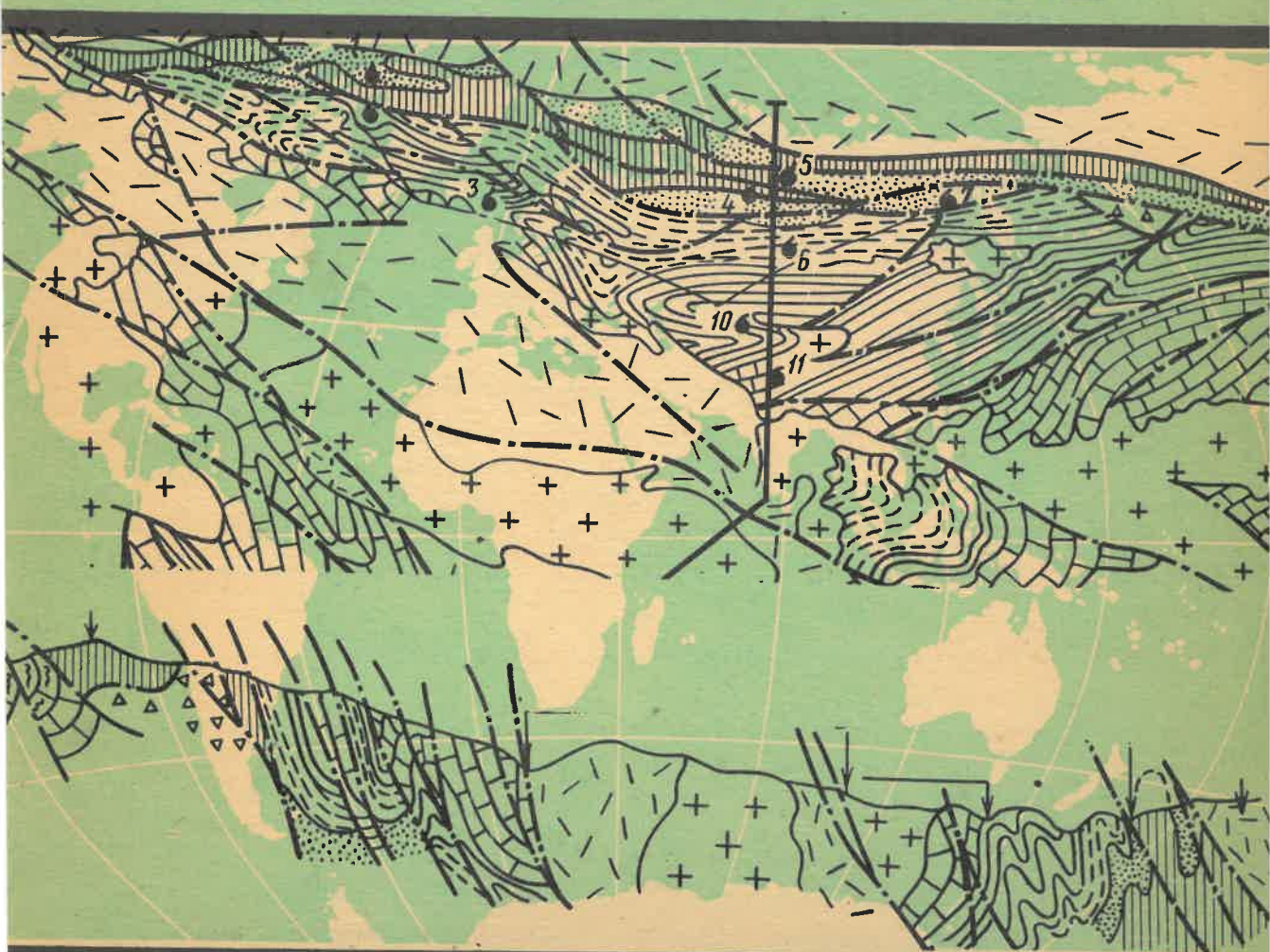


ISSN 0869-7175

Отечественная Геология



10/1993

МОДЕЛЬ ФЛЮИДОНАСЫЩЕНИЯ КАРАЧАГАНАКСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДЖЕСПИЛИТОВОГО ТИПА

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ТОЛЩИ КОКСУ-ТЕКЕЛИЙСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА

СЕЙСМОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ АРКТИКИ

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

РАЗВЕДОЧНО-ДОБЫЧНОЙ КОМПЛЕКС для ПОДВОДНЫХ РОССЫПЕЙ

Комплекс предназначен для крупнообъемного опробования при поисково-оценочных работах на подводных россыпях золота и алмазов в прибрежной зоне моря, на реках и озерах и может быть использован для попутной добычи полезных ископаемых

Комплекс включает разведочно-добычное оборудование, обеспечивающее разрыхление донных отложений гидромониторной струей, подъем пульпы на поверхность гидроэлеватором, ее транспортировку на обогащение, и обогатительное оборудование, позволяющее при помощи цепи аппаратов производить одновременное извлечение золотого и алмазного концентратов

Основные технические характеристики комплекса

- | | |
|--|-----------|
| • Глубина воды, м | 0,5—15,0 |
| • Диаметр рабочего снаряда, м
наружный
внутренний для подъема пульпы | 219
79 |
| • Расчетная производительность, м ³ /ч
по жидкой фазе
по твердой фазе | 50
4—5 |
| • Крупность поднимаемого материала, мм | до 40 |
| • Крупность поднимаемого золота, мм | до 8 |
| • Потребляемая мощность, кВт | 100 |

Комплекс отличается высокой производительностью, малыми габаритами, автономностью, дешевизной изготовления и небольшой энергоемкостью процесса.

Комплекс позволяет:

- осуществлять крупнообъемное опробование (попутную добычу) подводных россыпей с одновременным извлечением золота и алмазов;
- совмещать процессы разрыхления донных отложений, подъема, транспортировки и обработки крупнообъемных проб;
- вовлекать в эксплуатацию россыпи с небольшими запасами полезного ископаемого, отрабатывать которые традиционными способами экономически нецелесообразно

Формы реализации: изготовление комплекса по заявкам производственных организаций, инжиниринговые услуги

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

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
Геолбанк

10/1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривнов

Бюро: *Э. К. Гурингов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора), *А. В. Дуриндин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, И. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская* (отв. секретарь), *Д. А. Рюченко, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *В. А. Ярмолюк*

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

МОСКВА

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ		МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Ларская Е. С., Клецев К. А., Сухова А. Н., Телкова М. С., Храмова Э. В., Борисова Л. Б. Геохимическое обоснование модели флюидона- сыщения Карачаганакского месторождения		Аветисов Г. П. Геодинамика сейсмоактивных зон Арктического региона	52
3		МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ		Беус В. А. Дорифейские гранитоиды Приколымского под- нятия	62
Ручкин Г. В., Петько В. Н., Ганжа Л. М., Дружинин А. М., Леденев Ю. Н., Петько Г. К., Сосунов А. С. Балка Широкая — золоторудное месторождение джеспилитового типа		Родионов Г. Г., Жукова И. А. Процессы кристаллизации при образовании пег- матитов	68
11		ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Онтоев Д. О. Гидротермально измененные доломиты место- рождения Баюнь-Обо (Китай)		Козлов С. А., Кулаков В. В., Кирюхин В. А., Абрамов В. Ю. Гидрогеохимия Кондерского ультраосновного массива	71
16		ГЕОЭКОЛОГИЯ	
Сорокин В. Н. Систематика и генезис золото-сульфидных мес- торожений		Островский В. Н. Экологические циклы — динамические модели развития геологической среды	76
22		РЕЦЕНЗИИ	
Селиванов Е. И. Камни-самоцветы в ледниковых отложениях высокогорных областей Евразии и Америки		Басков Е. А. Новые направления металлогенического анали- за осадочных бассейнов	80
28		КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ		Кузина Н. В., Золотарева Т. И. Модель сейсмичности и иерархия Альпийского пояса	84
Никитин И. Ф., Цай Д. Т., Шлыгин А. Е., Никитина О. И. Рудовмещающие толщи Коксу--Текелийского рудного района		ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ	
33		К 100--летию Дмитрия Ивановича Щербакова	86
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА		Памяти Александра Петровича Соловова	87
Серокуров Ю. Н., Калмыков В. Д. Использование материалов космического зонди- рования Земли для выделения площадей разви- тия алмазоносных кимберлитов		41	
Русанов М. С., Арзамасцев А. А., Хмелинский В. И. Новый вулcano-плутонический комплекс Коль- ской щелочной провинции		46	

Художественный редактор Е.А.Карпенко

Редакция: Р. В. Добровольская, Л. Д. Овчининская, Г. В. Вавилова, Л. Б. Кожемякина

Сдано в набор 30.08.93. Подписано в печать 20.03.94. Формат 185×270 Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47

Полиграфическая база ЦНИГРИ
113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296

Геохимическое обоснование модели флюидонасыщения Карачаганакского месторождения

Е. С. ЛАРСКАЯ, К. А. КЛЕЩЕВ, А. Н. СУХОВА, М. С. ТЕЛКОВА,
Э. В. ХРАМОВА, Л. Б. БОРИСОВА (ВНИГНИ)

Карачаганакское месторождение было открыто в 1971 г. и эксплуатируется уже несколько лет, несмотря на явно недостаточную изученность, особенно его нижней, нефтеносной части. Существует опасность обводнения и раздробления залежи, падения добычи и перехода конденсатных и нефтяных флюидов в неизвлекаемое или трудно извлекаемое состояние. Поэтому необходимо создание общей модели строения и флюидонасыщения залежи, которая послужила бы базой для ее научно обоснованной высокоэффективной разработки. Модель флюидонасыщения Карачаганакской залежи, базирующаяся на геолого-геохимической информации, предложенная авторами в 1985 г. [9], в настоящем сообщении дополняется сведениями о битуминозности пород нижней части (4—5,4 км) залежи (скв. 35, 29, 8, 6, 1, 27, 23, 7, 24, 11, 4, 14, 12, 28, 21) и результатами всестороннего изучения состава хлороформного битума (ХБА) и входящих в него углеводородов (УВ).

В основу построения модели флюидонасыщения Карачаганакской залежи положены принципы реконструкции масс и объемов жидких флюидов в пластовых системах по содержанию и составу эпигенетических битумов нефтяного и конденсатного генезиса [7]. В качестве геологической базы использованы литофациальные модели [2, 3, 5, 11] и модели распределения коллекторов и их свойств [1, 5, 6, 8]. Как вспомогательные были построены модели распределения ХБА, УВ, асфальтенов в сочетании с моделями структуры резервуара.

Модели базируются на данных о содержании органического вещества (ОВ) и ХБА в 2700 образцах керн из 29 скважин, довольно равномерно характеризующих резервуар, и о составе ХБА и УВ в 480 представительных пробах.

Карачаганакское месторождение приурочено к Карачаганак-Кобландинскому поднятию, осложняющему северную прибортовую часть Прикаспийской впадины. Продуктивная ловушка находится в пределах раннепермско-девонского карбонатного аттолоидного массива тектоно-седиментационного генезиса [2, 3, 4, 9, 11, 12]. Наибольшие углы наклона (свыше 30°) характерны для южного крыла надцоколь-

ной рифогенной постройки, небольшие (5—7°) — для западной периклинали цоколя. Размеры рифогенной части по изогипсе -4500 м составляют 22 × 11 км, цокольной части, имеющей характер брахиантиклинальной складки, по изогипсе -5200 м — 26,5 × 17 км. Залежь нефтегазоконденсатная, с высокоамплитудной (свыше 1000 м) газоконденсатной частью и условной выделяемой нефтяной оторочкой толщиной порядка 200 м. Залежь массивная, с аномально высокими давлениями и низкими для таких глубин температурами (75°С в кровле и 86 в подошве). Газоконденсат обогащен конденсатом (300—1000 г/м³), нефть — газом (газовый фактор 460—740 м³/м³).

Для продуктивной толщи характерна резкая изменчивость коллекторских свойств [1, 5, 8, 11]. В разных частях резервуара фиксируется разное число пачек коллекторов толщиной 2—30 м. На отдельных участках нижнепермские пачки коллекторов сливаются в толщу мощностью в несколько сотен метров. Суммарная толщина и доля коллекторских пачек в разрезе максимальна в центральной части ловушки и минимальна на периферии. Резервуар гидродинамически един, но дебиты УВ флюида сильно колеблются в пространстве и времени.

Основная масса ОВ имеет эпигенетичный, нефтяной и конденсатный генезис [9]. Сингенетичное сапропелевое ОВ отмечено лишь в периферических частях, в маломощных прослоях депрессионных фаций нижней перми. В породах некоторых участков резервуара зафиксировано присутствие вязкого асфальтизированного битума, оккупирующего в основном тупиковые поры, межзерновые швы, поры мелкоалевритовой и пелитовой размерности. Основная масса таких включений приурочена к низам предполагаемой нефтяной оторочки, а на южном купольном осложнении (скв. 16) — к верхам газоконденсатной залежи (глубины свыше 4,5 км).

Содержание подвижных ХБА в нижнепермских и каменноугольных отложениях колеблется от 0,25 до 50 кг/м³, в целом увеличиваясь от их кровли к подошве (рис. 1). Минимальные концентрации ХБА (до 5 кг/м³) характерны для основной массы нижнепермских

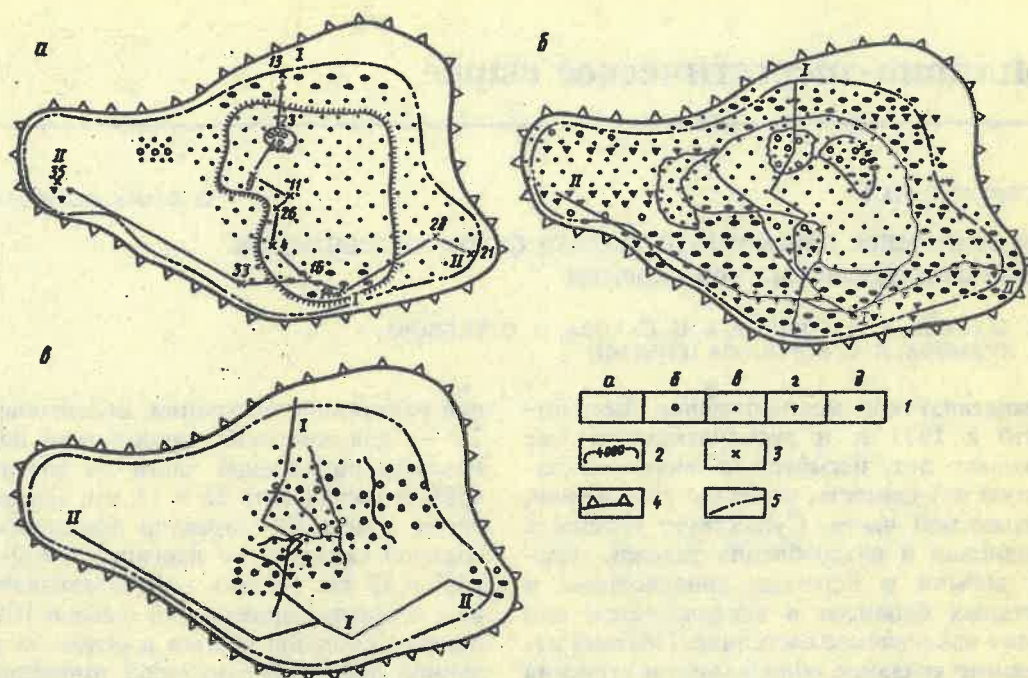


Рис. 1. Схематические карты битуминозности отложений P_1 (а), С (б), D_3fm (в) Карачаганакского резервуара: I — содержание ХБА, %: а — менее 0,05; б — 0,05...0,1; в — 0,1...0,5; г — 0,5...1; д — более 1; 2 — изогипсы кровли, м; 3 — скважины; 4 — ГНК — 4950 м; 5 — ВНК — 5150 м; I—I, II-II — профили

пород в сводовой части рифовой постройки (скв. 2, 10, 11) и до уровня -4700 м — для каменноугольных карбонатных толщ при-сводовых частей структуры. Вместе с тем, в пределах нижнепермских отложений купольной части отмечаются тонкие невыдержанные по простиранию прослои или линзы, относительно обогащенные ХБА (до 10 кг/м³), которые по отношению к покрышке находятся примерно на одинаковом расстоянии; участки их трассируются по всей южной части залежи. В разрезе скв. 16 концентрация ХБА в отдельных прослоях, в которых присутствует асфальтизированный битум, достигает 50 кг/м³. На северо-западной периферии и на юге нижнепермского рифа повышенная (до 10 кг/м³) концентрация ХБА зафиксирована в породах, расположенных на уровне -4800...-4950 м. В каменноугольной части резервуара в отличие от нижнепермской зона повышенного битумонасыщения охватывает значительную часть периферии (см. рис. 1), как бы окольцовывая сводовую часть. Верхняя граница зоны повышенного битумонасыщения в западной части прослежена на уровне -4700 м, на востоке на -4850 м, т. е. она, как и в нижнепермских отложениях, погружается с запада на восток. Битуминозность фаменских отложений резко колеблется в зависимости от их расположения относительно нефтяной оторочки. В ее пределах концентрация ХБА 0,1—1,5 %. Ниже 5,2 км битуминозность изученной части фаменских отложений обычно менее 0,1 %, и лишь на восточной периферии (скв. 28)

в отдельных тонких прослоях зафиксирована их повышенная битуминозность.

Сравнительно невысокие концентрации ХБА в пределах большей части газоконденсатной зоны позволяют предположить, что в прошлом здесь не содержалось нефтей в промышленных концентрациях (свыше 30—50 кг/м³ при коэффициенте нефтенасыщения более 30%), за исключением, вероятно, небольшого купола, осложняющего южный склон структуры в районе скв. 16. В основной массе ХБА продуктивной толщи довольно легкие, но весьма различны по соотношению углеводородных и неуглеводородных компонентов. При этом в нефтенасыщенных породах содержание УВ в ХБА тем больше, чем больше концентрация ХБА. В интервале глубин 4800—5000 м (видимо, переходная газоконденсато-нефтяная зона) доля УВ в ХБА составляет 50—75%, в водно-нефтяной и водной зонах 25—45 %.

Диаметрально противоположные тенденции зафиксированы в характере изменения содержания в ХБА асфальтеновых фракций. Как правило, в продуктивной части оно не более 10 % от массы ХБА, причем чем больше концентрация ХБА нефтенасыщенных пород, тем меньше (до 1 %) доля асфальтенов в нем; в водно-нефтяной и водной зонах, особенно вблизи от водонефтяного контакта (ВНК) доля этих компонентов в ХБА колеблется от 10 до 70 %, будучи тем большей, чем выше концентрация ХБА. Последнее, видимо, объясняется асфальтизацией нефтяного вещества и потерей УВ вследствие окислительного и

ывывающего действия подземных вод. Эти же процессы, скорее всего, ответственны и за образование асфальтизированных битумов в кровельной части газоконденсатной зоны на юге скв. 16) и западе (скв. 35) залежи.

Сколько-нибудь заметных и принципиальных различий в компонентном составе ХБА ород, содержащих газ и гипергенно-неизменную нефть, не зафиксировано. ХБА продуктивных пород отличаются от ХБА пород, одвергавшихся воздействию агрессивных подземных вод, значительно большим содержанием УВ и меньшим асфальтенов.

Кроме того, как показали многочисленные профильные разрезы и карты-срезы постоящим друг от друга на 200 м поверхностям, в пределах резервуара имеют место овольно сильные изменения компонентного состава ХБА по площади и вертикали, которые отражают вариации состава и соответственно степени подвижности жидких флюидов. Фиксация их в модели сама по себе представляет интерес для обоснования методики разработки карачаганакской залежи. Приведем лишь некоторые основные характеристики выявленной картины.

Отмечается несколько различных характеров изменения компонентного состава ХБА с глубиной в купольной и периферийных частях резервуара. Так, в купольной части залежи для УВ в ХБА несколько увеличивается (от 0—70 до 80%) вниз по разрезу до глубины 250 м (или 5170 м), где она скачком падает до 30—40%, а доля асфальтенов — возрастает до 20—55%. По этим признакам здесь имеет место контакт нефтяного вещества с активными и подвижными подошвенными водами. В микрокупольном осложнении южного борта структуры (скв. 14, 16) такой трансформированный состав ХБА, наоборот, характерен для пород верхней, прикровельной части газоконденсатной залежи (4300—4700 м). Ниже по разрезу до вскрытой глубины 4,9 км состав ХБА сходен составом ХБА аналогичного уровня купольной зоны. По-видимому, купольная часть южного микрокупола была ранее занята скоплением нефтяных флюидов, разрушенным до поупления газоконденсата активизировавшимися в какой-то (скорее всего, в предкунгурский) этап подземными водами.

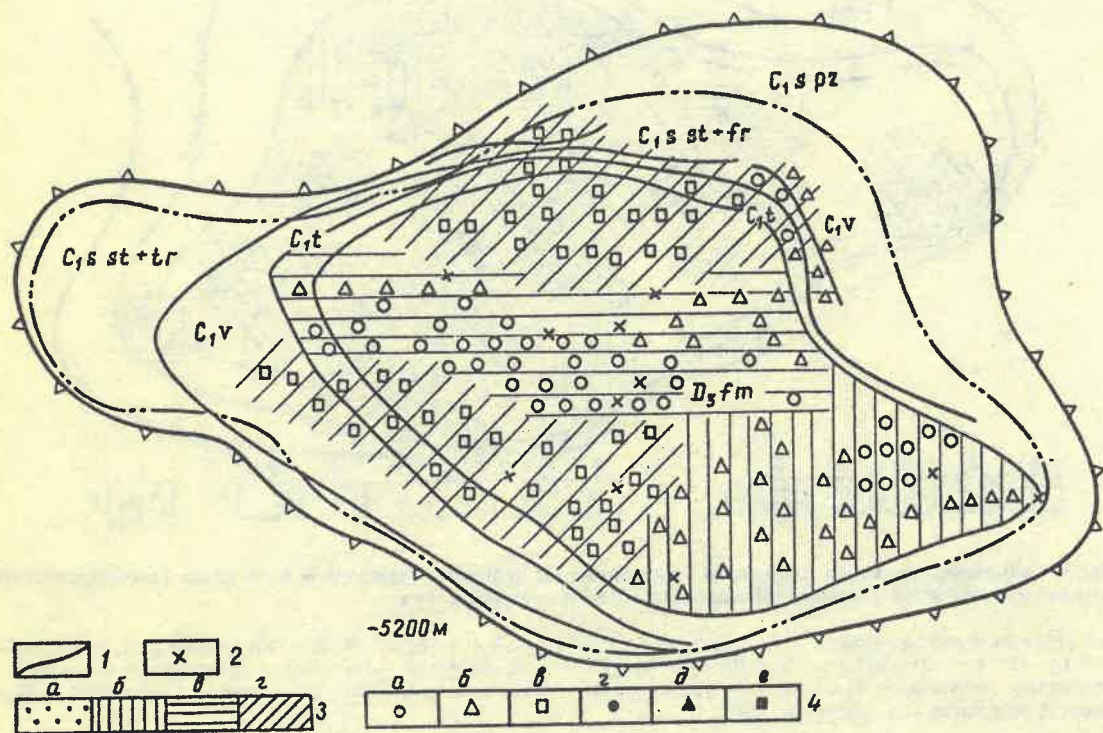
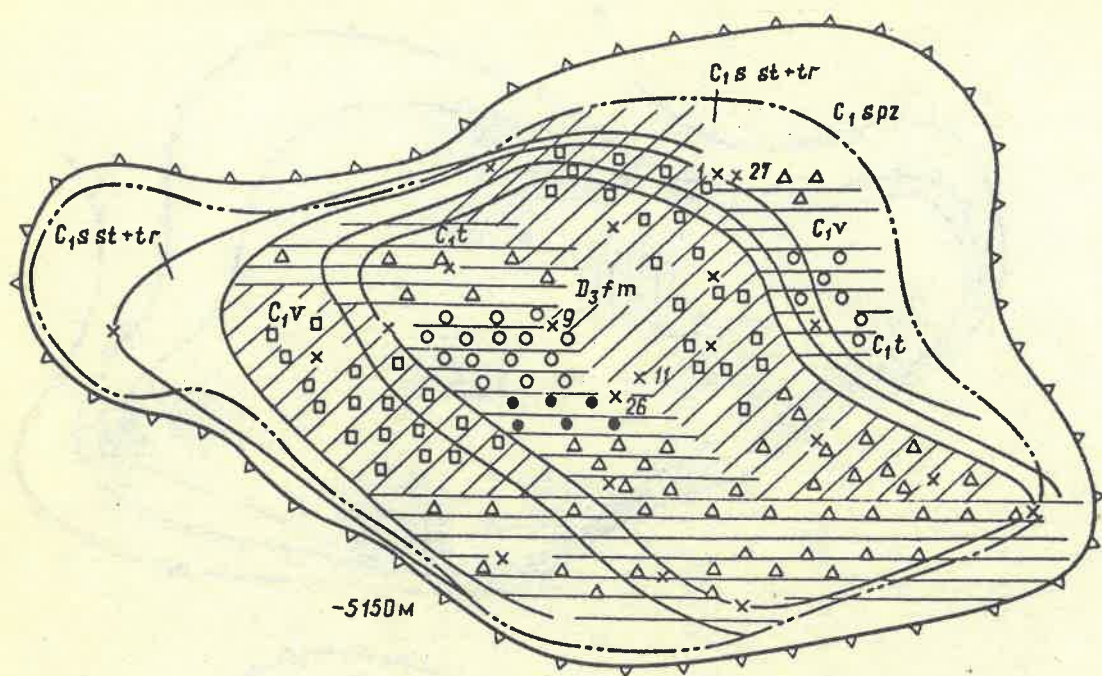
На западе, в районе скв. 35 в небольшом купольном осложнении западной периклинальной ХБА пород верхней части залежи (4450—4800 м) имеет состав, характерный для пород нижней части газоконденсатной залежи: 70—80% УВ и менее 5% асфальтенов. Довольно высокие концентрации ХБА (до 0,5%) указывают на наличие здесь и жидкофазных УВ. На отметке -4850 м обнаружены породы (с 0—12 м толщиной) с высоким (более 10 или 5 кг/м³) содержанием ХБА «благородного» состава, а непосредственно под ними на глу-

бине около 5 км наблюдается резкое падение концентрации ХБА (до 0,05%) и доли УВ в их составе (до 20—10%), при возрастании до 60% доли асфальтеновых фракций. По-видимому, где-то на этом уровне в западной части залежи находится ВНК, а толщина нефтеносного слоя, лежащего здесь на 150—200 м выше, чем в центральной части залежи, не превышает первых десятков метров. На северной периферии залежи (скв. 5, 13) в интервале глубин 5000—5300 м, т. е. практически по всему разрезу залежи от кровли до ВНК, ХБА пород содержит 30—50% УВ и 25—30 асфальтенов. Это, по нашему мнению, обусловлено, по крайней мере, двумя обстоятельствами: более широким контактом с подошвенными водами, характерным для краевых частей залежи, и сильным влиянием состава сингенетического битумного поля развитых здесь доманикоидных зарифовых фаций. Несомненно, известное влияние оказывает и близость к нефтеносному слою сульфатов кунгурской покрывки.

Итак, в целом наиболее «благородный» состав ХБА имеют породы в верхней части газоконденсатной залежи, примерно до глубины 4400 м. Начиная с этого уровня в ХБА повсеместно возрастает (до 5—7%) доля асфальтенов. Со среза -4800 м вниз по разрезу заметно увеличивается площадь участков, в пределах которых ХБА пород содержит свыше 10% асфальтенов. Максимальная роль пород с высоким содержанием асфальтенов в ХБА наиболее характерна для краевых частей залежи, особенно на уровне ВНК.

Соотношение насыщенных и ароматических УВ (МН/А) в составе ХБА в пределах резервуара 1—4, причем оно несколько увеличивается при возрастании концентрации ХБА. Но определяющим фактором при этом является принадлежность образца к той или иной зоне продуктивности. Так, вне залежи (в водной зоне) значение МН/А обычно не выходит за пределы 2, в водно-нефтяной части варьирует от 1,7 до 2,5. В газоконденсатной и нефтенасыщенной зонах оно обычно не ниже 2,2, что, видимо, обусловлено влиянием остатков конденсата.

Весьма показательны и изменения группового и индивидуального состава УВ ХБА. Для эпитумов купольной части залежи, также как и для нефтей и конденсатов, характерны небольшие постепенные изменения состава УВ и фазового состояния флюидов с глубиной. Вследствие этого в составе ХБА пород нефтяной оторочки по сравнению с ХБА пород газоконденсатной части залежи увеличивается доля ароматических УВ (с 18 до 20%), в составе метано-нафтовой фракции (МНФ) — доля пента- и гексациклических нафтен (с 7 до 9% каждой группы), в составе



От ГНК к ВНК, т. е. в пределах нефтяной оторочки, в составе ХБА и нефтей также наблюдается небольшое увеличение содержания смол и асфальтенов; в МНФ — доля би-, пента-и гексациклических нафтен, в АФ — фенантронов и тиаароматики, несколько возрастает отношение п/ф. Одновременно слегка уменьшается доля МНФ в ХБА, парафинов в МНФ, алкилбензолов в АФ, содержание н-алканов в ХБА и МНФ, отношение МЦН/ТЦН.

Современный контакт с водой, характерный для ВНК, проявляется в составе ХБА пород нефтяной оторочки значительно более резким возрастанием доли смол от 10 до 25 % и асфальтенов с 7 до 17 %, тиаароматики с 14 до 25 % в АФ и падением доли легких алканов нормальных ($n-C_{12}-C_{18}$), и особенно изопреноидов и $-C_{12}-C_{18}$. Отношение Н/И увеличивается здесь от 13 до 23, а МЦН/ТЦН падает от 0,85 до 0,5.

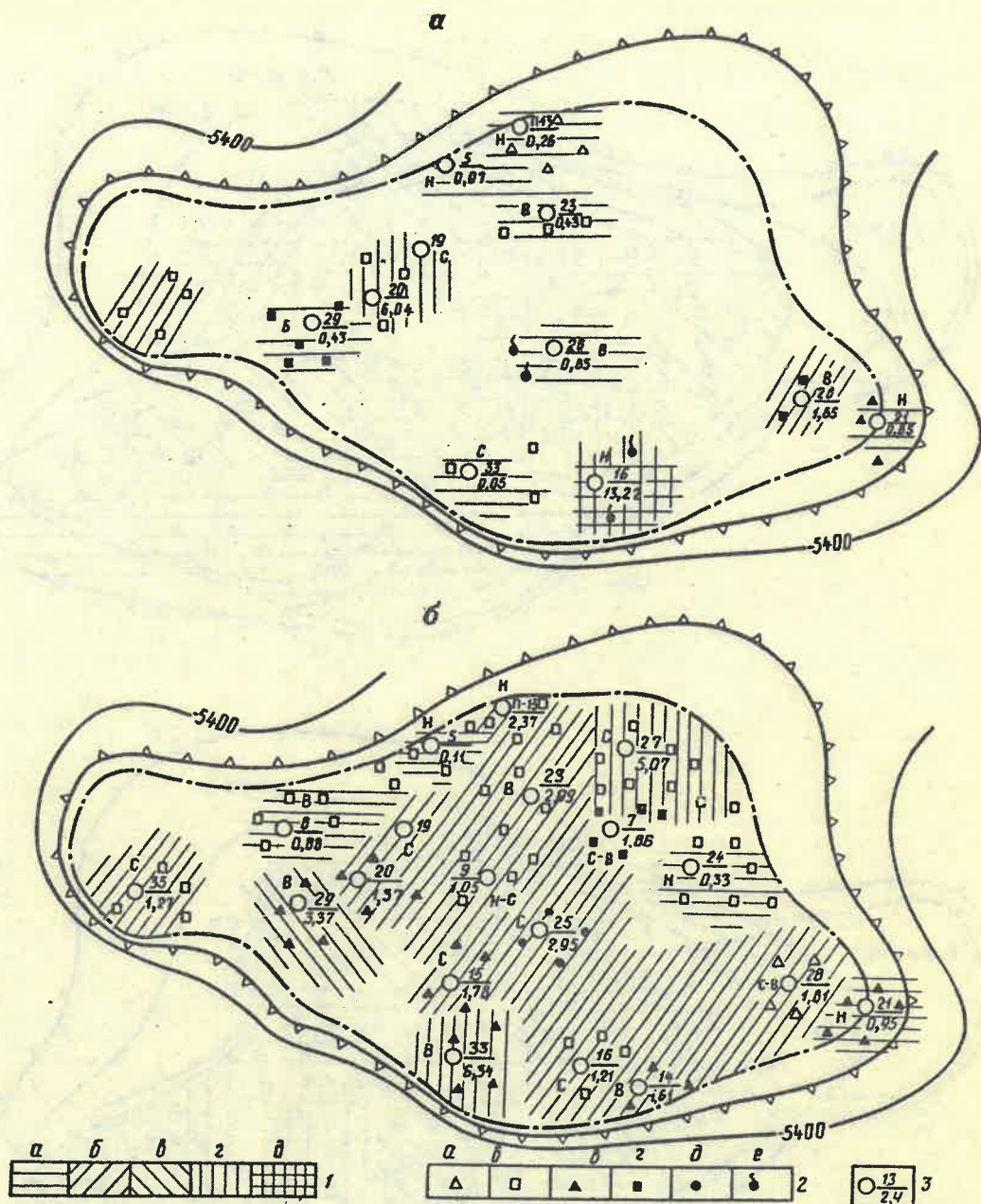


Рис. 3. Схематические карты плотностей содержания P_n нефтяных флюидов и K_n в низах газоконденсатной зоны (а) и в нефтяной оторочке (б) Карачаганакского месторождения:

1 — P_n , млн т/км²: а — до 1; б — 1...3; в — 3...5; г — 5...7; д — более 10; 2 — значения K_n , %: а — до 10; б — 11...20; в — 21...30; г — 31...40; д — 41...55; е — более 60; 3 — скважины (в числителе — номер, в знаменателе — значение P_n , млн т/км²); степень подвижности жидких ХБА: Н — низкая, С — средняя, В — высокая; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Признаков биодеградаци в составе ХБА не обнаружено.

На глубине 5200—5250 м происходят резкое утяжеление и усложнение УВ, неравномерность которого связана, скорее всего, с различным соотношением воды и нефти в разных участках зоны ВНК. В южной (скв. 14) и западной (скв. 35) частях залежи подобное ухудшение состава МНФ, судя по уменьшению отношения МЦН/ТЦН, име-

ет место уже на глубине 5050 м. Вероятно, на этом уровне расположен ВНК.

Другими словами, для объектов данного типа в зоне ВНК доля н-алканов в ХБА нефтенасыщенных пород больше 3 %, в ХБА нефтесоднасыщенных и водонасыщенных — меньше 3 %, в МНФ — больше и меньше 10 % соответственно.

Постепенные небольшие увеличения от кровли к подошве залежи в составе УВ доли

высокомолекулярных, в т. ч. содержащих серу и кислород, структур говорит, во-первых, об едином источнике УВ нефтей и конденсатов, во-вторых, об отсутствии резких границ между газоконденсатной и нефтяной частями залежи, и, в-третьих, подтверждает представление о ХБА как о сохраняющейся в керне нефти и конденсате. Резкие колебания состава УВ в пределах нефтяной оторочки, особенно в ее нижней части, подтверждают высказанные выше на основе другой информации выводы о дискретности нефтяной фазы в пределах оторочки и проникновения подошвенных вод высоко вверх от ВНК.

Наибольшая доля трансформированных ХБА связана с ВНК и примыкающей к нему снизу 20—30-метровой толщей. Резкие колебания состава УВ, наличие ХБА, в составе которого менее 40 % УВ и более 20 асфальтенов, резкий дефицит УВ с C_{20} и возрастание доли высокоциклических УВ и тиоароматики могут служить признаками зоны ВНК.

Изменения в составе ХБА, подобные изменениям в пределах ВНК, имеют место и в некоторых участках газоконденсатной залежи. В основном они связаны с западным (скв. 35) и южным (скв. 16) минирифовыми осложнениями Карачаганакской ловушки. Это обстоятельство подтверждает предположение [9] о наличии здесь дериватов гипергенно разрушенных палеонефтей. Картина разрушения УВ здесь менее резкая, чем у современного ВНК, видимо, из-за «облагораживающего» влияния более молодого, чем нефть, конденсата.

По методике [7, 12] с учетом данных о количестве и составе ХБА и некоторых параметров состава нефтей и конденсатов в изученных частях разреза были рассчитаны коэффициент потерь α , а затем удельные и суммарные массы нефтяных флюидов, содержащихся в пластовой системе. С учетом поправок, связанных с АВПД и наличием окисления нефтяных флюидов, для оценки удельных масс нефти были использованы следующие значения α : в газоконденсатной части залежи в зоне окисления 1,5—2; для подвижной нефти 2,5—3,5; на периферии нефтяной оторочки и ВНК 2,1—2,2; в нефтенасыщенных прослоях оторочки 2,5—3,5. Конденсатная составляющая ХБА рассчитывалась только до глубины 4850 м, где содержание конденсата и газоконденсата достигает предельных для этих термобарических условий значений — 900 г/м³. При опробовании преобладает жидкофазный флюид, при этом α снижается вниз по разрезу от 8 до 4.

Нефтяная составляющая рассчитывалась на уровне 3700—4850 м как разность между суммарным ХБА и ХБА_к. Для подстилающей зоны ХБА_к не вычислялся, а ХБА_н приравнивался к ХБА.

Анализ распределения удельных масс

нефтяных флюидов в пределах залежи показал, что вплоть до уровня 4800 м жидкофазный УВ—флюид присутствует в небольших прикровельных участках резервуара в купольной (скв. 2, 10, 20) и южной частях Карачаганакской ловушки (скв. 14, 16) и на западной периферии (скв. 35). Удельные содержания нефтяных флюидов варьируют на этих участках от 2—10 до 30 кг/м³ в купольной части и от 10 до 70 кг/м³ в южном миникуполе (см. рис. 2).

Судя по содержанию асфальтенов в ХБА, в газоконденсатной части центрального купола нефтяные флюиды находятся в весьма подвижном состоянии (доля асфальтенов в ХБА менее 5 %), на периферийных участках степень подвижности их должна быть существенно ниже (доля асфальтенов в ХБА увеличивается до 15%). Чаше всего включения нефтяных флюидов приурочены к участкам развития довольно высокопроницаемых и высокопористых пород со значительной засульфаченностью.

Под газоконденсатной зоной, судя по содержанию нефти, расположены переходная и нефтяная зоны, характеризующиеся удельными содержаниями нефти 5—50 кг/м³ и K_n 2—40, реже до 80 %. По сравнению с ранее изученными залежами нефти [7], расположенными на меньших глубинах, эти концентрации и значения K_n несколько ниже, а колебания их значений, наоборот, гораздо резче. Это различие может быть следствием невысокой нефтенасыщенности пород оторочки и резко выраженной прерывистости нефтяной фазы в ее пределах, о существовании которых говорят и характеристики ХБА и УВ.

Наибольшие значения M_n и K_n характерны для периферических частей залежи. На большей части купольной зоны они обычно составляют соответственно 10—15 кг/м³ и 30—40 %, а в отдельных участках M_n возрастает до 60 кг/м³, а K_n до 90 %. На уровне 5200—5250 м M_n падает до 0,1—2 кг/м³, а K_n до 3—5 %. Этот уровень проявляется и в изменении состава ХБА и УВ и, видимо, соответствует положению ВНК (рис. 2).

Таким образом, для нефтяной оторочки характерна сильная изменчивость состава битумов, отражающая нестабильность мобильных свойств нефтей и сильное влияние на них импрегнированных в оторочку подошвенных вод, являющиеся, видимо, следствием ее низкой степени сплошности (высокой степени дискретности).

Расчет плотностей содержания реконструированных масс нефтяных флюидов показал, что в пределах нефтяной оторочки (4950—5250 м) P_n варьирует от 0,5 до 7 млн т/км². При этом минимальные (до 1 млн т/км²) P_n характерны для участков расположенных вблизи северного и восточного краев залежи, максимальные, за ре-

джим исключением, — для центральной части залежи (рис. 3). Средние значения K_n в северной и западной частях залежи обычно не более 25 %, в южной — 30—60 %.

Степень подвижности нефтяных остатков в керне, судя по составу ХБА, в большей части оторочки довольно высокая (доля УВ более 60 %) или средняя (60—50 %) и только вблизи ВНК на севере (скв. 5, 13) и востоке (скв. 21) она очень низкая (УВ — менее 40 %).

В низах газоконденсатной части залежи в сумме с переходной зоной, как уже отмечалось, жидкофазные нефтяные флюиды встречаются спорадически. На участках их присутствия P_n составляет в основном менее 1 млн т/км², возрастая только в отдельных периферических участках (скв. 16, 20), достигает 6—13 млн т. Как и в нефтяной оторочке, в северной половине залежи K_n не превышают 20 %, в южной колеблется от 10 до 70 %. Степень подвижности нефтяных остатков в керне (ХБА), за исключением северной и восточной периферии, в основном высокая и средняя.

Изложенная информация позволяет охарактеризовать модель флюидонасыщенности Карачаганакской нижнепермско-каменноугольной залежи.

Залежь оккупирует нижнепермский риф и купольную часть каменноугольного брахиантиклинального поднятия и контролируется сверху границей между сульфатно-соленосными толщами кунгура и карбонатными отложениями нижней перми и карбона, снизу — уронем подошвенных вод. Большая, верхняя, часть ловушки от 3700 вплоть до 4900 м занята только газоконденсатом с высоким (300—900 г/м³) содержанием довольно тяжелого (σ до 0,82 г/см³) конденсата. Оно возрастает от кровли залежи до глубины 4800 м примерно вдвое, но состав конденсата и его битумных дериватов весьма стабилен.

Ниже 4900 м УВ-флюиды в резервуаре, о чем говорит большая концентрация ХБА, находятся преимущественно в жидком состоянии, переход к которому, судя по составу отбензиненной фракции конденсатов и нефтей и ХБА, весьма постепенен, а граница газоконденсатной и нефтяной фаз эфемерна.

Зона преимущественного распространения жидкофазных УВ, называемая нефтяной оторочкой, простирается в среднем до уровня -5250 м. Нефтенасыщенность пород в ее пределах крайне неравномерная, особенно в нижних 100 м; нефтяная фаза дискретна, как по площади, так и по разрезу. Запасы нефти в оторочке невелики и рассредоточены. Подошвенные воды локально проникают в оторочку на всю толщину и сильно трансформируют нефтяные флюиды в сторону окисления и осернения. Отсюда следует рекомендация: во избежание проникновения подошвенных вод в газоконден-

сат крайне аккуратно вскрывать резервуар на глубинах 4,9—5,3 км.

В теле газоконденсатной залежи в пределах купольного осложнения южного склона (скв. 14, 16) присутствуют асфальтизированные дериваты нефтей нефтяной палеозалежи, существовавшей здесь до формирования газоконденсатного скопления. Узколокализованные микроскопления в разной степени подвижных нефтяных УВ зафиксированы и в купольной части ранчепермского рифа. Сколько-нибудь значительные запасы жидких УВ с ними связывать нельзя. Ограниченность их распространения и невысокие концентрации ХБА в породах позволяют считать, что эта часть карачаганакской ловушки никогда не была заполнена жидкими УВ в концентрациях, необходимых для формирования нефтяного скопления. Небольшие залежи нефти оформились только в миникупольных отложениях южного борта. В западном миникуполе (скв. 35) толщина нефтяной зоны незначительна.

Гравитационная и фазовая дифференциация флюидов в пределах карачаганакской залежи достигла значительного уровня, который, в частности, проявился в выравнивании состава незатронутых окислительными процессами ХБА, конденсатов и нефтей в пределах всей огромной ловушки. Этому не смогли помешать даже значительные колебания коллекторских свойств пород.

Исходя из географии размещения остаточных нефтей и картины изменения фильтрационно-емкостных свойств пород (ФЕС) в теле резервуара, можно предположить, что основное поступление жидких УВ происходило с юга, в меньшей степени с востока и севера, причем главным образом через каменноугольные отложения на уровне, соответствующем современной глубине 4800—4600 м, для которых свойственны наибольшие проницаемость ($30 \cdot 10^{-3}$ — $100 \cdot 10^{-3}$ мкм²) и пористость. Первичное заполнение ловушки жидкими УВ, т. е. проникновение их вверх к крышке и к купольной части, было в значительной мере затруднено резкой изменчивостью ФЕС.

Поступление в ловушку газа поздней генерации, исходно содержавшего некоторое количество конденсата, скорее всего, началось в конце перми — начале триаса. В основном его количество, вероятно, поступало с юга и юго-востока, в меньшей степени — с севера. При поступлении в купольную часть газ растворял часть нефти в микро- и макроскоплениях, обогащаясь жидкими компонентами. Низкая битуминозность пород верхней части залежи при хороших ФЕС, видимо, подтверждает предположение об отсутствии в ее пределах протонейфтяной залежи (она не успела сформироваться). Об этом говорят и минимальное для залежи содержание в газе конденсата в

купольных участках, и постепенное возрастание его вниз к зоне проникновения нефтяных флюидов. Резкая неравномерность исходной нефтенасыщенности нижней части залежи обусловила отсутствие четких границ между газоконденсатной и нефтяной зонами, наличие переходной водно-нефтяной зоны.

По всей вероятности, карачаганакская рифогенная ловушка является не единственной в пределах северного Прикаспия, а заполнение подобных ловушек УВ-флюидами происходило аналогично. Поэтому предлагаемая модель флюидонасыщения карачаганакской залежи является эталоном, который необходимо учитывать не только при разработке месторождения, но и при прогнозе нефтегазоносности и разведке месторождений Северного Прикаспия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багринцева К. И., Бочко Р. А. Геометрия порового пространства карбонатных коллекторов месторождений Прикаспийской впадины // Эффективные методы прогноза нефтегазоносности природных резервуаров. М., 1988. С. 43—63.
2. Багринцева К. И., Голов А. А., Кирюхин Л. Г. Геологическое строение Карачаганакского газоконденсатного месторождения // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Вып. 12. С. 1—12.
3. Геолого-геохимические модели и нефтегазоносность палеозойских рифов Прикаспийской впадины / Под ред. Ю. С. Кононова. — М.: Недра, 1986.
4. Геологические особенности формирования Карачаганакского месторождения / О. К. Навроцкий, Д. Л.

