАЛ

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

Журнал "Отечественная геология", основанный академиком И.М.Губкиным,
сохраняет лучшие традиции сотрудничества геологов разных стран и регионов.



ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

Заполните этот бланк и Вы получите 12 номеров
журнала "ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ".

Стоимость подписки с учетом почтовых расходов:
для индивидуальных лиц — 20 000 руб., для организаций
России — 30 000 руб., для организаций стран СНГ — 40 000 руб.

Название организации/ФИО

Адрес (почтовый индекс, республика, город, улица, телефон и т.д.)

Стоимость подписки

Количество комплектов

Сумма

Стоимость подписки следует перечислить на р./счет АО "Геоинформмарк" №4675503 в филиале "На Тверской"
кор./счет 890120 в КБ "Российский кредит", кор./счет №103161900 в ЦРКЦ ГУ ЦБ РФ по МО, МФО 211004, участник
СЗ поручением (почтовым переводом) за № _____ от _____ 199 г. Тел. бухгалтерии: (095) 915-67-26.

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ



Заполните, пожалуйста, бланк
(подробно указав адрес)
и вместе с копией платежного поручения
(квитанцией почтового перевода)
отправьте по адресу:

109172 Москва, Гончарная ул.
(бывшая ул. Володарского), д.38
АО "ГЕОИНФОРММАРК"

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

Contents

METALS AND NON-METALS

- Krivtsov A.I., Chizhova I.A., Yegorova I.V.*
Mass and content balances in magmatogene sulfide-silicate ore-forming systems 3
- Zhabin A.G., Kudryavtsev Yu.K., Filatov Ye.I., Beskin S.M.*
Systematization of geological formations by geological specialization for the purposes of ore content estimation 8
- Kurbanov N.K., Fogelman N.A.*
Heterogeneity and convergent series of deposits in gold-bearing ore-energetic systems 11

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Gasarov T.A.*
Geodynamics of the Gamaratsky gabbro-peridotite cover of the Talyshskaya zone, Caucasus Minor 21
- Markus M.A.*
Basement of Eastern Caucasus 27

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Baklayev Ya.P., Poltavets Yu.F., Plokhikh N.A.*
Prediction of new skarn magnetite deposits in Southern Urals 33

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Mavrichev V.G., Molodtsov I.V., Antonov Yu.B., Borovsky M.Ya.*
Prospecting for platform-type phosphorites by means of aerial geophysical surveying 39

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Pinneker Ye.V., Kustov Yu.I., Kalashnikova E.B., Pavlova S.Ye.*
Geochemistry of therapeutic mineral waters in Baikal region 42

DISCUSSIONS

- Dzhanelidze T.V., Kekelia S.A., Ambokadze A.M.*
Metallogeny of microcontinents' interaction zones 48
- Chetverikov L.I.*
Prospecting, evaluation and exploration of mineral deposits 52

BRIEF INFORMATION

- Kazakova S.M.*
The importance of fractured zones in carbonate deposits to oil reserves estimation 55