- Федоров, И. Н. Сидоров и др. // Сов. геология. 1986. № 12. С. 109—113.
5. Геология и нефтегазоносность Карачаганакского месторождения / Под ред. Ю. С. Кононова. — Саратов: Саратовское ГУ, 1988.
6. Иванова Т. Д., Москвич В. А. Седиментационная модель нижнепермского комплекса Карачаганакской зоны нефтегазонакопления // Зоны нефтегазонакопления Восточно-Европейской платформы. М., 1987. С. 68—74.
7. Ларская Е. С. Методические рекомендации по применению битуминологических показателей для оценки масштабов нефтенакопления. — М.: ВНИГНИ. 1986.
8. Литогенез и коллекторы Карачаганакского рифогенного нефтегазоносного комплекса / Т. А. Югай, В. Б. Шеглов, А. К. Замаренов, В. И. Ключев // Геология рифов и их газосодержание. Карши, 1985. С. 172—174.
9. Модель газоконденсатно-нефтяной залежи Карачаганакского месторождения / Е. С. Ларская, К. А. Клещев, А. Н. Сухова и др. // Сов. геология. 1987. № 4. С. 14—23.
10. Особенности формирования и размещения залежей нефти и газа в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины / Под ред. Л. Г. Кирюхина и Д. Л. Федорова. — М.: Недра, 1984.
11. Опыт определения остаточной нефтенасыщенности коллекторов Карачаганакского газоконденсатного месторождения / Г. И. Тимофеев, И. М. Воронцова, М. П. Куменич и др. — М.: ВНИИОЭНГ, 1986. Вып. 9. С. 5—8.
12. Региональный и локальный прогноз нефтегазоносности / Е. С. Ларская, В. Д. Ильин, О. П. Четверикова и др. — М.: Недра, 1987 (Труды ВНИГНИ. Вып. 256).
13. Чахмахчев В. А., Кулиева Н. Г., Якубсон З. В. Остаточная нефтенасыщенность карбонатных коллекторов месторождения Карачаганак // Нефтяная промышленность. Сер. Нефтегазовая геология, геофизика и бурение. 1985. Вып. 10, С. 18—22.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.411:551.71

© Коллектив авторов, 1993

Балка Широкая — золоторудное месторождение джеспилитового типа

Г. В. РУЧКИН (ЦИНГРИ), В. Н. ПЕТЬКО (КИРОВГЕОЛОГИЯ), Л. М. ГАНЖА, А. М. ДРУЖИНИН (ЦИНГРИ), Ю. Н. ЛЕДЕНЕВ, Г. К. ПЕТЬКО, А. С. СОСУНОВ (Кировгеология)

Золоторудные месторождения раннедокембрийских зеленокаменных поясов мира чрезвычайно многообразны по геологическим условиям залегания [2]. Среди них отчетливо выделяются месторождения золотоджеспилитового формационного типа [3, 4], локализующиеся среди пород джеспилит-базальтовой формации — характерного члена осадочно-вулканогенных разрезов, выполняющих зеленокаменные пояса.

Закономерности размещения месторождений определяются приуроченностью золоторудного оруднения к горизонтам железистых

кварцитов, преимущественно к их сульфидным и карбонатным фациям. Рудные тела представлены стратиформными пласто-и линзовидными залежами прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд, жильными зонами и системами золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых прожилков, подчиняющимися разрывным нарушениям, рассекающим под различными углами горизонты железисто-кремнистых пород, а также комбинациями стратиформных залежей с жильными образованиями.

Рудные тела по простиранию прослежи-

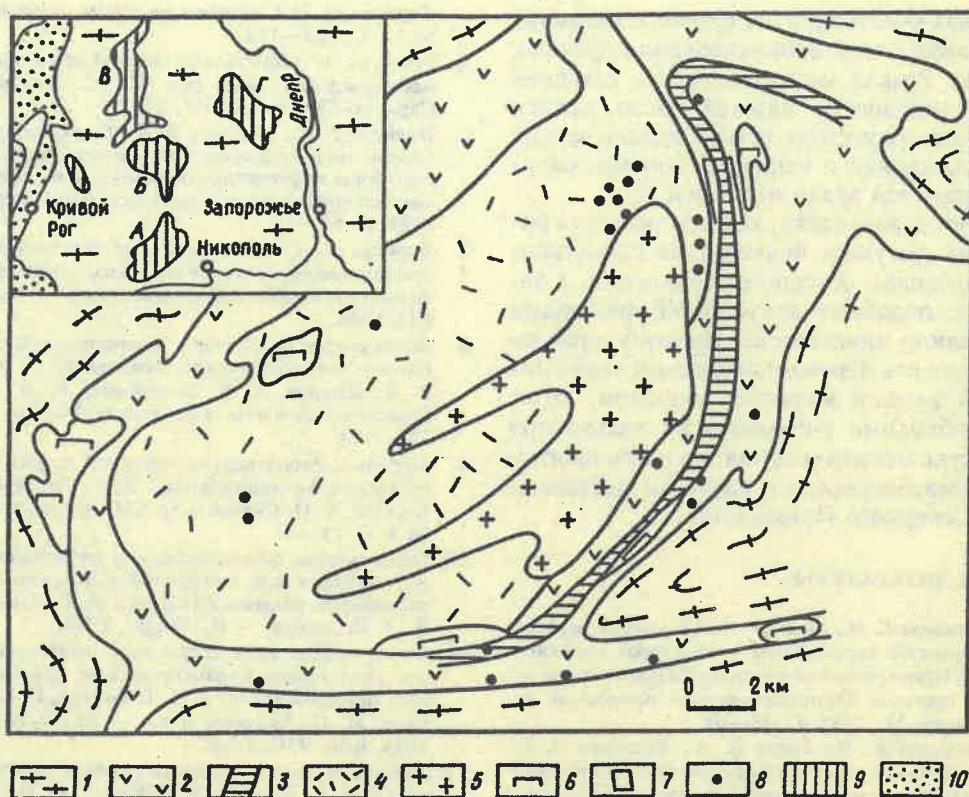


Рис. 1. Геологическое строение Чертомлыкской зеленокаменной структуры:

1 — гнейсограниты; верхнеархейские геологические формации: 2 — нижняя метадацит-андезит-толеитовая, 3 — метаджеспилит-толеитовая, 4 — верхняя метадацит-андезит-толеитовая, 5 — метариолит-дацитовая и тоналит-плагитогранитная; 6 — ультраосновные породы; 7 — месторождение Балка Широкая; 8 — проявления золотой минерализации, установленные до 1989 г.; 9 — архейские зеленокаменные структуры (А — Чертомлыкская, Б — Софиевская, В — Верховцевская, Г — Сурская); 10 — нижнепротерозойские структуры; на врезке: положение структуры в Среднем Приднепровье

ваются на десятки и сотни метров; их мощность изменяется от нескольких дециметров до первых метров. Глубина отработки рудных залежей на некоторых месторождениях достигает 800 м. Контуры большинства рудных тел нечеткие и определяются по результатам опробования. Средние содержания золота в рудах 5—20 г/т, а на отдельных месторождениях до 200 г/т. Запасы месторождений составляют от первых до десятков тонн золота, а на единичных месторождениях этого типа — первые сотни тонн металла.

Основные минеральные типы руд — пиритовый, пирит-пирротинный, золото-кварцевый, реже арсенопиритовый или золото-полиметаллический.

В настоящей статье приведены оригинальные данные по геологии месторождения Балка Широкая, которое является типичным представителем раннедокембрийских месторождений золото-джеспилитового типа.

Месторождение открыто ГРЭ № 37 ПГО «Кировгеология» при проведении поисково-ревизионных работ на благородные и редкие металлы в Чертомлыкской зеленокаменной структуре Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области Украинского щита.

Постановке работ предшествовало обобщение материалов по геологическому строению Чертомлыкской структуры и ее золотосодержанию, выполненное сотрудниками ЦНИГРИ и ГРЭ № 37 и направленное на выявление поисковых участков, геологическое строение которых отвечает обстановкам нахождения докембрийских золоторудных месторождений. В результате определен ряд перспективных объектов в ранге потенциальных рудных полей, среди которых в качестве первоочередного выделено Восточно-Чертомлыкское, характеризующееся развитием пород джеспилит-толеитовой формации с горизонтами железистых кварцитов, имеющих на отдельных участках повышенные содержания золота.

При поисковых работах использованы методы профильной и площадной гравимагнитной и газортутной, шлихо-и литогеохимических съемок, а также поисково-картировочное и глубокое бурение. Из керна скважин комплексного геохимического картирования, вскрывающих выветрелые архейские породы под палеоген-неогеновым чехлом мощностью до 100 м, на участках гравимагнитной и газортутных аномалий

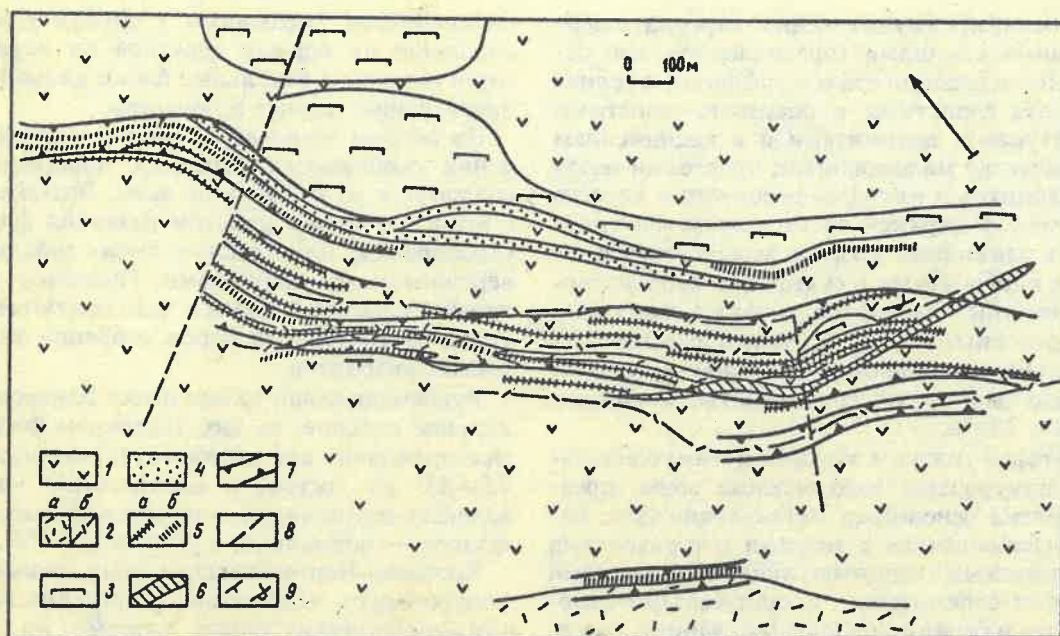


Рис. 2. Геологическое строение месторождения Балка Широкая:

метавулканыты: 1 — основного, 2 — кислого и среднего состава (а — в масштабе, б — вне масштаба); 3 — тела измененных ультраосновных пород; 4 — вулканомиктовые и полимиктовые метапсифиты и метапсаммиты; 5 — горизонты и пласты железистых кварцитов (а — преимущественно силикатные и оксидные, б — преимущественно карбонатные и сульфидные); 6 — габбродиориты и диориты; 7 — продуктивные золотоносные зоны; 8 — поперечные разрывные нарушения; 9 — элементы залегания (а — нормальные, б — запрокинутые)

извлечен сульфидный концентрат, состоящий на 70—75 % из пирита различных морфологических модификаций, в т. ч. «золотоносного» пентагон-додекаэдрического.

Поисково-картировочными скважинами на шлихо-геохимических аномалиях вскрыты зоны гидротермально измененных и сульфидизированных пород, тесно связанные с карбонатными и сульфидными фациями железистых кварцитов. Первая же глубокая скважина, пройденная для заверки полученных результатов, вскрыла золотоносную зону с промышленными содержаниями золота. Зона прослежена по простиранию на сотни метров и на глубину до 600 м.

В результате дальнейшего поискового бурения выявлена рудоперспективная полоса шириной 150—200 м, прослеженная по простиранию более чем на 3,5 км по сети 400—200 × 200—100 м со сгущением на отдельных участках до 100 × 100 м. Она изучена на глубину до 300 м, а единичными скважинами до 500 м. На флангах по простиранию площадь месторождения не околонуена.

Месторождение расположено в восточной части Чертомлыкского зеленокаменного пояса, в поле развития пород верхнеархейской конкско-верховцевской серии (рис. 1). В его строении отмечаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, с которыми ассоциируют горизонты железистых кварцитов и карбонатсодержащих силикат-

но-железистых пород. Это породы объединяются в джеспилит-толеитовую формацию [1, 5], которая в пределах Чертомлыкской структуры по латерали фациально замещается породами коматинит-толеитовой, а перекрывается и подстилается образованиями нижней и верхней дацит-андезит-толеитовой формаций. Наличие прослоев туфогенных пород андезитового и дацитового состава в разрезе рудовмещающей полосы на площади месторождения позволяет предполагать, что и нижняя дацит-андезит-толеитовая формация в верхней части также имеет фациальные переходы к рудоносной джеспилит-толеитовой формации.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы преобразованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма и подвержены интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям. Они превращены в разнообразные зеленые сланцы (актинолитовые, тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные, карбонат-хлоритовые, карбонат-хлорит-кварцевые, серицит-кварцевые и др.) и амфиболиты, реставрация первичной природы которых возможна лишь по сохранившимся иногда реликтам текстур и структур пород.

В разрезе месторождения (рис. 2) предварительно выделены четыре толщи (снизу вверх).

Первая, вулканогенно-осадочная, толща

сложена преимущественно карбонатсодержащими сланцами (предположительно основные и средние туфы и туффиты) с реликтовыми слоистыми и ритмично-слоистыми текстурами, доломитами и в подчиненном количестве маломощными прослоями метавулканитов и их туфов основного и кислого состава. В верхней части разреза фиксируются единичные прослои магнетитсодержащих карбонатных и сульфидно-карбонатно-силикатных кварцитов, а также серия ультраосновных пластовых тел, превращенных в карбонат-талковые, карбонат-актинолитовые сланцы и серпентиниты. Мощность более 300 м.

Вторая толща, к которой преимущественно приурочены золотоносные зоны, представлена основными метавулканитами, перемежающимися с линзами и горизонтами железистых кварцитов, линзами и пластами хлорит-серицитовых, хлорит-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых сланцев, содержащих обломки кварца (последние — предположительно средние и кислые кристаллокластические туфы с подчиненным количеством кислых лав). Толща неравномерно насыщена субвулканическими телами основного состава и фациально крайне не выдержана. Мощность 150—200 м.

Третья толща сложена основными метавулканитами (вероятно, туфами) с подчиненным количеством согласных с напластованием тел метадиабазов и метагаббро-диабазов. Отмечаются единичные пласты железистых кварцитов, которые тесно ассоциируют с хлоритовыми сланцами, возможно, пелитовыми туфами основного состава. Мощность 100—150 м.

Четвертая толща представлена кислыми вулканитами с подчиненными пластами сульфидсодержащих кремнистых пород, в т. ч. пиритовых кварцитов.

Помимо субсогласных интрузивных тел основного и ультраосновного состава, в поле развития пород второй толщи в центральной части месторождения установлена дайка микродиоритов предположительно раннепротерозойского возраста, занимающая кососекущее положение по отношению к вмещающим породам.

Месторождение приурочено к восточному крылу Чертомлыкской структуры, осложненному продольной Восточно-Чертомлыкской зоной разломов, которая прослеживается на расстояние более 15 км при ширине около 3 км. Зона на площади месторождения имеет субсогласное с породами простирание и выражена системой узких зон расщеливания, милонитизации и иногда брекчирования. Рудоносная толща, расположенная в пределах полосы разрывных нарушений Восточно-Чертомлыкской зоны, расчленена

поперечными разломами с амплитудами смещения от первых десятков до первых сотен метров на отдельные блоки длиной по простиранию первые километры.

На данном этапе изученности месторождения особенности строения поперечных разломов и их природа не ясны. Возможно, с ними совпадают участки развития флексуорообразных или изоклинальных складок с вертикальными шарнирами. Подобные малоамплитудные складки наблюдаются в керне тонкослоистых пород, особенно железистых кварцитов.

Рудовмещающая толща имеет близвертикальное падение: на юго-восточном фланге месторождения она запрокинута под углами 75—85° на восток, в центральной части залегает вертикально, а на северо-западном фланге — нормально, с углами 60—75°.

Восточно-Чертомлыкская зона разломов контролирует положение гидротермально-метасоматических пород, которые, по данным Н. В. Кушинова, В. С. Монахова и других исследователей, относятся к продуктам лиственит-березитовой формации. Эти породы слагают весьма протяженную и мощную (до первой сотни метров) нечетко выраженную полосу, внутри которой выделяются зоны интенсивной гидротермальной проработки мощностью 5—15 м, имеющие зональное строение. Во внутренних их частях отмечаются листвениты иногда с участками прожилкового окварцевания и карбонатизации, образованными субпараллельными единичными зонами или линейными штокверками кварцевого и кварц-карбонатного состава, а во внешних — лиственитизированные породы, постепенно переходящие в пропилитизированные вмещающие породы. Зона лиственитов и лиственитизированных пород характеризуется сложным строением с развитием многочисленных субпараллельных лиственитовых швов.

Золотое оруденение контролируется Восточно-Чертомлыкской зоной разломов и на площади месторождения сконцентрировано около восьми золотоносных зон, представляющих собой систему субпараллельных полос в разной степени гидротермально преобразованных, расщелированных и брекчированных пород мощностью 5—60 м. Некоторые зоны прослеживаются по простиранию на первые километры. Их пространственная ориентировка в целом совпадает с элементами залегания рудовмещающих толщ, однако на отдельных участках они под острыми углами пересекают рудовмещающие породы как по простиранию, так и падению.

Золотоносные зоны располагаются главным образом в пределах второй толщи, по строению обнаруживающей значительное

сходство с рудовмещающими толщами типовых золото-джеспилитовых месторождений. Она отличается гетерогенным строением, насыщена горизонтами и пластами железистых кварцитов и фациально изменчива по простиранию. Как и на золото-джеспилитовых месторождениях зеленокаменного пояса Гванда в Зимбабве (Вубачиква, Бар-20, Ле-ди Лина и др.) [2, 6], фациальная неоднородность толщи подчеркивается распределением пластов и горизонтов железистых кварцитов, а также средних и кислых туфогенных пород. В южной и центральной частях месторождения установлено от трех до пяти выдержанных пластов кварцитов, которые по простиранию толщи на северо-запад на расстояние 350—400 мм сближаются и начинают выклиниваться, почти полностью исчезая из разреза через 300—400 м. Далее на северо-запад, по данным единичных пересечений толщи буровыми скважинами через 400 м, пласты железистых кварцитов становятся невыдержанными по простиранию. Они выклиниваются между буровыми профилями или вновь появляются в количестве до четырех и полностью исчезают из разреза на северо-западном фланге месторождения.

Почти полное выклинивание железистых кварцитов наблюдается также на участке максимального развития в разрезе толщи средних и кислых туфогенных пород. Здесь известен один маломощный пропласток сульфидсодержащих кварцитов, которые в северо-западном и юго-восточном направлениях сменяются магнетитовыми. Туфы по простиранию толщи расчленяются на несколько горизонтов, одни из которых выклиниваются на коротких расстояниях, а другие, резко уменьшаясь в мощности, прослеживаются по площади всего месторождения.

Другая особенность, характерная для месторождений рассматриваемого типа, — тяготение золотоносных зон к карбонатным и сульфидным фациям железистых кварцитов. В строении железистых кварцитов второй толщи, представленных ритмично чередующимися слоями, сложенными агрегатами кварца, магнетита и присутствующими в переменном количестве агрегатами хлорита, амфибола и биотита, участвуют также карбонаты и сульфиды. Карбонатные (сидеритовые, сидероплезитовые, доломитовые) и сульфидные (пиритовые и пирит-пирротиновые) разновидности кварцитов встречаются практически в любом пересечении тел железистых кварцитов. Обычно они залегают в подошве и кровле пластов железистых кварцитов и имеют мощность от десятков сантиметров до первых метров.

Интервалы с повышенными и устойчивыми содержаниями золота отмечаются в ос-

новном на участках пространственного совмещения зон прожилкования с железистыми кварцитами, особенно на контактах карбонатных и сульфидных разновидностей кварцитов с брекчированными, рассланцованными и лиственитизированными метавулканитами. Как только прожилковые зоны расходятся по простиранию или падению с пластами железистых кварцитов и располагаются во вмещающих их породах, уровень их золотоносности падает, а золото распределяется еще более неравномерно.

На данной стадии изученности месторождения при весьма неоднородном распределении промышленных концентраций золота в разрезах золотоносных зон, которые незаконномерно локализованы как в приконтактовых, так и в центральных частях зон, морфология и размеры рудных тел достоверно не определены. Возможно, они пластовые, столбо- или линзообразной формы, мощностью от десятков сантиметров до первых метров, протяженностью вряд ли более первых сотен метров.

По набору минералов, слагающих руды, на месторождении выделяются три основных типа руд: золото-сульфидно-кварцевый, золото-кварцевый и золото-серебряно-полиметаллический. Золото-сульфидно-кварцевые руды имеют прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры. Содержание сульфидов от 10—15 до 80 %. Главные рудные минералы — магнетит, пирит, пирротин и самородное золото, второстепенные — самородное серебро, халькопирит, арсенопирит и сфалерит. В некоторых пересечениях количество арсенопирита в рудах резко возрастает до 25—55 %. Основная доля золота в рудах находится в самородном состоянии в сростании с рудными минералами, главным образом с пиритом. Другой минерал-концентратор золота — арсенопирит с содержаниями металла 5—100 г/т. Наибольшее число крупных золотинок приурочено к зальбандам карбонат-кварц-пиритовых прожилков. Размер золотинок достигает 50—100 мкм, однако преобладают золотины размером 1—5 мкм. Содержание золота в данном типе руд от первых граммов до 41 г/т.

Золото-кварцевые руды имеют брекчиевые текстуры и представлены зонами сближенных кварцевых жил и прожилков мощностью 0,5—30 см. В кварцевых прожилках встречаются редкие зерна и гнезда сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит) и карбоната, единичные выделения самородного золота и серебра. Золото концентрируется в кварце, часто ассоциируя с халькопиритом, в виде единичных зерен или гнездовой вкрапленности. Кроме того, оно обнаружено в сростаниях с пиритом, магне-

титом и карбонатом. Средний размер золотин 25—100 мкм. Содержание золота в этом типе руд от первых граммов до 400 г/т.

Золото-серебряно-полиметаллические руды имеют незначительное распространение. Они образованы вкрапленной и сетчато-сгустковой сульфидной минерализацией и приурочены к зонам окварцевания, развивающимся по лиственитизированным и другим породам. Сульфиды представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, реже халькопиритом, пирротинном, арсенопиритом и марказитом. Встречены также блеклые руды (тетраздрит, буланжерит, фрейбергит), самородное серебро и его сульфосоли. Самородное золото размером до 80 мкм обнаружено в галените, арсенопирите и кварце, а самородное серебро размером до 15 мкм — в кварце и галените. Кроме фрейбергита, серебросодержащим минералом является галенит. Содержание серебра в рудах 400 г/т и более при концентрации золота от десятых граммов до 5,3 г/т.

Итак, месторождение Балка Широкая по геологическому строению и типам руд типичный представитель месторождений золото-джеспилитового типа и первое золоторудное месторождение в гранит-зеленокаменной области Среднего Приднпровья Украинского щита. При дальнейших геолого-разведочных работах в целях подтвержде-

ния его промышленной значимости на стадиях предварительной и детальной разведки, а также при поисках и оценке на золото площадей развития железистых кварцитов зеленокаменных поясов счита в методическом отношении следует учитывать особенности геологического строения месторождений названного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малюк Б. И., Сиворонов А. А., Кушинов Н. В. Петрохимия и вопросы генезиса метавулканитов дацит-андезит-толеитовых формаций Чертомлыкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геологический журнал. 1989. № 4. С. 81—93.
2. Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. — М.: Недра, 1988.
3. Ручкин Г. В., Дерюгин Ю. Н. Золоторудные месторождения раннедокембрийских зеленокаменных поясов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 944—947.
4. Ручкин Г. В., Дерюгин Ю. Н. Золотоносность раннедокембрийских железистых кварцитов: Обзор. Сер. геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. — М.: ВИ-ЭМС, 1988.
5. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднпровского геоблока Украинского щита /В. Д. Коллий, А. А. Сиворонов, А. А. Бобров и др. // Геологический журнал. 1991. № 4. С. 28—39.
6. Saager R., Oberthür T., Tomschi H.-P. Geochemistry and mineralogy of banded iron-formation hosted gold mineralization in Gwanda greenstone belt, Zimbabwe // Econ. Geol. 1987. Vol. 82. № 8. P. 2017—2033.

УДК 553.31

© Д. О. Онтеев, 1993

Гидротермально измененные доломиты месторождения Баюнь-Обо (Китай)

Д. О. ОНТОВЕВ (ИГЕМ РАН)

Комплексное фтор-железо-редкоземельное месторождение Баюнь-Обо — уникальный объект высокой концентрации и крупных запасов в рудах таких важнейших элементов, как TR, Fe, P, Nb, Th и другие, особенно TR₂O₃. По данным некоторых зарубежных исследователей [9] разведанные запасы TR₂O₃ только по двум основным рудным телам — Главное и Восточное — составляют 35 млн т и сопоставимы с запасами известного месторождения Маунтин-Пасс (США). Не учтенными остаются запасы редких земель, в недостаточно разведанных рудных телах Западного участка месторождения в высокотемпературных метасоматитах контактовой зоны субщелочных гранитоидов на восточном фланге рудного поля [4], а также в гидротермально измененных вмещающих породах — сланцах и, особенно, в доломитах гор. Нз. Содержание

редких земель в измененных доломитах рудного поля более чем в 100 раз превышает их кларк (0,021 %) в земной коре. Большая мощность толщи гидротермально измененных доломитов и весьма значительная их протяженность (около 18 км) позволили предположить, что в этих породах сконцентрированы огромные запасы редких земель.

В литературе, посвященной месторождению Баюнь-Обо, крайне недостаточно освещены особенности гидротермально измененных доломитов, вмещающих основные рудные поля месторождения и несущих редкоземельное и редкометалльное оруденение.

В последнее время появились работы, посвященные изучению этих доломитов. Одни авторы относят их к осадочным образованиям [8,10], другие — к типичным карбонатным [15]. Предлагаемая вниманию читателей статья призвана внести ясность в дан-

ный вопрос и осветить некоторые аспекты генезиса месторождения.

Месторождение расположено в области сочленения двух крупных геологических структур: древней докембрийской платформы (Китайской) и герцинской складчатой области широтного направления. Краевая часть платформы представлена крупным антиклинорием, сложенным толщей архея и отложениями протерозойского возраста. Здесь прослеживается серия крупных субширотных глубинных разломов, заложенных в конце докембрия и неоднократно подновлявшихся в палеозое, особенно в позднегерцинское время. Именно с процессами тектоно-магматической активизации этого периода связано формирование в районе интрузивов габбро-диоритов, биотитовых гранитов, массивов и штоков субщелочных гранитоидов (граносиениты, монцониты, сиениты). С последними пространственно и генетически связано месторождение Баюнь-Обо.

Данные о геологическом строении рудного поля и месторождения, условиях залегания рудных тел, минеральном и химическом составех руд и об особенностях геохимии процессов рудообразования приведены в работах советских [1—7]* и китайских [9, 11, 14] исследователей.

Наиболее древние геологические образования района представлены толщей архея (серия Утай), состоящей из метаморфических сланцев, гнейсов и кварцитов, слагающей ядро антиклинали Куанг-Гоу широтного простиранья.

На отложениях архея с угловым несогласием залегает слабометаморфизированная толща среднего и позднего протерозоя (серия Хуто), представленная четырьмя горизонтами. В основании толщи лежит гор. Н₁, сложенный конгломератами, кварцитами и песчаниками мощностью около 1000 м. На нем согласно залегает следующий песчано-сланцевый гор. Н₂ из чередующихся темно-серых глинистых и кварц-серицитовых сланцев, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Стратиграфически выше прослеживается почти неметаморфизированный карбонатный гор. Н₃ из темно-серых и серых известняков, известковистых доломитов и доломитов с прослоями микросланцев и порфиристов. При этом к северу и северо-западу от антиклинали Куанг-Гоу гор. Н₃ представлен темно-серыми известняками, песчанистыми известняками и известковыми доломитами, а южнее этой антиклинали, в пределах собственно рудного поля, — массивными частично мраморизованными

1. Химический состав (в %) магнезиоарфведсонита месторождения Баюнь-Обо

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	54,65	51,56	Na ₂ O	7,5	6,28
TiO ₂	0,38	0,38	K ₂ O	1,5	1,99
Al ₂ O ₃	2,41	3,62	P ₂ O ₅	0,02	0,64
Fe ₂ O ₃	6,61	7,31	H ₂ O ⁻	0,43	0,19
FeO	4,44	7,71	H ₂ O ⁺	0,37	0,16
MnO	0,87	4,55	F	2,69	2,08
MgO	17,38	10,92	Сумма	101,07	99,03
CaO	1,82	1,88	-O = F ₂	-1,13	-0,87
BaO	—	—	Сумма	99,94	98,16

Примечание. Магнезиоарфведсонит: 1 — из измененных доломитов восточного фланга месторождения; 2 — из измененных сланцев висячем боку Главного рудного тела.

доломитами. Мощность карбонатного гор. Н₃ около 1000 м. Разрез серии Хуто завершается гор. Н₄ из сланцев с прослоями песчаников и кварцитов мощностью около 500 м. Общая мощность осадочной толщи протерозоя 3500 м. Радиометрический возраст свинца, экстрагированного из неизмененного известняка гор. Н₃, составляет 1350±50 млн лет [6], что соответствует геологическому возрасту.

Протерозойские отложения собраны в пологие складки широтного простиранья на крыльях антиклинали Куанг-Гоу.

Важнейшая магма- и рудоконтролирующая структура района и рудного поля месторождения — тектонически ослабленная зона (типа грабена) широтного направления, в пределах которой локализованы рудовмещающие толщи протерозоя — доломиты гор. Н₃ и покрывающие их сланцы Н₄. Протяженность структурной зоны около 18 км при ширине от 1,5 до 2 км. Северная и южная ее границы — тектонические (сбросы), причем амплитуда смещения по северному ее борту составляет не менее 1000 м. В пределах рассматриваемой зоны доломиты гор. Н₃ и сланцы Н₄ образуют синклинальную складку с падением на юг пород северного крыла под углом 60—50°, а южного — на север под углом 70—80°.

Основные рудные тела месторождения Баюнь-Обо — Главное и Восточное — приурочены к северному крылу синклинали, вблизи контакта доломитов гор. Н₃ и перекрывающих сланцев Н₄. Мощность толщи доломитов гор. Н₃ в лежащем боку этих рудных тел оценивается в 500—600 м.

В пределах рудного поля выделяются две полосы доломитов гор. Н₃: северная — в лежащем боку основных рудных тел, вдоль северного крыла синклинали, и южная — на южном ее крыле. В северной полосе среди доломитов отмечен подгоризонт сланцев и

* В работах советских исследователей месторождение Баюнь-Обо описывалось как месторождение Центральной Азии.

2. Средний химический состав (в %) неизмененных и гидротермально измененных доломитов рудного поля месторождения Баюнь-Обо

Компоненты	I (2)	II (16)	III (1)	IV (1)
CaO	28,32	27,24	27,27	25,44
MgO	19,23	16,11	10,36	12,05
FeO	1	4,64	4,75	1,42
Fe ₂ O ₃	—	2,41	13,11	13,66
MnO	—	Нет данных	1,39	1,94
SiO ₂	1,81	1,39	3,56	6,02
P ₂ O ₅	—	Нет данных	0,3	0,94
BaO	—	* *	0,85	0,52
Na ₂ O	—	* *	0,29	0,13
K ₂ O	—	* *	0,18	0,43
TR ₂ O ₃	0,1	3,16	2,33	0,91
F	—	0,44	3,71	0,62
Nb ₂ O ₅	—	Нет данных	0,038	0,074
ThO ₂	—	* *	0,011	0,005

Примечание. 1. Доломиты (число анализов): I — исходные неизмененные (реликты среди измененных; штучные пробы); II — гидротермально измененные из разных точек рудного поля (штучные пробы); III — гидротермально измененные из лежачего бока Главного и Восточного рудных тел (валовая проба); IV — вблизи рудных тел Западного участка (валовая проба). 2. Повышенное содержание Fe₂O₃ (III, IV) обусловлено мармитизацией магнетита в зоне окисления.

3. Исходное содержание TR₂O₃ (в %) в карбонатных породах

Породы	Число проб	TR ₂ O ₃	
		пределы	среднее
Неизмененные доломиты гор. Нз (реликты среди гидротермально измененных доломитов рудного поля)	2	0,09—0,12	0,1
Известняки, песчанистые известняки и известковые породы гор. Нз севернее рудного поля	6	0,03—0,15	0,06
Слабометаморфизованные песчанистые известняки среди кварцитов гор. Нз	3	0,05—0,19	0,11
Доломиты серии Утай (архей)			
соседних районов (Гуань)	2	0,01—0,02	0,015
к северу от месторождения	2	0,0—0,11	0,055
Группа Баюнь-Обо (серия Хуто)			
Доломиты и известняки	—	—	0,0173 [14]
Карбонатные породы	—	0,001—0,156	0,037 [9]

альбитизированных порфириров в восточной части рудного поля. Такая фациальная смена пород обуславливает, в частности, тупое окончание Восточного рудного тела с зубчатыми очертаниями.

На всей площади рудного поля в пределах как северной, так и южной полосы доломиты гор. Нз повсеместно изменены. Сравнительно редко среди измененных разностей наблюдаются небольшие реликты неизмененных осадочных доломитов. Состав таких неизмененных доломитов отвечает теоретическому составу доломита (см. табл. 2, I).

Можно выделить два типа изменения доломитов рудного поля: 1) скарнированные доломиты с образованием в них магнезиальных и известковых скарнов с силикатами редких земель, высокотемпературных метасоматитов флогопит-бритолитового, флогопит-титаномagnetит-бритолитового состава [4]. Данный тип изменения распространен ограниченно и преимущественно наблюдается на восточном фланге рудного поля в экзоконтактовой зоне субщелочных гранитоидов; 2) наиболее распространенный тип на всей площади рудного поля, представлен гидротермально измененными доломитами с вкрапленным и прожилково-вкрапленным редкоземельным оруденением главным образом в форме бастнезита, монацита и др.

Участками в таких доломитах встречаются линзо- и жилообразные тела магнетитовых руд.

Макроскопически гидротермально измененные доломиты — это плотные породы мелко- и среднезернистой структуры свстлосерого и светло-бурого цветов. Иногда удается наблюдать в породе мелкие вкрапления магнетита и лучистые агрегаты амфибола.

Под микроскопом в измененных доломитах наблюдаются эвгедральные зерна доломита с мелкими вкраплениями магнетита в тесной ассоциации с магнезиоарфведсонитом и флогопитом. При этом магнезиоарфведсонит образует как призматические, так и лучистые агрегаты (голубой асбест), нередко в ассоциации с монацитом. Химический состав магнезиоарфведсонита приведен в табл. 1. Анализы были выполнены В. Д. Сидельниковой в ЦХЛ ИГЕМ РАН. Заметно резкое преобладание (I) в составе магнезиоарфведсонита MgO и щелочей, особенно Na₂O, а также F. Минерал из измененных сланцев висячем боку Главного рудного тела содержит несколько меньше MgO, больше FeO и MnO по сравнению с восточным флангом месторождения, что связано с влиянием состава вмещающих пород.

Средний состав исходных и гидротермально измененных доломитов приведен в табл.

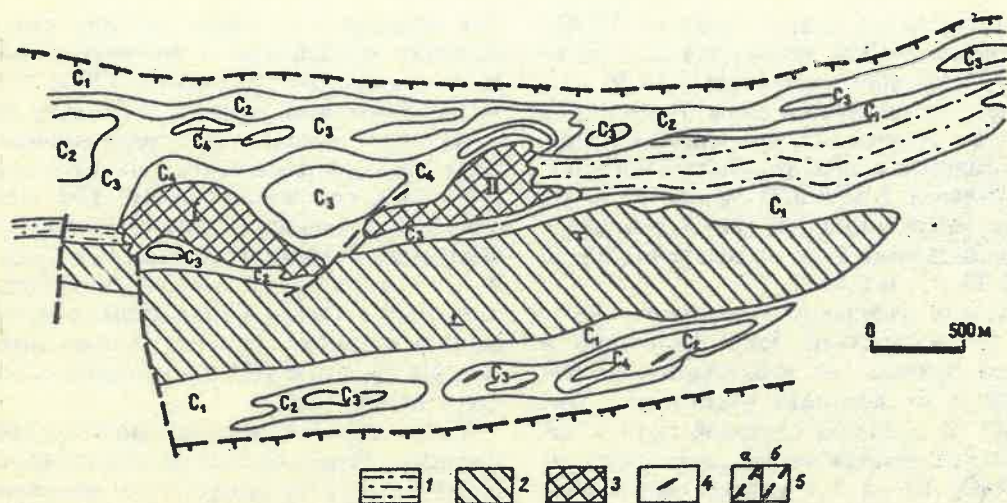


Схема распределения содержаний TR_2O_3 в гидротермально измененных доломитах гор. H_3 центральной, восточной и южной частей рудного поля месторождения Баюнь-Обо:

площади гидротермально измененных доломитов гор. H_3 с содержанием TR_2O_3 , %: C_1 — 0..2; C_2 — 2...3; C_3 — 3...4; C_4 — свыше 4; 1 — альбитизированные порфиры, амфиболиты, амфибол-полевошпат-слюдистые сланцы подгоризонта H_3 ; 2 — кремнистые, глинисто-кремнистые и карбонатно-слюдистые сланцы гор. H_4 ; 3 — основные рудные тела комплексных Fe—F—TR руд месторождения Баюнь-Обо: I — Главное, II — Восточное; 4 — мелкие рудные тела на южном фланге рудного поля среди измененных доломитов гор. H_3 ; 5 — тектонические нарушения: а — широтные разломы, б — поперечные нарушения

2. Из данной таблицы видно, что по сравнению с исходным неизмененным доломитом (I) в гидротермальноизмененных разностях (II) отмечается заметный вынос MgO , отчетливый привнос (в %): FeO , Fe_2O_3 , MnO и, частично SiO_2 , а главное — большой привнос TR_2O_3 от 0,91 до 3,16 % и F от 0,44 до 3,71 и заметный привнос P_2O_5 0,3—0,94, BaO 0,52—0,85, редких металлов — Nb_2O_5 0,038—0,074 и ThO_2 от 0,005 до 0,011.

Таким образом, гидротермально измененные доломиты рудного поля не только около основных рудных тел, но и на значительном удалении от них характеризуются повышенным содержанием тех рудных элементов, что и в основных рудных телах месторождения. Однако степень концентрации таковых в измененных доломитах значительно ниже, чем в рудных телах.

К основным минеральным формам редких земель в измененных доломитах относятся бастнезит и монацит. В меньшей степени развиты паризит, апатит, бритоцит. Сравнительно редки ортит и чевкинит. Из второстепенных минералов часто встречается флюорит совместно с арфведсонитом и флогопитом. Последние содержат повышенное количество фтора соответственно 2,33 и 5,8 %.

Бастнезит — ведущий минерал TR_2O_3 в измененных доломитах наблюдается в виде мелких зерен и их агрегатов, образующих гнезда, просечки и прожилки в тесной ассоциации с флогопитом и флюоритом.

Минеральные ассоциации в основных рудных телах месторождения по сравнению

с таковыми в измененных доломитах отличаются, во-первых, большим разнообразием минерального состава, включающим до 70 видов [1, 2, 5, 7], а во-вторых, резко повышенной концентрацией ΣTR и сопутствующих элементов F, Nb, Th. Так, богатые флюорит-бастнезитовые руды месторождения содержат иногда до 10 % TR_2O_3 и 20 % F.

Содержание TR_2O_3 в неизмененных карбонатных породах района, в т. ч. и доломитах, приведено в табл. 3. Исходное содержание TR_2O_3 в доломитах и известняках рудного поля либо несколько превышает кларк TR (0,02 %) в земной коре, по А. П. Виноградову, либо несколько ниже, или близко к таковому. Учитывая неточности в старых анализах, вероятно, в сторону завышения (в 1,5—2 раза), приходим к выводу, что исходное содержание TR_2O_3 в карбонатных породах и доломитах рудного поля близко к кларку, или не намного выше этой величины.

Отмечается крайне неравномерное распределение редких земель в гидротермально измененных доломитах рудного поля (рисунок). Максимальная концентрация TR_2O_3 > 4 % наблюдается в основных рудных телах месторождения — Главное (в %): руды — 5,42, доломиты — 3,43; Восточном, соответственно 5,41 и 4,77; в рудных телах Западного участка и их околорудно-измененных доломитах содержание TR_2O_3 снижается более чем в 4 раза (1,6 и 1).

В гидротермально измененных доломитах, расположенных на значительном рас-

стоянии от рудных тел, содержание TR_2O_3 по штуфным пробам изменяется от 0,94 до 4,15 % и в среднем составляет 3,16 % (см. табл. 2). Доломитовые руды Главного и Восточного рудных тел, по данным объединенной валовой пробы, содержат TR_2O_3 и F соответственно 2,33 и 3,71 % (см. табл. 2); сходные измененные доломиты околорудных тел Западного участка содержат только 0,91 % TR_2O_3 и 0,62 % F.

Ореол максимального содержания TR_2O_3 (> 4 %) в лежащем боку Восточного и Главного рудных тел наблюдается в зоне 50—200 м от контакта рудных тел (см. рисунок). В пределах северной полосы измененных доломитов минимальное содержание TR_2O_3 (0—2 %) фиксируется в виде узкой полосы вдоль широтного разлома с постепенным нарастанием концентраций TR в доломитах по мере приближения к рудным телам.

Особенности распределения TR в измененных доломитах северной полосы на восточном фланге рудного поля детально не изучены. Однако, учитывая наличие здесь в экзо-и эндоконтактной зоне интрузива субщелочных гранитоидов рудоносных высокотемпературных магнезиальных и магнезиально-известковых скарнов и других метасоматитов, несущих силикаты (ортит, чевкинит), силикофосфаты (бритолит), фосфаты (монацит) и фторкарбонаты (бастнезит) [4], следует ожидать здесь значительное обогащение редкими землями и редкоземельными элементами (Nb, Th, F и т. д.) скарнированных и гидротермально измененных доломитов.

В пределах южной полосы доломитов на фоне относительно низкого содержания TR_2O_3 наблюдаются зоны повышенного содержания вдоль простирания толщи доломитов, в пределах которых фиксируются локальные участки высоких концентраций TR вблизи мелких линзовидных рудных тел (см. рисунок). В целом несмотря на общее неравномерное распределение TR в измененных доломитах устанавливается зависимость степени оруденения в доломитах от интенсивности редкоземельной минерализации в самих рудных телах.

Главное и Восточное рудные тела разведаны до глубины 700—800 м. Редкоземельное оруденение в них без существенного изменения по мощности и содержанию продолжается в измененных доломитах до этих глубин. Между тем магнетитовые рудные тела, расщепляясь на мелкие апофизы, выклиниваются на глубине 400—500 м. Поэтому редкоземельное оруденение в измененных доломитах в лежащем боку основных тел достаточно уверенно можно прогнозировать, по крайней мере, до глубины 1000 м.

Для остальных участков глубину редкоземельного оруденения в доломитах можно экстраполировать до глубины 500 м. Расчеты на основании условно принятых параметров показывают, что потенциальные запасы TR_2O_3 в измененных доломитах рудного поля составляют около 370 млн т, причем большая часть запасов (около 65 %) заключена в доломитах лежащего бока основных рудных тел месторождения. Среднее содержание TR_2O_3 в гидротермально измененных доломитах рудного поля оценивается в 2,1 %, что в 100 раз превышает кларк TR в земной коре.

Таким образом, весьма ориентировочная предварительная оценка потенциальных запасов TR_2O_3 в гидротермально измененных доломитах более чем на порядок превышает подсчитанные запасы TR_2O_3 в основных рудных телах месторождения — Главном и Восточном. Касаясь общих перспектив редкоземельного оруденения в пределах рудного поля месторождения Баюнь-Обо, с учетом сделанных нами оценок запасов TR_2O_3 в измененных доломитах, а также приведенных данных, вероятные потенциальные запасы TR_2O_3 составляют, по-видимому, не менее 500 млн т, что в 5 раз превышает возможные ресурсы известного месторождения Маунтин-Пасс около — 100 млн т [7]. Кроме того, необходимо принять во внимание рудоносность сланцев гор. Н₄, залегающих в висячем боку основных рудных тел месторождения. Мощность измененных сланцев, несущих TR, Nb (в виде эшинита, баотита и др.), Th и т. д., достигает нескольких сотен метров и оруденение в них прослеживается на большие глубины. В целом Баюнь-Обо — единственное в мире супер-уникальное месторождение комплексных руд TR, Fe, F, P, Nb, Th и голубого асбеста.

Фактические материалы, приведенные в этой статье, имеют непосредственное отношение к проблеме генезиса месторождения [3]. Это касается, прежде всего, вопроса об источнике рудных элементов, в частности, гипотезы осадочно-метаморфогенного генезиса редких земель, железа и других элементов месторождения Баюнь-Обо, выдвинутой А. И. Тугариновым [6] и поддержанной позже Ту Гуанчжи с соавторами [14]. Согласно этой гипотезе, источником Fe, TR, Nb, Th и других элементов является сама осадочная доломитовая толща протерозоя, а герцинский магматизм играл лишь роль возбудителя метаморфогенных растворов. Исходное содержание TR_2O_3 в неизмененных карбонатных породах, в т. ч. доломитах района Баюнь-Обо, близко или несколько превышает кларк TR 0,02 % в земной коре. Между тем в гидротермально измененных доломитах в среднем происходит 100-крат-

ное обогащение TR_2O_3 (2,1 %), а в некоторых зонах и основных рудных телах (Главное и Восточное) — 200—500-кратное обогащение против кларка, что связано с привнесом рудоносными гидротермами больших масс TR и других элементов.

Сторонники осадочно-метаморфогенной гипотезы образования рудных месторождений для объяснения руд с высокими содержаниями элементов обычно привлекают гипотезу рециклинга, подразумевающую присутствие обедненных зон, откуда рудные компоненты выносятся и переотлагаются с образованием обогащенных зон. Многие исследователи именно на эту сторону процесса рециклинга применительно к месторождению Баюнь-Обо не обращают серьезного внимания.

Имеющиеся данные показывают, что в гидротермально измененных доломитах рудного поля отсутствуют обедненные зоны с низкими или очень низкими (кларковыми или нижекларковыми) содержаниями TR_2O_3 , которые можно было бы рассматривать как зоны выщелачивания редких земель. Это обстоятельство одно из важнейших доказательств необоснованности гипотезы осадочно-метаморфогенного генезиса месторождения Баюнь-Обо.

В связи с рассматриваемым вопросом необходимо остановиться на последних данных по изотопному исследованию минералов месторождения Баюнь-Обо.

Изучение лантан-бариевого и самарий-неодимового датирования возраста оруденения месторождения Баюнь-Обо дало несколько противоречивые результаты. В первом случае [11] для двух проб ортита изохрона соответствует 277 млн лет, что несколько больше данных К-Аг-метода (236 и 246 млн лет), определенному по [13], а для одной пробы монацита получена цифра 1350 млн лет. Вместе с тем, по Sm-Nd-методу по эшиниту, ортиту и хуанхиту возраст оценивается как герцинский 332 млн лет, а по монациту и паризиту изохрона отвечает 1426 ± 40 млн лет.

Приведенные данные, подтверждая прежние результаты [6] о позднегерцинском возрасте редкоземельного месторождения Баюнь-Обо, указывают на сложные взаимодействия вмещающих пород позднего протерозоя (доломиты, сланцы и др.) с флюидными рудоносными растворами, имеющими глубокий мантийный источник $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,704$ [9].

Гидротермально измененные доломиты — продукты метасоматических процессов, имеющих место в различные этапы и стадии минерализации в связи со становлением и эволюцией субщелочного магматизма позднегерцинского возраста. Ранее было показано, что формирование месторождения Ба-

юнь-Обо происходило как в позднемагматический, так и постмагматический этапы [1—3]. В первом случае проявились высокотемпературные стадии минерализации — скарново-гумитовая и титаномagnetит-бритолитовая [4]. Во втором, последовательно проявились альбит-микроклиновая, монацит-пирохлор-магнетитовая, флюорит-гематит-бастнезитовая, эшинит-ферриторит-эгириновая и сульфидно-карбонатная стадии.

Измененные доломиты в различных частях рудного поля месторождения образовались в результате наложения не менее 2—3 отдельных стадий минерализации. Так, доломиты восточной части рудного поля в экзоконтакте субщелочных гранитов в начале были скарнированы в скарново-гумитовую стадию с последующим наложением титаномagnetит-бритолитовой и флюорит-бастнезитовой стадий. Гидротермально измененные доломиты центральной части рудного поля, а также Западного участка, сформировались в результате наложения главным образом на монацит-пирохлор-магнетитовую стадию существенно флюорит-бастнезитовой, наиболее продуктивной с точки зрения редкоземельного оруденения. В измененных доломитах практически не проявились наиболее поздние стадии минерализации — эгириновая и сульфидно-карбонатная.

Наконец, следует остановиться на вопросе о вероятной глубине оруденения на месторождении Баюнь-Обо. Принятая нами глубина 1000 м редкоземельного оруденения в измененных доломитах условная. Как показано выше, оруденение, по-видимому, продолжится на еще большую глубину. В связи с этим следует отметить недостаточную изученность глубинных горизонтов месторождения. Вероятно, назрела необходимость бурения ряда глубоких до 1,5—2 км скважин в пределах рудного поля месторождения.

Изложенные результаты позволили сделать следующие выводы:

1. Гидротермально измененные доломиты рудного поля месторождения Баюнь-Обо образовались в результате интенсивного метасоматоза первично-осадочных доломитов гор. Нз серии Хуто под воздействием восходящих рудообразующих растворов разных этапов и стадий эндогенной минерализации одновременно с основными рудными телами месторождения.

2. Гидротермально измененные доломиты — дополнительные источники редких земель и других элементов (Nb, Th, F и др.), по масштабу превосходящими запасы TR_2O_3 в разведанных рудных телах месторождения Баюнь-Обо.

3. Необходимо проведение детальных исследований и поисково-разведочных работ по изучению гидротермально измененных

доломитов гор. Н₃ (а также сланцев гор. Н₄) с целью выяснения закономерностей их образования, распределения в них TR, Nb, Th, F, Ba и др. и их промышленной оценки.

4. Для изучения глубинных горизонтов месторождения и прогноза глубины распространения комплексного редкоземельного оруденения следует предусмотреть проходку ряда глубоких буровых скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Онтоев Д. О.* Геология комплексных редкоземельных месторождений. — М.: Недра, 1984.
2. *Онтоев Д. О.* Поздне- и постмагматические процессы формирования комплексных барий-фтор-железо-редкоземельных месторождений, связанных с базальтоидно-щелочными породами калиевого ряда // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., 1985. С. 116—133.
3. *Онтоев Д. О.* К проблеме генезиса комплексного железо-редкоземельного месторождения Байюнь-Обо (КНР) // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 4. С. 27—36.
4. *Онтоев Д. О.* Высокотемпературные рудоносные метасоматиты в контактовой зоне субщелочных гранитоидов месторождения Байюнь-Обо (КНР) // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34, № 6. С. 26—33.
5. *Семенов Е. И.* Минералы редких земель цериевой группы // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., 1964. Т. 2. С. 249—322.
6. *Тугаринов А. И.* Геохимические особенности щелочных метасоматитов в Центральной Азии // Геохимия щелочного метасоматоза. М., 1963. С. 152.
7. *Хомяков А. П., Семенов Е. И.* Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. — М.: Наука, 1971.
8. *Chao E. C. T., Minkin J. A., Back J. M., et al.* Dolomite Host rock of the Bayan Obo Iron-Rare-earth element Ore Deposit of Inner Mongolia, China — Origin, // Episodes Mineralization and Implications. 1989. U. S. Geol. Surv., Circ., 1035. P. 8.
9. *Hong Wenxing, Fan Yuxiang & Other.* Regional geochemical characteristics of the basement in Inner Mongolia Land-Mass, China Development in Geoscience. Science Press, Beijing, China, 1984. P. 397—406.
10. *Meng Q.* The genesis of Host Rock Dolomite of Bayan Obo Iron ore deposits and the analysis its sedimentary environment. 1982. Geol. Rev., 28 (5), P. 481—489.
11. *Nakai S., Masuda A., Shimizu Y. & oth.* La-Ba dating and isotope studies on the Baijun-Obo Rare Earth Element ore deposits, Inner Mongolia, China. Econ. Geol., 1989. Vol. 84. № 8. P. 2296—2299.
12. *Neyrya C. R., Higli.* Economic significance of REE // Rare Earth Element Geochemistry — Development in Geochemistry. Amsterdam, Oxford, New-York, Tokio, 1984.
13. *Pu L. S.* Geochronological data by the K-Ar dating method. Sciency Geol. Sinica, 1965. Vol. 14. P. 1963—1972.
14. *Tu Guangzhi, Zhao Zhenhua, Qiu Yuzhuo.* Evolution of Precambrian REE Mineralization // Precambrian Res. 1985. Vol. 27. № 1—3. P. 131—151.
15. *Zhou Z., Li G., Sung T. and Liu J.* Geologic characteristics and origin of the Bayan Obo dolomite carbonate of Inner Mongolia. 1990. Geol. Rev., 26, 35—41.

Принята редколлегией 30 сентября 1991 г.

УДК 553.411

© В. Н. Сорокин, 1993

Систематика и генезис золото-сульфидных месторождений

В. Н. СОРОКИН (ЦИНГИРИ)

В последние годы крупнообъемные месторождения сравнительно небогатых золото-сульфидных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд приобретают все большее значение. Среди золоторудных объектов, нередко имеющих сложный минеральный и элементный состав руд [12], выделяются поразительной бедностью и однообразием минералого-геохимических характеристик продуктивной минерализации. Указанные свойства оруденения многочисленных месторождений прожилково-вкрапленных руд золота, сформировавшихся в результате однотипного рудообразующего процесса в достаточно близких локальных геологических условиях, позволили отнести их к особой золото-сульфидной формации [10]. В данной статье, продолжающей предшествующую публикацию, по материалам 20 наиболее изученных рудных полей и месторожде-

ний приводится более полная характеристика этой рудной формации [1, 6, 8, 13, 14, 15] [А. И. Казаринов, 1967; В. Н. Сорокин, Г. В. Ломакина, 1968; Г. В. Ломакина, 1971; Н. П. Попов, В. А. Лисий, 1974].

Золото-сульфидное оруденение проявляется в породах в виде вкрапленности и прожилков пирита и арсенопирита (нередко только пирита), в которых заключено тонкодисперсное золото, определяющее промышленную ценность руд. Для последних характерна тесная положительная корреляционная связь золота и мышьяка. Среднее содержание сульфидов в рудах колеблется от первых до 20 % (табл. 1). Кроме резко преобладающих пирита, арсенопирита, в единичных случаях пирротина, присутствуют и другие сульфиды — не более десятых долей процента обычно в составе кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Количе-

1. Минералого-геохимические и технологические параметры золото-сульфидных руд

Месторождение, рудное поле	Количество сульфидов, %	Отношение пирита к арсенопириту	Максимальное содержание золота (г/т) в		Отношение Au/Ag в руде	Золото, извлекаемое амальгамацией и цианированием, %	Золото в сульфидах, %
			пирите	арсенопирите			
Даугыз	9—10	2—3	170	465	1—0,8	5—8	84—92
Майское	6—8	2—3	—	1398	5—7	2—10	70—78
Олимпиадинское	2—4	2—3	—	1700	3—4	50—60	34—44
Бобриковское	5—6	2—3	2200	290	0,6	68	32
Куранах	3—5	> 10	100	—	2	1—61	24—75
Карлин	1—2	> 10	8100	—	> 10	—	Преобл.*
Кортес	1—2	> 10	3500	6800	> 10	—	(3—25)
Талдыбулак Левобережный	14—15	> 10	536	—	1	75—95	2
Иштамберды	8	5—6	—	—	> 1	40—42	57
Терек-Терекканское	10—12	0,1—1	242	1414	0,7—7	0—20	78—92
Кварцитовые Горки	6—9	> 10	38	180	0,5	17—34	65—76
Итака	4—5	1,5—2	68	1180	2	1—15	75—90
Бакырчик	4—6	2—3	194	940	2	20—30	67—80
Васильевское	3—5	2—2,5	170	483	1,7	—	—
Сухой Лог	2—2,5	> 10	2940	—	2—3	85—90	10—12
Чоре	3—4	1,5	188	515	2,1	30—45	49—64
Кокпатас	6—8	2	108	1307	4	20—60	15—70
Тохтаровское	3—5	0,5	11	200	10—1	10	90
Миндяк	9	> 10	340	—	2,2	20	75

* В неокисленных рудах при увеличении 1600 не обнаружено микровкрапленное золото [15].

ство жильно-прожилковых образований (иногда несущих свободное золото) не велико, и роль их в общей золотоносности руд незначительна.

Зоны золото-сульфидной минерализации и кварцево-жильные тела с промышленными параметрами золотых руд даже в пределах единых рудных полей разобщены в пространстве. Повышенные количества сульфидов, связанные с кварцевыми жильно-прожилковыми зонами некоторых месторождений (Нежданинское, Марджанбулак), не следует отождествлять с золото-сульфидным оруденением. В отличие от последнего на этих объектах промышленная ценность руд определяется свободным золотом в кварце, видовой набор сульфидов значительно разнообразнее, в рудах серебра заметно преобладает над золотом, у золота отсутствует корреляционная связь с мышьяком.

В золото-сульфидных рудах выделяется несколько постоянных минеральных комплексов, имеющих разную распространенность и промышленную значимость.

Р а н н и й допродуктивный комплекс золото-сульфидного оруденения представлен обычно локально развитыми кварцевыми жилами и прожилками с единичными включениями пирита, арсенопирита, шеелита, иногда с незначительной примесью золота. К раннему комплексу относятся и нередко широко проявленные безызвеститовые изменения вмещающих пород, окварцевание, джаспероидизация, иногда турмалин-кварцевые метасоматиты. В измененных породах рассеяна редкая вкрапленность слабозолотоносных сульфидов.

С п р о д у к т и в н ы м минераль-

ным комплексом связаны золотоносный пирит и арсенопирит, причем первый обычно преобладает (см. табл. 1). Пирит выделяется в виде изолированных зональных кристаллов кубической и пентагон-додекаэдрической формы (0,п—п мм), их сростков, прожилков и гнездообразных скоплений тонких (0,п—0,0п мм) аллотриоморфных зерен. Несравненно реже встречаются более крупные индивиды пирита; иногда в связи с наложением процессов контактового метаморфизма преобладающее развитие получают кристаллы октаэдрического габитуса (Сухой Лог). Пирит во всех случаях содержит повышенные количества мышьяка (0,п—14,5 %).

Арсенопирит в основном образует тонкоигльчатые кристаллы 0,п—п мм. Он выделяется практически одновременно с пиритом или несколько запаздывает по отношению к нему. На ряде месторождений встречается лишь незначительная примесь арсенопирита (см. табл. 1). Отмеченные сульфиды чаще всего слагают «сухую» вкрапленность, иногда сопровождаются небольшим количеством жильных минералов; только на единичных объектах (Сухой Лог) большая часть сульфидов тяготеет к кварцевым прожилкам.

Сульфиды на большинстве месторождений связаны с одной арсенопирит-пиритовой минеральной ассоциацией. Лишь в случае резкого преобладания пирита (Миндяк, Кварцитовые Горки, Талдыбулак Левобережный) последний в продуктивном комплексе входит в состав двух—трех минеральных ассоциаций, различающихся степенью золотоносности и жильными минералами.

2. Рудоносные породы и минеральные типы золото-сульфидного оруденения

Минеральный тип	Углеродсодержащие породы		Породы, не содержащие углеродистого вещества				
	Алевролиты, алевритистые сланцы, песчаники	Известняки и алевролиты доломитистые, карбонатные и карбонатно-слюдястые сланцы	Песчаники, алевролиты	Вулканы основного состава	Гнейсы, кристаллические сланцы	Дайки порфиров и порфиристов	Брекчии гидротермально-эксплозивные и автомагматические
Антимонит-арсенопирит-пиритовый	Даугыз, Майское, Бобриковское	Карлин, Кортес, Гетчелл, Олимпиадинское		Кварцитовые Горки	Итака, Талдыбулак Левобережный, Иштамберды	Иштамберды	Талдыбулак Левобережный, Кварцитовые Горки
Арсенопирит-пиритовый (пиритовый)	Бакырчик, Васильевское, Сухой Лог		Чоре, Кокпатас	Миндяк, Тохтаровское		Чоре, Тохтаровское, Кокпатас	

В качестве постоянных спутников пирита и арсенопирита, но в очень небольшом объеме, на всех наиболее детально изученных месторождениях установлены арсениды и сложные сульфиды никеля, кобальта, железа — леллингит, скуттерудит, линнеит, смальтин, герсдорфит, миллерит, кобальтин, зигенит, глаукоdot, пентландит.

С пиритом и арсенопиритом связана подавляющая концентрация золота прожилково-вкрапленных руд. Оно отлагалось в тонкодисперсной (субмикроскопической и микровкрапленной — $n = 50$ мкм) форме в процессе кристаллизации сульфидов. В арсенопирите всегда в несколько раз больше золота, чем в пирите, находящемся с ним в сростании (см. табл. 1). На большинстве месторождений, как это следует из технологических данных, субмикроскопическое золото преобладает (см. табл. 1).

Поздний минеральный комплекс сложен обычно двумя ассоциациями минералов, представленными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками с полиметаллическими сульфидами и антимонитом. В состав первой (полисульфидной) ассоциации входят небольшие количества халькопирита, галенита, сфалерита, блеклой руды (иногда типа шватцита), реже пирротин, аргентит, самородное золото, в единичных случаях висмутин, самородный висмут и гуанахуатит.

Полисульфидная ассоциация обычно проявлена слабо, преимущественно на участках развития ранней золотоносной минерализации. Исключительно в контурах последней полиметаллическим сульфидам сопутствует мелкое золото, которое, вероятно, следует рассматривать в качестве переотложенного из сульфидов с тонкодисперсным золотом.

В рудах ряда месторождений, характеризующихся повышенным содержанием золота, извлекаемого процессами амальгамации и цианирования (см. табл. 1), ассоциация

полиметаллических сульфидов проявлена наиболее интенсивно (Талдыбулак Левобережный, Кварцитовые Горки, Бобриковское, Кокпатас). Здесь средние содержания полиметаллов в рудах составляют 0,1—0,3 %, в отдельных рудных телах двух первых месторождений установлена значимая положительная связь золота с медью, свинцом, цинком [6].

В состав второй ассоциации позднего минерального комплекса входит антимонит, вместе с которым на разных месторождениях присутствуют те или иные из ниже перечисленных минералов — бертьерит, сульфосоли сурьмы и свинца, реальгар, аурипигмент, киноварь, самородные мышьяк, сурьма, золото, ауростибит. В рудах многих месторождений эта ассоциация слабо развита, а на Сухом Логу отсутствует. Обычно она фиксируется по периферии и в верхних частях зон золотоносной сульфидной вкрапленности. Интенсивнее и в более тесной пространственной связи с пирит-арсенопиритовой минерализацией эта ассоциация отлагалась в рудах, локализованных в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах (табл. 2), а также на отдельных месторождениях с ярко выраженными признаками близповерхностного образования (Даугыз, Кварцитовые Горки). Возможно, именно большим развитием кварц-антимонитовой ассоциации, с которой связано мелкое видимое золото, объясняется его повышенное извлечение амальгамацией и цианированием из руд таких месторождений, как Олимпиадинское, Кварцитовые Горки, Иштамберды (см. табл. 1).

Завершая характеристику золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд, еще раз подчеркнем удивительное единообразие по минеральному и элементному составам их промышленно-ценной минерализации. В рудах, кроме мышьяка, присутствуют в качестве постоянной примеси небольшие ко-

личества серебра, очень часто сурьма, значительно реже медь, свинец, цинк, вольфрам. Мышьяк вместе с золотом образуют на месторождениях наиболее крупные контрастные эндогенные ореолы, в ряде случаев к этим элементам присоединяются вольфрам, серебро, сурьма. Показательны практически полное отсутствие в рудах висмута и теллура и тесная положительная корреляция золота с мышьяком. Причем мышьяк заключен не только в арсенопирите, но и в пирите, всегда обогащенном этим элементом. Связь подавляющего количества золота с мышьяковистым пиритом и арсенопиритом возникла вследствие совместного отложения золота и сульфидов при интенсивном распаде в гидротермальных растворах золотоносных серно-мышьяковых комплексов [9].

К специфическим свойствам золото-сульфидных руд следует отнести тонкодисперсный характер выделений золота, не извлекаемого амальгамацией и цианированием (см. табл. 1). В то же время с помощью этих процессов возможно извлечение значительных концентраций золота на месторождениях, в золото-сульфидных рудах которых тонкодисперсное золото переотложено и укрупнено при наложении полисульфидной и кварц-антимонитовой минерализации и, вероятно, отчасти привнесено вместе с этой минерализацией в контуры развития раннего оруденения с тонкодисперсным золотом.

Укрупнение и, по-видимому, некоторое перераспределение золота на отдельных месторождениях проявляются и под влиянием термических факторов. Так, на Кокпатазе отмечалось укрупнение золота в залежах некоторых дайковых тел. Более крупные размеры выделений золота на Сухом Логу по сравнению с вкрапленными рудами других месторождений, пониженные содержания мышьяка (в пирите лишь до 1,56 %) в рудах и отсутствие в них антимонитовой минерализации также могут быть объяснены тепловым воздействием скрытого гранитоидного тела. Оно фиксируется геофизическими методами, признаками слабых контактовых изменений на глубоких горизонтах и, по данным В. Ф. Гуреева, ореолами октаэдрических кристаллов пирита.

Еще одной причиной нарушения обычных для золото-сульфидных руд соотношений между субмикроскопическим (тонкоассоциированным с сульфидами) и микровкрапленным золотом в пользу последнего может быть полигенная, полихронная природа оруденения. Таковая доказывается для месторождения Талдыбулак Левобережный, где раннедевонское золото-сульфидное оруденение телескопировано средне-позднедевонской полиметаллической и висмут-полиметаллической минерализацией, несущей до-

полнительные (но по масштабам второстепенные) количества золота.

Золото-сульфидные руды являются метасоматическими образованиями, локализуемыми в породах достаточно разнообразного литологического состава (см. табл. 2). Широко распространенное представление о связи золото-сульфидного оруденения исключительно с черносланцевыми терригенными толщами не верно, хотя в этих толщах и размещаются наиболее крупные месторождения вкрапленных руд.

Метасоматический способ отложения рудного вещества предполагает активное химическое взаимодействие рудоносных растворов с вмещающими породами. В ряду таких пород, кроме углеродистых (терригенных песчано-сланцевых с повышенным количеством рассеянного карбоната, а также присутствующего в виде линз, послойных скоплений), находятся и светлоокрашенные породы — осадочно-вулканогенные, песчано-сланцевые, гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные многочисленными дайками и телами брекчий (см. табл. 2).

Остановимся на возможных механизмах влияния вмещающих пород на золотоносные гидротермальные растворы. Известно, что восстановительная среда, возникающая в углеродистых породах, способствует отложению сульфидной минерализации. Некоторые авторы [7] подчеркивают, что черносланцевые толщи играют роль «буфера», приводящего растворы к слабокислому — нейтральному уровню, что способствует разрушению сернистых комплексов и отложению сульфидов. Другие исследователи, основываясь на закономерном размещении месторождений золото-сульфидных руд по периферии аномалий ЕП, вызванных углеродистыми породами, указывают на существенное влияние естественных электрических полей на процесс отложения золото-сульфидной минерализации [2]. Необходимо упомянуть и о возможности развития в телах светлоокрашенных пород среди черных сланцев реакции диспропорционирования, при которой окисляются соединения одновалентного золота и часть золота выпадает из раствора ($3Au^{1+} = Au^{3+} + 2Au$).

Перечисленные механизмы влияния углеродистых пород на золотоносные растворы, в которых золото присутствует, вероятно, в форме серно-мышьяковистых соединений, могут объяснить локализацию золото-сульфидных руд в черносланцевых толщах и без привлечения особой золото-сульфидной формы переноса в условиях гидротермального процесса.

Влияние существенно карбонатных пород и вулканитов основного состава на золотоносные растворы также достаточно понятно.

Первые избирательно замещаются сульфидными и могут служить для них одним из источников железа. При формировании золото-сульфидного оруденения из вулканогенных пород основного состава заимствуется от 60 до 100 % железа — образование пирита (с выведением из раствора серы) приводит к разрушению золотоносных серно-мышьяковых комплексов и отложению золота.

Существование активных химических реакций, по-видимому, можно предполагать и в контактовых зонах порфир-порфириновых даек кислого, среднего состава и брекчиевых тел с вмещающими породами. Подобная геологическая обстановка характерна для многих месторождений золото-сульфидных руд (Чоре, Кокпатас, Талдыбулак Левобережный и др.), которые локализируются как в магматических телах, так и во вмещающих породах (см. табл. 2).

Таким образом, золото-сульфидное оруденение концентрируется в различных осадочных и осадочно-вулканогенных формациях, выступающих в качестве среды, активно взаимодействующей с рудоносными растворами, причем состав руд мало зависит от состава рудовмещающих пород. Указанные особенности локализации оруденения и его весьма однообразные минералого-геохимические параметры в месторождениях, формировавшихся в золотоносных металлогенических провинциях различного типа развития (мио-, эвгеосинклинальных, областях тектоно-магматической активизации) на протяжении длительного геологического периода от протерозоя до кайнозоя, вероятно, наиболее логично объяснить тем, что оруденение имеет гомогенный глубинный источник.

Это предположение подкрепляется такими фактами, как постоянная связь месторождений вкрапленных золото-сульфидных руд с зонами долгоживущих глубинных разломов, а также комплексом минералого-геохимических данных. Например, по изотопным определениям сера руд месторождений Бакырчик, Васильевское, Бобриковское, Миндяк, Майское имеет мантийную природу, а на месторождениях Сухой Лог, Куранах, Талдыбулак Левобережный, Карлин — коровую [3, 4, 5]. При формировании последней группы объектов можно говорить о значительной переработке корового материала термофлюидными потоками мантийного происхождения, поскольку в районе золото-сульфидных месторождений устанавливаются значительные гравитационные минимумы (Сибирь) и широкое развитие обогащенной золотом полиметаллической минерализации (Талдыбулак Левобережный). Для невадийских месторождений имеются

указания на признаки смещения на уровнях рудоотложения ювенильных флюидов и вадозных вод. Отражением глубинной (мантийной) природы рудного вещества, вероятно, служат и такие особенности золото-сульфидных месторождений, как сравнительно слабое проявление на них кварцевых жильно-прожилковых образований, наличие в рудах ртутисодержащих минералов (Кварцитовые Горки, Талдыбулак Левобережный, Куранах, Олимпиадинское месторождения штата Невада), повышенных (3—6 %) концентраций ртути в самородном золоте (Майское, Бобриковское, Олимпиадинское) и постоянное присутствие в рудах арсенидов и сложных сульфидов железа, никеля, кобальта. Наличие в рудах последних соответствует центростремительному характеру размещения золота, мышьяка, железа, кобальта, никеля в планетарном масштабе.

Золото-сульфидные месторождения обычно находятся в тесной пространственно-временной связи с контрастными по составу сериями даек и небольших интрузивных тел, причем наиболее близки к оруденению порфириновые дайки гранитоидов (см. табл. 2). Жильные образования в большинстве случаев, вероятно, являются схизолитами скрытых гранитоидных массивов, которые устанавливаются по зонам разуплотнения под многими рудными полями и около них, или вместе с брекчиевыми телами слагают самостоятельные комплексы, возникающие в процессе тектоно-магматической активизации.

Золото-сульфидное оруденение располагается закономерно по отношению к гранитоидным плутонам — на удалении не менее 1.5—2 км, всегда вне зоны контактово-метасоматических изменений. Оно по сравнению с проявлениями золото-кварцевого типа, развивающимися на тех же рудных площадях, формируется в менее разнообразных геологических позициях [11]. Особенности размещения золото-сульфидных месторождений, а также их устойчивая связь с зонами протяженных долгоживущих, часто глубинных, разломов и локализация метасоматического оруденения среди пород, вступающих в активное взаимодействие с рудоносными растворами, позволяют говорить о достаточно узком диапазоне геологических условий, в которых образуются месторождения золото-сульфидных руд. По нашим представлениям, они относятся к особой рудной формации, под которой понимаются устойчиво повторяющиеся группы месторождений и рудопроявлений, сложенные закономерными совокупностями близких по составу минеральных ассоциаций определенного геохимического профиля, сходных

по источникам главных рудных компонентов и условиям рудоотложения.

Золото-сульфидная формация месторождений вкрапленных руд по основным параметрам отвечает промышленному типу месторождений. Она характеризуется значительными запасами, заключенными в больших объемах оруденелых пород, сравнительно равномерным распределением золота при его относительно низких содержаниях в рудах, однообразным составом последних с ограниченным набором элементов-спутников золота. Из руд большинства золото-сульфидных месторождений в силу тонкодисперсного характера золота невозможно рациональное извлечение золота амальгамацией и цианированием, а при поисках месторождений неэффективно применение шлиховых методов.

Как упоминалось выше, промышленные скопления золото-сульфидной минерализации разобщены в пространстве с месторождениями золота кварцево-жильного типа и других металлов. Однако в пределах единых рудных зон золото-сульфидное оруденение ассоциирует с достаточно разнообразным комплексом рудной минерализации — золото-кварцевой, сурьмяной, серебро-полиметаллической, полиметаллической и др. В ряде регионов установлено, что все типы минерализации, включая и золото-сульфидную, связаны с определенным этапом (стадией) тектоно-магматического развития, и, вероятно, вместе с соответствующим комплексом геологических и метасоматических формаций они могут быть отнесены к единой металлогенической формации.

Среди месторождений золото-сульфидной формации выделяются два минеральных типа — арсенопирит-пиритовый (иногда пиритовый) и антимонит-арсенопирит-пиритовый (см. табл. 2). Месторождения последней группы характеризуются относительно широким развитием в рудах минерализации позднего минерального комплекса по сравнению с месторождениями арсенопирит-пиритового типа, где она отмечается спорадически. В отличие от последних месторождений антимонит-арсенопирит-пиритового типа формируются в менее глубинных (близкоповерхностных) условиях, что подтверждается нередким присутствием в них тел эксплозивных, гидротермально-эксплозивных и автомагматических брекчий. На незначительные глубины образования указывают также типы гидротермальных изменений — аргиллизация, окварцевание (джаспериодизация), развитие адуляр-кварцевых метасоматитов и наличие в рудах парагенезиса антимонита, реальгара, аурипигмента, киновари и таких типоморфных минералов, как самородный мышьяк, селениды свинца,

серебра и ртути. Как и в пирите современных термальных источников [15], в пирите месторождений этого минерального типа устанавливаются очень высокие (до 14,5 %) содержания мышьяка, обнаружена разнообразность самородного золота с повышенным количеством ртути (до 6 %), характерная для малых глубин, и аурустибит.

Изложенный материал показывает, что вкрапленное золото-сульфидное оруденение может быть отнесено к самостоятельной рудной формации, имеющей однообразный состав, резко проявленную мышьяковую специализацию и формирующейся при активном взаимодействии гомогенных глубинных термофлюидных потоков с благоприятной литологической средой. Последняя представлена не только углеродсодержащими толщами, но и в не меньшей мере светлоокрашенными породами. Среди золото-сульфидных месторождений выделяются арсенопирит-пиритовый (или пиритовый) и менее глубинный (близкоповерхностный) антимонит-арсенопирит-пиритовый минеральные типы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арифулов Ч. Х. О минералогии и генезисе зон прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения Кызылкумов // *Узбекский геологический журнал*. 1976. № 5. С. 54—61.
2. Борцов В. Д. Применение геофизических методов на одном из золоторудных месторождений Калбы // *Геофизика золоторудных месторождений*. М., 1977. С. 161—174.
3. Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вкрапленности / Н. М. Заири, С. Д. Шер, В. П. Стрижев и др. // *Сов. геология*. 1977. № 1. С. 90—98.
4. Ли Л. В. Изотопный состав серы сульфидов руд Енисейского края // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 247. № 5. С. 1261—1264.
5. Логинова Л. А., Засухин Г. Н. Геохимические особенности пиритов Миндякских золото-сульфидных месторождений // *Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала*. Уфа, 1976. С. 88—100.
6. Миронов Е. П., Сорокин В. Н., Фогельман Н. А. Золото-сульфидное оруденение Северного Казахстана // *Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана*. Алма-Ата, 1979. Вып. 8. С. 60—71.
7. Осетров О. А. О роли глинистых сланцев и рассеянного в них органического вещества в формировании гидротермального полиметалльно-пиритового оруденения // *Геология рудных месторождений*. 1977. № 6. С. 65—77.
8. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана // *Под ред. И. Х. Хамрабаева* — Ташкент: ФАН, 1969.
9. Сорокин В. Н. Об одной из возможных форм переноса золота в гидротермальных растворах // *Геохимия*. 1973. № 12. С. 1892—1894.
10. Сорокин В. Н. Минералого-геохимические и генетические особенности вкрапленного золото-сульфидного оруденения // *Сов. геология*. 1980. № 8. С. 82—86.
11. Сорокин В. Н. Типы золотого оруденения западной части Южного Тянь-Шаня // *Узбекский геологический журнал*. 1982. № 6. С. 19—26.

12. Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 1. С. 5—32.
13. Формация золото-сульфидных вкрапленных руд и критерии их поисков в перивулканических зонах // А. А. Сидоров, Ю. И. Новожилов, А. М. Гаврилов и др. // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. 1983. Вып. 4. С. 11—19.
14. Jorlamon P. The occurrence of gold at the Getchell mine, Nevada // Econ. Geol. 1951. Vol. 46. P. 267—310.
15. Wells J. D. and Mullens T. E. Gold bearing arsenium pyrite, determined by microprobe analyses, Cortez and Carlin gold mines, Nevada // Econ. Geol. and the Bulletin of Society of Econ. geologist. 1973. Vol. 68. No 2. P. 187—201.

Принята редколлегией 5 ноября 1992 г.

УДК 553.068.58:553.8

© Е. И. Селиванов, 1993

Камни-самоцветы в ледниковых отложениях высокогорных областей Евразии и Америки

Е. И. СЕЛИВАНОВ (ВНИИзарубежгеология)

В ряде стран Азии и Америки (Афганистан, Пакистан, Индия, Китай, Таджикистан, Россия, Канада, Колумбия и др.) коренные месторождения самоцветов (рубин, сапфир, изумруд, кунцит, турмалин, нефрит) распространены в горах, подвергавшихся в плейстоцене крупным оледенениям. Масса обломочного материала с полезными компонентами смешалась ледниками на более низкие уровни, что способствовало формированию особого генетического типа россыпей — ледниковых (моренных) [9]. По числу основных ледниковых эпох плейстоцена и связанных с ними ледниковых образований таких уровней насчитывается три; наиболее древний занимает в горах наинизшее положение. Древние ледники оставили после себя характерные разновозрастные холмисто-грядовые аккумулятивные формы, особенности распространения которых необходимо учитывать в поисковой работе. Большой знаток сибирских россыпей Ю. А. Билибин справедливо предупреждал, «чтобы не теряться при встрече со следами бывшего оледенения и уметь ориентироваться в особенностях россыпей, им обусловленных, россыпник должен быть достаточно хорошо знаком как с ледниковыми формами рельефа, так и с ледниковыми отложениями» [1, с. 246].

Парагенетически ледниковые отложения связаны с аллювиальными, которые обычно и рассматриваются специалистами-геомологами. Несмотря на самостоятельное значение, ледниковые образования в некоторых случаях ошибочно принимались за склоновые (коллювиальные) и террасовые (аллювиальные) отложения. Выделяется ряд четких признаков, на основании которых может быть сделано заключение о ледниковом происхождении проблематичных отложений и форм рельефа, слагаемых ими:

а) комплекс форм рельефа с холмисто-волнистым профилем, образованный во всем регионе примерно по одному подобию и характерный для подножий как высоких гор, так и северных склонов средневысотных гор на определенной абсолютной высоте, т. е. эти формы занимают строго локальное площадное и гипсометрическое положение. Моренные волнистые гряды в отличие от речных террас не примыкают к склонам гор из коренных пород, а разделяются от последних, как правило, эрозионной ложбиной; б) необычно грубый несортированный материал (глыбы, валунные суглинки), слагающий холмисто-грядовые формы; в) нахождение грубообломочного материала на склонах межгорных котловин, где область сноса обломочного материала является существенно иной (т. е. наличие эрратических валунов); г) возрастной порядок расположения на местности проблематичных конусов-вееров прямо противоположен таковому конусов выноса аллювиально-пролювиального типа; д) резкий фациальный переход одних отложений в другие, т. е. предполагаемых морен в террасовые отложения.

Ледниковые россыпи могут быть объектами отработки при концентрации их вблизи коренных месторождений камнесамоцветов или по трассе перемещения обломков с ценными включениями.

При наличии хороших обнажений, особенно на участках перехода несортированных и грубообломочных отложений морен в более сортированные и более мелкие по составу флювиогляциальные отложения, эффективно применяется геологический метод сравнения и прослеживания разрезов.

Петрографическая характеристика и количественный подсчет валунов (на поверхности и в обнаженных стенках) дают основание не только для определения направле-

ния движения ледников на различных стадиях их развития, но также и для стратиграфического расчленения моренных толщ. В условиях аридной зоны Евразии применение этого метода ограничивается двумя обстоятельствами: часто районы горного оледенения относятся к одной и той же петрографической провинции; второе обстоятельство связано с хозяйственной деятельностью человека — эти районы, наиболее обводненные, всегда густо заселены, а валуны широко используются местным населением в строительных целях.

Рассмотрим некоторые примеры по высокогорному Альпийско-Гималайскому складчатому поясу, для которого характерен ряд метаморфогенных (в Афганистане — Джебдалек, в Мьянме — Могок, в Таджикистане — проявления на Памире) и метасоматических (в Пакистане — Хунза, участок «Снежный» на Памире) месторождений рубина и сапфира. Они приурочены к глубокометаморфизованным толщам выступов докембрийского фундамента, представленным гнейсами и мигматитами с пластами мраморов. Блоки фундамента претерпели тектоническую активизацию в киммерийскую и альпийскую эпохи.

Таджикистан. Высокогорный Восточный Памир — единственный регион в Средней Азии, где совместно с рядовыми поделочными (гетит, амазонит, агат), ювелирно-поделочными (гранат, лунный камень, дымчатый кварц, кордиерит, топаз) локализуются в промышленных масштабах и весьма редкие ограночные камни — скаполит, рубинит, полихромные турмалины, корунд [3].

Особую значимость приобретает Восточный Памир в связи с открытием многочисленных проявлений благородного корунда, приуроченных к мраморной толще докембрийского возраста. В местах проявлений корунда отмечены как красные (Снежное, Корунд-I, IV и др.), так и синие его разновидности (проявление Алешка). Можно выделить рубиноносную полосу длиной до 10—12 км и шириной в 0,6—0,8 км (наиболее перспективная часть). Восточно-Памирская рубиноносная провинция, по предположениям ряда исследователей, может иметь мировое значение [3].

Метаморфогенные месторождения характеризуются высоким качеством рубина [5]. В условиях высокогорного Памира они служат источником россыпей рубина, в частности, ледниковых. Такого же характера ледниковые россыпи развиты в высокогорных областях поблизости от метаморфогенно-метасоматических месторождений. Эти месторождения отличаются значительным содержанием рубина в минерализованных зонах (0,807 кг/м³ — в Снежном), крупным

размером его кристаллов (два уникальных кристалла рубина имели вес свыше 2 кг), но невысоким их качеством.

На Юго-Западном Памире проявления рубина найдены в двух разобщенных пачках докембрийских мраморов с прослоями гнейсов и амфиболитов — в интервале высот от 3600 до 4000 м. Недалеко от коренных месторождений имеются «свалы» с рубино-содержащими обломками, свидетельствующими о наличии россыпей. Вероятен разброс продуктивного материала древними ледниками.

В других местах районы, подвергавшиеся максимальному раннеплейстоценовому оледенению, могут быть установлены путем расчета депрессии снеговой границы в раннеплейстоценовое время по формуле [7, 8]: $h = H - hd \pm Nt$, где h — ниже по высоте положение ледниковых образований максимального раннеплейстоценового оледенения; H — современная снеговая граница (дается известное для данного места значение); hd — депрессия снеговой границы в раннеплейстоценовое время, равная (усредненно) 2000 м; Nt — амплитуда поднятия (+) или опускания (–) за время, прошедшее после максимального раннеплейстоценового оледенения.

На Памире в плейстоцене, кроме долинных ледников альпийского типа, формировались своеобразные котловинные ледники. Последние, занимающие замкнутые (полузамкнутые) горные котловины, на дне их сливались в один сплошной ледяной покров (например, в верховьях Мургаба, где, в частности, отмечен ряд месторождений самоцветов). По Юго-Восточному Памиру в долине р. Оксу и устьевых частях ее притоков, где находятся месторождения благородного корунда, прекрасно сохранились холмисто-моренные поверхности — чукуры. Южнее местечка Шаймак расположено обширное моренное поле, занимающее площадь более 90 км². На высоте свыше 3000 метров преобладают ледниковые образования молодой генерации.

На территории соседнего Афганистана в верховьях реки Пяндж и ее притоков (Вахан и др.) аллювиально-пролювиальные отложения переходят в мощные (до 100 м) морены полупокровного оледенения раннеплейстоценового возраста. Последние обнажены в бортовых частях долин [2].

В других районах Северо-Восточного Афганистана были выделены, кроме раннеплейстоценовых морен, среднечетвертичные (среднеплейстоценовые) морены, выполнявшие днища трогов в долинах рек Кокча, Шива, Аксу, Вахан и др. Вниз по долинам они сопрягаются с флювиогляциальными и аллювиальными галечниками высоких тер-

12. Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 1. С. 5—32.
13. Формация золото-сульфидных вкрапленных руд и критерии их поисков в перивулканических зонах // А. А. Сидоров, Ю. И. Новожилов, А. М. Гаврилов и др. // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. 1983. Вып. 4. С. 11—19.
14. Joralemon P. The occurrence of gold at the Getchell mine, Nevada // Econ. Geol. 1951. Vol. 46. P. 267—310.
15. Wells J. D. and Mullens T. E. Gold bearing arsenium pyrite, determined by microprobe analyses, Cortez and Carlin gold mines, Nevada // Econ. Geol. and the Bulletin of Society of Econ. geologist. 1973. Vol. 68. № 2. P. 187—201.

Принята редколлегией 5 ноября 1992 г.

УДК 553.068.58:553.8

© Е. И. Селиванов, 1993

Камни-самоцветы в ледниковых отложениях высокогорных областей Евразии и Америки

Е. И. СЕЛИВАНОВ (ВНИИзарубежгеология)

В ряде стран Азии и Америки (Афганистан, Пакистан, Индия, Китай, Таджикистан, Россия, Канада, Колумбия и др.) коренные месторождения самоцветов (рубин, сапфир, изумруд, кунцит, турмалин, нефрит) распространены в горах, подвергавшихся в плейстоцене крупным оледенениям. Масса обломочного материала с полезными компонентами смещалась ледниками на более низкие уровни, что способствовало формированию особого генетического типа россыпей — ледниковых (моренных) [9]. По числу основных ледниковых эпох плейстоцена и связанных с ними ледниковых образований таких уровней насчитывается три; наиболее древний занимает в горах наинизшее положение. Древние ледники оставили после себя характерные разновозрастные холмисто-грядовые аккумулятивные формы, особенности распространения которых необходимо учитывать в поисковой работе. Большой знаток сибирских россыпей Ю. А. Билибин справедливо предупреждал, «чтобы не теряться при встрече со следами бывшего оледенения и уметь ориентироваться в особенностях россыпей, им обусловленных, россыпник должен быть достаточно хорошо знаком как с ледниковыми формами рельефа, так и с ледниковыми отложениями» [1, с. 246].

Парагенетически ледниковые отложения связаны с аллювиальными, которые обычно и рассматриваются специалистами-геомологами. Несмотря на самостоятельное значение, ледниковые образования в некоторых случаях ошибочно принимались за склоновые (коллювиальные) и террасовые (аллювиальные) отложения. Выделяется ряд четких признаков, на основании которых может быть сделано заключение о ледниковом происхождении проблематичных отложений и форм рельефа, слагаемых ими:

а) комплекс форм рельефа с холмисто-волнистым профилем, образованный во всем регионе примерно по одному подобию и характерный для подножий как высоких гор, так и северных склонов средневисотных гор на определенной абсолютной высоте, т. е. эти формы занимают строго локальное площадное и гипсометрическое положение. Моренные волнистые гряды в отличие от речных террас не примыкают к склонам гор из коренных пород, а разделяются от последних, как правило, эрозионной ложбиной; б) необычно грубый несортированный материал (глыбы, валунные суглинки), слагающий холмисто-грядовые формы; в) нахождение грубообломочного материала на склонах межгорных котловин, где область сноса обломочного материала является существенно иной (т. е. наличие эрратических валунов); г) возрастной порядок расположения на местности проблематичных конусов-верров прямо противоположен таковому конусов выноса аллювиально-пролювиального типа; д) резкий фациальный переход одних отложений в другие, т. е. предполагаемых морен в террасовые отложения.

Ледниковые россыпи могут быть объектами отработки при концентрации их вблизи коренных месторождений камнесамоцветов или по трассе перемещения обломков с ценными включениями.

При наличии хороших обнажений, особенно на участках перехода несортированных и грубообломочных отложений морен в более сортированные и более мелкие по составу флювиогляциальные отложения, эффективно применяется геологический метод сравнения и прослеживания разрезов.

Петрографическая характеристика и количественный подсчет валунов (на поверхности и в обнаженных стенках) дают основание не только для определения направле-

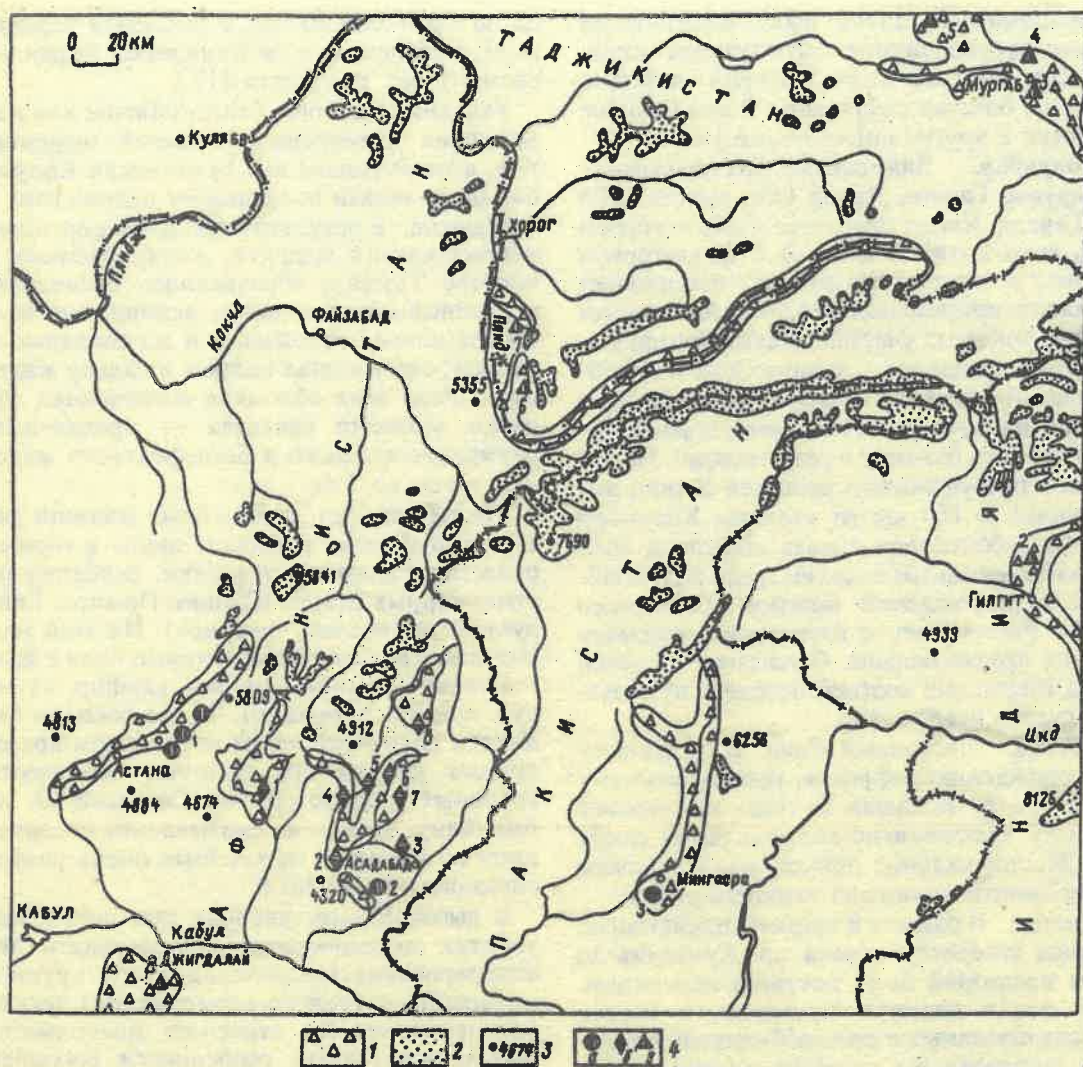


Схема площадей распространения ледниковых отложений (включая возможные участки ледниковых россыпей) в районах месторождений драгоценных камней Гиндукуш-Памирской провинции:

1 — ледниковые отложения (ледниковые россыпи); 2 — современные ледники; 3 — абсолютные отметки; 4 — месторождения драгоценных камней: а — изумруд (1 — Панджшер, 2 — Бадель, 3 — Сват), б — кунцит (1 — Кулам, 2 — Дарай-Пич, 3 — Канохан, 4 — Кантыва, 5 — Манданема, 6 — Цопут, 7 — Муакви, 8 — Папрук), в — рубин (1 — Джедалек, 2 — Хунза), корунд благородный (3 — Трика, 4 — Снежное, 5 — Яхонт, 6 — Гандарв, 7 — Дальнее)

в раннеплейстоценовое время в горах Пакистана — $h = H - C - W + Nt = 4700 - 2200 - 500 + 1000 = 3000$ м.

Таким образом, расчет показал, что высокие и частично средние горы Северного Пакистана в раннеплейстоценовое время могли покрываться ледниками долинного типа. Одновременно в этих районах могли формироваться ледниковые россыпи.

Коренные и россыпные месторождения изумрудов Сват и рубинов Хунза размещаются в горном обрамлении северо-западного окончания Гималаев; первые — по южному горному обрамлению, а вторые — по северному. Эти месторождения удалены друг от друга на 250 км. Влияние четвертичного оледенения в перемещении обломочного ма-

териала больше сказалось в долине р. Хунза, чем в долине р. Сват (в первом случае абсолютные высоты хребтов достигают 4000—5000 м, во втором — 2500—3000 м).

Изумруды коренных месторождений образуют гнезда в тальковых сланцах, прорываемых жилами серпентизированных ультрамафитов. Приуроченность этой минерализации к зонам трещиноватости свидетельствует о ее гидротермальном происхождении [11].

Индия. Месторождение сапфиров Сумджам, расположенное на южном склоне хр. Заскар в Кашмирских Гималаях на высоте 4500 метров, приурочено к выходам кембрийско-силурийских биотитовых гнейсов и сланцев, переслаивающихся с мраморами.

Первоначально здесь была обнаружена сильно эродированная пегматитовая жила, непосредственно ниже которой залегала россыпь, богатая сапфирами. В этом районе имеются и другие аналогичные участки.

Колумбия. Знаменитые месторождения изумрудов Гачета, Чивор (абс. высота 2300 м), Гачала, Якопи находятся в высокогорном (абс. высота свыше 4000 м) и среднегорном районах Восточных Кордильер, что позволяет высказать предположение о присутствии здесь на ограниченных участках россыпей ледникового происхождения. Слагающий их мелкообломочный материал образует распыльчатые формы (продуктивные сланцевые породы легко поддаются размыву и разрушению). Новый район изумрудоносных россыпей Якопи, выявленный в 150 км от столицы Колумбии Боготы (абсолютная высота последней 2640 м), известен самым высоким среди колумбийских месторождений выходом ювелирного сырья. Распределение изумрудов в россыпях крайне неравномерное. О генезисе россыпей из-за отсутствия соответствующих наблюдений судить невозможно.

Россия. Восточный Саян. К коренному месторождению нефритов, расположенному в долине р. Большая Янгода, примыкают россыпи «элювиально-делювиальных глыб» [6]. Месторождение приурочено к выходам гипербазитов (дунитов) верхнего рифея.

Китай. В раннем и среднем плейстоцене долины северного склона хр. Куньлунь до зоны предгорий были покрыты ледниками. Там же, в долинах Куньлуня, в местах выхода слюдяных и роговообманковых сланцев, установлены главные аллювиальные россыпи нефрита (по долинам крупных рек Яркенд с притоком Тиснаб, Хотан с притоками Каракаш и Юрангкаш и некоторых других). Приуроченность ледниковых россыпей к этим долинам несомненна.

Канада. Ряд коренных месторождений нефрита выявлен в районе гор Фрейзер, Робсон (3954 м) — месторождения Оминек и Лиллокетта. Здесь, кроме коренных месторождений, открыты аллювиальные и делювиальные валунники, содержащие нефрит.

В северо-западной части Канады, в бассейне р. Лиард (горы Кассиар — 2301, 2663 м) известны месторождения нефрита Лиард и Ватсон. Наибольшие перспективы прироста запасов связываются с площадью Край-Лейк (северная часть Британской Колумбии, в 80 км восточнее оз. Дис), где вероятные запасы могут быть увеличены в два или три раза. Здесь имеются жильные и «делювиально-элювиальные» залежи нефрита, которые концентрируются вдоль юго-восточного окончания ультрабазитового массива, представленного в основании серпентинизированными перидотитами. Общие запасы

по Край-Лей 70 тыс. т (включая вероятные), а запасы по всем Канадским Кордильерам 10 тыс. т нефрита [12].

Указанные районы благоприятны для нахождения ледниковых россыпей нефрита, т. к. в плейстоцене вся Британская Колумбия была занята покровными ледниками.

Мьянма. В результате размыва коренных месторождений жадеита, расположенных в массиве Таумау, образовались древнечетвертичные конгломераты, ледниковые грубообломочные отложения и аллювиальные наносы, содержащие валуны и гальку жадеита. Среди этих обломков встречаются образцы высокого качества — прозрачного изумрудно-зеленого и бездефектного жадеита, весом до 7 кг.

Таким образом, ледниковые россыпи достаточно широко распространены в горных областях Евразии и Америки, особенно на стыке горных систем Южного Памира, Гиндукуша и Гималаев (рисунок). На этой территории известны пегматитовые поля с драгоценными камнями (рубин, сапфир, изумруд, кунцит, турмалин). Такие россыпи являются дополнительным источником драгоценных камней при наличии поблизости коренных месторождений. Согласно Ю. А. Билибину, «влияние, оказываемое оледенением на россыпи, может быть очень разнообразным» [1, с. 261].

В высокогорных районах при поисковых работах целесообразно использовать дешифрирование аэрофотоснимков и крупномасштабное геолого-геоморфологическое картирование. По строению поверхности можно предугадать особенности россыпей районов оледенения.

В монографии Н. А. Шило [10], посвященной россыпям, хотя и имеется специальная глава «Россыпи областей древнего оледенения», данной проблеме уделено недостаточное внимание в связи с определенными теоретическими взглядами автора (недооценкой им масштабов четвертичного оледенения), которые, к сожалению, не согласуются с новейшими научными данными. Настоящая информация частично восполняет этот пробел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. — М.: Изд. АН СССР, 1955.
2. Геология и полезные ископаемые Афганистана/ Под ред. Ш. Абдуллы, В. И. Чмырева, В. И. Дронова. — М.: Недра, 1980.
3. Еров З. Е., Свирида С. В., Климкина А. В. Сырьевая база цветных камней Восточного Памира// Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе, 1987. С. 24—25.
4. Калвода Я. Морфотектоника Западного Каракорума// Геоморфология. 1990. № 5. С. 71—82.
5. Россковский Л. Н. Месторождения рубина и сапфи-

- ра Альпийско-Гималайского складчатого пояса и условия их формирования// Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе, 1987. С. 36—38.
6. Секерин А. П., Меньшагин Ю. В. Находка нефрита в Ниско-Тагульском гипербазитовом поясе (Восточный Саян) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 3. С. 427—429.
 7. Селиванов Е. И. Максимальная депрессия снеговой границы в горах аридной зоны Евразии в верхнем кайнозое// Проблемы освоения пустынь. 1988. № 2. С. 55—61.
 8. Селиванов Е. И. К проблеме плейстоценового оледенения Евразии// Сов. геология. 1991. № 5. С. 40—48.
 9. Словарь по геологии россыпей/ Под ред. Н. А. Шило — М.: Недра, 1985.
 10. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. — М.: Наука, 1981.
 11. Henn U. «Z. Dtsch. gemmol. Ges». 1988. Vol. 37. № 3—4, P. 121—127.
 12. Leaming S. F. Nephrite Jade occurrences in British Columbia and Yukon Territory// Pap. Geol. Surv. Can. 1977. № 77—1A. P. 297—299.
 13. Li Ji-jun, Xu shu-ying Исследования развития рельефа и четвертичных оледенений Северного Пакистана // Дили сюэбао, Acta geogr. sin. 1983. Vol. 38. № 1.
 14. Weerth Andreas. Edelsteinvorkommen im Schatten der Achttausender// Lapis. 1988. Vol. 13. № 10. S. 11—28.

Принята редколлегией 26 октября 1992 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.73 (574.57)

© Коллектив авторов, 1993

Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района

И. Ф. НИКИТИН, Д. Т. ЦАЙ, А. Е. ШЛЫГИН (Институт геологических наук АН Республики Казахстан),
О. И. НИКИТИНА (Южказгеология)

Методы классической стратиграфии, базирующиеся на палеонтологии, по-прежнему ведущие в региональной геологии, и находки органических остатков в отложениях, ранее считавшихся немymi, нередко коренным образом изменяют сложившиеся представления о геологии крупных, часто важных в народнохозяйственном отношении регионов [7]. В последние годы для нижнего палеозоя это связано в основном с внедрением в практику стратиграфических исследований современных микропалеонтологических методов, а также новых групп ископаемой фауны и флоры. Примером этому служат материалы по стратиграфии рудовмещающих отложений Коксу-Текелийского региона Казахстана, позволившие дать новое толкование его геологического строения.

Несмотря на длительное изучение геологии Джунгарского Алатау и особое внимание, уделявшееся ему в связи с полиметаллическими месторождениями, наиболее ярким представителем которых является стратиформное месторождение Текели, стратиграфия рудовмещающих досилурийских отложений этого региона до последнего времени оставалась малодостоверной и запутанной. Причина заключалась в том, что до 70-х годов развитые здесь сложно дислоцированные толщи характеризовались лишь проблематичными органическими остатками.

Во взглядах на стратиграфию рудовмещающих отложений Джунгарского Алатау сложилось два направления (таблица). Одни исследователи (Ш. А. Байкенов, П. К. Жуков, Ю. А. Казанин и др., 1962, 1966), основываясь на общегеологических данных, выделяя здесь снизу вверх, помимо наиболее древнего сарычабынского комплекса, сууктюбинскую, текелийскую (рудную), жиландинскую свиты и относили их к ордовика. Такая последовательность сууктюбинской и текелийской свит, установленная еще Е. А. Немовым (1936), базировалась на их взаимоотношении в районе месторождения Текели, где они при крутых залеганиях падают на северо-восток, и текелийская свита действительно залегает на сууктюбинской (рис. 1). Другая точка зрения возникла у специалистов, проводивших в Джунгарском Алатау среднемасштабную, крупномасштабную и детальную геологическую съемку [6]. В результате стратиграфическая схема досилурийских отложений Джунгарского Алатау пополнилась рядом новых свит, выделенных главным образом из состава текелийской (майликольская, сатылинская, керимбекская). Большинство из них вместе с сууктюбинской и текелийской свитами стали относиться к докембрию и только сатылинская (захаровская) и керимбекская — к кембрию. Докембрийский и кембрийский возраст этих отложений основывался на скудных находках онколитов и строматолитов (суук-

Стратиграфические схемы досилурийских отложений Джунгарского Алатау

Ш. А. Байкенов, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин, 1971			И. И. Никитченко, 1978			А. Г. Дубовский, И. И. Никитченко, 1981			Ю. А. Кравченко, И. И. Никитченко, А. В. Смирнов, 1984			Схема, предлагае- мая авторами		
Сис- тема	Свита	Серия	Сис- тема	Свита	Серия	Сис- тема	Свита	Сис- тема	Свита	Сис- тема	Свита	Сис- тема	Свита	
О	Жиландин- ская	Ку- сак- ская	О	Жиландин- ская	Теке- лий- ская	О	Жиландин- ская	О ₃	Жиландин- ская	О ₃ — S	Жиландин- ская	О ₂	Сууктю- бинская	
			Є	Керимбек- ская		V— Є ₁	Кусакская	О ₁ — О ₂	Керимбек- ская	Є ₃	Захаров- ская			
				Сатылин- ская		V	Солдатсай- ская							
	Текелий- ская	Тыш- кан- ская	V	Майли- кольская		R ₃	Бурханская	V— Є ₂	Майли- кольская				О ₁₋₂	Тасбулак- ская
				Солдатсай- ская										
	Сууктю- бинская		R ₃	Бурханская		R ₂	Текелий- ская	R ₄	Солдатсай- ская	R ₁	Текелий- ская	Є	Майли- кольская	
Є	Сарыча- бынская	Усек- ская	R ₂	Текелий- ская	R ₁		Косагаш- ская							R ₁
				Сууктю- бинская										
				R ₁		Косагаш- ская								
			PR ₁	Сарыча- бынская										

тюбинская свита), онколитов (солдатсай-ская свита), а также на структурных обра-щениях и на якобы наблюдавшейся в горах Сарычабын тесной связи сууктюбин-ской свиты с глубоко метаморфизованными породами косагашской [6]. После находок в керимбекской свите граптолитов она стала считаться ордовикской [3, 4, 10].

С 1981 г. систематическое изучение стра-тиграфии нижнепалеозойских отложений Коксу-Текелийского района проводилось сотрудниками ИГН АН РК Д. Т. Цаем, С. П. Коневой, И. Ф. Никитиным, М. К. Аполлоновым, А. М. Жилкайдаровым, а также ПГО «Южказгеология» О. И. Ники-тиной и Л. С. Тимофеевой. Вещественный состав пород изучался А. Е. Шлыгиным. Помощь и поддержку в исследованиях ока-зали сотрудники Джунгарской экспедиции В. В. Данчев, Ф. Н. Джафаров, Ю. А. Крав-ченко, Л. В. Нестерова, Н. С. Сутула и др. Исключительное значение в обосновании возраста текелийской и сууктюбинской свит сыграли определения хитинозой, выполнен-ные Н. М. Заславской (ИГГ СО РАН). Всем им авторы выражают искреннюю благодар-ность.

В приведенном ниже описании стратигра-фических подразделений использованы ма-териалы из предшествующих работ [1, 3, 6, 8, 10, 11] и наблюдения авторов. Уже после находок граптолитов в разрезе по руч. Ке-римбек и изучения последнего стало очевид-ным, что южное крыло выделяющейся здесь изоклиальной складки (Керимбекская ан-тиклиналь) опрокинута. Это дало основание

предположить, что вся последовательность нижнепалеозойских отложений на данном участке непрерывная, как первоначально полагаали Ш. А. Байкенов, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин и др., но опрокинута и стра-тиграфические подразделения в действи-тельности залегают в обратном порядке. В дальнейшем это подтвердилось находками хитинозой в текелийской и сууктюбинской свитах [2]. С учетом опрокинутого залега-ния свиты ниже описываются так, как они залегают в бассейне р. Текели к югу от оси Керимбекской антиклинали.

Если не считать глубоко метаморфизо-ванных отложений сарычабынской, кварци-тов косагашской и карбонатных образова-ний солдатсайской свит, возраст и стратиг-рафические взаимоотношения которых оста-ются дискуссионными, наиболее древней в Коксу-Текелийском районе является м а й л и к о л ь с к а я свита. Она обна-жается на правом берегу р. Текели в ядре узкой субширотной Керимбекской антиклм-нали, шарнир которой полого погружается в восточном направлении, а также слагает отдельные блоки на северном склоне гор Сууктюбе (рис. 2; см. рис. 1). Свита состоит из кварцевых серых, темно-серых и желто-ватых песчаников, конгломератов, глини-стых сланцев и алевролитов с прослоями листоватых глинисто-известковистых доло-митов. Среди этих пород залегают серые известняки в виде пласта мощностью до 15 м или серии маломощных пластов. Харак-терная особенность свиты наличие кремни-сто-фосфатных конкреций и обогащенность

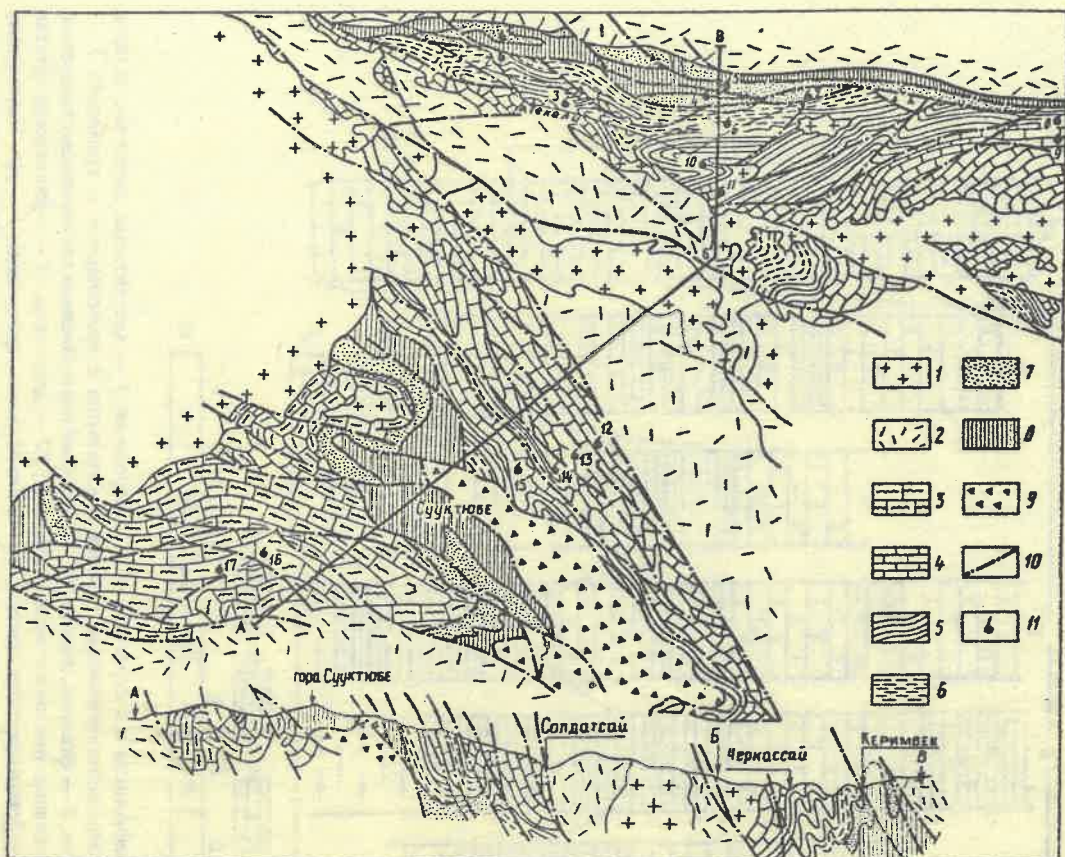


Рис. 1. Геологическая карта Коксу-Текелийского рудного района, по материалам Ю. А. Кравченко:

1 — разновозрастные интрузивные породы; 2 — девонские и каменноугольные отложения; 3 — силур — ордовик, жиландинская свита; ордовик: 4 — сууктубинская, 5 — верхняя подсвита текелийской («полосатики»), 6 — нижняя (рудная) подсвита текелийской, 7 — тасбулакская и керимбекская свиты; 8 — ордовик — кембрий, захаровская и майликольская свиты; 9 — солдатсайская свита; 10 — тектонические разрывы; 11 — главные местонахождения ископаемой фауны: 1, 2 — руч. Насиканова, 3 — устье руч. Александровский, 4, 5 — руч. Керимбек, 6 — скв. 407, 964, 7 — месторождение Текели, 8, 9 — верховья р. Текели, 10, 11 — руч. Черкассай, 12—14 — месторождение Кюелы, 15 — верховья руч. Сууксу, 16, 17 — верховья р. Жангыз

отдельных слоев фосфором, марганцем и железом.

На водоразделе ручьев Александровский — Койлиббай в известняках обнаружены хитинозои *Desmochitina minor* Eis., *D. urceolata* Benoit et Taug., *D. elongata* Els., *Conochitina ordinaria* Achab., *C. symmetrica* Taug. et Jenk., *C. pirum* Achab., *Lagenochitina ovoidea* Benoit et Taug., *L. combari* Finger, *Fustichitina langei* (Combar et Pentquel), *Jenkinochitina vulgaris* Jenkins и др. По заключению Н. М. Заславской, они образуют обособленный комплекс, возраст которого условно следует считать ордовикским. Кроме хитинозоев, в свите встречаются водоросли, относящиеся, по заключению Т. А. Ищенко, к ордовикскому роду *Butotrephis*. С. П. Конева в известковых сланцах и мергелистых известняках найдены беззамковые брахиоподы кембрийского облика. Не исключено, что известняки с хитинозоями представляют собой затертый

в майликольские отложения блок более молодых осадков, а это возможно при исключительно сильной дислоцированности и плохой обнаженности участка. По стратиграфическому положению свита условно отнесена к кембрию. По мнению И. И. Никитченко [6], она согласно залегает на карбонатных образованиях солдатсайской свиты, однако в пределах изученного района нигде не наблюдаются ненарушенные взаимоотношения этих образований. Мощность майликольской свиты не превышает 300 м.

Захаровская свита залегает на крыльях Керимбекской антиклинали, а также слагает блоки в зонах разломов на правобережье р. Текели и в горах Сууктубе. Она состоит в основном из темных, почти черных плитчатых тонкослоистых фтанитов и лидитов с подчиненными прослоями глинисто-кремнистых, иногда углеродистых сланцев. Слоистость преимущественно тонкая, правильная. Встречаются фосфатно-железистые и фосфатные конкреции. Поро-

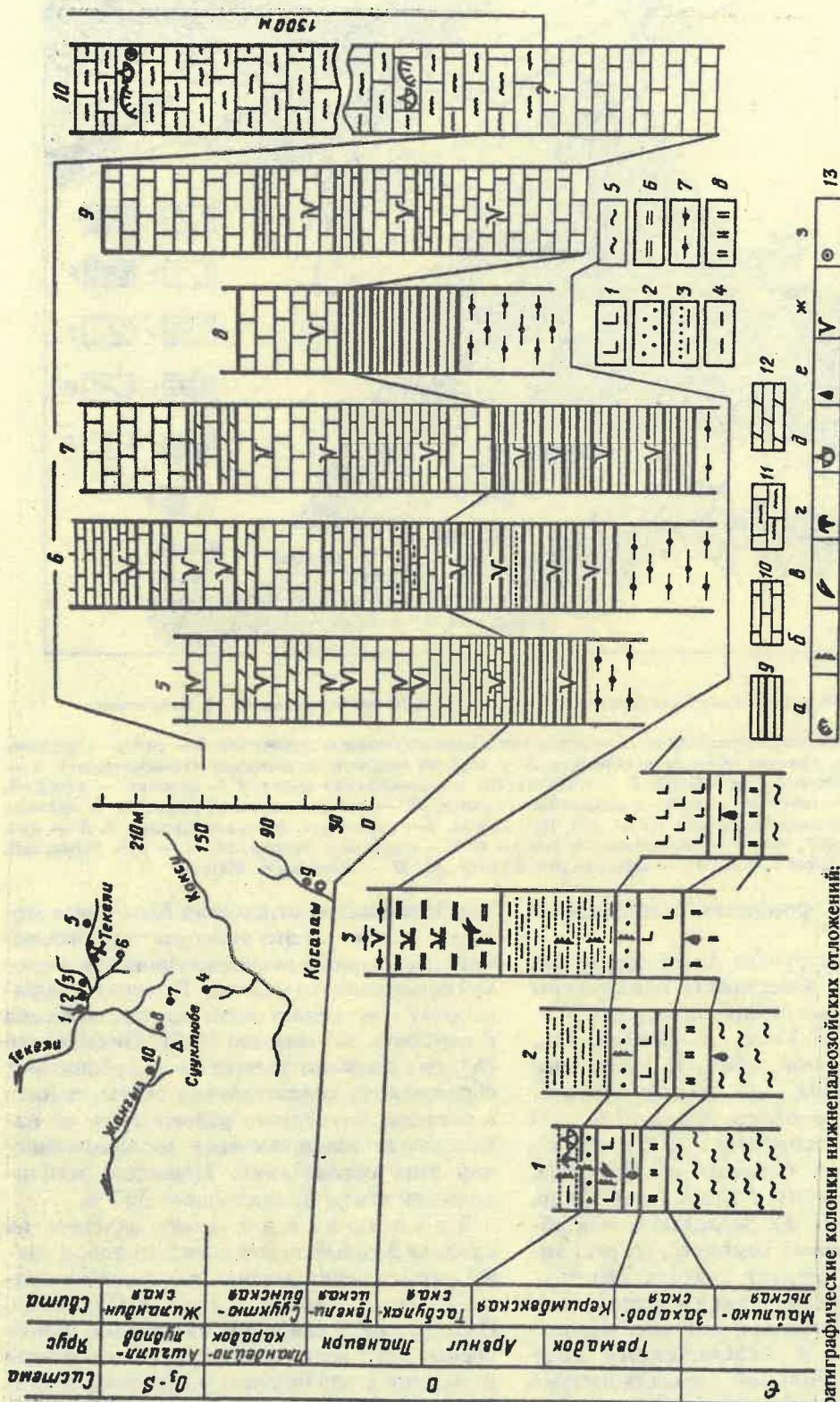


Рис. 2. Стратиграфические колонки нижнепалеозойских отложений:

1 — базальты, диабазы; 2 — гравелиты, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 3 — переслаивание песчаников и алевролитов; 4 — алевролиты; 5 — алевроитовые, глинистые сланцы, кварцевые песчаники, прослои известковых доломитов; 6 — тонкое переслаивание углеродисто-кремнистых сланцев, алевролитов с известняками и кремнями; 7 — углеродисто-доломитовые, углеродисто-глинистые сланцы с прослоями углеродистых известняков; 8 — фтаниты, лидиты; 9 — ритмичное переслаивание глинисто-известковых, углеродисто-кремнистых сланцев с известняками; 10 — тонкоплитчатые известняки; 11 — массивные толстоплитчатые известняки; 12 — доломиты; 13 — органические остатки (а — кораллы, б — граптолиты, в — конодонты, г — трилобиты, д — замковые брахиоподы, е — беззамковые брахиоподы, ж — хитинозои, з — криноидеи); 1 — руч. Насиканова, 2 — ручьи Александровский, Койлимбай, 3 — руч. Керимбек, 4 — верховья руч. Байтор, 5 — верховья р. Текели, 6 — руч. Черкасай, 7 — месторождение Кюсели, 8 — верховья руч. Сууксу, 9 — руч. Косагаш, 10 — верховья р. Жангыз

ды обогащены фосфором, а отдельные прослои ванадием. Из органических остатков встречаются неопределимые радиолярии, спиккулы губок и беззамковые брахиоподы. Считается, что захаровская свита согласно залегает на майликольской, хотя достоверные взаимоотношения пока не установлены. Возраст ее условно принимается как кембрий — ранний ордовик. Мощность 180—200 м.

К е р и м б е к с к а я свита кроме правобережья р. Текели, где она обнажена на значительной площади, слагает тектонические блоки в горах Сууктубе. В отличие от описанных стратиграфических подразделений состоит преимущественно из вулканогенных пород — темно-серых мелкозернистых базальтов, спилитов, пиллоу-лав с подушками до 2 м, серых и желтовато-серых вулканомитовых песчаников и алевролитов. Отмечаются пласты и линзы серых пелитоморфных известняков, вулканомитовых гравелитов и конгломератов. В горах Сууктубе широко распространены литокластические туфы, туфоконгломераты и лавобрекчии. В качестве типового обычно указывается сводный разрез на правобережье р. Текели [6], хотя он дает лишь самые общие представления о составе свиты и требует уточнений.

В разрезе по руч. Насиканова в двух прослоях алевролитов среди вулканитов обнаружены позднетремадокские граптолиты *Dendrograptus* sp., *Clonograptus* sp., *Adelograptus* sp., *Bryograptus* sp., *Kiaerograptus* sp. и беззамковые брахиоподы *Broeggeria* sp., *Ectenoglossa* sp. (определения С. П. Коневой), а в прослоях известняков неопределимые остатки конодонтов. Выше над базальтами собраны раннеаренигские граптолиты *Dichograptus separatus* Ellis, *Tetragraptus harti* Hall, беззамковые брахиоподы *Lingulella* sp. и конодонты *Distacodus* cf. *expansus* (Cr. et El.). Хорошей сохранности граптолиты этого уровня найдены в северном крыле Керимбекской антиклинали — *Dichograptus* sp., *Clonograptus* sp., *Tetragraptus approximatus* Nich., *T. fruticosus* (Hall), *T. pendens* Ellis. В горах Сууктубе в верховьях руч. Байтор в нижней подсвите обнаружены остатки беззамковых брахиопод ордовикского облика *Glossellinae*, *Acrotretidae* и крупные *Ectenoglossa*.

В первоначальном объеме свита включала существенно вулканогенные образования (верхняя подсвита), в которых обнаружены тремадокские граптолиты, и подстилающую их терригенную пачку (нижняя подсвита). В настоящее время в качестве верхней пачки рассматривается толща терригенных пород, среди которых отмечаются отдельные

пласты вулканитов, хотя не исключено, что сочетание этих пород («переслаивание»), по крайней мере в некоторых разрезах, обусловлено сложной складчатостью и разрывами. С учетом сказанного керимбекская свита расчленяется на три подсвиты: нижнюю терригенную, среднюю вулканогенную, относящиеся к тремадоку, и верхнюю вулканогенно-осадочную, датируемую нижним аренигом. Ранее средняя и верхняя подсвиты на правобережье р. Текели выделялись в качестве первой и второй пачек свиты [3]. Керимбекская свита залегает согласно на захаровской. Мощность 150—300 м.

Т а с б у л а к с к а я свита выделена из состава керимбекской (пачки 3, 4, по Ю. А. Кравченко), а также за счет отложений, картировавшихся в качестве верхней надрудной пачки текелийской свиты [9]. На правобережье р. Текели она протягивается непрерывной полосой от лога Насиканова на восток более чем на 10 км. Подразделяется на нижнюю песчано-алевролитовую и верхнюю кремнисто-известковистую подсвиты. В горах Сууктубе к ней условно отнесены небольшие выходы в верховьях р. Жангыз. Представлена желтовато-серыми алевролитами, пепельно-серыми алевропелитами, углеродисто-глинистыми и углеродисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. К средней части свиты приурочен выдержанный пласт серых мелкозернистых известняков мощностью до 10 м с прослоями (3—5 см) черных кремней.

На правобережье руч. Керимбек в 600 м от устья в южном крыле антиклинали обнаружены позднеаренигские граптолиты *Oncograptus upsilon* Hall, *Phyllograptus* sp., *Isograptus gibberulus* (Nich.), *Tetragraptus* sp. Наиболее разнообразные граптолиты этого уровня встречены в верховьях руч. Насиканова, где помимо перечисленных отмечаются *Tetragraptus serra* (Brongn.), *T. quadribrachiatus* (Hall), *Pseudotrigraptus ensiformis* (Hall), *Pseudoisograptus manubriatus* (Hall), *P. dumosus* (Harris), *Isograptus maximodivergens* Harris. По руч. Керимбек над позднеаренигскими найдены лланвирнские граптолиты *Dichograptus* sp., *Phyllograptus* sp., *Tetragraptus* cf. *quadribrachiatus* (Hall), *Isograptus* sp., *Expansograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Climacograptus* sp. Из известняков здесь же выделены лланвирнские конодонты *Periodon aculeatus* Hadding, *Cordylodus horridus* Barnes et Popl., *Histiodela* sp., *Spinodus? spinatus* (Hadding). Лланвирнские граптолиты и конодонты выявлены также в восточнее месторождения Яблонное по руч. Тасбулак (*Expansograptus* sp., *Periodon aculeatus*

H a d d i n g), а также в зоне обрушения на руднике Текели (*Loganograptus logani* (H a l l), *Pseudotrigraptus ensiformis* (H a l l), *Expansograptus* sp., *Glyptograptus dentatus* (B r o n g n.), *Paraglossograptus ientaculatus* (H a l l), *Gryptograptus* sp. Свита относится к верхнему аренигу и нижнему лланвирну. Мощность до 200 м.

Т е к е л и й с к а я свита является собственно рудовмещающей стратиформное оруденение текелийского типа. После Ш. А. Байкенева (1966) детальные разрезы изучались П. А. Руденко, В. Е. Флеровым, а в последние годы А. Г. Дубовским и Ф. Н. Джафаровым. Свита прослеживается в виде узкой полосы вдоль долины р. Текели, а также обнажается на отдельных участках гор Сууктубе. Наиболее хорошо она исследована на месторождении Текели, где, как и на месторождениях Яблоновое, Коксу и др., вскрыта многочисленными скважинами и горными выработками. По данным геологов Джунгарской экспедиции подразделяется на две подсвиты. Нижняя (рудная) представлена темными, почти черными углеродисто-доломитовыми, углеродисто-глинистыми, глинисто-доломитовыми сланцами с прослоями будинированных известняков и пиритов. Встречаются прослои алевролитов с желваками и обломками фосфатов. Характерны тонкая правильная слоистость, обогащенность углеродистым веществом, фосфором и сульфидами. На месторождении Яблоновое из керна углеродистых известняков Н. М. Заславской выделены и определены хитинозои *Lagenochitina estonica* E i s., *Linochitina* sp., *Conochitina* sp. (скв. 407, глубина 103,7 м; скв. 964, глубина 153,5 м), а из выходов глинисто-доломитовых сланцев в логу Насиканова *Linochitina pissotensis* P a r i s, *Desmochitina ovulum* E i s., характерные для аренига — лланвирна. Мощность подсвиты до 300 м.

Верхняя подсвита наиболее полно изучена в нижнем течении руч. Черкаскай и в районе месторождения Кюелы. Состоит из терригенно-карбонатных и кремнисто-терригенных турбидитов — монотонного тонкого ритмичного переслаивания темно-серых до черных глинисто-известковистых и углеродисто-кремнистых сланцев (по аргиллитам и алевролитам), а также серых слабо углеродистых известняков. В подчиненном количестве встречаются тонкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники. Наблюдается градационная слоистость с тончайшей косою слоистостью в верхах ритмов. Характерна ярко выраженная правильная полосчатость, обусловленная чередованием темных и светлых прослоев («полосатости»). Количество и мощность карбонатных прослоев увеличиваются к верхам подсвиты.

Повсеместно, где обнажается подсвита — в нижнем течении руч. Черкаскай, в верховьях р. Текели, в горах Актюбе, на месторождении Кюелы — в ней распространены хитинозои. В нижнем течении руч. Черкаскай и на месторождении Кюелы они обнаружены по всему видимому разрезу. По Н. М. Заславской, характерный для подсвиты лланвирнский комплекс хитинозой, включает следующие формы: *Desmochitina grandicollis* (E i s.), *D. minor* E i s., *Lagenochitina obeligit* P a r i s, *Linochitina pissotensis* P a r i s, *Jenkinochitina vulgaris* (J e n k i n s), *Conochitina pium* A c h a b., *C. symmetrica* T a u g. e t J e n k., *C. oelandica* E i s., *C. elegans* E i s., *Eisenochitina rhenana* (E i s.), *Cyatochitina varennensis* P a r i s и др. Кроме хитинозой, найдены плохо сохранившиеся водоросли *Nubecularites*, *Renalcis*, а также строматопораты, близкие к *Stromatocerium* [11]. По хитинозоям и по стратиграфическому взаимоотношению с тасбулакской текелийская свита относится к верхнему лланвирну.

Большинство исследователей считают, что на Текелийском участке керимбекская свита, а следовательно, и выделяемая из нее в настоящее время тасбулакская контактируют с текелийской по крупному разлому, по которому из нормальной стратиграфической последовательности выпадает вся тышканская и низы кусакской серии [1, 3, 6]. Новые данные о возрасте тасбулакской и текелийской свиты дают основание полагать, что амплитуды этих нарушений не столь велики и не нарушают общую стратиграфическую последовательность свит, связанных постепенными переходами. Это тем более вероятно, что в тасбулакскую свиту выделены из керимбекской и те отложения, которые ранее относились к текелийской в качестве ее верхней подсвиты. Мощность текелийской свиты около 570 м, при этом приблизительно 300 м приходится на нижнюю, рудную подсвиту.

С у у к т ю б и н с к а я свита широко распространена на левобережье р. Текели, по ручьям Солдатсай, Черкаскай, в горах Сууктубе, а также в бассейнах р. Коксу, на южных склонах гор Сарычабын. От залегающих ниже свит отличается карбонатным составом и большой мощностью. Подразделяется на две подсвиты. Нижняя представлена слоистыми, иногда мраморизованными известняками с пластами и линзами доломитов. Отмечаются водорослевые и онколитовые слои. Верхняя сложена массивными неяснослоистыми или грубослоистыми известняками и доломитами. Главную роль в составе свиты играют карбонатные турбидиты — ленточное переслаивание слоистых

известняков. Встречаются массивные толстоплитчатые известняки с редкими биогермами. Серые, темно-серые известняки, реже доломиты образуют тонкослоистые пачки, в которых они переслаиваются с кремнистыми и кремнисто-известняковистыми алевролитами. Мощность слоев в пачках 0,1—0,7 м, а самих пачек не более 0,5—2 м. Более мощные (5—15 м) толстослоистые пачки состоят из пластов мощностью 0,5—2 м. Встречаются отдельные пласты массивных известняков. В низах свиты отмечаются будинированные прослои черных тонкослоистых кремней мощностью до 10 см, а также седиментационные брекчии оползневой типа. Слоистость, как правило, параллельная, реже волнистая. В южных разрезах (горы Сууктубе, Сарычабын) свита повсеместно метаморфизована, алевролиты превращены в сланцы, известняки кристаллические, искристые, присутствуют мраморизованные разности и мраморы.

В большинстве разрезов (ручьи Александровский, Черкассай, верховья р. Текели, месторождение Кюелы, верховья руч. Сууксу, руч. Косагаш) часто по всей мощности свиты обнаружены разнообразные хитинозои. Н. М. Заславской определены *Desmochitina amphora* Eis., *D. complanata* Eis., *D. crinacea* Eis., *D. lata* Schall., *D. minor* Eis., *D. rhenana* Eis., *Loganochitina baltica* Eis., *L. deunffi* Paris, *L. poncetti* Raus., *Conochitina conulus* Eis., *C. dolosa* Eis., *C. elegans* Eis., *C. microcanta* Eis., *C. robusta* Eis., *C. wesenbergensis* Eis., *Elsenochitina rhenana* (Eis.), *Sphaerochitina gracilis* Martin, *S. graequi* Martin, *Jenkinochitina tanvillensis* (Paris), *Parachitina curvata* Eis., *Calpinochitina megastrophica* Achab., *Eremochitina dalbyensis* Lauf., *E. uter* Martin, *Rabdochitina magna* Eis. и др. Этот комплекс резко отличается от комплекса из текелийской свиты, почти не содержит общих форм и, по данным Н. М. Заславской, указывает на лландейло-карадокский возраст. Помимо хитиноз, в известняках часто фиксируются микрофитолиты и онколиты родов *Osagia*, *Vesicularites* и др., ранее обычно использовавшиеся для доказательства рифейского или венд-кембрийского возраста [11].

Лучше всего контакт текелийской и сууктубинской свит наблюдается в верховьях руч. Сууксу. Здесь четко прослеживается постепенный переход от черных углеродистых (сажистых) тонких ритмов нижней (рудной) подсвиты текелийской свиты к слабоуглеродистым ритмам верхней и далее к карбонатным турбидитам сууктубинской

свиты. Аналогичные взаимоотношения устанавливаются в среднем течении руч. Сууксу, а также в районе месторождения Кюелы. Что касается взаимоотношений сууктубинской и косагашской свит на южных склонах гор Сарычабын, где первая согласно залегает на второй [6], то исследования показали, что они контактируют здесь по разлому, о чем свидетельствуют в контакте дайки диабазов и кварцевые жилы. Мощность свиты может быть оценена только приблизительно, около 500–700 м.

Жиландинская свита венчает стратиграфическую последовательность нижнепалеозойских отложений. Она выделена из состава сууктубинской свиты (Ш. А. Байкенов и др., 1966). Распространена на ограниченной площади на водоразделе гор Сууктубе, а также в районе месторождения Тельманское. В отличие от сууктубинской свиты имеет однообразный карбонатный состав, массивное строение и представлена темно-серыми, реже светлосерыми и розоватыми, иногда доломитизированными известняками с признаками мелководности — следами биотурбаций («журавчиками»), многочисленными водорослевыми, реже коралловыми биогермами и биостромами. В большинстве случаев известняки сильно метаморфизованы, местами превращены в мраморы. Содержащиеся в них остатки фауны исключительно плохой сохранности. Однако несмотря на это отсюда определены кораллы, брахиоподы и стромапораты, указывающие на верхний ордовик — силур [9]. На Тельманском участке в карьере «Известковый» обнаружены венлок-лудловские криноидеи *Pandocrinus* ex gr. *plicatus* Stuk. (определения Г. А. Стукалиной).

Нижняя граница свиты достоверно не установлена. Контакт с сууктубинской свитой наблюдается в верховьях р. Каинды. Здесь в составе крупного блока, относящегося к жиландинской свите, обособляется поле сууктубинских плитчатых мраморизованных известняков и мраморов с прослоями карбонатно-сланцевых сланцев. С учетом новых данных о возрасте и стратиграфическом положении сууктубинской свиты не исключено, что сууктубинская и жиландинская свиты представляют собой непрерывный ряд карбонатных осадков. Возраст жиландинской свиты принимается как поздний ордовик — силур. Мощность определяется весьма условно, порядка 1000—1250 м.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Рудовмещающие отложения Коксу-Текелийского рудного района представлены обычной для позднего кембрия — ордовика Казахстана трансгрессивно-регрессивной

серией отложений такой последовательности: майликольская свита — кембрий?, захаровская свита — кембрий — ранний ордовик, керимбекская свита — тремадок — ранний арениг, тасбулакская свита — поздний арениг — ранний лланвирн, текелийская свита — поздний лланвирн (отвечает максимуму трансгрессии), сууктубинская свита — лландейло — карадок, жиландинская свита — поздний ордовик — силур (см. рис. 2).

2. Майликольская, захаровская, тасбулакская, сууктубинская и жиландинская свиты принимаются в тех же объемах, в каких они выделялись предыдущими исследователями [3, 6]. Объем керимбекской свиты после выделения из ее состава тасбулакской ограничивается пачками 1, 2 (по Ю. А. Кравченко), а текелийской — рудной и «подрудной» пачками. Название «текелийская» сохранено авторами несмотря на значительные изменения объема свиты по сравнению с первоначальным, поскольку оно традиционно, утверждено III Казахстанским стратиграфическим совещанием [9] и связано с месторождениями текелийской группы.

3. Исходя из указанной последовательности, в общей структуре Сууктубинского блока Текелийского антиклинория наиболее древние отложения вскрываются не в осевой части [8], а на его периферии. Антиклинорий на этом участке представляет собой сложную систему нарушенных разрывами изоклинальных складок с прогнутой осевой зоной (см. рис. 1).

4. В соответствии с трансгрессивно-регрессивной последовательностью отложений обособляются комплексы мелководных и относительно глубоководных осадков. Мелководные осадки — фации внешнего островного шельфа (майликольская и низы тасбулакской свиты) и карбонатных платформ (жиландинская свита). Глубоководные фации также принадлежат к двум группам. Первая включает фации спокойных обстановок, в т. ч. биопродуктивной зоны (захаровская, верхи тасбулакской, текелийская свиты). Текелийская свита — типичный представитель «бескислородных» фаций с аномально-повышенным содержанием биогенного углерода и фосфора; по вещественному составу и особенностям формирования относится к формациям доманикитового типа [12]. Вторая группа — гравитационные, склоновые отложения (керимбекская и сууктубинская свиты).

5. Текелийская и сууктубинская свиты по литолого-формационным особенностям не могут относиться к формациям платформенного типа [8], а являются относительно глубоководными гемипелагическими и

склоновыми образованиями высокоподвижных зон, внутренней окраины островодужной системы [5].

6. С учетом стратиформного характера промышленной полиметаллической минерализации в Коксу-Текелийском рудном районе и ее приуроченности к текелийской свите поисково-разведочные работы должны быть направлены на выявление благоприятных рудоконтролирующих структур под сууктубинской свитой.

7. Среднеордовикский возраст текелийской свиты еще раз свидетельствует о существовании самостоятельного среднеордовикского уровня продуктивного стратиформного оруденения, что необходимо принимать во внимание при прогнозно-металлогенических построениях, поисках и оценке такого оруденения в других благоприятных палеозойских структурах Казахстана [4].

8. Вопрос о сопоставлении стратиграфической последовательности кембрийско-ордовикских отложений Коксу-Текелийского региона с усекской и тышканской сериями восточных областей Южно-и Центрально-Джунгарского антиклинория в настоящее время остается открытым. Если предложенная для этих областей последовательность и возраст отложений верны (см. таблицу), то выделяющиеся там текелийская и сууктубинская свиты не являются таковыми и должны быть переименованы.

9. Для решения данных вопросов, а также проведения поисковых работ на стратиформное оруденение текелийского типа в Джунгарском Алатау необходимо продолжить стратиграфические исследования, начатые в Коксу-Текелийском районе, и организовать литолого-седиментологические исследования рудовмещающих отложений с учетом данных, полученных в последние годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Южно-Казахстанская. Объяснительная записка/ Под ред. В. Ф. Беспалова, Н. Н. Костенко. — Алма-Ата, 1981.
2. Заславская Н. М., Цай Д. Т. Ордовикские хитинозоны Южной Джунгарии// Ископаемые проблематики СССР. — М., 1990. С. 92—104.
3. Кравченко Ю. А., Никитченко И. И., Смирнов А. В. Геолого-структурный и стратиграфический разрез нижнепалеозойских отложений Текелийского района// Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 24—30.
4. Минералогия карбонатно-углисто-кремнистых формаций венда — ордовика Атасу-Южно-Джунгарского срединного массива/ А. К. Каюпов, И. П. Беневоленский, М. И. Жуков и др. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 3—15.
5. Никитин И. Ф., Фрид Н. М., Звонцов В. С. Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике// Сов. геология. 1990. № 10. С. 38—48.
6. Никитченко И. И. Стратиграфия докембрия и

- нижнего палеозоя Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 1—14.
7. *Практическая стратиграфия* / Под ред. И. Ф. Никитина, А. И. Жамойды. — Л.: Недра, 1984.
 8. *Проблемы геологии Центрального Казахстана* / Под ред. Ю. А. Зайцева. — М.: Изд-во МГУ, 1980.
 9. *Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою* (г. Алма-Ата, 1986). Часть 1. Докембрий и палеозой. — Алма-Ата, 1991.
 10. *Северюгин Н. А., Цай Д. Т., Рыльская Н. Ф.* Новые находки ордовикской фауны в Текелийском рудном

поле (Джунгарский Алатау) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 23—25.

11. *Северюгин Н. А., Скрынник Л. И.* К стратиграфии нижнего палеозоя Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 38—43.
12. *Состав и рудная специализация фанерозойских черных сланцев* / И. С. Гольдберг, А. А. Мицкевич, Г. В. Лебедева и др. // Сов. геология. 1991. № 2. С. 23—29.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.590.2:553.81

© Ю. Н. Серокуров, В. Д. Калмыков, 1993

Использование материалов космического зондирования Земли для выделения площадей развития алмазоносных кимберлитов

Ю. Н. СЕРОКУРОВ, В. Д. КАЛМЫКОВ (Ассоциация «АРДЕС»)

Кимберлиты — основной источник добычи коренных алмазов в нашей стране. Поиски районов их возможного развития — задача необходимая и актуальная. По своей природе кимберлиты представляют самостоятельную формацию изверженных пород, обладающую специфическими минералого-петрографическими, петрохимическими и геохимическими свойствами. Чаще всего они наблюдаются в виде жил или трубчатых тел, группирующихся в поля. При этом их механическое воздействие на вмещающие породы крайне незначительно.

Особых сомнений относительно глубинной природы кимберлитов у большинства исследователей не возникает. Значительно больший разброс мнений существует в вопросах происхождения вмещаемых ими алмазов, однако это не столь существенно при прогнозе и поисках этих образований на новых территориях. Круг благоприятных предпосылок и признаков локализации кимберлитов достаточно подробно освещен в литературе. В большинстве случаев при прогнозировании и поисках используются следующие таксоны — провинция, субпровинция, область, район, поле, куст, тело, причем провинция и тело обладают достаточно четкими геологическими границами, остальные же таксоны оконтуриваются условно по тому или иному набору признаков, зависящему от взглядов исследователя. Среди предпосылок и признаков преобладают структурно-тектонические, петрологические и минералогические, относящиеся к разряду региональных или одновременно региональных и локальных. При прогнозной

оценке новых территорий преимущественно применяются структурно-тектонические критерии. Петрологические и минералогические обычно успешно используются в районах, где уже известны находки алмазов или их спутников.

Наиболее общей структурно-тектонической предпосылкой, обуславливающей возможность формирования кимберлитов, считают площади древних континентальных платформ с докембрийским возрастом фундамента. В их пределах наиболее благоприятны блоки ранней консолидации — кратоны. Практически всеми исследователями признается, что необходимый фактор проявления кимберлитового магматизма — зоны крупнейших разломов, рассекающие земную кору и достигающие мантии. Только в этом случае глубинные магмы быстро могли достигать верхних частей коры. Особое внимание привлекают участки пересечения или сочленения такого рода структур, где образуются наиболее высокопроницаемые стволые каналы. Среди более локальных структурно-тектонических факторов обычно выделяют оперяющие и секущие главный разлом структуры, вмещающие кимберлитовые поля [2].

При выделении перечисленных структурно-тектонических предпосылок традиционно использовались материалы геологических, гравиметрических и магнитных съемок различного масштаба, данные морфоструктурного анализа, результаты глубинного сейсмического зондирования, электроразведки, бурения скважин. Проведение этих работ требует значительных материальных

и временных затрат, а итог часто неоднозначен, т. к. зависит в значительной степени от взглядов и опыта интерпретаторов. В результате создается большое количество структурно-тектонических схем на одни и те же регионы, значительно отличающихся друг от друга. Соответственно различаются и прогнозные построения.

В такой ситуации оправдано привлечение любых новых материалов, способных объективно отражать реальную структурно-тектоническую обстановку в пределах изучаемых площадей. Материалы космического зондирования Земли относятся к их числу, хотя их нельзя называть новыми, т. к. существуют снимки более трех десятков лет. Однако несомненно, что информационный потенциал этого материала далеко не исчерпан.

Цель данной работы — изучение возможностей оконтуривания известных площадей размещения алмазонасных кимберлитов в Южной Африке с помощью материалов обработки результатов дешифрирования космических снимков, а затем распространение выявленных закономерностей на территорию Восточной Сибири для выделения сходных участков, рассматриваемых в качестве перспективных. При этом известные районы развития кимберлитов рассматривались как объекты-экзамены.

Южную Африку и Восточную Сибирь сближает сходство истории геологического развития. Сопоставимы между собой процессы активизаций, определяющие особенности строения фундамента и платформенного чехла. И там, и здесь, несомненно, присутствуют разломы, достигающие мантии и являющиеся проводниками глубинных магм в различные периоды развития регионов. В то же время отмечаются существенные различия. В первую очередь, это относится к геологическому строению современной поверхности, обуславливающему размещение кимберлитов в различных по составу и возрасту образованиях. Очень резко различаются современные ландшафты. В Южной Африке преобладают преимущественно пустынные и полупустынные, а в Восточной Сибири — таежные и лесотундровые.

Предпосылкой успешного использования материалов космического зондирования для выяснения структурно-тектонических особенностей территорий служат уникальные свойства снимков (обзорность, естественная генерализация, рентгеноскопичность), позволяющие картировать многие важные элементы геологического строения, часть из которых влияет на локализацию рудных таксонов. Из-за малых размеров кимберлитовых тел, частой их перекрытости более

молодыми отложениями мы не ставили задачу их прямого обнаружения, а ограничились выделением площадей, где в максимальной степени совпадали факторы рудоконтроля таксонов искомого ранга, т. е. создавались условия для возникновения кимберлитов.

Использованная нами технология опирается на накопленный ранее опыт работы по прогнозированию и поискам руд цветных и редких металлов [4]. Основа технологии — системное изучение материалов космических съемок от мелких к крупным масштабам, что позволяет выделять благоприятные предпосылки регионального, районного и локального рангов и последовательно локализовать как эталонные таксоны, так и перспективные площади. Первоначально исследование производится на эталонах с известными конкретным орудением. В процессе изучения разномасштабных снимков с помощью различных визуальных и компьютерных методов формируются образцы кимберлитовых таксонов, слагаемых из наиболее информативных признаков. Последние либо индикаторы уже известных благоприятных предпосылок, либо оригинальны и другими методами не устанавливаются. Прогноз осуществляется путем выделения из аналогичных схем дешифрирования оцениваемых площадей информативных признаков с последующим их совмещением. Оконтуренные таким образом площади близки по ряду использованных признаков к эталонам и могут рассматриваться в качестве перспективных на искомый тип орудения.

Основной объект проведенных нами исследований — космические сканерные и фотографические снимки, полученные в разные годы с искусственных спутников Земли серий «Метеор», «Космос». Необходимый для интерпретации геолого-геофизический материал заимствован из имеющейся литературы и карт. Дешифрирование выполнялось в масштабах 1:5 000 000, 1:2 500 000, 1:1 000 000. Полученные схемы линеаментов и кольцевых структур анализировались качественно и с помощью ЭВМ.

Оконтуривание кимберлитонасных площадей ранга «субпровинция — область» проведено по материалам обработки результатов дешифрирования космических снимков континентального ранга (масштаб 1:5 000 000). Объектами выделения являлись зоны глубинных разломов (в т. ч. скрытые), контролирующие субпровинции, а также узлы их пересечений, благоприятные для локализации кимберлитонасных областей. Также проверялась гипотеза, согласно которой внедрение мантийных щелочных и ультраосновных магм сопровождается образо-

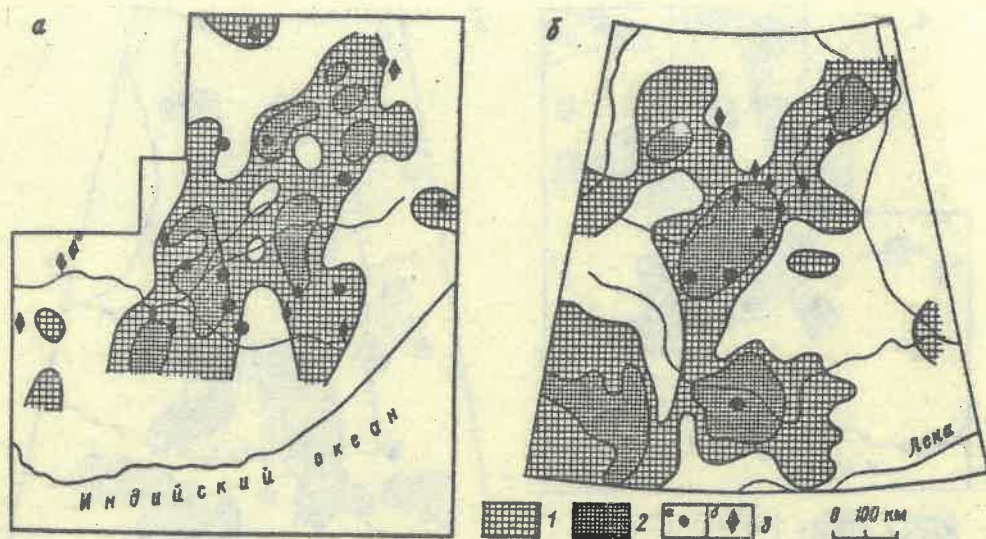


Рис. 1. Размещение перспективных на алмазоносные кимберлиты площадей в Южной Африке (а) и Восточной Сибири (б) в ранге «субпровинция — область»:

площади в рангах: 1 — «субпровинция», 2 — «область»; 3 — известные поля: а — алмазоносных, б — неалмазоносных и слабоалмазоносных кимберлитов

ванием куполовидных поднятий значительных размеров в кровле мантии и горизонтальных разделах земной коры.

Возможность отражения глубинных структур земной коры и мантии в современных ландшафтах, а через них и на космических снимках доказывалась неоднократно [1, 3]. Следы этих структур, как правило, слабо выражены в конкретных нарушениях пород, но хорошо заметны на трансформантах по закономерному сочетанию ландшафтов [1]. Мелкомасштабные космические снимки позволили генерализировать слабо заметные деформации поверхности в системы, объединяющие линейные образования различной морфологии, часто осложненные кольцевыми структурами, и проследить их на значительных территориях. Часть из них совпала пространственно с известными ранее глубинными разломами, часть выделена впервые. Анализ показал, что практически все известные участки проявления кимберлитов Южной Африки контролируются такого рода зонами, а алмазоносные кимберлиты приурочены в большинстве случаев к углам пересечения не менее трех зон.

Изучение выявленных кольцевых структур показало, что наиболее информативны сложнопостроенные овалы диаметром 150—300 км. Их можно рассматривать как следы «всплывания» к подошве земной коры разогретых конвекционными течениями масс, базифицирующих затем и вещество коры. Размещение таких структур вдоль зон глубинных разломов (рифтогенов) свидетельствует об их взаимообусловленности.

На рис. 1, а приведена схема, где суммированы благоприятные признаки для таксо-

нов ранга «субпровинция — область» в Южной Африке. Субпровинция достаточно обширна и включает практически все известные поля кимберлитов. Внутри обособились несколько областей, причем наряду с включающими известные районы промышленной добычи алмазов выделились и новые, перспективные для постановки более детальных работ. На рис. 1, б изображена построенная на тех же принципах схема районирования Восточной Сибири. Здесь контур субпровинции более причудлив, но в целом не противоречит сложившимся представлениям. Известная Якутская субпровинция достаточно хорошо вписывается в полученную картину. Интерес представляют ее фланги на севере и юго-западе территории, до сих пор недостаточно изученные.

Оконтуривание кимберлитоносных площадей ранга «область — район» проведено по материалам обработки результатов дешифрирования космических снимков регионального ранга (масштаб 1:2 500 000). Собственно объектами выделения являлись те же факторы, что и на предыдущем этапе. Но в связи с тем, что при дешифрировании увеличился объем считываемой информации, удалось построить более детальные схемы, содержащие, помимо сведений о линейных и кольцевых структурах, данные о площадных фотоаномалиях. Их обработка показала, что алмазоносные кимберлиты Южной Африки пространственно приурочены к протяженным зонам линейных простираний. Наиболее алмазоносные кимберлиты тяготеют к участкам пересечения не менее трех таких зон, что свидетельствует о повышенной тектонической

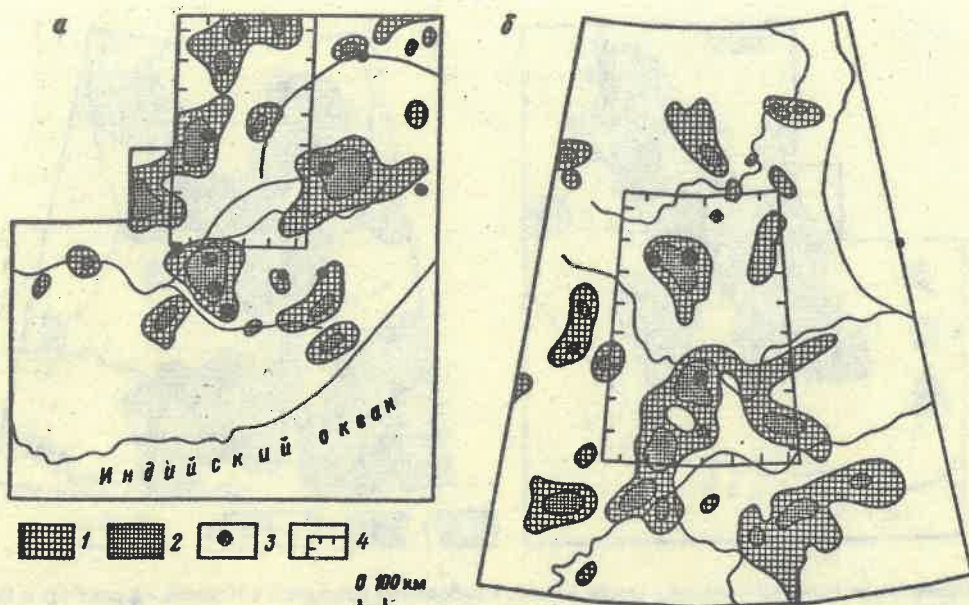


Рис. 2. Размещение перспективных на алмазоносные кимберлиты площадей в Южной Африке (а) и Восточной Сибири (б) в ранге «область — район»:

площади в рангах: 1 — «область»; 2 — «район»; 3 — известные поля алмазоносных кимберлитов; 4 — контуры участков более детальных работ следующего этапа (см. рис. 3)

проницаемости земной коры. Кроме того, установлена довольно тесная связь кимберлитов с гирляндами кольцевых элементов диаметром 25—75 м, которые, по нашим данным, маркируют наиболее активные в отношении тектоники и магматизма участки глубинных разломов. С помощью материала данного масштаба удастся картировать сложнопостроенные, крупные кольцевые структуры, связанные с мантийным диспиризмом.

На рис. 2, а приведена схема, где суммированы благоприятные признаки для таксонов ранга «область — район» в Южной Африке. В качестве эталонов здесь выступали участки промышленной алмазоносности в Кимберли, Претории, Орапе. Остальные площади рассматривались в качестве экзаменов. Области достаточно хорошо оконтуривались изолинией со значениями $\bar{X}$, отвечающими среднему значению выборки информативных признаков в использованной ячейке, а районы — изолинией $\bar{X} + \sigma$, где σ — стандартное отклонение этой выборки. На рис. 2, б приводится аналогичная схема для Восточной Сибири, на которой обособились несколько областей различных размеров. Наиболее крупные включают в свои пределы известные промышленные районы — Малоботубинский и Далдыно-Алакитский. Они же оконтуривались изолинией $\bar{X} + \sigma$, отвечающей рангу «район». Остальные участки заслуживают дополнительного анализа с привлечением существующих геолого-геофизических материалов. Законо-

мерно и то, что ряд кимберлитовых полей со слабой алмазоносностью или вообще неалмазоносных оказались на краях перспективных площадей или за их пределами.

Оконтуривание кимберлитоносных площадей ранга «район — поле» проведено по материалам обработки результатов дешифрирования космических снимков локального ранга (масштаб 1:1 000 000). Анализ подвергались значительно меньшие участки территорий (см. рис. 2). Схемы дешифрирования здесь отражают, как правило, более высокопорядковые структуры, поэтому информативные признаки получены преимущественно эмпирически, с помощью интерактивного анализа схем дешифрирования на ЭВМ.

В Южной Африке изучена площадь 35 тыс. км², включающая поля алмазоносных кимберлитов Орапа-Летлахане, Джваненг и Свартрюген. В качестве эталона использовано лишь первое, остальные явились экзаменами. Модель, позволившая оконтурить эталон, включала признаки повышенной тектонической напряженности поверхности, определенную плотность кольцевых структур, устойчиво проявляющиеся сочетания линейментных зон. Результат их совмещения показан на рис. 3, а. Размеры выделенных участков вполне соответствуют задачам этого масштаба. На рис. 3, б та же модель использована для выделения перспективных площадей в центральной части Якутской субпровинции. Наиболее уверенно оконтуривались Малоботубинский, Далдыно-Ала-

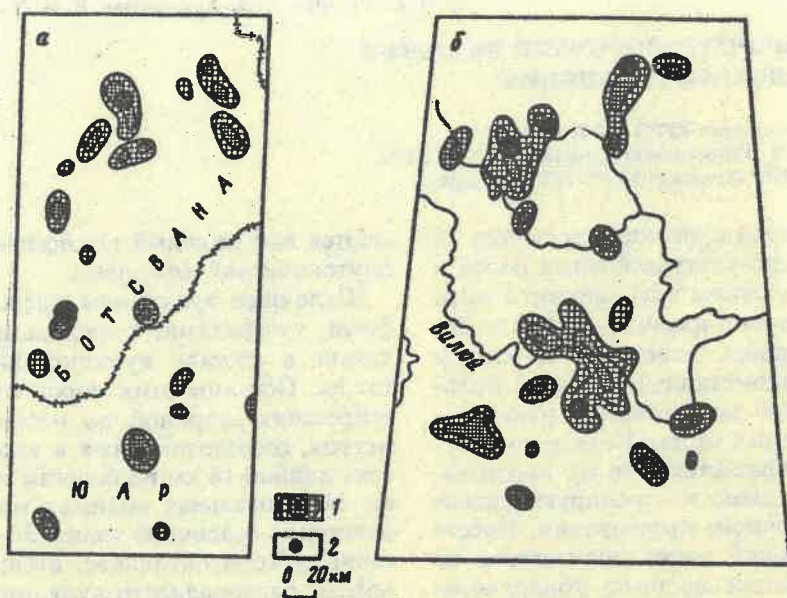


Рис. 3. Размещение перспективных на алмазные кимберлиты площадей в Южной Африке (а) и Восточной Сибири (б) в ранге «район — поле»:

1 — площади (изолиниями $\bar{x}$, $\bar{x} + \sigma$, $\bar{x} + 2\sigma$ оконтурены участки с различной степенью перспективности); 2 — известные поля алмазных кимберлитов

китайский и Верхнемунский районы с уже известной промышленной алмазностью. Установлено еще несколько аномалий, требующих дополнительного анализа. Особого внимания заслуживают участки, где произошло совмещение всех трех уровней благоприятных площадей.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о следующем.

1. Специальный анализ материалов космического зондирования Земли позволяет использовать их для прогноза и поисков алмазных кимберлитов. Известные алмазные таксоны достаточно уверенно оконтуриваются по совокупности признаков, получаемых при дешифрировании.

2. Основной объем получаемой при дешифрировании информации относится к выявлению структурно-тектонических факторов, контролирующих разноранговые таксоны и имеющих в большинстве случаев косвенное поисковое значение. Поэтому на перспективных площадях необходим комплекс наземных работ, способных доказать их продуктивность другими методами.

3. Рабочая технология в целом тождественна

принципам, используемым и при традиционном прогнозе (принципы аномальности, последовательных приближений и аналогий). Однако достоинства космических снимков позволяют существенно сократить сроки работ, значительно их удешевить, а также проводить оценку труднодоступных территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калмыков В. Д., Серокуров Ю. Н. Приемы выделения рудоконтролирующих линейных структур по материалам дешифрирования космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 9.
2. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д. В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1986.
3. Макаров В. И., Трифонов В. Г. О возможности использования материалов космической съемки для изучения глубинного строения земной коры // Аэрокосмические исследования Земли. М., 1979.
4. Серокуров Ю. Н. Использование космических снимков для целей прогнозирования рудоносности территорий // Сов. геология. 1991. № 10. С. 22—27.

Принята редколлегией 26 октября 1992 г.

Новый вулкано-плутонический комплекс Кольской щелочной провинции

М. С. РУСАНОВ (Кольская КГРЭ ГТТП «Недра»),
А. А. АРЗАМАСЦЕВ (Геологический институт КНЦ РАН),
В. И. ХМЕЛИНСКИЙ (Кольская КГРЭ ГТТП «Недра»)

Кольская щелочная провинция включает 16 массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, а также крупнейшие в мире нефелин-сиенитовые плутоны Хибин и Ловозера, содержащие значительные запасы нерудного и редкометалльного сырья. Большинство массивов расположено в центральной и юго-западных частях Кольского полуострова. Предполагается, что их пространственное размещение контролируют разломы северо-восточного простирания. Вместе с тем, в восточной части полуострова до последнего времени не были обнаружены проявления щелочного магматизма, которые позволили бы подтвердить правомерность подобной схемы тектонического контроля. В результате корреляционно-съёмочных работ в пределах Мурманского блока в районе губы Ивановка на Баренцевоморском побережье установлены выходы щелочных пород, прослеживающиеся в виде широкой полосы северо-восточного простирания на протяжении 18 км.

Вмещающие комплекс породы представлены гранитоидами и гранодиоритами раннеархейского возраста; гравелитами, песчаниками и алевролитами рифейского комплекса, которые сохранились только в тектонически опущенных участках; диопсидовыми долеритами, слагающими пластовые субгоризонтальные тела мощностью до 50 м и площадью 1—3 км². Субвертикальные дайки авгитовых долеритов секут перечисленные породы и имеют северо-восточное простирание. Геологические наблюдения позволяют однозначно отнести проявления щелочного магматизма к наиболее поздним образованиям района. Об этом свидетельствуют автономная структурная позиция тел щелочных магматитов, наличие в ряде участков зон фенитизации гранитогнейсов и долеритов, а также многочисленные обломки последних в щелочных породах.

Щелочные образования представлены широким спектром пород, различных по условиям залегания и вещественному составу: нефелиновые трахибазальты и трахиты в составе вулканогенно-осадочной толщи; оливиновые пироксениты и мельтейгиты, слагающие интрузивное тело; породы дайковой серии — дайки и трубки щелочных пикритов, ультраосновных фондитов, щелочных трахитов. В совокупности указанные геологические образования рассматри-

ваются как сложный полифазный вулкано-плутонический комплекс.

Щелочные вулканы представлены туфами, туффитами, туфолавами, лавобрекчиями в составе вулканогенно-осадочной толщи. Останцы этих пород сохранились в депрессиях шириной до нескольких сотен метров, сосредоточенных в узкой линейной зоне длиной 18 км по берегам губы Ивановка. Максимальная видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи 30—40 м, залегание субгоризонтальное. Выделены две основные разновидности вулканитов — нефелиновые трахибазальты и щелочные трахиты, связанные между собой серией переходных разновидностей. Для пород характерна порфировая структура, обусловленная наличием вкрапленников плагиоклаза, соответствующего по составу андезину; базис представлен микрокристаллическим агрегатом лейст полевого шпата, сыпью рудного минерала и редкими выделениями темноцветов — клинопироксена, слюды, амфиболов.

Породы интрузивной серии слагают тело, основная часть которого скрыта водами губы Ивановка (рис. 1). По данным магниторазведки, в подводной части выявлены две аномалии размером 0,2×0, 4 и 0,2×0, 7 км на расстоянии 600 м друг от друга. Геологическим наблюдениям доступна лишь краевая часть одного из тел, обнаженная в отливной зоне. Установлено, что интрузия сформировалась в две фазы. В первую фазу произошло внедрение нефелинсодержащих оливиновых пироксенитов, во вторую — возникли мельтейгиты. Интрузия сложена преимущественно породами второй фазы, включающими крупные и мелкие останцы оливиновых пироксенитов. Отмечаются также зоны брекчий, в которых эти породы сцементированы мельтейгитовым материалом. В целом указанные соотношения, говорящие о смене щелочных ультрамафитов ультраосновными фондиолитами, соответствуют установленной в щелочно-ультраосновных комплексах последовательности формирования пород.

Оливиновые пироксениты представляют собой массивные среднезернистые породы с хорошо визуально различимыми вкрапленниками оливина, клинопироксена и слюды. Наиболее распространена порфировая структура, характерной особенностью кото-

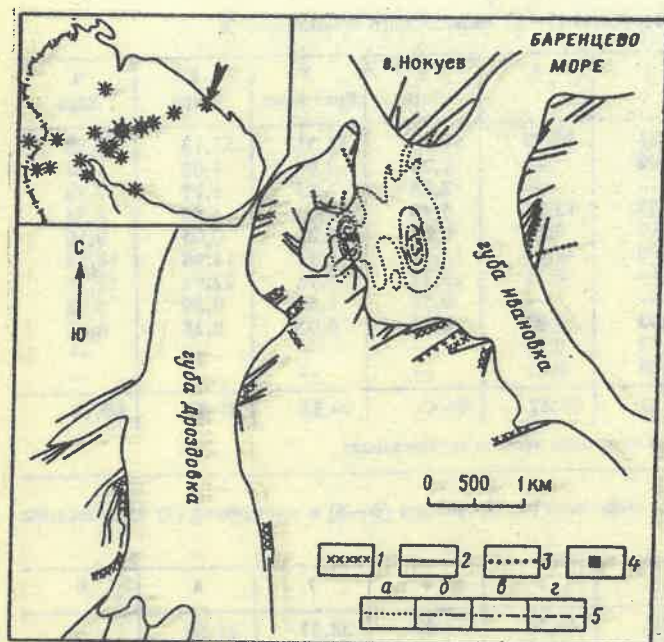


Рис. 1. Размещение щелочных пород в районе Дроздовка — Ивановка:

дайки: 1 — щелочных пикритов, мелилититов, 2 — лампрофиров, 3 — щелочных трахитов; 4 — интрузивные породы массива; 5 — изолинии магнитного поля, нТл (а — 54 000, б — 55 000, в — 56 000, г — 57 000); на врезке — местоположение Ивановского и других массивов

рой является идиоморфизм количественно преобладающих темноцветов по отношению к редким выделениям лейкократовых минералов. Фазовый состав, %: оливин 10—30, клинопироксен 50—70, слюда 10—40, нефелин 3—10, магнетит 5—15, амфибол 5—15, присутствуют также апатит, сфен, перовскит, содалит, альбит, карбонат. Оливиновые мельтейгиты — более лейкократовая разновидность пироксенитов и сохраняют черты описанной группы пород. Оливин, встречающийся только во вкрапленниках, по железистости ($100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 16,2—18,4$) близок оливиновым мельтейгит-порфирам Турьего мыса, Ковдора и других районов (табл. 1). Клинопироксен представлен разновидностями ряда диопсид — геденбергит — эгирин и в целом соответствует по составу клинопироксенам фондиолитов щелочно-ультраосновных комплексов. Тип зональности отвечает известному для щелочных — ультраосновных пород: существенно диопсидовые ядра окружены эгириновой каймой. В отдельных наиболее крупных фенокристах клинопироксенов из оливиновых мельтейгитов сохранились диопсидовые ядра с содержанием оксида хрома 0,28 %. Пироксены подобного состава и строения характерны для оливиновых мельтейгит-порфиров Кольского полуострова. Слюда отвечает флогопиту со значительной долей железистой составляющей и повышенным содержанием титана (табл. 2). Нефелин в отличие от нефелинов из пироксенитов и мельтейгитов щелочно-ультраосновных массивов имеет более низкие содержания кальсилитового минала.

Породы даек и трубок взрыва закартированы в широкой полосе, обрамляющей вы-

ходы интрузивных пород по берегам губ Ивановка и Дроздовка (см. рис. 1). Большинство тел северо-восточного простирания, совпадающего с основным направлением разломов, контролирующего развитие магматизма в районе. Закартировано более 100 даек мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Среди них преобладают щелочные лампрофиры (77 %), менее распространены щелочные пикриты (13 %) и щелочные трахиты (10 %).

Щелочные пикриты слагают дайки и трубку взрыва, прорывающую породы интрузивного комплекса (рис. 2). Контакты трубки с вмещающими породами отчетливо секущие, субвертикальные; форма тела в плане изометрическая. Диатрема сложена эксплозивной брекчий с обломками вмещающих пород; цемент представлен щелочным пикритом и существенно карбонатным материалом, в котором подавляющая часть порфировых вкрапленников замещена кальцитом, реже доломитом. Пикриты — массивные породы с порфировой структурой, образованной вкрапленниками оливина, клинопироксена, флогопита, погруженными в криптокристаллический сильно измененный базис. Оливин из цемента трубки взрыва содержит 14,2 % фаялитового компонента и отвечает по среднему составу оливином щелочных пикритов других районов Кольского полуострова. В тяжелой фракции цемента трубки взрыва встречены акцессорные гранат и ильменит. Одна из разновидностей гранатов, богатая кальцием и титаном, типична для щелочно-ультраосновных пород, обломки которых в значительном количестве присутствуют в трубке. Вторая разновидность, представленная альмандином, имеет железистость 60,2—85,7, что существенно выше таковой, установ-

1. Химический состав оливина (1—5) и клинопироксена (6—9) ивановского комплекса, %

Оксиды	1 Ядро	2 Край зерна	3	4	5	6 Ядро	7 Край зерна	8 Ядро	9 Ядро
SiO ₂	39,99	40,42	40,53	39,81	40,70	51,98	53,38	53,13	52,58
TiO ₂	0,05	0,05	0,03	0,02	—	1,25	0,90	1,03	1,24
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	2,29	1,23	1,77	2,74
FeO	15,70	15,96	15,24	16,99	13,25	5,43	10,64	4,59	5,54
MnO	0,15	0,17	0,15	0,17	0,16	0,07	0,21	0,05	0,10
MgO	43,37	43,21	44,17	42,08	44,94	14,44	10,95	14,98	14,18
CaO	0,19	0,13	0,21	0,14	0,26	23,32	19,16	22,94	22,20
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,52	2,85	0,59	0,58
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,17	0,02	0,28	0,02
NiO	0,12	0,14	0,15	0,12	0,28	—	—	—	—
CoO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	—	—	—	—
	99,62	100,14	100,53	99,39	99,62	99,47	99,34	99,36	99,18

Примечание. 1—4 и 6—9 из мельтейгитов, 5 из щелочного пикрита трубки взрыва.

2. Химический состав магнетита (1), слюды (2, 3), нефелина (4, 5), граната (6—8) и ильменита (9) ивановского комплекса, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	—	38,06	37,58	47,11	46,54	39,03	38,37	31,56	—
TiO ₂	11,35	6,17	6,58	—	—	—	0,14	35,95	44,32
Al ₂ O ₃	3,96	13,42	11,92	31,70	31,68	22,05	20,63	1,33	0,50
Fe ₂ O ₃	72,38	8,89	15,02	0,71	0,67	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	25,66	24,49	1,43	46,13
MnO	0,32	—	0,11	—	—	0,61	2,0	0,18	0,27
MgO	5,84	18,23	14,93	—	—	9,51	2,30	0,03	7,27
CaO	—	0,02	0,01	0,09	0,06	2,74	11,83	28,92	—
Na ₂ O	—	1,03	1,10	16,76	17,11	—	—	—	—
K ₂ O	—	7,56	7,80	3,39	3,02	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	3,49	0,01	0,02	0,05	—	—	—	—	0,24
	97,90	93,39	95,07	99,81	99,08	99,60	99,76	99,40	98,73

Примечание. В данные анализа магнетита в сумму входят V₂O₅ 0,20 %, NiO 0,26 %, CoO 0,06 %, ZnO 0,04 %. 1—5 из мельтейгитов, 6—9 из щелочных пикритов трубки взрыва.

ленной для гранатов из кимберлитов; содержание Cr₂O₃ в ней не превышает 0,05 % (см. табл. 2). Ильменит принадлежит ряду кричтонит — гейкилит, что отличает его от ильменитов с высокой концентрацией марганца щелочно-ультраосновных пород. Ильмениты подобного состава весьма характерны для кимберлитов, в которых содержание гейкилитовой составляющей обычно еще более высокое.

Щелочные лампрофиты представлены в основном нефелиновыми мончикитами и по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу сходны с известными в других районах Кольского полуострова [1, 5]. В них присутствуют крупные фенокристы оливина и клинопироксена, реже флогорита и амфибола, погруженные в тонкокристаллический базис из этих же минералов с лампрофитовой структурой.

Щелочные трахиты слагают как дайковые тела, так и трубку взрыва. Трубка размером в плане 20 × 40 м, имеет изометрические очертания (см. рис. 2). Контакты с вмещающими мельтейгитами резкие, субвертикальные. Материал трубки представлен эксплозивной брекчией, в которой обломки микроклиновых гранитов, щелочных ультрамафитов, песчаников и эффузивов сце-

ментированы весьма неоднородным по структуре и составу трахитом. Степень раскристаллизованности его различна: наиболее распространен аповитрофитовый субстрат с едва различимыми микролитами калишпата, более редки собственно щелочные трахиты с характерной структурой, образованной лейстами калишпата.

Особенности распределения главных петрогенных элементов в изучаемых породах интрузивной серии (табл. 3) позволяют отнести их к семейству ультраосновных фойдолитов, образующих единый петрохимический ряд, в котором наиболее магнезиальные члены представлены оливиновыми пироксенитами, а более лейкократовые оливиновыми мельтейгитами. В отличие от аналогичных пород щелочно-ультраосновных массивов Кольского региона они существенно обогащены TiO₂ и FeO и обеднены кальцием. Весьма близок исследуемым оливиновым пироксенитам и оливиновый мельтейгит-порфир Турьего мыса, отличающийся несколько большей щелочностью.

Щелочные трахиты и трахибазальты (табл. 4), слагающие вулканогенную толщу губы Ивановка, по содержанию главных петрогенных элементов параллелизуются с

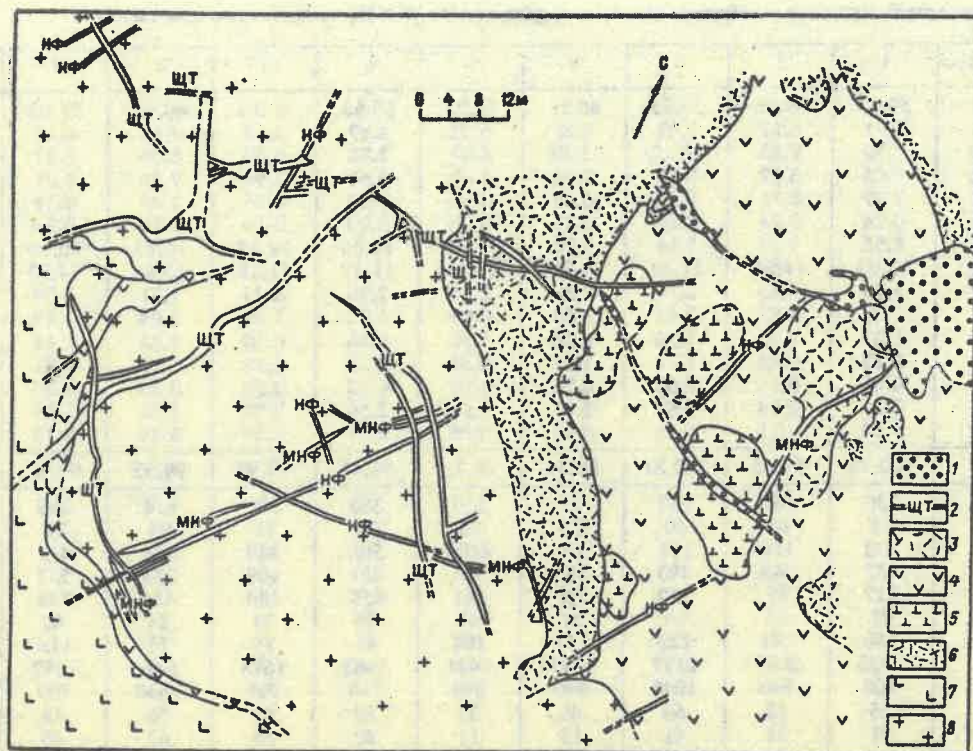


Рис. 2. Геологическое строение участка детальной съемки побережья губы Ивановка:

1 — карбонатизированные щелочные пикриты трубки взрыва; 2 — дайки (ШТ — щелочных трахитов, МНФ — мельтейгит-порфиры); 3 — туфы, вулканические стекла трахитового состава; 4 — оливиновые мельтейгит-порфиры; 5 — оливиновые пироксениты; 6 — щелочные трахиты жерловой фации; 7 — диопсидовые долериты; 8 — гранитоиды

аналогичными вулканитами Ловозерского массива [4]. Дайковые щелочные лампрофиры по составу отвечают меланефелинитам (табл. 5). Сопоставление с дайковыми сериями, развитыми в обрамлении известных щелочных массивов Балтийского щита, показывает их сходство с меланефелинитами Хибин, Ковдора и комплекса Фен [1]. Все породы изучаемого участка как интрузивные, дайковые, так и вулканиты характеризуются существенно более высокими содержаниями титана по сравнению с аналогичными образованиями других районов Кольского полуострова. Интрузивные оливиновые пироксениты и мельтейгиты губы Ивановка по сравнению с щелочными породами региона [3, 4, 7] значительно обогащены элементами-примесями — цирконием, барием, никелем, кобальтом, хромом и ванадием. Примечательно, что более высокие содержания циркония обнаружены в трахибазальтах и трахитах, а также лампрофирах губы Ивановка. Содержание остальных элементов такое же, как в известных аналогах щелочных пород региона.

Результаты исследования вещественного состава комплекса позволяют параллелизовать плутонические породы губы Ивановка

со своеобразной группой пород мельтейгит-йолитовой серии — оливиновыми мельтейгит-порфирами, которые впервые были выявлены в районе Турьего мыса и в настоящее время известны в обрамлении Ковдорского массива и массива Озерная варака. Они слагают небольшие штокообразные тела с округлым сечением, размером первые сотни метров. В отличие от мельтейгитов щелочно-ультраосновных комплексов оливиновые мельтейгит-порфиры более магниево-содержащие и содержат в норме оливин. Все эти особенности в полной мере присущи породам ивановского комплекса, что дает основание рассматривать их как наименее дифференцированные фойдолитовые расплавы, приближающиеся по соотношению главных петрогенных элементов к средневзвешенному составу пород Кольской щелочно-ультраосновной провинции [7].

Наиболее вероятный процесс, обусловивший существование двух фаз формирования интрузии (оливиновых пироксенитов и затем мельтейгит-порфира) — кристаллизационное фракционирование в обстановке промежуточного магматического очага. Для количественной оценки этого процесса рассчитаны модели фракционирования путем вычисления методом наименьших квадратов

3. Химический состав мельтейтитов (1—4) и пироксенитов (5—10) ивановского комплекса

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,83	39,06	39,43	40,84	36,27	39,63	41,13	40,23	37,63	35,36
TiO ₂	5,21	6,17	5,38	4,26	6,62	4,67	4,43	4,16	6,11	7,20
Al ₂ O ₃	9,33	9,53	10,23	11,98	6,06	7,78	6,60	6,36	6,37	4,48
Fe ₂ O ₃	7,06	6,52	8,67	7,76	7,47	6,67	7,90	7,66	8,01	11,26
FeO	7,97	8,11	6,52	6,69	10,31	8,33	6,76	7,48	8,56	9,86
MnO	0,24	0,26	0,26	0,21	0,26	0,22	0,19	0,19	0,24	0,24
MgO	8,55	7,49	7,18	6,22	11,31	12,06	12,47	13,82	10,10	10,84
CaO	11,87	11,88	11,67	8,53	15,26	11,52	11,78	10,80	14,23	16,01
Na ₂ O	3,73	4,53	2,79	5,30	2,20	2,76	2,11	1,81	1,74	1,07
K ₂ O	2,05	1,80	2,45	1,55	0,95	1,22	1,23	1,04	1,49	0,51
P ₂ O ₅	1,22	1,47	1,36	0,86	1,50	0,96	0,70	0,65	1,14	1,03
CO ₂	0,33	0,42	1,17	1,51	0,32	0,73	0,78	1,31	1,81	0,25
S	0,49	0,16	0,02	0,21	0,09	0,13	0,56	0,25	0,20	0,07
H ₂ O ⁺	2,21	2,14	2,97	3,41	1,01	2,56	2,90	3,73	1,89	1,03
H ₂ O ⁻	0,13	0,11	0,21	0,13	0,08	0,21	0,39	0,44	0,13	0,10
	100,22	99,65	100,31	99,46	99,71	99,45	99,93	99,93	99,65	99,37
Ni	230	180	150	73	310	380	570	610	280	260
Co	63	69	60	73	78	79	81	94	73	100
Cr	233	116	116	68	4105	506	889	814	411	431
V	437	443	493	353	538	381	409	353	555	510
Zr	877	82	920	520	661	658	480	434	745	517
Y	47	48	46	31	47	38	27	24	46	27
Nb	150	147	133	171	104	95	79	73	116	39
Sr	1923	2003	2177	1571	1431	1663	1678	646	1597	851
Ba	960	940	1040	950	390	710	960	1630	700	320
Rb	65	55	66	41	37	39	43	36	45	23
Li	21	21	41	15	11	20	56	65	46	38

Примечания: Здесь и далее в таблицах 4, 5 содержание породообразующих элементов дано в %, элементов-примесей в г/т.

пропорций фракционирующих минеральных фаз при заданном составе исходного субстрата и предполагаемого дочернего продукта. Как установлено, состав оливнинового мельтейгит-порфира можно получить из

оливнинового пироксенита губы Ивановка в результате фракционирования 3,2 % оливина, 33,8 % клинопироксена, 12,3 % флогопита, 8,2 % магнетита, 0,6 % апатита, причем доля дочернего продукта в исходном

4. Химический состав щелочных вулканитов ивановского комплекса

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,42	54,51	51,45	57,58	54,72	44,52	47,27	47,24	48,68
TiO ₂	1,05	1,23	1,75	0,97	2,58	3,44	2,81	3,14	2,99
Al ₂ O ₃	17,28	17,62	22,12	17,82	14,70	13,39	13,34	14,73	14,35
Fe ₂ O ₃	4,23	2,93	1,20	1,94	5,03	6,64	5,50	5,10	4,56
FeO	4,75	2,38	2,14	2,36	4,32	5,70	5,14	5,36	4,78
MnO	0,08	0,16	0,08	0,10	0,19	0,18	0,15	0,20	0,18
MgO	4,24	1,59	1,22	1,52	3,68	4,72	4,79	3,68	3,66
CaO	0,85	3,76	2,11	2,05	5,43	7,50	7,40	5,94	5,91
Na ₂ O	1,98	7,49	11,02	7,45	3,32	4,49	5,37	6,29	6,08
K ₂ O	9,03	3,41	1,98	4,50	3,03	1,34	2,66	2,67	2,44
P ₂ O ₅	0,26	0,39	0,20	0,23	0,56	1,19	0,87	1,01	0,76
CO ₂	0,10	0,54	0,45	0,45	0,51	3,0	0,22	0,11	3,31
H ₂ O ⁺	2,86	3,11	3,48	2,63	0,84	3,19	3,50	3,87	1,76
H ₂ O ⁻	0,29	0,10	0,14	0,10	0,45	0,30	0,19	0,18	0,10
S	0,38	0,20	0,05	0,08	0,42	0,29	0,15	0,29	0,32
	99,80	99,42	99,39	99,78	99,78	99,89	99,36	99,81	99,88
Ni	61	39	53	46	—	69	100	6	94
Co	34	26	22	13	—	11	40	37	51
Cr	89	68	68	68	—	68	103	68	68
V	123	100	112	112	—	50	275	286	275
Zr	268	1027	1290	1343	—	750	762	934	868
Y	30	36	32	17	—	48	33	42	41
Nb	46	141	173	93	—	104	153	205	137
Sr	191	2545	1200	493	423	976	2144	1993	1485
Ba	590	1450	640	340	—	880	3420	1850	900
Rb	247	83	52	96	91	46	55	46	77
Li	32	46	36	33	17	60	88	44	33

Примечание. 1 — щелочной трахит, 2—4 — фоллит, 5—6 — трахибазальт, 7—9 — нефелиновый базальт.

5. Химический состав пород из даек и трубки взрыва Ивановского массива

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	36,85	36,36	42,23	40,13	37,74	41,48	27,02	7,34
TiO ₂	7,14	5,52	3,96	3,71	4,65	3,90	3,95	2,28
Al ₂ O ₃	7,31	7,37	9,83	11,39	9,69	5,69	3,23	3,41
Fe ₂ O ₃	8,19	7,97	6,88	7,17	8,55	7,77	8,0	6,85
FeO	9,12	7,62	7,11	7,08	5,35	7,70	6,14	6,24
MnO	0,28	0,22	0,21	0,22	0,21	0,19	0,33	0,29
MgO	8,57	7,69	8,25	5,16	5,28	17,52	8,31	11,37
CaO	14,81	12,84	11,22	9,66	10,43	6,39	18,49	24,13
Na ₂ O	2,03	1,56	3,85	3,92	3,36	1,53	0,25	0,22
K ₂ O	1,44	2,04	1,89	1,97	2,11	0,88	0,62	0,51
P ₂ O ₅	1,82	0,78	0,93	1,55	0,94	0,71	1,43	1,44
CO ₂	0,67	7,54	0,56	4,52	9,20	0,66	19,39	32,89
S	0,08	0,19	0,14	0,08	0,14	0,17	0,27	0,08
H ₂ O ⁺	1,58	2,17	2,11	2,72	1,99	4,08	2,68	2,14
H ₂ O ⁻	0	0,78	0,10	0,11	0,22	0,67	0,35	0,20
	99,89	100,65	99,27	99,39	99,86	99,34	100,46	99,39
Ni	140	—	170	34	100	920	120	65
Co	77	—	62	48	49	120	67	41
Cr	96	1915	301	68	68	1094	171	68
V	616	471	359	387	443	291	336	381
Zr	813	774	623	887	729	430	594	418
Y	45	44	33	49	37	22	48	47
Nb	112	134	144	142	141	64	138	154
Sr	1718	1608	1348	1962	1416	498	669	580
Ba	620	1100	1320	1520	1200	510	600	1690
Rb	44	63	54	52	61	32	39	34
Li	15	29	20	28	33	88	32	9

Примечание. 1-3 — меланефелинит, 4-5 — нефелинит, 6 — пикрит щелочной, 7-8 — цемент трубки взрыва.

расплаве 41 %. Следует отметить, что на определяющую роль этих минералов во фракционировании указывает наличие в пироксенитах и мельтейгитах вкрапленников оливина, клинопироксена, слюды, магнетита. Наметившийся тренд эволюции фидолитовых расплавов позволяет предположить существование в подводной части интрузии продуктов дальнейших этапов дифференциации — ийолитов, а также карбонатитов. Это же подтверждает эмпирически установленный последовательный набор пород в составе щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции. По аналогии подводные кольцевые аномалии губы Ивановка могут быть обусловлены присутствием пород ряда оливинит — пироксенит — мельтейгит — ийолит.

Излившиеся продукты щелочного магматизма в изучаемом районе не образуют единой серии с породами интрузивного комплекса. В отличие от последних, принадлежность которых к производным оливин-нефелинитовых родоначальных расплавов доказана для Кольской провинции, эффузивы губы Ивановка можно отнести к щелочно-базальтовой серии. Их наиболее подобными аналогами являются вулканы ловозерской свиты (И. В. Буссен, А. С. Сахаров, 1972). Таким образом, в составе ивановского комплекса представлены породы как базанитовой, так и более ненасыщенной SiO₂ нефелинитовой серии. К последней можно также отнести дайковые щелочные пикриты и лампрофиры. Совмеще-

ние в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма, наблюдающееся в пределах Кольского полуострова, — характерная особенность глубинных сквозьструктурных разломов типа рифтовых зон. Причина подобной сопряженности связана, как отмечает Л. Н. Когарко (1977), с возможностью генерации широкого спектра расплавов — от щелочных базальтов до нефелинитов — из исходного мантийного субстрата одинакового состава при разных значениях общего давления в зависимости от химических потенциалов летучих компонентов.

В ходе геологического картирования установлено, что проявления щелочного магматизма сосредоточены в пределах полосы северо-восточного простираения шириной 6—8 км, захватывающей район губы Дроздовка, северо-западную оконечность Ивановского полуострова и о-ва Нокуев. Данная позиция изученного объекта свидетельствует о его приуроченности к крупной тектонической зоне северо-восточного простираения (Ковдорско-Харловскому линейменту [9]), с которой связаны крупнейшие щелочные массивы — Хибин, Ловозеро, Ковдор, а также Маврагубский, Курга, Озерная и Лесная вараки и вулканоплутонический комплекс Контозера [7]. В пределах указанной зоны обнаружены многочисленные дайки щелочных лампрофиров и нефелинитов, расположенные в обрамлении массивов и образующие автономные рои к северо-востоку от

Хибин, в пределах полосы Кург — Контозеро (район Пинкельяр) [2] и в районе оз. Лявозеро, северо-восточнее контозерского комплекса [6]. Дайки в составе автономных роев в основном имеют северо-восточное простирание. Таким образом, выявление щелочных пород в районе Дроздовка — Ивановка позволяет проследить зону Ковдорско-Харловского линеамента в пределах Мурманского блока и указывает на вовлечение наиболее стабильной области Кольского региона в процессы палеозойской тектоно-магматической активизации Балтийского щита. Данные картирования в нижнем течении р. Харловка, зафиксировавшие отсутствие выходов щелочных пород, позволяют говорить и об отсутствии связи между субмеридиональными тектоническими нарушениями в районе р. Харловка [8] и проявлениями щелочного магматизма в регионе.

Результаты исследований проявлений щелочного магматизма на Кольском полуострове свидетельствуют о перспективности зоны Контозеро — Лявозеро — р. Ивановка на предмет обнаружения новых проявлений щелочного магматизма в регионе, с которым может быть связана промышленная редкометалльная минерализация.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А. А., Каверина В. А., Полежаева Л. И.

Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. — Апатиты: КНЦ АН СССР. 1988.

2. Беляев К. Д., Увадьев Д. И., Шульга Т. Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 1. С. 163—165.
3. Бородин Л. С., Гладких В. С. Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород контозерской свиты // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., 1973. С. 48—55.
4. Бородин Л. С., Гладких В. С., Егорова Н. Ф. К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., 1973. С. 28—54.
5. Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К. Петрология и геохимия щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. — М.: Наука. 1976.
6. Липов А. П. Ультраосновной — щелочной магматизм зоны Контозерского разлома // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). Апатиты, 1989. С. 97—101.
7. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита / А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др. // Тр. Ленинградского об-ва естествоиспытателей. Л., 1971. Т. 72. Вып. 2.
8. Токарев В. А. Главные и глубинные разломы Кольского полуострова // Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972. С. 35—40.
9. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1987.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

Морская геология

УДК 551.24

© Г. П. Аветисов, 1993

Геодинамика сейсмоактивных зон Арктического региона

Г. П. АВETISOB (Севморгеология)

Первые сведения о землетрясениях Арктического региона (область в пределах Северного полярного круга) были получены после организации в 1910—1912 гг. нескольких отечественных и зарубежных сейсмических станций, регистрировавших лишь наиболее сильные события. Относительно резко сеть станций расширилась в 1956—1957 гг. в связи с реализацией программы Международного геофизического года: были организованы отечественные станции «Тикси», «Хейс», «Апатиты», «Якутск» и несколько позднее «Иультин» и «Норильск», а также ряд зарубежных обсерваторий. В настоящее время общее число станций в Арктическом

регионе и в непосредственной близости от него, информация по которым попадает в каталоги Международного сейсмологического центра (МСЦ), составляет около 50, причем подавляющее большинство из них зарубежные. Кроме того, работают станции региональных сетей в Якутии, на Северо-Востоке России, в Фенноскандии и на Аляске.

По совокупности данных в Арктическом регионе выделяется ряд сейсмоактивных зон разной интенсивности, формы и размеров, главной из которых является Срединно-Арктический пояс, протягивающийся от Исландии через Норвежско-Гренландский бас-

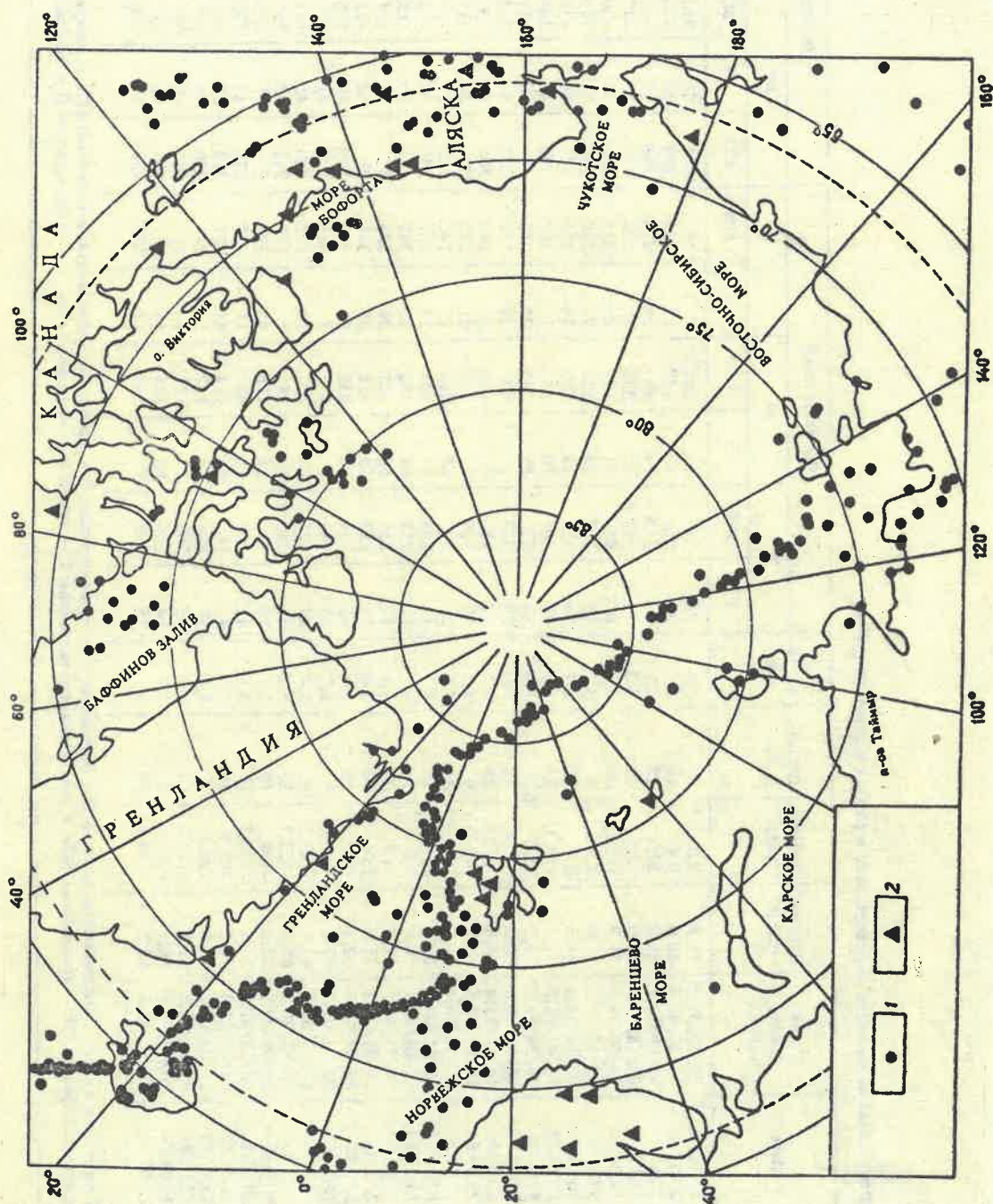


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Арктического региона

1 — эпицентры землетрясений (размер кружка соответствует значению магнитуды); 2 — сейсмические станции

Фокальные механизмы, определенные в рамках настоящей работы

Дата	Время в очаге, ч/мин/с	Широта, градус	Долгота, градус	Глубина, км	Магнитуда	Оси напряжений						Нодальные плоскости						Тип нару- шения	Качество
						Т		N		P		NP 1		NP 2					
						PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP		
26.10.70	20/53/32,6	79,8	2,9	34	5,6	26	106	64	284	1	16	148	71	161	244	72	20	ST	G
20.07.73	23/27/46,7	80,0	0,4	19	5,1	22	36	43	149	39	288	339	80	-46	79	45	-165	SN	G
9.11.73	15/09/35,1	86,0	30,7	25	5,1	4	315	34	48	56	218	253	58	-49	14	50	-137	N	G
26.02.75	04/48/53,2	85,0	98,5	23	5,3	11	231	39	330	49	128	171	67	-47	284	48	-148	N	F
14.06.75	20/50/26,9	71,9	-132,8	40	5,1	0	85	41	175	49	355	28	58	-39	142	58	-141	N	G
9.09.76	09/27/45,2	77,8	7,9	5	5,1	14	335	74	129	7	243	18	75	175	110	85	15	S	G
16.09.76	03/26/55,4	84,3	0,9	30	5,4	34	152	12	250	54	356	72	80	-78	203	16	-138	SN	G
12.11.76	14/47/23,7	72,4	-70,3	23	5,3	80	201	10	16	1	107	206	45	104	7	47	77	T	G
8.12.78	06/34/56,5	86,2	35,3	10	5,0	13	92	59	203	28	355	41	80	-30	137	61	-168	SN	F
27.06.79	08/50/38,8	70,2	-96,4	42	5,0	50	327	2	60	39	152	263	6	113	60	84	88	T	F
6.10.80	14/57/35,4	66,8	-155,0	33	4,6	12	28	8	119	75	242	305	58	-80	107	33	-105	N	F
25.03.81	16/26/42,5	61,0	-43,1	0	4,7	39	139	1	230	51	320	50	84	-89	224	6	-96	N	G
12.07.81	01/27/56,4	67,7	-161,4	34	5,3	2	52	65	318	25	143	185	71	-17	280	74	-160	SN	G
12.06.82	00/15/09,5	85,7	86,0	10	5,1	14	238	9	146	74	26	340	32	-74	141	59	-100	N	F
14.02.83	12/04/51,4	76,4	7,3	10	4,7	13	252	64	133	22	347	121	84	-155	28	65	-7	SN	F
25.09.83	08/26/41,1	81,9	-4,7	0	4,9	7	231	63	127	26	324	5	67	-14	100	77	-156	SN	G
2.12.83	06/31/31,3	76,6	7,0	10	5,0	5	252	55	156	35	346	23	62	-23	124	70	-150	NS	G
5.10.85	15/24/02,5	62,2	-124,3	10	6,4	65	130	23	333	9	240	169	58	118	304	41	53	T	F
23.12.85	05/16/03,5	62,1	-124,3	6	6,2	85	240	3	4	94	94	187	41	95	1	49	86	T	F
23.12.85	19/37/54,5	62,1	-124,3	6	5,4	44	225	40	12	18	117	250	45	157	357	74	47	T	G
4.06.86	15/48/20,8	65,6	-152,7	10	5,2	39	210	50	28	1	119	247	62	151	352	64	31	T	G
8.10.86	00/09/22,7	80,3	-1,9	10	5,1	18	73	34	176	50	320	9	71	-53	123	41	-150	NS	G
30.03.87	03/13/41,3	74,6	-130,5	10	5,5	47	249	41	48	11	147	276	49	150	27	67	45	TS	G
11.07.87	06/15/51,3	82,2	-17,7	10	5,5	8	16	44	114	45	277	318	67	-41	67	53	-150	NS	G
13.12.87	21/05/03,1	74,5	-93,7	9	5,2	57	286	33	117	5	24	320	58	129	83	49	45	T	G
25.03.88	19/36/46,5	62,1	-124,2	10	6,1	83	268	6	122	4	31	307	49	98	115	41	81	T	G
25.04.88	20/09/24,9	78,5	6,0	9	4,9	14	269	66	145	19	4	46	67	-3	137	87	-157	SN	F
22.05.88	19/18/47,8	62,2	-124,1	10	5,1	75	108	9	344	12	252	169	58	100	330	33	74	T	F

Примечание. Оси главных напряжений: Т — растяжения, N — сжатия, PL — угол погружения, градусы, AZM — угол погружения, градусы, AZM — азимут, градусы; нодальные плоскости: STK — азимут простирания, градусы, DP — угол падения, SLIP — угол скольжения; нарушения: Т — азброс, N — нормальный сброс, S — сдвиг; качество: G — хорошее, F — среднее, P — низкое

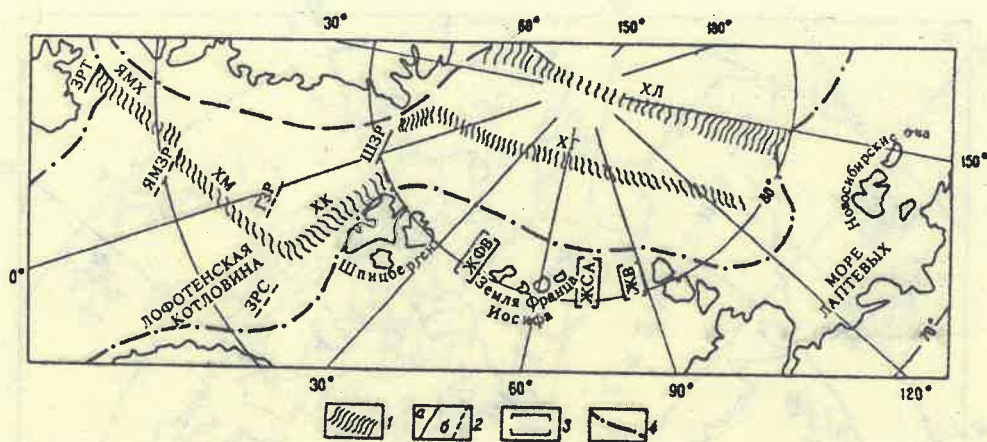


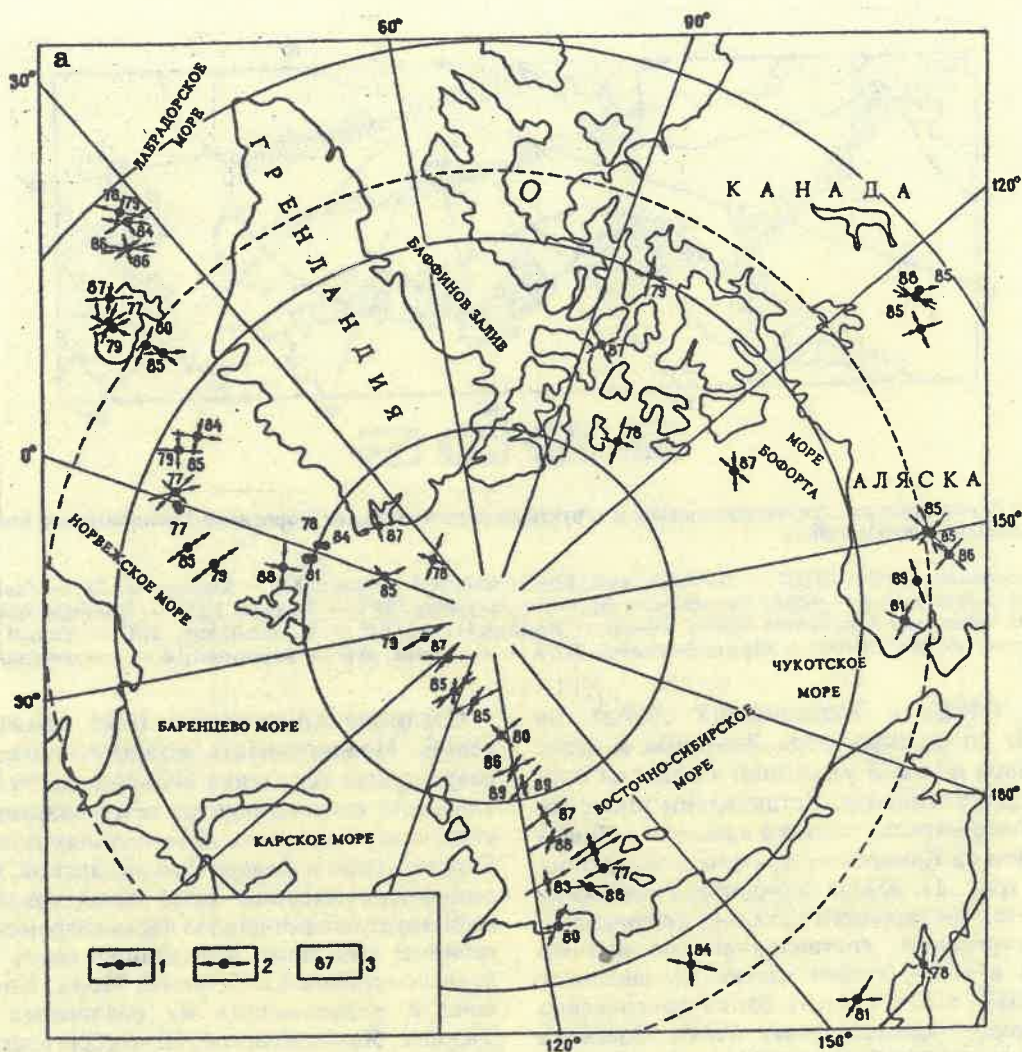
Рис. 2. Схема основных физиографических и структурных элементов дна Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского суббассейна:

1 — подводные хребты (ЯМХ — Ян-Майенский, Колбейнсей, ХМ — Мона, ХК — Книповича, ХГ — Гаккеля); 2 — зоны разломов: а — между смещенными фрагментами хребта (ЗРТ — Тьорнес, ШЗР — Липицбергенская), б — за пределами фрагментов хребта (ЯМЗР — Ян-Майенская, ГЗР — Гренландская, ЗРС — Сенья); 3 — подводные желоба (ЖФВ — Франц-Виктория, ЖСА — Св. Анны, ЖВ — Воронина); 4 — континентальный склон

сейн (НГБ) и Евразийский суббассейн (ЕСБ) до шельфа моря Лаптевых и далее широкой полосой уходящий в пределы Азиатского континента. Установлены также зоны более низкого порядка в ряде окраинных морей и на Канадском Арктическом архипелаге (рис. 1). Карта эпицентров построена на базе Генерального каталога арктических землетрясений, составленного по данным МСЦ и являющегося частью создаваемого во ВНИИОкеанологии банка арктических сейсмологических данных (АРС). Здесь же собрана вся опубликованная информация о фокальных механизмах арктических землетрясений, для многих из которых известно до 5—6 определений различных авторов, дающих часто существенно различающиеся результаты. Автором проведена ревизия всей имеющейся по фокальным механизмам информации. Были отобраны наиболее полно зарегистрированные землетрясения по отечественным и зарубежным бюллетеням, а в отдельных случаях и по сейсмограммам уточнены знаки первых вступлений и по единой методике [7] проведено машинное переопределение механизмов (таблица). Для тех событий, по которым указанное определение провести не удалось, из имеющихся вариантов по-возможности выбирался наиболее надежный с учетом дополнительной информации, в частности, данных местных сетей станций, а также возможности получения знаков первых вступлений не только из бюллетеней, но и непосредственно с сейсмограмм. Кроме того, отдельно показаны определения по методу тензора момента центроида (ТМЦ), которые характеризуют не начальную, а главную стадию развития разрыва.

Срединно-Арктический пояс землетрясений. Можно считать установленным, что современная тектоника большей части Арктического региона определяется взаимодействием двух крупных литосферных плит — Евразийской и Северо-Американской. Срединно-Арктический пояс землетрясений маркирует океаническую часть современной границы этих плит, проходящей вдоль подводных хребтов Колбейнсей, Мона, Книповича и разделяющих их разломных зон Тьорнес, Ян-Майенской, Шпицбергенской в НГБ и хребта Гаккеля до Лаптевоморского континентального склона в ЕСБ (рис. 2).

История возникновения и развития указанной границы и пересекаемых ею и генетически связанных с ней геоморфологических и тектонических структур, а также тенденции их современного развития восстанавливаются в основном по магнитометрическим и сейсмологическим данным. По материалам широкомасштабных аэро-, гидро- и наледных отечественных и зарубежных магнитных съемок в пределах НГБ и ЕСБ выявлено симметричное относительно осевой линии хребтов полосовидное магнитное поле, характерное для океанических бассейнов, сформировавшихся в результате раскола литосферы и последующего спрединга океанического дна. На всем протяжении бассейнов с той или иной степенью надежности прослеживаются одноименные положительные аномалии, наиболее древние из которых в НГБ и ЕСБ аномалии 24 возраста (56 млн лет — нижний эоцен), обрамленные по периферии бассейнов полосой отрицательного магнитного поля. Наиболее древние в северной Атлантике и Лабрадорском море аномалии 34 (70 млн лет — поздний



мел), причем в Лабрадорском море не установлено аномалии моложе 13 возраста (36 млн лет — ранний олигоцен). На основе совместного анализа полосовидных магнитных аномалий, являющихся фактически изохронами раскрытия, и разломных зон, показывающих направление раскрытия, установлено, что в период между аномалиями 34 и 25 (поздний мел — поздний палеоген) существовал спрединг в Северной Атлантике, Лабрадорском море и Баффиновом заливе. Во время аномалии 25 произошел раскол литосферы в НГБ и ЕСБ, а с раннего эоцена (аномалия 24) в этом регионе начался активный спрединг. Образовались тройные сочленения севернее и южнее Гренландии, а появившаяся при этом Гренландская плита смещалась как относительно Северо-Американской, так и Евразийской плит. В ЕСБ началось отделение хребта Ломоносова от современного Баренцево-Карского шельфа.

Такая геодинамическая обстановка сохранялась до раннего олигоцена (36 млн лет — аномалия 13), когда прекратился спрединг в Лабрадорском море и Баффиновом заливе, исчезли тройные сочленения, и Гренландская плита стала частью Северо-Американской.

Сделанные по магнитометрическим материалам выводы о дивергентном характере границы Северо-Американской и Евразийской плит в НГБ и ЕСБ подтверждаются сейсмологическими данными, освещающими современную геодинамическую обстановку региона.

Очевидно, что тип границы, ее положение как по латерали, так и по вертикали определяются наложенным действием двух основных факторов: направленностью тектонических сил и реальными свойствами исходной литосферы. Степень влияния второго фактора создает те или иные

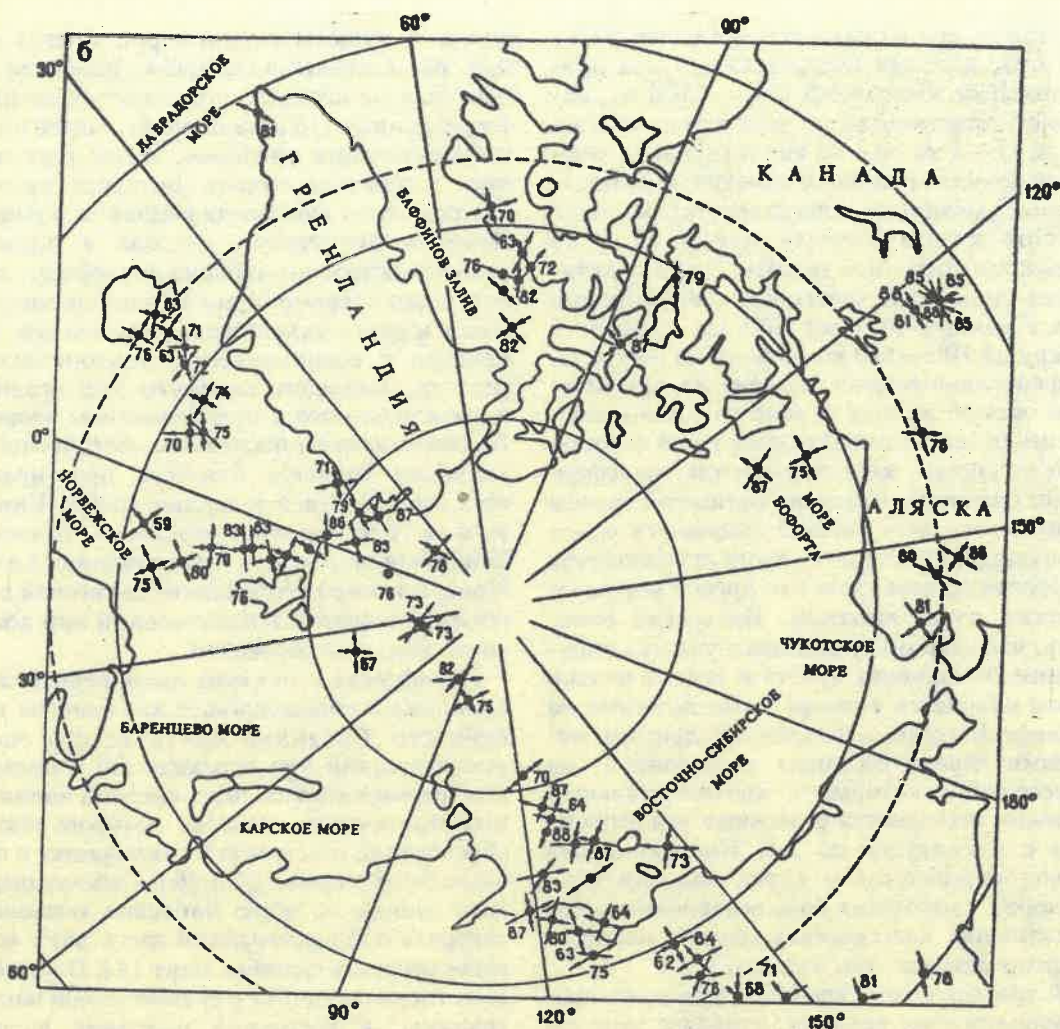


Рис. 3. Фокальные механизмы землетрясений Арктики:

a — метод первых вступлений Р-волн; *б* — метод тензора момента центраида; механизмы: 1 — сжатие; 2 — растяжение (размер кружков соответствует значению магнитуды); 3 — последние цифры года землетрясения

особенности каждого конкретного фрагмента границы и соответственно параметры маркирующего эту границу сейсмического пояса. В среде, близкой к однородной и изотропной, ориентировка возможной плоскости разрыва будет в основном определяться законами механики и зависеть от ориентировки приложенных сил. При существовании в исходной среде ослабленной зоны образующаяся линия раскола разворачивается от теоретического положения в сторону ослабленной зоны, а в случае прямого утыкания в жесткий монолитный блок она по близортогональному разлому или серии эшелонированных разломов будет огибать этот блок. Каждому из трех указанных случаев должны соответствовать определенное распределение эпицентров землетрясений и тип фокального механизма. Фактические данные по Срединно-Арктическому сейсмическому поясу показывают,

что здесь представлены все три указанные варианта.

К первому из них безусловно должен быть отнесен участок хребта Мона и еще очевиднее хребта Гаккеля. Прямолинейность этих хребтов на сотни и даже тысячи километров, их субпараллельность друг другу и осредняющей осевой линии пояса, проходящей через полюс раскрытия в Северной Якутии, очевидная доминирующая роль нормально-сбросового механизма в очагах землетрясений и взаимная ортогональность напряжений растяжения и оси хребтов (рис. 3), узколинейное распределение эпицентров вблизи гребневой зоны хребта, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о том, что рифтовые процессы здесь начали развиваться в условиях достаточно однородной литосферы и проходят по схеме, близкой к классической. Это подтверждается и геоморфологическими характеристиками хребтов:

их относительной узкостью (не более 200—250 км), резкими превышениями над прилегающими абиссальями (500—1500 м), наличием практически по всей длине хребтов узкой (1—5 до 10—30 км) и глубокой рифтовой долины. Наиболее заметно не соответствует указанным характеристикам лишь участок хребта Гаккеля между 35 и 80 градусами восточной долготы. Здесь практически линейный фрагмент сейсмического пояса длиной порядка 300 км смещен к северу на 100—120 км, а далее на восток он относительно плавно выходит на генеральную осевую линию. В зоне разрыва и смещения пояса установлен сдвиговый фокальный механизм, характерный для трансформных разломов. Согласно батиметрическим данным, на этом участке становится менее отчетливой вплоть до полного исчезновения рифтовая долина, да и сам хребет морфологически хуже выражен. Интересно отметить, что границы указанного участка нарушения сплошности хребта и сейсмического пояса находятся в створе с выделяемыми на шельфе Евразии субмеридиональными желобами Франц-Виктория и Воронина, на пересечении которых с континентальным склоном отмечаются отдельные землетрясения с магнитудой до 5,5. Напрашивается вывод о дорифтовом существовании этих желобов, сыгравших роль ослабленных зон, искаживших классическое течение процесса рифтогенеза на этом участке.

К третьему типу границы, модально противоположному первому, наиболее явно относятся зоны разломов Тьорнес, Ян-Майенская и Шпицбергенская, по которым граница плит (ось хребта) смещается в ту или иную сторону на десятки и даже сотни километров. Впервые геодинамика подобных зон исследована Дж. Вильсоном [20], выделившим модель трансформного разлома, объясняющую левосторонний сдвиговый механизм при правом смещении границы и наоборот и наличие сейсмичности только на участках зон, ограниченных смещенными участками границы.

Подавляющее большинство данных по фокальным механизмам подтверждают трансформную природу указанных зон: субвертикальные нодальные плоскости, одна из которых совпадает с зоной разлома, и преобладание сдвигового механизма. В зонах Тьорнес и Шпицбергенской, где ось хребта смещена влево, уверенно устанавливается правосторонний сдвиг, в Ян-Майенской зоне при правом смещении — левосторонний.

Ко второму промежуточному типу границы, по которому можно ожидать существование так называемого «косого» растяжения, относится участок хребта Книповича. Сложную геоморфологию хребта, выражаю-

щуюся в существовании серии горных цепей, разделенных впадинами, наиболее отчетливая из которых принимается за рифтовую долину [18], наличие большого количества секущих разломов, явное рассеивание эпицентров можно интерпретировать как результат внедрения вызванного рифтогенными процессами раскола в пределы сложно построенного блока литосферы, аналогичного современному Шпицбергенскому блоку и ранее являющегося частью его. Это привело к возникновению тектонического режима, имеющего элементы рифтогенного и трансформного с преобладанием второго. Подтверждением последнего обстоятельства являются большая близость простирающей осей горных цепей и впадин хребта Книповича к простираанию основных разломов Шпицбергена, чем к простираанию хребта Мона, а также преобладание сдвиговой компоненты в очагах землетрясений при достаточно большой сбросовой.

Дорифтовая структура литосферы оказывает также определяющее влияние на особенности Срединно-Арктического пояса землетрясений при переходе его в пределы Лаптевоморского шельфа, система наложенных мезозойских желобов которого вполне обоснованно генетически связывается с океаническим рифтом ЕСБ [6]. Сейсмологические данные по морю Лаптевых позволяют говорить о существовании здесь двух «слепых» отрезков границы плит [4]. Первый из них, соединяющийся с океанической частью границы, в восточной половине шельфа внедряется в шовную зону между разновозрастными блоками фундамента Лаптевской плиты и затухает западнее Новосибирских островов. Второй, прослеживающийся с континента, трассирует область стыка периферийных флексурно-разломных ограничений юго-западной части Лаптевской плиты с Лено-Таймырской зоной пограничных поднятий и затухает около восточного побережья Таймыра. В обеих зонах, особенно по данным метода ТМЦ, преобладает нормально-сбросовой механизм в очагах землетрясений с осью растяжения, ортогональной линии эпицентров. Очевидная меньшая упорядоченность данных метода первых вступлений свидетельствует о его большей чувствительности к неоднородностям литосферы, в то время как метод ТМЦ, использующий длиннопериодные волны, в лучшей степени отражает общую направленность глубинных тектонических процессов.

Устойчивая смена режима растяжения на взбросовой и сдвиг-взбросовой непосредственно к юго-востоку от губы Буор-Хая определяет расположение в этом районе современного полюса раскрытия Северо-Американской и Евразийской плит.

На наш взгляд, формирование на шельфе моря Лаптевых единой границы указанных плит контролируется двумя встречными движениями ее разобщенных фрагментов: на юг через область мезозонид в восточной части шельфа и на северо-запад вдоль разломных ограничений Лено-Таймырской зоны пограничных поднятий в западной. Характер и место соединения этих фрагментов, которое может осуществляться в случае продолжения действия растягивающих сил, также во многом будут определяться положением существующих в регионе ослабленных зон литосферы. Можно ожидать либо возникновения в пределах шельфа моря Лаптевых микроплиты и тройного сочленения в районе губы Буор-Хая, либо эшелонированной, типа Шпицбергенской, системы трансформных разломов северо-восточного простиранья.

Сейсмоактивные зоны континентальных окраин Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского суббассейна. Повышенная сейсмическая активность отдельных участков указанных акваторий за пределами Срединно-Арктического пояса в общем случае определяется суммарным воздействием трех основных факторов: частичной разрядкой напряжений, генерируемых в осевых зонах бассейнов, реакцией литосферы на давление мощных толщ осадков и разгрузкой от древнего оледенения. Очевидно, что первый из них является наиболее регионально действующим и ведущим по интенсивности землетрясений. Прямое доказательство реальности его существования получено Е. Скордасом и др. [16], обнаружившими связь межплитной сейсмичности Северной Атлантики, включая НГБ, и внутриплитной сейсмичности Фенноскандии на основе анализа энергетических режимов регионов за 70 лет. Установлено их очевидное сходство (коэффициент взаимной корреляции достигает 0,8), причем временная задержка для Фенноскандии колеблется от 0 до 4 лет. Следует ожидать, что растяжение в осевых зонах бассейнов должно приводить к формированию сдвиговых или сжимающих напряжений в ослабленных участках, обрамляющих бассейны континентальных окраин. Более отчетливо это просматривается вдоль Евразийской окраины НГБ и ЕСБ, где землетрясения тяготеют к поперечным разломам и желобам. Так, можно отметить сгущения эпицентров вблизи зоны разломов Сенья в Лофотенской котловине, в желобах Франц-Виктория и Воронина, известны проявления сейсмичности в желобе Св. Анны [1, 2]. Имеющиеся здесь данные по фокальным механизмам свидетельствуют о сдвиговом и взбросо-сдвиговом режимах, причем одна из субвертикальных

нодальных плоскостей близка к плоскости разлома. Преобладание горизонтального сжатия отмечается и в тыловых частях континентальных окраин (Кольский п-ов, Новая Земля) [5]; области наведенного сжатия на флангах зон растяжения установлены и в море Лаптевых [3].

Близость Шпицбергена к Срединно-Арктическому поясу также позволяет связывать его сейсмичность с разрядкой напряжений, генерируемых в области океанического рифтогенеза. Отсутствие сквозных зон сейсмической активности, соединяющихся со Срединно-Арктическим поясом, привело к этому выводу Л. Сайкса и М. Сбара еще в 1973 г. [17]. С этой точки зрения хорошо объясняются новые сейсмологические данные [9, 10]. На о-ве Западный Шпицберген эпицентры землетрясений в зоне пересечения субширотного разлома Де Гира и разлома доминирующей на архипелаге системы северо-северо-западного простиранья более тяготеют к первому из них, ортогональному ближайшему фрагменту срединно-океанического хребта — хребту Книповича. В то же время на севере о-ва Северо-Восточная Земля землетрясения группируются вдоль доминирующей системы разломов, субортогональных ближайшему к этому району хребту Гаккеля. Фокальные решения дали сдвиговый механизм. На этом же острове южнее в сгущении эпицентров широтного простиранья установлен механизм взброса, вызванный субгоризонтальным меридионально ориентированным сжатием.

Весьма интересен обнаруженный кольскими геофизиками в пределах Баренцево-Беломорского региона факт приуроченности зон повышенной сейсмичности к участкам наиболее пониженных значений теплового потока. Очевидно, что это можно объяснить лишь признанием наведенного или, как было названо нами ранее [3], «пассивного» характера сейсмичности, обусловленной разрядкой напряжений, генерируемых за пределами региона. К ним в силу своей повышенной хрупкости наиболее восприимчивы самые холодные блоки литосферы.

Два других указанных выше источника напряжений являются второстепенными, локально действующими и отмечаются рядом исследователей лишь в отдельных зонах. Так, в Лофотенской котловине, особенно в зоне ее контакта с Баринцевоморским шельфом, по данным сейсмического профилирования установлены экстремально мощные осадочные толщи, которые тонкая океаническая кора не может выдержать без растрескивания [11]. Аналогичная причина в совокупности с региональными тектоническими напряжениями вызывает достаточно сильные землетрясения моря Линкольна [8].

С влиянием ледниковой разгрузки частично связывается повышенная сейсмичность прибрежных районов Фенноскандии и Восточной Гренландии [11 и др.].

Район Баффинова залива. Интерес к изучению сейсмичности этого района определяется стремлением решить вопрос о продолжении или прекращении в настоящее время спрединга, существовавшего, по магнитометрическим данным, до раннего олигоцена на границе Гренландской и Северо-Американской плит.

Установлено, что глубоководная часть Баффинова залива имеет кору океанического типа мощностью около 10 км [12], но нет данных о существовании здесь срединного хребта или линейных магнитных аномалий, характерных для спрединговых областей. Само по себе это еще не исключает возможности существования спрединга: хребет мог не успеть образоваться, как, например, в южной части Евразийского суббассейна, а проявления магнитных аномалий могли быть скрыты осадочным чехлом. Однако против современного спрединга свидетельствуют сейсмологические данные.

Уже в самом факте рассеянного распределения эпицентров с очевидным преобладанием их в северной части залива не просматривается даже слабого тяготения к осевой глубоководной зоне. Северный и южный выходы залива, проливы Нарес и Девисов соответственно вообще практически асейсмичны, т. е. в районе Баффинова залива существует замкнутая, изолированная сейсмоактивная зона. По фокальным решениям для землетрясений Баффинова залива установлен взбросовый механизм, свидетельствующий о режиме горизонтального поперечного сжатия. Сублинейная зона эпицентров с режимом, близким к нормально-сбросовому, выделяется на восточном побережье Баффиновой Земли в области с типичной континентальной корой мощностью 35 км. Следует отметить, что в пределах Баффинова залива и его обрамления не установлено свойственной спрединговым районам пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии. По различным определениям [14, 15] она не ниже 8,0—8,2 и даже 8,5 км/с.

Анализ комплекса данных привел исследователей этого региона к бесспорному выводу о том, что повышенная сейсмичность здесь вызвана не современным спредингом, а суммарным воздействием нескольких факторов, приводящим к подвижкам по ослабленным зонам литосферы, в т. ч. и тем, которые образовались в результате затухшего ныне спрединга. К таким факторам относятся отмеченные выше для континентальных окраин НГБ и ЕСБ — частичная

разрядка напряжений, генерируемых в зоне современного рифтогенеза, гляционизостатические напряжения и нагрузка мощных осадочных толщ. На акватории Баффинова залива очевидно действие первого и третьего из указанных факторов при доминировании первого, с чем хорошо согласуется установленное здесь горизонтальное сжатие, ортогональное зоне спрединга в НГБ. Эпицентры афтершоков сильнейшего в Арктике землетрясения 1933 г. ($M = 7,3$) в близосевой зоне залива образуют линию северо-востоку-западного простирания, которая, по мнению А. Камара [14], трассирует ослабленную зону вдоль древнего трансформного разлома. Именно суммарное действие двух факторов могло привести к возникновению столь сильного землетрясения [13].

В возбуждении повышенной сейсмичности западной части залива и восточного побережья Баффиновой Земли ведущая роль, скорее всего, принадлежит второму и третьему факторам, действие которых наложено на резко выраженную топографию горных цепей и область стыка континентальной и океанической коры. По гравиметрическим данным регион не находится в состоянии изостатического равновесия. Расчеты показывают, что любой из двух указанных источников может создать напряжения, достаточные для того, чтобы «запустить» землетрясение [19].

Значительно более низкий уровень сейсмической активности на Гренландском побережье Баффинова залива обусловлен, скорее всего, сохранением здесь ледникового покрова и отсутствием изостатического подъема литосферы.

Канадская Арктическая окраина. Достаточно рассеянное распределение эпицентров землетрясений с отдельными локальными сгущениями, отсутствие протяженных сейсмоактивных зон, соединяющихся с каким-либо глобальным сейсмическим поясом, неупорядоченность поля напряжений по решениям фокальных механизмов позволяют сделать вывод о том, что, скорее всего, и в этом регионе Арктики повышенная сейсмичность обусловлена реактивизацией ослабленных зон под действием тех же источников избыточных напряжений, что установлены и для других арктических областей за пределами Срединно-Арктического пояса. Океаническая кора Канадского бассейна прогнута под необычно мощной (4—6 до 9 км) осадочной толщей [19], и это может вызвать напряжения в прилегающей континентальной окраине, которая механически связана с океанической корой. Гипоцентры имеют глубины, не превышающие первые километры, и расположены, по-видимому, исключительно в пределах осадочного чех-

ла. Чередование участков повышенной и пониженной сейсмичности, вероятнее всего, зависит от локальных колебаний мощности чехла и наличия или отсутствия ослабленных зон. Напряженное состояние Канадской окраины, обусловленное влиянием мощных осадочных толщ, приводит к тому, что здесь требуются меньшие добавочные усилия, чем в других пассивных окраинах, для нарушения сплошности литосферы и возникновения землетрясений. В более внутренних регионах существеннее воздействие ледниковой разгрузки. Влияние дифференцированных вертикальных движений на уровень сейсмичности подтверждается хорошей корреляцией зон сгущений эпицентров с участками повышенных градиентов изостатических аномалий. Кроме того, напряженная литосфера Канадской окраины, как и других периферийных арктических областей, находится под постоянным воздействием горизонтального напряжения сжатия, передающегося из активной зоны Срединно-Арктического хребта.

Таким образом, обобщение и анализ всех имевшихся ранее и новейших материалов по распределению эпицентров землетрясений и их фокальным механизмам позволяют признать следующее:

главный фактор, определяющий современную геодинамическую обстановку Арктики, — наличие здесь дивергентной границы Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, трассируемой Срединно-Арктическим поясом землетрясений;

в пределах океанической части на участках подводных хребтов действуют близкое к горизонтальному напряжение растяжения, субортогональное оси хребта, и субвертикальное напряжение сжатия, определяющие режим нормальных сбросов. В разломных зонах, смещающих оси фрагментов хребтов по латерали, существует сдвиговый режим с ориентировкой напряжений и подвижек, соответствующей модели трансформного разлома;

в пределах шельфа моря Лаптевых установлен разрыв единой границы плит, разобщенные части которой расположены на востоке и западе шельфа. При условии сохранения процессов растяжения можно ожидать формирования в пределах Лаптевоморского шельфа либо микроплиты, либо зоны трансформного разлома типа Шпицбергенской;

на континентальном продолжении сейсмического пояса в Северной Якутии существует устойчивый режим горизонтального сжатия, что свидетельствует о переходе границы через полюс раскрытия;

повышенная сейсмичность областей за пределами Срединно-Арктического пояса

землетрясений является наложенной, «пассивной», и определяется суммарным воздействием трех основных факторов: частичной разрядкой в пределах внутриплитных ослабленных зон напряжений, генерируемых в области рифтогенеза; нагрузкой на литосферу аномально мощной в ряде районов осадочной толщи; изостатическими движениями, обусловленными разгрузкой от древнего оледенения. Такова же природа повышенной сейсмичности Баффинова залива, который по магнитометрическим данным относится к району палеоспрединга.

В заключении считаем своим долгом высказать мнение о том, что существующая ныне сеть телеметрических отечественных и зарубежных станций, в какой-то степени достаточная для проведения общего мониторинга за сейсмическим режимом Арктического региона в целом и накопления статистических данных по уже известным его особенностям, совершенно не удовлетворительна для осуществления необходимого сегодня перехода исследований на качественно новый уровень, а именно для детального изучения наиболее интересных и важных узловых фрагментов сейсмоактивных зон. Актуально создание программы относительно кратковременных, но широкомасштабных специализированных экспедиционных наблюдений в отдельных областях с использованием портативных наземных и донных станций. Очевидна также необходимость концентрации усилий всех заинтересованных в исследовании Арктики организаций и государств.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г. П., Голубков В. С. Тектоно-сейсмическое районирование Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана и сопредельных акваторий // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л., 1971. С. 68—72.
2. Аветисов Г. П. Сейсмическое районирование территории архипелага Земля Франца-Иосифа // Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971. Вып. 6. С. 128—134.
3. Аветисов Г. П. Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна // Тектоника Арктики. Л., 1975. Вып. 1. С. 31—36.
4. Аветисов Г. П. Гипоцентры и фокальные механизмы землетрясений дельты Лены и ее обрамления // Вулканология и сейсмология, 1991. № 6. С. 59—69.
5. Ассиновская Б. А. Сейсмическое районирование Баренцовоморского шельфа. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. — М., 1990.
6. Грамберг И. С., Деменицкая Р. М., Секретов С. Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля — Момского рифта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 3. С. 689—694.
7. Массовое определение механизмов землетрясений на ЭВМ/Ж. Я. Алтекман, Т. С. Желанкина, В. И. Кейлис-Борок и др. // Теория и анализ сейсмологических наблюдений. Вычислительная сейсмология. М., 1979. Вып. 12. С. 45—58.

8. *Basham P. W., Forsyth D. A., Wetmiller R. J.* The Seismicity of Northern Canada// *Can. J. Earth Sci.*, 1977. Vol. 14. P. 1646—1667.
9. *Bungum H., Mitchell B. J., Kristoffersen Y.* Concentrated earthquake zones in Svalbard// *Tectonophysics*. 1982. 82. P. 175—188.
10. *Chan W. W., Mitchell B. J.* Intraplate earthquakes in Northern Svalbard// *Tectonophysics*. 1985. 114. P. 181—191.
11. *Husebye E., Gjoystdal H., Bungum H., Eldholm O.* The seismicity of the Norwegian and Greenland seas and adjacent continental shelf areas// *Tectonophysics*. 1975. 26. P. 55—70.
12. *Keen C. E., Barrett D. L., Manchester K. S.* Geophysical studies in Baffin Bay and some tectonic implications// *Can. J. Earth Sci.*, 1972. 9. P. 239—256.
13. *Kroeger G. C.* Synthesis and analysis of teleseismic body wave seismograms/Ph. D. thesis/-Palo Alto. Stanford University, 1987.
14. *Qamar A.* Seismicity of the Baffin Bay region// *Bull. Seism. Am. Soc.* 1974. 64. P. 87—98.
15. *Reid I., Falconer R. K. H.* A seismicity study in northern Baffin Bay// *Can. J. Earth Sci.* 1982. Vol. 19. P. 1518—1531.
16. *Skordas E., Meyer K., Olsson R., Kulhanek O.* Causality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities// *Tectonophysics*. 1991. 185. P. 295—307.
17. *Sykes L. R., Sbar M. L.* Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics// *Nature*. 1973. 245. P. 298—302.
18. *Talvani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea// *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. Vol. 88. P. 969—999.
19. *The Arctic ocean region. The geology of North America.* 1990.
20. *Wilson J. T.* A new class of faults and their bearing on continental drift// *Nature*. 1965. 207. P. 343—347.

Принята редколлегией 26 октября 1992 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 552.3 (551.56)

© В. А. Беус, 1993

Дорифейские гранитоиды Приколымского поднятия

В. А. Беус (ИГЕМ РАН)

Приколымское поднятие располагается на правобережье р. Колыма в ее среднем течении и составляет западную часть Юкагирского плоскогорья, ограниченную Колымской низменностью. Оно прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии 500 км и охватывает площадь в 50 000 км². В центральной части поднятия размещается Приколымская коллизионная зона, сформированная в рифейское время в результате столкновения Западно-и Восточно-Приколымского микроконтинентов [2, 3]. Она представлена разновозрастными блоками различной степени метаморфизованных осадочных и магматических пород, среди которых выделяются блоки древних дорифейских образований, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Дорифейские породы Приколымского поднятия, локализованные в пределах Шаманихинского и Верхнекаменского тектонических блоков, прорваны интрузивными телами доколлизии-онных гранитоидов. Последние ранее без достаточных оснований рассматривались в качестве продуктов рифейского или даже раннепалеозойского магматизма [6], что определяло ошибочную трактовку докембрийской истории Приколымского поднятия. Гранитоиды, динамометаморфизованные в связи со стрессовыми коллизионными явлениями, пре-

вращены в гнейсограниты*. Они формируют пластообразные конкордантные тела протяженностью до первых десятков километров, залегающие в толще переслаивающихся амфиболитов, гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность тел варьирует от первых десятков до первых сотен метров (рис. 1).

В эндоконтакте гнейсогранитов с амфиболитами гранитоиды обогащены актинолитизированной роговой обманкой, эпидотом, хлоритом. Иногда наблюдаются зерна граната. В экзоконтактах гнейсогранитов во вмещающих амфиболитах отмечаются новообразования кордиерита, клинопироксена, скаполита. Прослеживается сосюритизация плагиоклаза, по которому также развивается кордиерит; роговая обманка замещается клинопироксеном. В экзоконтактах с кристаллическими сланцами в последних образуются обильные порфиробласты калиевого полевого шпата (микроклина) и андалузита.

Макроскопически гранитоиды представляют собой розовато-серые, розовато-желтые, бледно-розовые, средне-, крупнозернистые породы с характерной гнейсовидной текстурой. Минеральный состав гранитоидов (%): кварц 30—50, калиевый полевой шпат

* Гнейсограниты Приколымского поднятия характеризуются общим термином «гранитоиды».

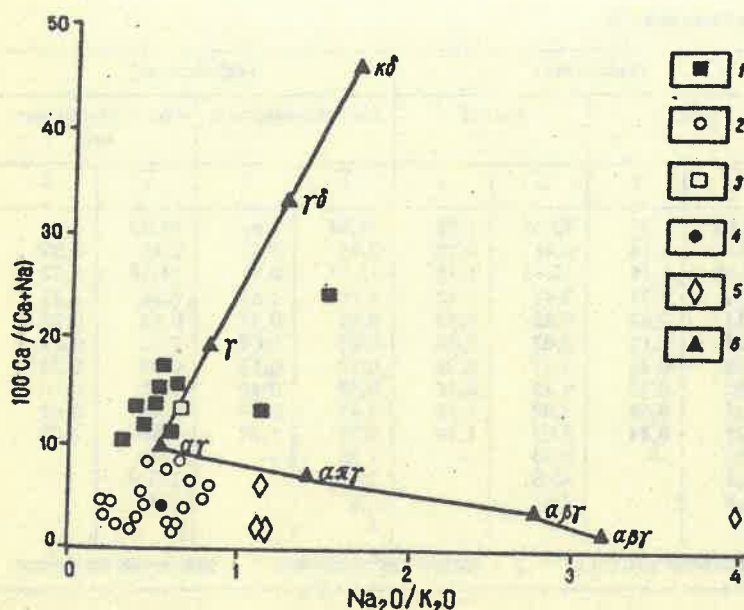


Рис. 3. Дорифейские гранитоиды на диаграмме $100\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}) - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$:

1, 2 — составы гранитоидов трендов А и Б; 3, 4 — соответственно их средний состав; 5 — альбитизированные гранитоиды; 6 — средний состав кварцевого диорита kd , гранодиорита $\gamma\delta$, гранита γ в литосфере и аляскита $\alpha\gamma$, апогранита $\alpha\beta\gamma$, альбититов $\alpha\beta\gamma$ для территории СССР

его границы с субщелочным. Фигуративные точки, составляющие тренд Б, размещаются в пределах субщелочного поля диаграммы, формируя своеобразное отвлечение от главного известково-щелочного тренда А. Последний начинается с гранодиорита, который по восстанию тренда сменяется серией существенно калиевых гранитоидов, близких к аляскиту. Из табл. 1 видно, что повышенная щелочность гранитоидов тренда Б определяется не увеличением содержания калиевого полевого шпата в породе, как может показаться при визуальном изучении образцов, а существенным уменьшением количества кальция. Это подтверждается раз-

личием значений нормативного номера плагиоклаза $100\text{Ca}/(\text{Na} + \text{Ca})$, свойственным двум трендам (табл. 2).

Различие в распределении нормативного номера плагиоклаза в выборках, представляющих гранитоиды трендов А и Б, столь незначительно, что этот петрохимический показатель может служить дискриминационным критерием для определения принадлежности дорифейских гранитоидов Приколымского поднятия к тренду А или Б. При отсутствии других кальцийсодержащих порообразующих минералов рассматриваемый показатель достаточно объективно характеризует номер плагиоклаза изучаемых гранитоидов.

Распределение гранитоидов трендов А и Б в зависимости от характера щелочности породы иллюстрирует диаграмма нормативный номер плагиоклаза $100\text{Ca}/(\text{Na} + \text{Ca})$ — отношение щелочных компонентов $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (рис. 3). Фигуративные точки гранитоидов тренда Б образуют поле, вытянутое вдоль оси ординат. В результате положение фигуративных точек в выборке гранитоидов тренда Б на диаграмме определяется в основном отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, т. е. калиевого полевого шпата и альбита в породе, при незначительном колебании нормативного номера плагиоклаза (альбита). С увеличением натрий-калиевого отношения гранитоиды тренда Б переходят в поле альбитизированных гранитоидов. Подобное расположение фигуративных точек гранитоидов тренда Б может служить косвенным свидетельством участия процессов микроклинизации — альбитизации в формировании гранитоидов этой группы.

Свойства рассматриваемых выборок повторяются на треугольной диаграмме $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, показывающей взаимоотношения между щелочными компонентами

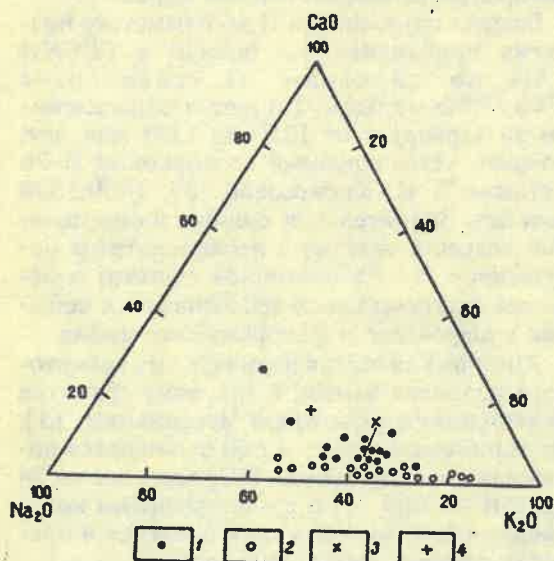


Рис. 4. Дорифейские гранитоиды на диаграмме $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$:

1, 2 — составы гранитоидов трендов А и Б; 3 — средний состав аляскита для территории СССР; 4 — средний состав гранита литосферы

1. Химический состав дорифейских гранитоидов, %

Оксиды	Гнейсо-гранодиорит	Гнейсогранит				Гнейсогранит			
		Тренд А		Тренд Б		альбитизированный		микроклинизированный	
		$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO ₂	65,22	73,16	1,37	73,06	1,88	71,98	1,61	69,23	4,83
TiO ₂	0,50	0,41	0,16	0,41	0,17	0,48	0,11	0,45	0,09
Al ₂ O ₃	16,71	12,60	1,17	12,45	1,15	13,51	0,81	14,18	1,32
Fe ₂ O ₃	1,63	2,54	1,78	3,45	1,48	3,19	1,57	3,56	1,87
FeO	2,67	1,33	0,66	0,85	0,53	0,84	0,71	0,63	0,22
MnO	0,65	0,07	0,10	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
MgO	1,03	0,83	0,32	0,53	0,26	0,92	0,12	0,59	0,34
CaO	2,59	0,80	0,35	0,25	0,16	0,43	0,40	0,05	0,10
Na ₂ O	4,53	2,85	0,68	3,02	1,13	4,47	0,79	0,44	0,68
K ₂ O	2,97	5,25	0,84	5,02	1,19	2,79	1,07	9,68	2,23
Прочие (H ₂ O, CO ₂)	0,88	0,16	—	0,93	—	1,26	—	1,06	—
(Na + K)/Ca	4,6	14,3	—	45,8	—	26,6	—	247,0	—
100Ca/(Na + Ca)	25,0	13,6	—	3,6	—	5,0	—	5,9	—
n	1	14	—	24	—	5	—	5	—

Примечание. n — число анализов (выполнены в ИГЕМ РАН). $\bar{x}$ — среднее арифметическое; S — стандартное отклонение.

ру породы. В истоках р. Малая Столбовая из небольшого массива (2,5 × 1 км) гранитоидов изучена серия шлифов, характеризующих переход от разгнейсованного лейкократового мелкозернистого гранита в центре к blastsмилониту на периферии. Переход сопровождается постепенным усилением динамометаморфических преобразований в породе. В результате для краевой части blastsмилонитов характерны лишь редкие порфирокласты калиевого полевого шпата и кварца, рассеянные в основной ткани фельзитового и афанитового облика.

Особенностью гранитоидов, как и других пород метаморфической серии, слагающих дорифейские блоки, является калиевый метасоматоз (калишпатизация), выраженный в широком распространении порфиробластов микроклин-пертита размером 1—2 см, главным образом на участках, близких к коллизийному шву. В гнейсогранитах дорифей-

ских блоков коллизийной зоны наблюдаются, по крайней мере, две разобщенные во времени генерации порфиробластов микроклин-пертита, различающиеся по степени воздействия на них динамометаморфизма. Генерация, подвергшаяся динамометаморфизму, связана с доколлизийным этапом формирования гранитоидов. Эта догнейсовая (домилонитовая) генерация микроклин-пертита в гранитоидах наиболее развита. Менее распространены порфиробласты микроклин-пертита, не затронутые или слабо затронутые динамометаморфизмом. Вкрапленники калишпата послеколлизийной генерации характерны и для других, не гранитных, метаморфизованных пород.

Возраст гранитоидов Приколымского поднятия приблизительно оценен в ГЕОХИ РАН по цирконам из гранитоидов ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb методом. По шести определениям он варьирует от 1750 до 1598 млн лет. Возраст, установленный по цирконам U-Pb методом Т. И. Кириной [8], 1900 ± 300 млн лет. Значительная ошибка в определении возраста связана с неоднократным нарушением U = Pb изотопной системы в периоды экстремальных геологических событий в рифейское и фанерозойское время.

Химический состав дорифейских гранитоидов поднятия близок к таковому гранитов лейкогранит-аляскитовой ассоциации [5]. От типичных аляскистов они отличаются пониженным содержанием SiO₂ (среднее по 34 пробам — 72,9 %) и существенными колебаниями содержания калия и натрия в пределах одних и тех же массивов.

На диаграмме Л. С. Бородин (Na + K)/Ca—Ac (рис. 2) [4] фигуративные точки гранитоидов Приколымского поднятия образуют два тренда. Тренд А располагается в известково-щелочном поле, вдоль

2. Распределение нормативного номера плагиоклаза в гранитоидах

Тренды	Среднее арифметическое		Стандартное отклонение		Размах колебаний x с вероятностью 0,05 для граничных значений
	содержаний	логарифмических содержаний	содержаний	логарифмических содержаний	
А	13,6	—	3,62	—	7—21
n = 10					
Б	3,6	0,56	1,43	0,165	1,9—7
n = 21					

Примечание. Для тренда Б распределение x с большей вероятностью аппроксимируется логнормальным законом.

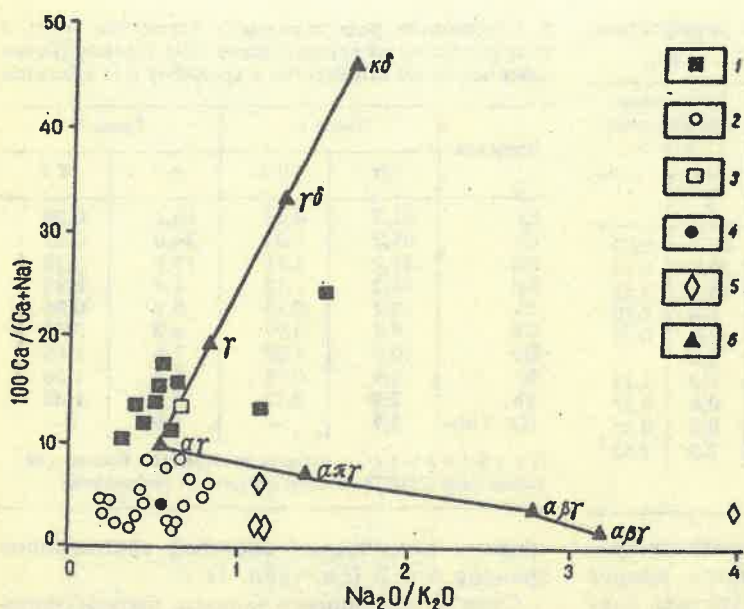


Рис. 3. Дорифейские гранитоиды на диаграмме $100\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}) - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$:

1, 2 — составы гранитоидов трендов А и Б; 3, 4 — соответственно их средний состав; 5 — альбитизированные гранитоиды; 6 — средний состав кварцевого диорита $k\delta$, гранодиорита $\gamma\delta$, гранита γ в литосфере и аляскита $\alpha\gamma$, апогранита $\alpha\gamma$, альбититов $\alpha\beta\gamma$ для территории СССР

его границы с субщелочным. Фигуративные точки, составляющие тренд Б, размещаются в пределах субщелочного поля диаграммы, формируя своеобразное ответвление от главного известково-щелочного тренда А. Последний начинается с гранодиорита, который по восстанию тренда сменяется серией существенно калиевых гранитоидов, близких к аляскиту. Из табл. 1 видно, что повышенная щелочность гранитоидов тренда Б определяется не увеличением содержания калиевого полевого шпата в породе, как может показаться при визуальном изучении образцов, а существенным уменьшением количества кальция. Это подтверждается раз-

личием значений нормативного номера плагиоклаза $100\text{Ca}/(\text{Na} + \text{Ca})$, свойственным двум трендам (табл. 2).

Различие в распределении нормативного номера плагиоклаза в выборках, представляющих гранитоиды трендов А и Б, столь незначительно, что этот петрохимический показатель может служить дискриминационным критерием для определения принадлежности дорифейских гранитоидов Приколымского поднятия к тренду А или Б. При отсутствии других кальцийсодержащих породообразующих минералов рассматриваемый показатель достаточно объективно характеризует номер плагиоклаза изучаемых гранитоидов.

Распределение гранитоидов трендов А и Б в зависимости от характера щелочности породы иллюстрирует диаграмма нормативный номер плагиоклаза $100\text{Ca}/(\text{Na} + \text{Ca}) - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (рис. 3). Фигуративные точки гранитоидов тренда Б образуют поле, вытянутое вдоль оси ординат. В результате положение фигуративных точек в выборке гранитоидов тренда Б на диаграмме определяется в основном отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, т. е. калиевого полевого шпата и альбита в породе, при незначительном колебании нормативного номера плагиоклаза (альбита). С увеличением натрий-калийского отношения гранитоиды тренда Б переходят в поле альбитизированных гранитоидов. Подобное расположение фигуративных точек гранитоидов тренда Б может служить косвенным свидетельством участия процессов микроклинизации — альбитизации в формировании гранитоидов этой группы.

Свойства рассматриваемых выборок повторяются на треугольной диаграмме $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, показывающей взаимоотношения между щелочными компонентами

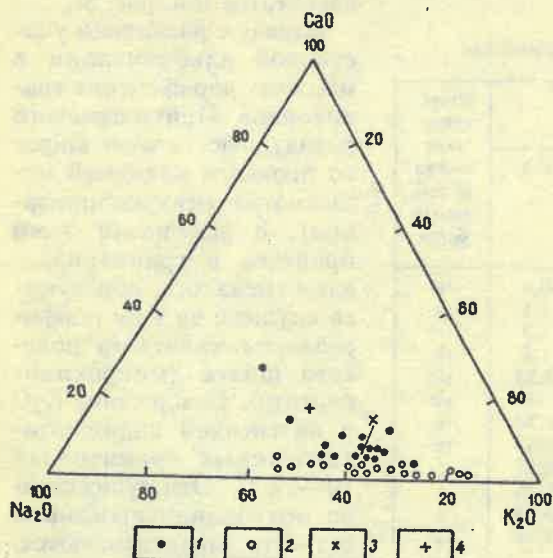


Рис. 4. Дорифейские гранитоиды на диаграмме $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$:

1, 2 — составы гранитоидов трендов А и Б; 3 — средний состав аляскита для территории СССР; 4 — средний состав гранита литосферы

3. Нормативный минеральный состав дорифейских гранитоидов*, %

Минералы	Тренд А n = 10		Тренд Б n = 21		Альбитизированный гранит n = 5	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Q	33,7	5,14	35,4	4,89	32,6	6,02
or	33,3	3,50	32,1	4,57	20,4	5,64
ab	22,5	4,65	23,2	7,00	36,6	3,21
an	2,9	0,99	0,84	0,83	2,6	2,10
C	1,2	1,48	1,80	1,12	2,2	0,45
di	0,7	1,06	0,10	0,46	0,0	—
hy	2,1	0,88	2,00	1,38	2,2	2,19
mt	1,6	1,05	1,56	1,16	0,6	0,55
il	1,0	0,47	0,70	0,45	0,8	0,45
hem	1,0	1,63	2,3	1,85	2,0	2,05

* Расчет произведен по системе CIPW.

в гранитоидах (рис. 4). Точки составов гранитоидов тренда А группируются вокруг среднего для территории СССР состава аляскита, образуя как бы верхний слой, перекрывающий совокупность фигуративных точек составов гранитоидов тренда Б. Последние обособляются в виде узкой полосы вдоль стороны треугольника $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, представляя серию бедных кальцием составов гранитоидов, различающихся по соотношению содержаний натрия и калия.

При переходе от гранитоидов тренда А к гранитоидам тренда Б уменьшается количество анортитового минала с 2,9 до 0,84 % (табл. 3). Сходство в распределении прочих породообразующих компонентов (кварц, ортоклаз, альбит) в характеризующих группах гранитоидов подтверждает их комагматичность. Аналогичный вывод можно сделать при сравнении

5. Содержание редкоземельных элементов (г/т) и коэффициенты их концентраций (Kk) в дорифейских гранитоидах по отношению к среднему для гранитов

Элементы	Тренд А		Тренд Б	
	г/т	Kk	г/т	Kk
La	37,3	0,68	16,2	0,29
Ce	95,2	1,03	34,0	0,37
Nb	41,0	1,11	17,8	0,48
Sm	11,2	1,12	4,9	0,49
Eu	0,2	0,13	0,1	0,06
Gd	9,7	0,97	4,2	0,42
Dy	10,0	1,38	7,8	1,08
Er	3,9	0,98	6,3	1,50
Yb	2,9	0,73	5,7	1,43
(La/Yb) _N	8,7	—	1,9	—

Примечание. Анализы выполнены в Бронницкой лаборатории ИМГРЭ методом нейтронной активизации.

средних химических составов гранитоидов трендов А и Б (см. табл. 1).

Судя по имеющимся данным, низкое содержание кальция в гранитоидах тренда Б связано с деанортитизацией плагиоклаза, которую можно рассматривать как начальную стадию процесса альбитизации. Местами в пределах тех же массивов этот процесс проявлен более интенсивно, что приводит к образованию гнезд и залежей существенно альбитовых (35—42 %, в среднем 36,6 % альбитового минала) гранитоидов (см. табл. 1, 3) со средним нормативным номером плагиоклаза 5. При этом фигуративные точки альбитизированных дорифейских гранитоидов Прикомльского поднятия на диаграмме $100\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ располагаются вблизи тренда, идущего от среднего состава аляскита для территории СССР [1] к полю составов альбититов (см. рис. 3).

Наряду с развитием участковой альбитизации в массивах дорифейских гранитоидов Прикомльского поднятия достаточно широко проявлен калиевый метасоматоз (микроклинизация). В результате этого процесса в гранитоидах, как отмечалось, образуются крупные до 1 см порфирыобласты калиевого полевого шпата (микроклинпертита). Содержание K_2O в интенсивно калишпатизированных гранитоидах 10—12 %. Эти существенно микроклинизированные гранитоиды характеризуются, как правило, минимальным количеством натрия и кальция и отличаются значительно повышенной щелочностью, связанной уже не только с выносом кальция,

4. Распределение элементов-примесей в дорифейских гранитоидах

Элементы	Тренд А n = 10			Тренд Б n = 12			Статистическая оценка различия выборок
	$\bar{x}$	ν	Kk	$\bar{x}$	ν	Kk	
Be	1,8	0,39	0,5	1,5	0,56	0,4	нс
Sn	4,4	0,36	1,5	3,3	0,48	1,1	нс
Mo	1,9	1,15	1,5	1,9	0,68	1,5	нс
Ga	20	0,26	1,0	19	0,33	1,0	нс
Zr	434	0,30	2,41	456	0,23	2,53	нс
Nb	26	0,37	1,24	24	0,32	1,43	нс
Y	46	0,29	1,15	51	0,35	1,28	нс
Rb	89	0,38	0,42	94	0,29	0,43	нс
Sr	87	0,27	0,79	60	0,29	0,55	с
Ba	2181	0,62	2,6	954	0,28	1,14	с
Rb/Sr	1,05	0,32	0,55	1,62	0,36	0,85	с
K/Rb	527	0,33	3,16	445	0,31	2,96	нс

Примечание. $\bar{x}$ — среднее арифметическое содержание (г/т) и среднее арифметическое отношение элементов; ν — коэффициент вариации $S/\bar{x}$; Kk — коэффициент концентрации по отношению к среднему для гранитов: нс — не существен; с — существен. Пробы проанализированы в Бронницкой лаборатории ИМГРЭ количественным спектральным методом (Be, Sn, Mo, Ga) и в ИГЕМ РАН рентгено-флуоресцентным методом (Zr, Nb, Y, Rb, Sr, Ba).

порода/хондрит

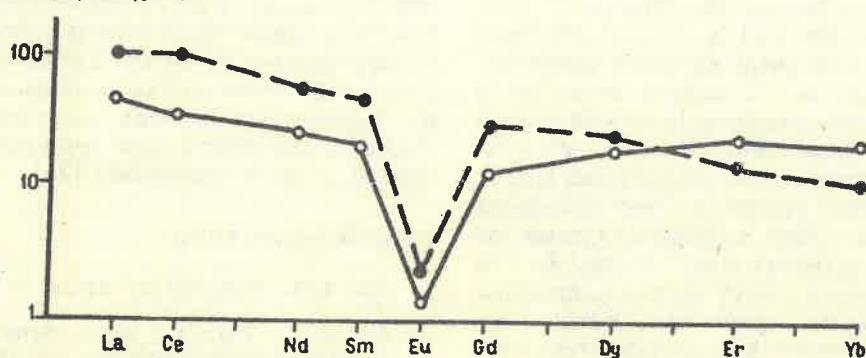


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов на графике порода/хондрит:

гранитоиды трендов А (закрашенные кружки), Б (незакрашенные)

но и с увеличением количества калия (калиевого полевого шпата) в породе (см. табл. 1). Итак, петрохимическое разнообразие дорифейских гранитоидов Приколымского поднятия определяется участковым развитием послемагматического метасоматоза (автометасоматоза) — микроклинизации и альбитизации.

К сожалению, тектоническая измененность дорифейских гранитоидов Приколымского поднятия часто не позволяет однозначно установить под микроскопом возрастные взаимоотношения микроклина и альбита в калишпатизированных и альбитизированных разновидностях гранитоидов. Наряду с явлениями замещения микроклин-пертита альбитом в порфириобластах микроклин-пертита отмечаются реликты кислого плагиоклаза. Судя по распространенности подобных реликтов, микро-

клиновый порфириобластез, по-видимому, — более ранний процесс, захватывающий большие объемы гранитоидов. Он должен был привести к прогрессирующему накоплению натрия в растворах, формирующихся на передовом фронте калиевого замещения (микроклинизация). Подобные явления, с позиций Д. С. Коржинского (1953), объясняются прогрессирующим накоплением на передовом фронте волны замещающих растворов компонента (в данном случае натрия), перемещенного в процессе метасоматоза. В результате более ранняя микроклинизация на передовом фронте замещения на отдельных структурно благоприятных участках сменяется альбитизацией, приводящей к формированию гнезд и залежей альбитизированных гранитоидов.

Генетическая общность гранитоидов трендов А и Б наглядно проявлена также в однородности распределения в этих породах элементов-примесей (табл. 4). Лишь средние содержания стронция и бария статистически существенно различаются в породах разных трендов. Для стронция это, по всей вероятности, обусловлено его изоморфной связью с кальцием, пониженное содержание которого в гранитоидах тренда Б, как отмечалось, наиболее характерная геохимическая особенность этих гранитов. Что касается бария, концентратор и носитель которого в кислых породах — калиевый полевой шпат, то существенное снижение содержания бария может быть связано с более низким температурным режимом кристаллизации конечных порций выплавки, явившихся материнскими для гранитоидов тренда Б. Зависимость содержаний изоморфной примеси бария в калиевом полевоом шпате из магматических пород от температуры обсуждалась рядом исследователей [12].

Особенностью распределения элементов-примесей в дорифейских гранитоидах Приколымского поднятия является повышенное

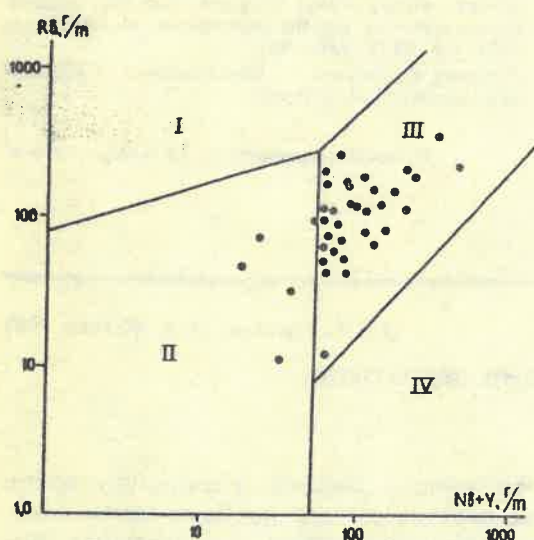


Рис. 6. Дорифейские гранитоиды на дискриминационной диаграмме Пирса $Pb - (Nb + Y)$:

гранитоиды: I — коллизионные, II — островодужные, III — внутриплитные, IV — океанических хребтов

содержание циркония (коэффициент концентрации около 2,5) и низкое рубидия, несмотря на калиевый характер гранитоидов (см. табл. 4). Последнее отражено в существенно повышенном значении калий-рубидиевого отношения, превышающем среднее для гранитоидов литосферы в три раза.

Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах тренда А сходно с таковым для нормальных гранитов (табл. 5, рис. 5). Оба тренда характеризуются резким дефицитом европия. При этом гранитоиды тренда Б отличаются заметным истощением легких редкоземельных элементов при относительном накоплении более кислых тяжелых членов рассматриваемого ряда. Подобная тенденция в ряде случаев характерна для конечных фракций кислых и ультракислых гранитных серий, которым свойственны проявления автотетасоматоза [7, 9]. Она четко просматривается в значении показателя $(La/Yb)_N$, который для гранитоидов тренда А равен 8,7, а для гранитоидов тренда Б 1,9.

Особенности описываемых гранитоидов, в т. ч. повышенное содержание SiO_2 , их лейкокатовый характер, развитие автотетасоматических явлений, а также дискриминационный показатель $Al/(Na + K + Ca/2)$, равный в рассматриваемом случае 1,14—1,17, свидетельствуют о принадлежности дорифейских гранитоидов Приколымского поднятия к типу S [10], т. е. к продуктам корового магматизма.

Геодинамическое положение дорифейских гранитоидов Приколымского поднятия по имеющимся данным определяется с трудом. Очевидна лишь их приуроченность к блокам нижнепротерозойского основания Восточно-Приколымского микроконтинента, выведенным на современную эрозионную поверхность в пределах Приколымской коллизионной зоны [2, 8]. Использование дискриминационной диаграммы Д. Пирса $Rb-Nb+Y$ (рис. 6) [11] показывает, что

практически все фигуративные точки исследованных гранитоидов располагаются в поле внутриплитных гранитов. Это позволяет судить о вероятной континентализации к концу раннего протерозоя, островной дуги, предположительно существовавшей здесь в начале раннего протерозоя [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус А. А. Геохимия литосферы. — М.: Наука, 1981.
2. Беус В. А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия азиатской части СССР. Л., 1992. С. 65—85.
3. Беус В. А., Миледин А. К. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса Приколымского поднятия // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 925—928.
4. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
5. Магматические горные породы / Отв. ред. В. И. Коваленко. — М.: Наука, 1987. Т. 4.
6. Шишкин В. А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. — М.: Наука, 1979.
7. Baker J. H. Rare earth and other trace element mobility accompanying albitization in a proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden // Min. Magaz. 1985. Vol. 49. P. 107—115.
8. Beus V. A., Kirnozova T. T. Pre-collision granitoids of the Prikolymian uplift / International symposium «Granites and geodynamics». Abstracts. M., 1991. P. 7—8.
9. Geochemistry, mineralization and age tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil / M. J. B. Macambira, J. T. Teixeira, W. E. K. Daoud, H. T. Costi / Revista Brasileira de Geociencias. 1987. Vol. 17. № 4. P. 562—570.
10. Pitcher W. S. Granite type and tectonic environment / Mountain building processes. London, Academic Press. 1983. P. 19—40.
11. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956—983.
12. Rankama K., Sahama T. Geochemistry. — Chicago and London, 1964. 5-th impr.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

УДК 553.063

© Г. Г. Родионов, И. А. Жукова, 1993

Процессы кристаллизации при образовании пегматитов

Г. Г. РОДИОНОВ, И. А. ЖУКОВА (ВИМС)

Вопрос о происхождении пегматитов окончательно не решен: теоретические представления об их природе часто противоречат друг другу [5, 10, 11, 12, 13]. Между тем, это решение имеет не только научное значение, но и практическое, так как связано с установлением поисковых признаков и оценочных критериев.

По нашему мнению, в настоящее время уже имеется достаточное количество полевых наблюдений, экспериментальных данных и научных обобщений, позволяющих однозначно решить хотя бы основной вопрос генезиса пегматитов — что это? — результат кристаллизации остаточных переохлажденных расплавов или же итог полно про-

шедшей перекристаллизации первично мелкозернистых пород — аплитов или гранитов.

Аргументы в этой дискуссии могут быть самые разнообразные — из области структурных соотношений одновременных минеральных ассоциаций пегматитов, строения их тел, термодинамических исследований и пр. В данной статье авторы хотели бы обсудить только один основополагающий вопрос — возможен ли вообще процесс одновременной перекристаллизации трехкомпонентной минеральной ассоциации — микроклина, плагиоклаза и кварца — слагающей пегматитовые тела, наиболее широко распространенной в природе и соответствующей по составу гранитам. Сторонники таких представлений опираются на давно сформулированные выводы Д. А. Коржинского и А. Н. Заварицкого [4, 5, 7]. Но так ли уж убедительны эти выводы с точки зрения современного уровня знаний?

Явления перекристаллизации агрегатов, т. е. роста одних индивидов данного минерального вида в растворах за счет вещества других индивидов того же вида, в теоретическом плане рассмотрены Д. П. Григорьевым (1961). Напомним, что причиной такого процесса служит стремление к уменьшению поверхностной энергии вещества путем увеличения размера кристаллов (принцип Кюри). Различие в поверхностной энергии вызывает неодинаковую степень растворимости больших и малых кристаллов. Поэтому в присутствии растворителя крупные кристаллы будут расти в насыщенном по отношению к ним растворе, а для соседних мелких кристаллов раствор окажется ненасыщенным и они будут растворяться.

По аналогии с этим без должных оснований предполагается, что перекристаллизация возможна и для полиминеральных агрегатов в растворах, равновесных со средним составом участвующих в перекристаллизации минералов. По-разному объясняя причины возникновения таких растворов в системе, А. Н. Заварицкий и Д. С. Коржинский приходят к выводу, что они могут вызвать одновременную перекристаллизацию полевых шпатов и кварца [4, 7]. Однако, по нашему мнению, такие растворы не являются насыщенными по отношению к каждому из этих минералов, т. е. не удовлетворяют главному условию процесса перекристаллизации, и последняя просто не может осуществляться. Более того, кварц в щелочном растворе, необходимом для перекристаллизации, например, плагиоклаза, неустойчив и будет растворяться. Вспомним альбитизацию, при которой кварц из пегматита выносится. Очень показательно, что по соседству с зоной альбитизации в графиче-

ском микроклиновом пегматите образуются пустоты, полностью отвечающие по форме очертанию исчезнувших ихтиоглиптов кварца.

Растворы, возникающие при кристаллизации магматических систем и предшествующие им, в настоящее время довольно хорошо изучены [1, 3, 8]. Они по своему составу не соответствуют тем, о которых говорит А. Н. Заварицкий (т. е. отвечающих составу гранитов).

Известно, что в начале тектоно-магматического цикла на стадии регионального метаморфизма появляются растворы, богатые водой и углекислотой [2, 9]. Они участвуют в раскристаллизации осадочных пород на фоне повышения температуры и оказывают на них изохимическое воздействие. Многие исследователи горных пород расходятся во мнениях относительно процессов образования мигматитов и гранитов-анатектитов, однако существует представление о том, что оно связано с движением растворов-флюидов (трансмагматических или другого происхождения), богатых водой и (в разное время и в разных условиях) калием, натрием, фтором и другими легколетучими компонентами. Они определяют метасоматические процессы: фельдшпатизацию, грейzenизацию, окварцевание, а также существенно влияют на ход магматических процессов [6, 7, 9].

В толщах плагиоклазовых метаморфических пород, в которых располагаются слюдоносные пегматиты, первоначально возникают растворы, богатые NaOH; они обуславливают натриевый метасоматоз с образованием крупных порфиروбласт плагиоклаза во вмещающих породах, аплитах и мелкозернистых пегматитах. Эти растворы являются аллбметасоматическими [11].

В Мамском слюдоносном районе на позднемагматическом этапе развиваются плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, в формировании которых заметную роль играют процессы: калиевого метасоматоза по раннему плагиоклазу, гидролиза полевых шпатов с образованием кварц-мусковитовой ассоциации, а также кварцевого метасоматоза, являющиеся уже, по-видимому, автометасоматическими (Г. Г. Родионов, 1972, В. В. Гордиенко и др., 1976). Во вмещающих метаморфических породах они выражаются в мусковитизации, окварцевании, реже микроклинизации гнейсов, наиболее заметных только близ контактов пегматитовых тел. Повышенное количество летучих компонентов в автометасоматических растворах обуславливает появление в гнейсах также турмалина, апатита и других минералов.

Процессы, связанные с постмагматическими растворами, в слюдоносных районах

резко «приглушены» и не имеют никакого отношения к перекристаллизации. Изредка они проявляются в слабой альбитизации пегматитов и в образовании светлоокрашенного мусковита в ассоциации с апатитом и бериллом (грейзенизация). В редкометалльных пегматитах альбитизация и грейзенизация развиты весьма широко; с ними связано наличие в рудных телах многих редких металлов. В слодоносных же пегматитах постмагматический этап практически выпадает.

Геологи, стоящие на позициях метаморфического генезиса пегматитов [13], полагают, что в метасоматическом преобразовании пегматитов принимают участие все те же щелочные растворы — натриевые или калиевые, а также нейтральные, вызывающие формирование кварц-мусковитовой ассоциации, затем кремниевый метасоматоз и альбитизацию. Перекристаллизацию пегматитов они вызвать не могут.

Таким образом, достаточно хорошо известен комплекс растворов, связанных с региональным метаморфизмом и гранитообразованием, известен и характер их воздействия на вмещающие породы и граниты. Как видим, в их перечне нет места для растворов, способных вызвать в последних перекристаллизацию. Существование таких растворов нельзя было бы не заметить. Оказывая мощное воздействие на преобразование пегматитов, они должны были бы существенно изменить и вмещающие породы, с которыми они неравновесны. Однако последние сохраняют вид, возникший при региональном метаморфизме.

Не только вопрос о наличии растворов, способных произвести превращение гранитов в пегматиты, вызывает сомнение. Оно возникает также при анализе общеизвестного зонального строения пегматитовых тел. Зададимся вопросом — как произошло образование их кварцевого ядра с точки зрения рассматриваемой теории? Очевидно, не сразу. Оно должно возникнуть на месте гранита путем смены продуктов нескольких этапов перекристаллизации: образования мелкозернистых пегматитов, затем пегматитов графической и блоковой структур.

Весь ход предполагаемых преобразований гранитов в пегматиты, по В. Д. Никитину (1952), выглядит так: в тело гранитов по его осевой линии проникли растворы и произвели перекристаллизацию, охватившую весь его объем. И только у контактов остались узкие зоны неизмененных гранитов. Появившиеся в результате этого изменения мелкозернистые пегматиты на втором этапе в свою очередь преобразовались в графические пегматиты. Затем на следующих этапах образовались пегматиты пегматоидной структуры и, наконец, кварцевое ядро. При

этом на каждом новом этапе зона преобразований сужалась, и в результате продукты предыдущих этапов сохранились в виде сменя соответствующих зон пегматитов. Центральная зона кварца венчала ход преобразований. Перекристаллизация, таким образом, оказалась избирательной.

Кроме того, процесс перекристаллизации в каждой зоне был весьма своеобразен: в первой из них — мелкозернистых пегматитов — он произвел только увеличение размеров зерен разноориентированных минералов гранита, во второй вызвал появление закономерно ориентированных и сросшихся кристаллов микроклина и кварца (по законам, установленным А. Е. Ферсманом); в зоне полевых шпатов микроклин освободился от кварцевых вростков, очевидно, путем экстракции кварца без перестройки кристаллов самого микроклина.

Таким образом, рассматриваемый процесс на примере конкретного строения пегматитовых тел должен подразумевать явления, далекие от простой перекристаллизации.

К сожалению, учение о перекристаллизации применительно к процессу образования пегматитов в современном виде носит характер конечной истины [12]. Сама возможность перекристаллизации трехкомпонентной минеральной ассоциации гранитов бездоказательна и принимается на веру как догма. Термин «перекристаллизация» у последователей этого учения стал всеобъемлющим, определяющим и способ роста зерен порообразующих минералов, и образование таких удивительных кристаллических построек, как индивиды полевого шпата с ихтиоглиптами кварца; и сегрегацию минералов, при которой полевой шпат и кварц образуют отдельные мощные мономинеральные зоны пегматитовых тел. На наш взгляд, все это многообразие нельзя объяснить только благодаря различию в поверхностном натяжении крупных и мелких кристаллов по принципу Кюри.

Сторонники гипотезы перекристаллизации либо обходят все эти вопросы, либо приводимые ими доказательства не являются бесспорными [12].

Авторы не пытаются умалить значения ряда интересных работ геологов — сторонников рассматриваемой гипотезы, которые много дали для понимания геологических условий формирования пегматитов. К ним относятся публикации Ю. М. Соколова (1983—1992), В. В. Гордиенко (1983—1992) и многих других, но и они не приводят новых доказательств образования пегматитов в результате перекристаллизации гранитов.

Таким образом, рассматриваемая гипотеза развития пегматитов в том виде, в каком она представлена в литературе, полна внут-

ренных противоречий и непоследовательна. Она подлежит существенной теоретической переработке и экспериментальному обоснованию, или же от нее следует отказаться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернз К. У. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. М., 1983. С. 425—467.
2. Винклер Г. Ф. Генезис метаморфических пород. — М.: Недра, 1979.
3. Гранитные пегматиты / Под ред. В. Н. Собаченко, Б. М. Шмакина. — Новосибирск, Наука, 1990 Т. 1.
4. Заварицкий А. Н. О пегматитах, как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами // Зап. Всес. минер. о-ва. 1947. Сер. 2, ч. 76, вып. 1. С. 37—50.
5. Заварицкий А. Н. О происхождении пегматитов // Избранные труды. М., 1958, т. 2. С. 87—95.
6. Коваленко В. И., Коваленко Н. И. О роли флюидов при формировании редкометалльных гранитоидов // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 121—137.
7. Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе // Изв. АН СССР. сер. геол., 1950, № 3. С. 21—49.
8. Косухин О. Н., Бакуменко И. Т., Чупин В. П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. — Новосибирск: Наука, 1984.
9. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. — М.: Мир, 1971.
10. Попов В. А. О состоянии проблемы генезиса и некоторых задачах онтогенетических исследований пегматитов // Исследования рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981. С. 83—94.
11. Родионов Г. Г. О генезисе пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л., 1983. С. 59—68.
12. Руденко С. А., Иванов М. А., Романов В. А. Пегматитовый процесс в свете новых геолого-минералогических данных // Геология и генезис пегматитов. Л., 1983. С. 113—130.
13. Соколов Ю. М., Салье М. Е. Теория метаморфогенно-метасоматического происхождения пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л., 1983. С. 3—30.

Принята редколлегией 14 декабря 1992 г.

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 556.3

© Коллектив авторов, 1993

Гидрогеохимия Кондерского ультраосновного массива

С. А. КОЗЛОВ, В. В. КУЛАКОВ (Дальгеолком),
В. А. КИРЮХИН, В. Ю. АБРАМОВ (ЛГИ)

Гидрогеология и гидрогеохимия ультраосновных массивов Алданского типа практически не изучена, сведения о химическом составе подземных вод этого региона ограничены [7]. В статье дана оценка мерзлотно-гидрогеологических и гидрогеохимических условий формирования химического состава подземных вод, приводятся сведения об уникальном микрокомпонентном составе поверхностных и подземных вод гольца Кондер — одного из ультраосновных массивов Алданского типа, а также о формировании гидрохимических потоков рассеяния.

Геологическое строение гольца Кондер рассмотрено в [1, 6]. Кондерский ультраосновной массив (КУМ) находится на севере Хабаровского края, имеет правильную округлую форму, концентрически зональное строение. Данный массив занимает пониженную часть гольца Кондер. Размеры его колеблются в поперечнике от 6,1 до 7 км. Центральная часть массива сложена дунитами, а также перидотитами и пироксенидами. В периферийной части массива и в пределах дунитового ядра встречаются щелочные пегматиты, диориты, диорит-сиениты, нефелиновые сиениты.

Формирование КУМ сопровождалось сложной концентрической дислокацией платформенного чехла, представленного среднерифейскими алевролитами и песчаниками кондерской и имнинской свит. В результате этой дислокации вокруг Кондерского массива образовалась кольцевая антиклинальная структура [1, 6]. Внешнее ее крыло (с падением от массива под углами 30—60°) сложено неравномерно ороговикованными алевролитами и песчаниками, а внутреннее, по-видимому, взброшенное крыло (с падением под массив под углами 45—80°) представлено мелкозернистыми гнейсами, плагиомигматитами, кварцитами и мраморами, содержит тела гранитов и плагиогранитов [6].

Район КУМ относится к среднегорным мерзлотным ландшафтам. Мерзлотно-гидрогеологические условия КУМ обусловлены его расположением в области прерывистой и массивно-островной многолетней мерзлоты. Многолетнемерзлые породы занимают 30 % площади распространения аллювиальных отложений мощностью до 4 м в пределах КУМ и до 25 м за его пределами. Склоны и водоразделы гольца находятся в зоне сплошного развития многолетней мерзлоты,

1. Основные характеристики водоносных комплексов района Кондерского ультраосновного массива

Водоносный комплекс	Состав водовмещающих пород	Вскрытая мощность, м	Фильтрационные характеристики пород		Оцененные естественные ресурсы, тыс. м ³ /сут	Химический состав воды
			Удельный дебит скважин, л/с·м	Коэффициент фильтрации, м/сут		
Четвертичных аллювиальных отложений	Галечники с валунами, гравием, супесью, суглинками	1—25	0,4—6,0	1,5—40	6,95 (р. Уоргалан, выше устья р. Кондер)	В пределах массива: $\frac{\text{HCO}_3\text{100}}{\text{Mg85Ca8Na7}}$ pH6,8 За пределами массива: $\frac{\text{HCO}_3\text{79SO}_4\text{20Cl1}}{\text{Mg53Ca40Na7}}$ pH6,7
Криогенно-таликовый рифейских осадочных пород	Алевриты, песчаники, гравелиты	110	1,6—16,7	0,2	6,4 (верховья р. Правый Уоргалан)	$\frac{\text{HCO}_3\text{78SO}_4\text{22}}{\text{Ca52Mg27Na21}}$ pH6,9
Криогенно-таликовый архейских и мезозойских интрузивных и метаморфических пород	Дуниты, метадуиниты, пироксениты, габбро, диориты, косьвиты, гнейсы, сланцы, мрамора	810	0,023—0,12	0,088—0,1	7,7 (по наледному стоку в пределах КУМ)	$\frac{\text{HCO}_3\text{100}}{\text{Mg77Na12Ca11}}$ pH7,5

мощность которой, по-видимому, превышает 150 м. Основные водотоки района рек Кондер и Уоргалан, которые в зимние месяцы замерзают, что приводит к формированию крупных наледей по долинам этих рек. В холодный период года примерно в течение 150—160 дней поверхностный сток отсутствует.

В районе КУМ выделяются основные водоносные комплексы: частично промороженные четвертичные аллювиальные отложения и рифейские осадочные породы, также интрузивные образования архея и мезозоя, метаморфические породы архея.

В структурно-гидрогеологическом отношении рассматриваемая территория расположенная на окраине Восточно-Сибирской артезианской области, в которой рифейский комплекс образует чехол, а комплекс метаморфических и интрузивных пород составляет фундамент. В гидрогеологическом массиве КУМ породы фундамента, содержащие трещинные и трещинно-жильные воды, выходят на поверхность. В долинах они перекрыты комплексом частично промороженных четвертичных отложений.

Основные характеристики водоносных комплексов приведены в табл. 1, а межлетний подземный сток оценен по данным режимных наблюдений на гидропостях по рекам Кондер, Уоргалан и на двух кондерских наледях.

Водоносный горизонт в водоносном частично промороженном комплексе четвертичных аллювиальных отложений приурочен к пойме и речным террасам. Он сложен

галечниками с валунами, гравием, супесью, суглинками. Мощность водоносного горизонта изменяется от 1 до 6 м в верховьях р. Кондер, увеличиваясь в долине р. Уоргалан до 25 м. Воды безнапорные гидравлически тесно связаны с поверхностными. На участках развития многолетнемерзлых пород подземные воды приобретают напор, их уровень устанавливается на глубине 0—4 м от поверхности. Подземные воды дочетвертичных пород — напорные, их разгрузка осуществляется в гидросеть через водовыводящие талики в аллювиальные отложения. Очаги концентрированной разгрузки подземных вод в зимний период фиксируются в пределах КУМ на участках развития двух крупных наледей. Объем первой наледи достигает 0,3 млн м³, а второй — 1,2 млн м³. Питаются подземные воды в летний период за счет атмосферных осадков и вод сезонного слоя через сквозные талики.

Геохимические особенности пород КУМ только начинают изучать. Результаты этих исследований часто противоречивы и носят узконаправленный характер, поскольку в основном содержат данные о золоте и элементах группы Pt и Fe [2, 4, 5]. Платиноиды КУМ представлены железоплатиновыми твердыми растворами [9] и отвечают изотермическому составу Pt₃Fe с примесями Ir, Ru и Cu. Не исключена возможность нахождения Pt в межзерновом пространстве дунитов. Отмечена высокая коррелируемость Au и Pt в дунитах КУМ [5], что указывает на единый источник их образования.

2. Основные статистические характеристики химического состава подземных и поверхностных вод Кондерского массива

Параметры	Родники массива						Поверхностные воды ручьев массива						Наледообразующие воды массива						Лед наледей									
	в пределах			за пределами			в пределах			за пределами			в пределах			за пределами												
	n	$\bar{c}$	S^2	K_v	n	$\bar{c}$	S^2	K_v	n	$\bar{c}$	S^2	K_v	n	$\bar{c}$	S^2	K_v	n	$\bar{c}$	S^2	K_v	n	$\bar{c}$	S^2	K_v				
pH	33	6,878	0,46	0,10	19	6,45	0,40	0,10	86	6,66	0,20	0,07	15	6,76	0,12	0,05	10	7,48	0,19	0,06	12	7,83	0,11	0,05	41	7,54	0,57	0,10
Сухой остаток, мг/дм ³	14	9,5	1095	0,37	19	58,2	3738	1,05	—	—	—	—	15	55,3	1820	0,77	10	105,6	185	0,13	12	110,8	5956	0,70	41	84,6	4664	0,81
НСО ₃ ⁻ , мг/дм ³	33	55,5	2349	0,87	19	51,0	2751	1,03	86	23,6	696	1,0	15	44,1	997	0,72	10	127,6	101	0,08	12	100,5	4949	0,70	41	86,9	5262	0,84
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	33	1,24	1,0	0,81	19	10,6	234	1,44	86	1,49	1,73	0,88	15	14,0	211	1,04	10	2,0	—	—	12	23,5	468	0,92	41	2,0	—	—
NO ₃ ⁻ , мг/дм ³	14	0,73	0,68	1,13	19	0,97	2,84	1,74	—	—	—	—	15	0,21	0,05	1,08	10	2,01	2,27	0,75	12	0,23	0,14	1,66	41	1,64	3,11	1,07
Ca ²⁺ , мг/дм ³	14	4,79	18,5	0,90	19	9,12	115	1,77	—	—	—	—	15	9,44	47,9	0,73	10	4,28	0,15	0,09	12	17,3	212	0,84	41	3,90	9,87	0,81
Mg ²⁺ , мг/дм ³	14	14,05	76,8	0,62	19	5,03	26,0	1,01	—	—	—	—	15	4,12	11,0	0,80	10	20,0	4,21	0,10	12	10,6	35,5	0,56	41	14,8	177	0,90
Na ⁺ , мг/дм ³	14	2,49	2,58	0,64	19	4,54	31,5	1,24	—	—	—	—	15	4,60	25,0	1,09	10	6,35	1,92	0,22	12	8,62	64,4	0,93	41	6,62	75,1	1,31
Жесткость, моль /м ³	32	0,93	0,56	0,80	19	0,87	0,87	1,08	76	0,46	0,18	0,91	15	0,81	0,37	0,75	10	1,86	0,03	0,09	12	1,74	1,01	0,58	41	1,40	1,50	0,87
SiO ₂ , мг/дм ³	32	12,3	63,2	0,65	—	—	—	—	79	8,68	26,0	0,59	—	—	—	—	5	16,3	1,31	0,07	—	—	—	—	26	9,86	52,0	0,73

Гидрогеохимические особенности КУМ были изучены по более чем 200 химическим анализам и 120 инструментальным нейтронно-активационным анализам воды [11]. Их результаты представлены в табл. 1, 2 и 3. Гидрогеохимическое опробование показало различие в минерализации надмерзлотных вод сезонного и сезонно-водоносного слоев водоносных комплексов и подмерзлотных вод. Минерализация подземных над- и подмерзлотных вод равна соответственно 30—50 и 70—100 мг/л. Разница в минерализации над- и подмерзлотных вод объясняется ухудшением с глубиной темпа водообмена и уменьшением величины окислительно-восстановительного потенциала. В подмерзлотных водах возрастает щелочность pH до 7,5—8,2, количество двухвалентного железа — до 6 мг/л, марганца — до 0,1 мг/л, в нижней части водоносного комплекса появляется сероводород.

Подмерзлотные воды в пределах развития ультраосновных пород существенно отличаются от подмерзлотных вод осадочных пород по более низкому содержанию сульфат-иона и более высокому магния; по величине pH, что связано с наличием в пределах КУМ щелочных разностей изверженных пород (см. табл. 1 и 2). Сульфат-ион в водах ультраосновных пород содержится в небольших количествах, чаще всего до 2 мг/л, что объясняется их низкой сульфидоносностью. Концентрация Mg в водах ультраосновного массива относительно высока — до 20 мг/л. Важно отметить, что она обычно выше, чем у Ca — до 5 мг/л, что отражает соотношение этих компонентов в интрузивных породах КУМ, в минеральном составе которых важное место занимает магнезиальный оливин. В осадочных породах рифейских отложений сульфидные минералы в виде включений встречаются довольно часто, а содержание Ca превышает содержание Mg. Это и отражено в катионном составе вод (см. табл. 2).

Подмерзлотные воды ультраосновных пород массива в верхней части зоны трещиноватости (до 85 м) преимущественно гидрокарбонатного магниевого состава минерализацией 0,06 г/л, pH = 8,2, а в нижней части (100–800 м) — гидрокарбонатного натриевого состава (Na до 56 мг/л) минерализацией до 0,28 г/л, pH = 9,3. Таким образом, установлена определенная гидрохимическая зональность Кондерского ультраосновного массива: верхняя зона подмерзлотных вод гидрокарбонатного магниевого состава, нижняя зона — гидрокарбонатного натриевого состава с повышенными концентрациями сульфид- и гидросульфид-ионов (до 12 мг/л). Формирование подобной гидрохимической зональности в пределах КУМ, вероятно, связано с наличием извер-

3. Результаты нейтронно-активационного анализа подземных и поверхностных вод в пределах Кондерского массива

Элемент	Концентрация, мкг/л		Встречаемость, %
	минимальная	максимальная	
Au	0,004	0,9	100
Pt	0,5	1,4	40
Ir	0,001	0,093	5
Os	0,2	0,5	5
La	0,3	0,5	100
Sm	0,05	0,083	100
Ce	1,6	4,0	5
Sc	0,06	0,2	100
Br	2,0	12,0	100
W	0,47	1,2	40
Re	0,013	0,23	42
Hf	0,16	0,65	24
Ta	0,14	0,55	4

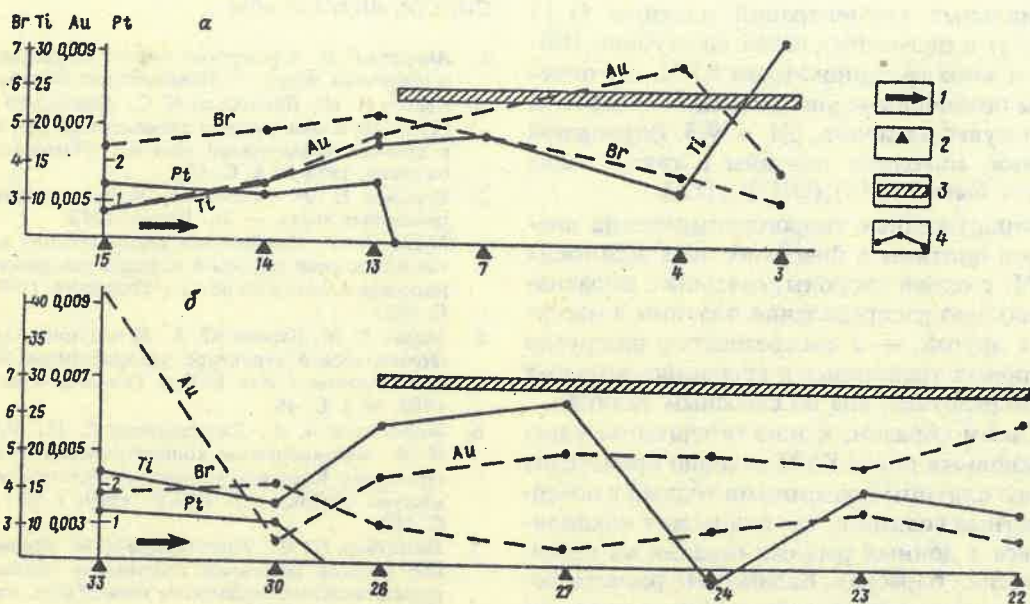
женных щелочных пород и метаморфизацией гидрокарбонатных магнесьных вод в гидрокарбонатные натриевые с увеличением глубины циркуляции.

Воды верхней части зоны трещиноватости разгружаются в пределах КУМ по сквозным таликам, приуроченным к долинам ручьев и р. Кондер, образуя в зимний период 2 наледи. Разгрузка вод нижней гидрогеохимической зоны в пределах КУМ не обнаружена. Предполагается, что эти воды дренируются по зоне повышенной трещиноватости вдоль тектонического нарушения среди интрузивных пород вниз по долине р. Кондер, смешиваясь за пределами КУМ с водами комплекса рифейских осадочных пород. Подтверждается это данными, полученными по скважине, расположенной по долине р. Кондер в 2 км от устья, в которой в интервале 20—140 м вскрыты напорные гидрокарбонатные воды смешанного катионного состава с pH = 9 и содержанием Na до 30 мг/л.

С целью изучения гидрогеохимии редких и рассеянных элементов в природных водах КУМ было проведено опробование большинства поверхностных водотоков и родников в пределах Кондерской кольцевой структуры с шагом опробования 300—500 м.

В пробах нейтронно-активационным анализом определены следующие элементы (табл. 3): Au, Pt, Ir, Os, La, Sm, Ce, Sc, W, Re, Hf, Ta. Такие элементы как La, Sm, Ce, Sc, W, Re, Hf, Ta — элементы-примеси в породообразующих и рудных минералах КУМ. Рассмотрены корреляционные зависимости между этими элементами и благородными металлами (Au, Pt, Ir, Os) в природных водах КУМ.

Низкая встречаемость (менее 50 %) Pt, Ir, Os, Ce, Hf, Ta, Re, W в природных водах Кондерского массива не позволяет оценить их фоновые концентрации, а также корреляционные связи между этими элементами.



Изменение содержаний Pt, Au, Br и Ti в поверхностных водах ручьев Трехглавый (а) и Аномальный (б): 1 — направление поверхностного стока ручья; 2 — точка отбора гидрохимической пробы и ее номер; 3 — промышленные концентрации платины в аллювиальных отложениях; 4 — содержание микрокомпонентов, мкг/л

Элементы группы La — Ce, Sm, La, являясь типичными элементами-гидролизатами [4], т. е. основные формы миграции этих элементов в природных водах КУМ с pH порядка 6—8, представленные гидрооксокомплексами, не образуют гидрогеохимических аномалий. Предполагается, что главный источник их поступления в природные воды — породообразующие пироксены и акцессорный апатит, встречающиеся в породах КУМ. Значимых корреляционных связей между элементами группы лантана и благородными металлами в природных водах массива не выявлено.

Предел чувствительности инструментального нейтронно-активационного анализа на Pt, Ir, Os не позволяет оценить фоновые содержания данных элементов в водах. Поэтому слабоконтрастные гидрогеохимические аномалии могли быть не зафиксированы. Большинство выявленных гидрогеохимических аномалий элементов группы Pt (Pt, Ir, Os) и Au приурочены к верховьям ручьев первого порядка и связаны с разгрузкой слабо кислых надмерзлотных вод сезонноталого слоя (pH 6,1—6,5) и околонеutralных и подмерзлотных вод (pH 6,6—7,1). Протяженность гидрогеохимических аномалий благородных металлов не превышает 500 м. В пределах развития двух Кондерских наледей также выявлена гидрогеохимическая аномалия, сформированная за счет разгрузки напорных подмерзлотных щелочных (pH до 8,2) вод в центральной части КУМ.

На рисунке представлены гидрогеохимические профили по двум ручьям в пределах КУМ. Гидрогеохимические аномалии пла-

тины расположены гипсометрически выше по потоку от известных россыпей того же металла, что позволяет сделать вывод о принадлежности этих аномалий к коренным, а не к россыпным источникам, характерным для КУМ, и предположить существование процессов выделения платины в донные осадки из вод сезонноталого слоя, а также процессов выноса платины подмерзлотными водами и осадения ее в местах их разгрузки в поверхностные водотоки.

Золото обнаружено во всех проанализированных пробах. Выделенные аномалии по этому элементу часто совпадают по площади с аномалиями платины, что указывает на единый коренной источник поступления их в подземные воды.

Относительно небольшая протяженность (до 500 м) гидрогеохимических аномалий Au и Pt определяет неустойчивость их химических соединений в поверхностных водах. Высокая коррелируемость Au и Pt в природных водах, выявленная в пределах КУМ, а также исследования, проведенные другими авторами [2], позволяют сделать вывод о сходстве поведения Au и Pt в гидрогеохимических процессах.

Термодинамические расчеты [12], а также экспериментальные данные по растворимости платины [4, 12] показали, что основная форма миграции платины в водах Кондерского массива — комплексные гидрооксо-ионы. Их концентрация, особенно в щелочной среде, может достигать первых микрограммов в литре, что подтверждает реальность полученных результатов полевого опробования. Интересен факт обнаружения

аномальных концентраций платины (1,15 мкг/л) в подземных водах на глубине 100-800 м зоны трещиноватости КУМ, где отмечены повышенные концентрации сульфид- и гидросульфид-ионов, $pH = 9,3$. Возможной формой миграции платины в таких водах может быть $Pt(HS)_x(OH)_{4-x}$ [12].

Обнаруженные гидрогеохимические аномалии платины в поверхностных водотоках КУМ, с одной стороны, связаны с неравномерностью распределения платины в массиве, с другой, — с дискретностью разгрузки напорных трещинных и трещинно-жильных подмерзлотных вод по сквозным таликам.

Таким образом, в зоне гипергенеза ультраосновных пород КУМ активно происходит вынос платины подземными водами в поверхностные водотоки, где она может накапливаться в донных рыхлых осадках на геохимических барьерах. Балансовые расчеты показали, что подмерзлотные воды в пределах КУМ (естественные ресурсы подземных вод 7,7 тыс. м³/сут) со средней концентрацией платины 0,7 мкг/л могут выносить минимум до 1—2 кг металла, который осаждается на геохимических барьерах при контакте с поверхностными водами.

Полученные данные позволяют предположить возможность гидрогенного происхождения части платины в россыпях района КУМ. Выполненными работами доказана перспективность гидрогеохимического метода при поисках элементов группы платины. Исходя из истории геологического развития территории в кайнозойское время, данные по содержаниям платиноидов в природных водах могут служить базой независимой оценки прогнозных ресурсов этих металлов, накопившихся в рыхлых аллювиальных отложениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г. В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. — Новосибирск: Наука, 1987.
2. Квасов А. И., Приходько В. С., Степашко А. А. Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондерского массива // Тихоокеанская геология. 1988 № 6. С. 108.
3. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. — М.: Недра, 1973.
4. Малич К. Н. Особенности распределения элементов платиновой группы в породах ультраосновных массивов Алданского щита // Геохимия. 1990. № 3. С. 425.
5. Малич К. Н., Бурков Ю. К. О платиноносности и геохимической структуре ультрабазитов Кондерского массива // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 4. С. 46.
6. Маракушев А. А., Емельяненко Е. П., Некрасов И. Я. Формирование концентрически зональной структуры Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1990. т. 311. № 1. С. 167.
7. Погребняк Ю. Ф., Татьянакина Э. М. Формирование потоков рассеяния платины и палладия на рудопроявлении Алданского типа // Сов. геология, 1982, № 1. С. 103.
8. Приходько В. С., Пономарев Г. П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива. // Тихоокеанская геология. 1990, № 2. С. 59.
9. Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Орлова М. П. Включения силикатов в природных железо-платиновых сплавах Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1982. т. 266. № 4. С. 977.
10. Рудашевский Н. С., Симаков С. К. О мобилизации платины в платиноносных породах (на примере дунитов массивов центрального типа Алданского щита) // Докл. АН СССР. Т. 288. № 4. С. 972.
11. Судариков С. М., Абрамов В. Ю. Элементы группы платины в водах золоторудного месторождения // Геохимия. 1989. № 4. С. 581.
12. Bruce W. Mountain and Scott A. Wood. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and Palladium in hydrothermal solutions: A Thermodynamic Approach // Economic Geology. 1988. Vol. 83. N 3, P. 492.

Принята редколлегией 21 января 1992 г.

Геоэкология

УДК 577.4:551.1/. 4

© В. Н. Островский, 1993

Экологические циклы — динамические модели развития геологической среды

В. Н. ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Циклические колебания свойственны широкому кругу природных процессов, в т. ч. геологических. Последние два десятилетия благодаря наращиванию рядов наблюдений и применению для их анализа более точных статистических методов с использованием

ЭВМ, многие ученые пришли к выводу о том, что цикличность природных процессов нерегулярна, нередко ее существование не может быть строго доказано. Так, на основании анализа многолетних наблюдений за режимом подземных вод на территориях

СНГ, В. С. Ковалевский установив, что в 65 % всех проанализированных рядов наблюдений цикличность оказалась сомнительной или статистически незначимой, предлагает употреблять термин «квазицикличность» [3]. Это замечание надо иметь в виду в дальнейшем, хотя мы используем традиционное название.

Проблемам цикличности процессов, происходящих в литосфере и подземной гидросфере, посвящено много работ [3, 4, 6, 7, 8]. Общий методологический недостаток почти всех исследований в том, что они посвящены анализу цикличности отдельных показателей и процессов (уровни грунтовых вод, подземный сток, оползни, сели и др.). Взаимосвязь природных процессов практически не принималась во внимание.

Например, очевидно, что при циклических колебаниях климата в эпоху повышенной увлажненности территорий происходит не только подъем уровня грунтовых вод, но и активизация заболачивания (в гумидных районах), рассоления (в аридных районах), увеличение интенсивности оползней и селей и ряд других процессов в зависимости от ландшафтно-зональных и геологических особенностей регионов, причем большинство этих явлений сдвинуты по отношению друг к другу по времени наступления экстремумов. Цикличность комплексов процессов практически не изучалась. Отчасти такое положение объясняется отсутствием данных об их многолетней динамике и в немалой степени — неразработанностью концепции комплексного изучения цикличности.

Для изучения интегральной цикличности природных процессов, А. А. Максимов предложил применять понятие *природный цикл* [5]. В цикл объединяются ритмы, которые синхронизируются между собой, проявляясь в характерных для данного биогеоценоза крупных экологических процессах, распространяющихся на все сообщества и имеющих хозяйственное и другое значение. Природные циклы выделяются по ведущим процессам и являются территориально-временными таксонами, свойственными конкретному зональному типу местности с его характерными биоценоотическими комплексами, адаптированными к условиям существования.

В понятие природный цикл вкладывается главным образом, биоценоотическое содержание, в то же время интегральная цикличность абиотической геологической среды рассматривается некомплексно, т. е. по отдельным показателям.

По нашему мнению, идее интегральной цикличности геологических процессов не уделяется должного внимания при станов-

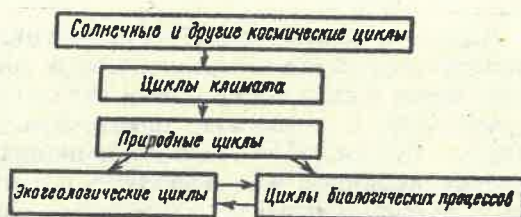


Рис. 1. Блок-диаграмма формирования экогеологических циклов

лении нового направления геологической науки — геозологии (точнее термин экогеология), пограничной между геологией и экологией и занимающейся изучением состояния, состава и свойств геологической среды как компоненты экосистем и среды обитания человека.

Мы предлагаем термин *экогеологический цикл*: синхронизированный комплекс повторяющихся процессов, происходящих в геологической среде, обусловленных причинно-следственными связями в геосистемах различных рангов. Экогеологический цикл интегрирует во времени сложную систему взаимодействий, происходящих в геологической среде (рис. 1), следовательно, это территориально-временная категория.

В блок-диаграмме не учтена цикличность эндогенных (тектонических) процессов, которая еще слабо изучена. Первопричина же цикличности происходящих на Земле процессов — солнечные и космические ритмы [2]. Определенное воздействие на экогеологическую цикличность оказывает биота. Например, в аридных районах в периоды многолетнего подъема уровня подземных вод начинают увеличиваться транспирационные расходы сообществ — фреатофитов, что снижает интенсивность первого процесса.

При выявлении особенностей экогеологической цикличности мы будем опираться в первую очередь на данные о динамике экогидрогеологических процессов, т. к. многолетняя цикличность изменения уровня подземных вод изучена наилучшим образом.

Она зависит от ряда причин, которые условно можно разделить на две группы — внешние (солнечно-земные связи, обуславливающие многолетние изменения климата, особенности атмосферной циркуляции) и внутренние (ландшафтные факторы, строение и мощность зоны аэрации, величина области питания и разгрузки подземных вод и т. п.).

Обобщение материалов показало наличие 2, 5—6, 10—12, 15—16, 18—19, 22-летних гидрогеологических циклов [3]. За исключением двухлетнего цикла все остальные приблизительно кратны или составляют часть классического (11-летнего) цикла солнеч-

ной активности, выявленного еще в XIX веке.

Поэтому в дальнейшем 11-ти летний цикл принимается нами в качестве опорного, хотя надо иметь в виду, что в чистом виде он не существует, т. к. на него накладываются другие циклы. Цикличность изменения уровня подземных вод проявляется различным образом в пределах ландшафтно-климатических зон, территорий, отличающихся строением и мощностью зоны аэрации и практически не изучена в этом аспекте. Важной ее особенностью является асинхронность трендов (изменений уровней), когда подъем последних на одних территориях сопровождается спадом их в других регионах. Причины образования разнонаправленных трендов остаются невыясненными.

Аналогичные закономерности цикличности свойственны экзогенным геологическим процессам; однако они изучены хуже из-за меньшей длительности рядов наблюдений. Согласно В. В. Кюнцелю [4, 7], в развитии оползневого процесса наблюдаются циклы продолжительностью (в годах) 30—32, 22, 18, 11, 9, 5—6, 2—3, близкие к гидрогеологическим циклам.

Для количественной характеристики интенсивности солнечной активности используются различные показатели, но наиболее распространен индекс чисел Вольфа, определяемый по количеству солнечных пятен. По отношению к цикличности чисел Вольфа годовой ход большинства геофизических и геологических процессов имеет фазовое смещение. Так, согласно В. С. Ковалевскому [3], цикличность уровней подземных вод и подземного стока сдвинута по отношению к циклу солнечной активности на 1—3 реже на 4—7 лет. По данным А. И. Шеко [7], на Кавказе и в Средней Азии максимумы селевой активности сдвинуты на 2—5 лет по отношению к минимуму солнечной активности. Степень корреляции селевой и солнечной активности невелика, в среднем менее 0,52. Многолетняя динамика атмосферных осадков приблизительно синхронна ходу солнечной активности [2].

Для большей наглядности рассмотрим ход геологических процессов и их временные ниши на текстовых примерах (рис. 2, а, б). На рисунке показан ориентировочный ход 11-ти летнего геоэкологического цикла на флювиогляциальных равнинах гумидной (а), и на дельтовых равнинах аридной зон (б). Предполагается, что максимум увлажненности территории соответствует максимуму солнечной активности, что однако наблюдается не повсеместно.

На флювиогляциальных равнинах гумидной зоны к максимуму солнечной активности приурочен максимум уровней грунто-

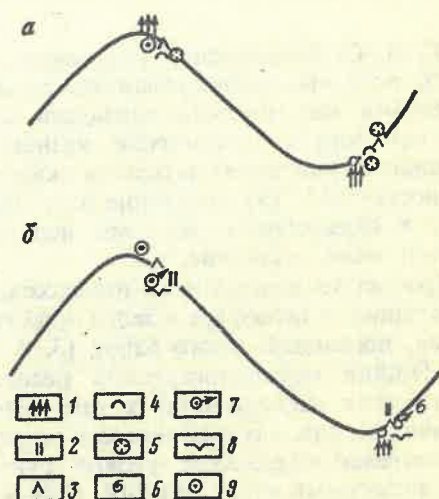


Рис. 2. Схемы экогеологических циклов на флювиогляциальных равнинах гумидной зоны (а) и дельтовых равнинах аридной зоны (б):

процессы: 1 — заболачивание и подтопление; 2 — засоление; 3 — эрозия; 4 — оползни; 5 — карст; 6 — дефляция; 7 — суффозия; 8 — просадки; 9 — подъем уровней грунтовых вод

вых вод и интенсивности заболачивания, т. к. грунтовые воды залегают здесь на небольших глубинах, а уровни их относительно быстро реагируют на атмосферные осадки.

Эрозионные процессы из-за перестройки русел рек несколько запаздывают по отношению к максимуму атмосферных осадков. Поэтому можно предположить, что в рассматриваемом экогеологическом цикле максимум проявлений оползней будет сдвинут на 2—3 года по отношению к максимуму солнечной активности. Максимальное развитие карста с учетом скорости движения подземных вод может быть сдвинут по отношению к «солнечным реперам» в зависимости от конкретных условий на 3—5 и более лет. Аналогичным образом определено и положение минимумов интенсивности процессов в экологическом цикле рассматриваемой территории.

Максимум подъема уровней грунтовых вод на аридных дельтовых равнинах в соответствии с приведенными выше закономерностями должен быть сдвинут на 1—2 года по отношению к максимуму солнечной активности, т. к. передвижение влаги через зону аэрации происходит преимущественно под действием пленочно-капиллярных механизмов, а скорость инфильтрации в подобных условиях невелика. На 3—4 года по отношению к максимуму солнечной активности будет смещен максимум проявления засоления, т. к. последний процесс зависит в основном от соотношения приходных и расходных статей водно-солевого баланса и обладает значительной инерционностью. Исходя из тех же соображений, можно до-

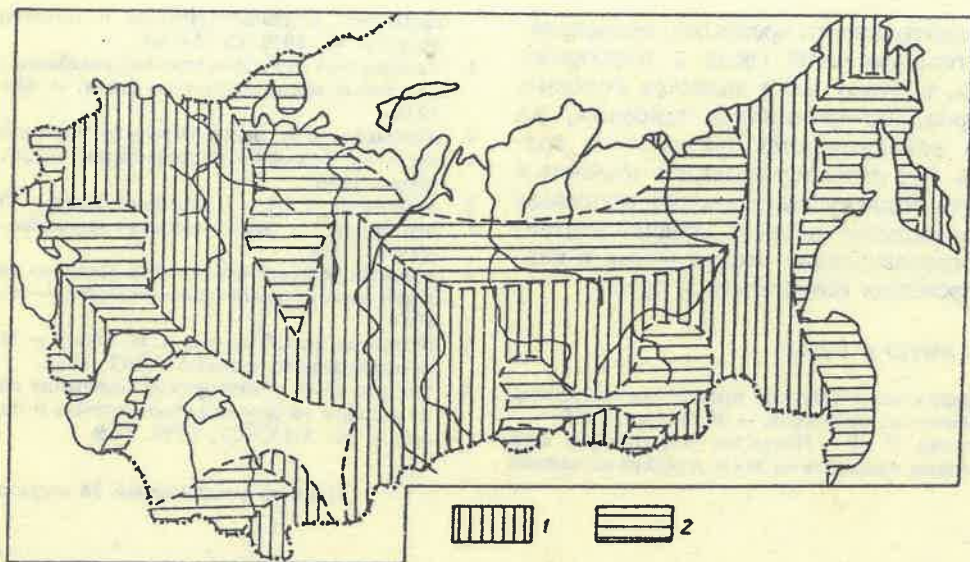


Рис. 3. Выделение на территории бывшего СССР площадей с положительным (1) и отрицательным (2) знаками связи величин подземного стока с солнечной активностью

пустить возможность временного сдвига (2—3 года) просадок и суффозии. Максимум дефляции следует ожидать позднее на 2—3 года по отношению к минимуму увлажнения, вследствие той же инерции, т. е. влажность грунтов зависит не только от поступления влаги на поверхности почв, но и ее притока из более глубоких горизонтов зоны аэрации и грунтовых вод.

К сожалению, анализу причин указанной асинхронности не уделялось должного внимания, несмотря на то, что это дало бы возможность полнее подойти к оценке механизмов взаимодействия процессов и явлений, протекающих в геологической среде. Здесь можно высказать только самые общие соображения.

На рис. 3 показаны связи среднегодовых уровней подземных вод на территории СССР с индексами солнечной активности по В. С. Ковалевскому [3]. Площади с положительным знаком связи приурочены в основном к гумидной зоне, а также горным гумидным территориям, с отрицательным знаком к криолито- и аридной зоне, хотя эта закономерность относительна, что в немалой степени объясняется недостаточностью информации. Примерно такие же особенности отмечаются для связей величин подземного стока и солнечной активности. Можно высказать предположение, что прямые связи характерны для территорий с соотношениями осадков и испаряемости близкими к единице (гумидная зона). Для территорий, где это соотношение значительно больше единицы (криолитозоны) или меньше (аридная зона) типичны обратные корреляционные связи между уровнями подземных стоков и солнечной активностью. Механизмы, определяющие описанные

прямые и обратные связи, пока неясны. По-видимому, подобные разнонаправленные корреляционные зависимости свойственны и экзогенным геологическим процессам, но они практически не изучены. Если допустить существование однонаправленных связей между гидрогеологическими и экзогенными геологическими процессами и солнечной активностью на уровне природных макрозон, то последний ландшафтный таксон может рассматриваться в качестве наиболее крупной единицы районирования территорий по экогеологическим циклам. Дальнейшая иерархия районирования экогеологических циклов с учетом подходов, развиваемых А. А. Максимовым [5], может выглядеть следующим образом.

В качестве основной региональной единицы районирования следует рассматривать морфогенетические группы ландшафта. Так, можно говорить о экогеологических циклах на флювиогляциальных равнинах гумидной зоны, дельтовых равнинах аридной зоны, морских гумидных равнинах и других морфогенетических таксонах.

Определенные особенности экогеологических циклов будут свойственны и видам ландшафтов. Конечно, в настоящее время, при неизученности экогеологических циклов их типизация преждевременна, но ее нужно создавать параллельно с выявлением комплексной цикличности геологических факторов и процессов на различных территориях.

Экогеологические циклы могут иметь практическое значение при прогнозах изменений параметров и состояния геологической среды территорий. Их можно рассматривать как динамическую модель комплекса

и последовательности процессов, происходящих в геологической среде в природных условиях, поэтому цикл является фоновым территориально-временным таксоном, на который накладываются техногенные воздействия. Это позволит повысить точность и увеличить полноту комплексных прогнозов при производстве мелко- и среднемасштабных экогеологических исследований и картографирования геологической среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долговременные прогнозы проявления экзогенных геологических процессов. — М.: Наука, 1985.
2. Дружинин И. П. Переломы многолетнего хода природных процессов на Земле и резкие изменения

солнечной активности/Ритмы и цикличность в природе. М., 1970. С. 15—50.

3. Ковалевский В. С. Многолетние колебания уровней подземных вод и подземного стока. — М.: Наука, 1976.
4. Кюнтцель В. В. Закономерности оползневых процессов на Европейской территории СССР. — М.: Недра, 1980.
5. Максимов А. А. Природные циклы. Причины повторяемости экологических процессов. — Л.: Наука, 1989.
6. Методы долговременных региональных прогнозов экзогенных геологических процессов. — М.: Недра, 1984.
7. Оползни и сели/Под ред. А. И. Шеко. — М.: Центр международных проектов ГКНТ, 1984.
8. Токарев Н. С. Ритмические колебания климата и их влияние на режим поверхностных и подземных вод. — М.: АН СССР, 1950, № 9.

Принята редколлегией 26 августа 1991 г.

Рецензии

УДК 553.06

© Е. А. Басков, 1993

Новые направления металлогенического анализа осадочных бассейнов*

Е. А. БАСКОВ (ВСЕГЕИ)

В последние десятилетия в металлогенические исследования активно «вторгаются», как это отметил А. Д. Щеглов (1980), казались бы, далекие от металлогении методы и проблемы. К подобного рода работам относится и рассматриваемая монография «Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов», написанная большим коллективом исследователей под редакцией Д. И. Горжевского и Д. И. Павлова.

Как известно, изучение рудных и нефтегазовых месторождений в осадочных бассейнах ведется разобщенно, несмотря на то, что многими исследователями отмечались в различных регионах пространственные и генетические связи этих типов месторождений. Отдельным вопросам парагенезиса рудных и нефтегазовых месторождений посвящена уже довольно обширная литература в нашей стране (В. И. Вернадский, А. С. Уклонский, А. И. Германов, В. И. Попов, В. В. Попов, Г. Л. Пospelов, В. Н. Холодов и др.) и за рубежом (Е. А. Бастин, Ф. Беалс, К. Девидсон, Д. Дози, Л. Б. Густафсон, Д. Е. Уайт и др.). Таким образом, сама идея о взаимосвя-

зи рудных и нефтегазовых месторождений в осадочных бассейнах не нова (что отмечают и авторы обсуждаемой монографии), но вместе с тем должного анализа и обобщения материалов в данном направлении выполнено не было. Все это сдерживало (и еще продолжает сдерживать) познание процессов рудообразования в осадочных бассейнах и разработку научно обоснованных критериев прогноза размещения в них рудных месторождений.

Рецензируемая книга является первой в мировой литературе монографией, посвященной этой весьма сложной и еще во многом недостаточно изученной проблеме — парагенезису рудных и нефтегазовых месторождений. Уже в этом ее большая новизна и актуальность. Книга, несомненно, представляет большой интерес для широкого круга специалистов по рудной и нефтяной геологии.

Авторский коллектив составляют известные исследователи разного профиля: геологи-нефтяники, специалисты в области гидрогеологии и гидрогеохимии и геологи-рудники, изучающие месторождения черных и цветных металлов в осадочных бассейнах. Авторами широко использованы собственные материалы более ранних исследований по рассматриваемым вопросам, получившие

* Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов/Под ред. Д. И. Горжевского, Д. И. Павлова. — М.: Недра, 1990.

апробацию в публикациях и на различных совещаниях, в т. ч. международных. Все это в совокупности предопределяет обоснованность главных положений, выдвигаемых и защищаемых авторами.

Принятый план написания книги в целом вполне логичен. В первых четырех (в определенной мере вводных) главах освещены вопросы о роли органического вещества в рудообразовании, кратко охарактеризованы основные черты нефтегазоносности и гидрогеологии осадочных бассейнов. В последующих трех главах дан анализ условий размещения и формирования рудных месторождений разного типа в осадочных бассейнах, обсуждены вопросы парагенезиса рудных и нефтегазовых месторождений и намечены дополнительные критерии их прогноза.

В «Предисловии» Д. И. Горжевский и Д. И. Павлов пишут, что цель настоящей книги — рассмотреть геологические соотношения рудных и нефтегазовых месторождений, показать их пространственные и возрастные ассоциации и вероятные генетические причины этого, а также разработать дополнительные критерии прогнозирования и поисков таких месторождений.

Во «Введении» (Д. И. Павлов, Д. И. Горжевский) дан краткий, но вполне отвечающий своему назначению обзор истории и современного состояния проблемы. Вместе с тем в этом разделе, по-видимому, нужно было бы подробнее остановиться на анализе работ Д. Дози (1970) по Мидконтиненту (США), в которых, вероятно, впервые были достаточно четко сформулированы и, что весьма важно, хорошо аргументированы с привлечением разнообразных новейших геологических (в т. ч. гидрогеологических, геохимических и др.) материалов положения о сопряженности в осадочных бассейнах этого региона процессов формирования месторождений нефти и газа и свинцово-цинковых руд. Можно упрекнуть авторов также в упущении работ Г. И. Князева, который в начале 70-х годов на примере Восточных Карпат, Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины рассмотрел рудную и нефтегазовую зональность. При этом Г. И. Князев придерживался взглядов о генетической связи рудонефтегазообразования с тектономагматическими процессами. Кроме того, поскольку в книге большое внимание уделяется подземным водам как фактору рудонефтегазообразования, то, вероятно следовало бы отметить во «Введении» или в главах 3 и (или) 4, посвященным вопросам гидрогеологии, важнейшие работы и положения, заложившие основы современных представлений по вопросам гидрогеологии (и палеогидрогеологии) осадочных бассейнов. Это еще важно и потому, что и в

последние годы продолжают появляться публикации, в которых защищаются взгляды о глубинном (подкоровом) генезисе подземных рассолов в осадочных толщах.

В первой главе «О роли органического вещества в рудообразовании» Д. И. Горжевским дан довольно обстоятельный анализ состояния изученности этого вопроса. Имеющийся обширный материал показывает, что органическое вещество во многом предопределяет направленность процессов рудообразования на разных стадиях литогенеза осадочных толщ, создавая при этом, например, восстановительные условия рудоотложения или образуя подвижные (летучие) металлоорганические соединения, адсорбируя металлы из водных растворов или выделяя их при гидрогенном окислении и т. д. Большой интерес представляют выдвигаемые Д. И. Горжевским положения о том, что золото-сульфидная (часто с наличием керита и антраксолита) минерализация, развитая в краевых частях ряда нефтегазоносных провинций (например, Лено-Тунгусской и Амударьинской), генетически взаимосвязана с миграцией рудоносных (в т. ч. золото-органических соединений) растворов из внутренних частей осадочных нефтегазоносных структур.

Во второй главе «Формирование и разрушение месторождений нафтидов» М. К. Калинин кратко, но вместе с тем весьма содержательно изложены современные представления (с позиций органической теории) нефтяной геологии по вопросам размещения, формирования и разрушения месторождений нефти, углеводородных газов и битумов. Органическое вещество в осадочных бассейнах с момента захоронения его в осадках вплоть до метаморфизма непрерывно подвергается процессам разложения (в седиментогенезе, в т. ч. диагенезе — микробиальном, в катагенезе — термальном), в результате которых образуются жидкие и газообразные углеводороды. При этом нефть в основном генерируется при температуре 50—200°C. Миграция углеводородов в осадочных бассейнах осуществляется, по мнению М. К. Калинин, преимущественно в виде обособленной (от подземных вод) фазы.

Третья глава «Формирование и разгрузка подземных вод и газов в ходе развития нефтегазоносных бассейнов» включает в себя несколько в разной степени взаимосвязанных разделов, в которых охарактеризованы основные генетические типы подземных вод (А. А. Карцев), описаны процессы дегидратации горных пород по мере их погружения и дислокационного метаморфизма (А. М. Блох), проанализировано влияние структурных факторов (зон разломов и др.) на строение фильтрационных потоков (при

допущении постоянства свойств фильтрующегося раствора и вмещающей среды) (А. А. Пэк) и рассмотрены некоторые гидрогеологические аспекты развития нефтегазоносных бассейнов (А. А. Карцев, Д. И. Павлов).

Вопросам гидрогеологии посвящена и четвертая глава «Рудообразующие возможности подземных вод нефтегазоносных бассейнов». В первом разделе этой главы, названном «Закономерности формирования и распространения в нефтегазоносных бассейнах рудообразующих подземных вод», Г. А. Голевой кратко изложены геологические, гидрогеодинамические, гидрогеотермические и гидрогеохимические закономерности в нефтегазоносных бассейнах, а также оценена роль водорастворимых органических веществ в процессах подземного переноса рудообразующих элементов. Большое внимание уделено во втором разделе этой главы с привлечением материалов экспериментальных исследований вопросам накопления металлов в хлоридных рассолах при их просачивании через глинистые толщи (Л. Г. Богашева). Выделяется из общего плана книги третий раздел четвертой главы «Современные и древние рудообразующие гидродинамические системы как модели немагматического рудообразования в нефтегазоносных бассейнах» (Г. А. Голева), в котором приведены краткие сведения о некоторых современных (Челекен, Красноморский рифт) и древних (Каратау, Джезказган и др.) рудообразующих системах. Вопросы рудообразования затронутые в этом разделе более обстоятельно рассматриваются ниже в пятой главе, причем на примерах ряда тех же месторождений (Каратау, Джезказган). Эти разделы при последующем издании книги следует объединить.

Нужно также отметить, что гидрогеологию осадочных бассейнов целесообразнее было изложить в одной главе, более тесно увязав между собой вопросы гидродинамики и гидрогеохимии осадочных бассейнов разного типа для разных этапов их развития (в т. ч. с учетом проявлений магматизма).

В следующей пятой главе «Рудные месторождения в нефтегазоносных бассейнах и вблизи них» характеризуются закономерности размещения и условия формирования в нефтегазоносных бассейнах осадочных месторождений железа и марганца (Д. И. Павлов), стратиформных свинцово-цинковых руд в известково-доломитовых формациях (Д. И. Горжевский, Д. И. Павлов, Т. Н. Щадлун, М. Г. Добровольская, А. И. Донец) медистых песчаников и сланцев (Д. И. Горжевский) и ртути (Д. И. Горжевский). При этом анализе, наряду с данными о структурных, формационных и литолого-фациальных факторах контроля рудных районов и

полей, информацией о составе минеральных ассоциаций и текстурных особенностях руд, составе элементов-примесей и изотопном составе серы сульфидов и свинца, широко использовались и материалы по гидрогеохимии, палеогидрогеологии и нефтегазоносности осадочных бассейнов. Пятая глава является, по существу, основной частью книги, раскрывающей парагенетические связи рудных и нефтегазовых месторождений в осадочных бассейнах.

В шестой главе «Парагенезис рудных и нефтяных месторождений в осадочных толщах...» (Д. И. Павлов, Д. И. Горжевский и др.), которую авторы рассматривают как подведение итогов изложенного в пятой главе, основное внимание уделено анализу размещения в нефтегазоносных бассейнах различных типов (стратиформных свинцово-цинковых, медистых песчаников и сланцев, золото-сульфидных руд, ртути, железа, марганца) рудных месторождений с постановкой вопросов об источниках металла и рудообразующих растворов. В частности, показано, что имеется много общего в формировании нефтегазовых и стратиформных свинцово-цинковых месторождений (приуроченность их в осадочных бассейнах к длительно развивавшимся положительным структурам, частый контроль тех и других месторождений длительно существовавшими тектоническими разломами, длительность и возобновляемость процессов формирования и др.). Вместе с тем здесь подчеркивается, что при всех чертах сходства указанных процессов локализация руд и образование нефтегазовых залежей определяются разными факторами: для руд — наличием на пути мигрирующих подземных вод осадительных геохимических барьеров, для нефтегазовых залежей — наличием ловушек в проницаемых породах. Причем эти положения справедливы не только для свинцово-цинковых, но и для других типов руд, и в основном именно они и предопределяют особенности парагенезиса рудных и нефтегазовых месторождений. В этой же главе осуществлен первый опыт выделения разных типов парагенезиса рудных и нефтегазовых месторождений.

Авторы последовательно развивают в книге концепцию о том, что формирование рассмотренных типов рудных месторождений (в т. ч. осадочных) обусловлено перераспределением изначально кларковых концентраций металлов в ходе эволюции литогенетических процессов в осадочных толщах. При этом по их оценке в нефтегазоносных бассейнах соотношение между площадями катагенной генерации рудообразующих растворов и площадями отложения руд не превышает значений более чем на

порядок. К сожалению, все данные положения и расчеты авторов не подкреплены конкретными примерами, не ясно, как они решались и методически.

В седьмой главе «Поисковые критерии рудных и нефтегазовых месторождений на основе выявленных связей между ними» Д. И. Горжевским, Г. А. Голевой и др. обращается особое внимание на пространственную совмещенность аконсервационных (катагенно-миграционных) зон нефтегазоносных бассейнов с участками локализации оруденения. При этом условия локализации битумов и рудных минералов часто близки между собой и проявления их тяготеют к зоне окисления нефтей. В числе благоприятных критериев рудных месторождений указывается на присутствие соленосных отложений и взаимосвязанных с ними хлоридных рассолов, наличие глинистых толщ (первично монтмориллонитового состава) и др. Соответственно нахождение определенной рудной минерализации в осадочных бассейнах рекомендуется использовать для уточнения перспектив их нефтегазоносности.

В «Заключении» Д. И. Павлов, Д. И. Горжевский и М. К. Калинин, подытоживая все вышеизложенное, отмечают, что формирование многих типов рудных и нефтяных (нефтегазоносных, битумных и др.) месторождений в осадочных толщах является результатом эволюции осадочных бассейнов, и, следовательно, чтобы понять формирование этих месторождений и достаточно надежно их прогнозировать, необходимо проведение комплексных исследований, включающих изучение руд, нефтей, подземных вод и т. д.

Здесь же, как бы намечая задачи дальнейших исследований, авторы указывают на то, что в настоящее время остаются недостаточно разработанными многие вопросы рудообразующей роли подземных вод и газов нефтегазоносных бассейнов и, в частности, вопросы обогащения вод металлами в ходе постседиментационных преобразований горных пород, участие углеводородных газов в переносе металлов, мало изучена динамика подземных вод глубоких горизонтов (в т. ч. условия проявления и масштабы импульсной разгрузки подземных вод), слабо раскрыты энергетика катагенных процессов и соотношения экзогенных и эндогенных (особенно при проявлениях магматизма) факторов в формировании рудообразующих растворов и оруденения.

С этой оценкой состояния изученности процессов рудообразования в осадочных бассейнах следует согласиться. Вполне обоснованы также рекомендации авторов по комплексному изучению минерализации осадочных бассейнов.

Все вышеизложенное свидетельствует, что в рецензируемой книге проанализирован и обобщен обширный материал по взаимосвязанному кругу вопросов рудной и нефтяной геологии, гидрогеологии и палеогидрогеологии и др. в свете парагенезиса рудных и нефтегазовых месторождений. В работе показано, что наиболее обоснованными являются представления о том, что формирование многих типов рудных месторождений (так же как и нефтегазовых) сопряжено с эволюцией осадочных бассейнов, в связи с чем открываются большие перспективы по созданию принципиально новых (в т. ч. количественных) методов прогнозирования рудных месторождений в осадочных бассейнах.

Рекомендации авторов книги о необходимости комплексного анализа в осадочных бассейнах процессов рудо-нефтегазообразования, конечно, могут быть только поддержаны. Вместе с тем по поводу предлагаемых способов реализации этих комплексных исследований у рецензента имеются существенные разногласия со взглядами авторов. По мнению авторов книги, подобные исследования должны проводиться коллективом, включающим специалистов в области геологии рудных, нефтяных и газовых месторождений, геохимиков, литологов и гидрогеологов. Однако такое «комплексирование» вряд ли даст ожидаемый эффект в силу больших различий в объектах, задачах и методах исследований разных отраслей геологии.

Комплексный анализ процессов рудо-нефтегазообразования в осадочных бассейнах может быть удовлетворительно выполнен лишь с привлечением методов новых специальных геологических дисциплин геолого-исторического профиля, синтезировавших материалы различных отраслей геологии (тектоники, литологии, петрологии, гидрогеологии, палеогеографии, палеотектоники и др.), перед которыми стоит задача (наряду с прочими) познания условий формирования месторождений полезных ископаемых. К таким дисциплинам относится, в частности, палеогидрогеология, позволяющая изучать деятельность подземных вод в различных геологических процессах, в т. ч. (и это представляет основной практический интерес) в формировании рудных и нефтегазовых месторождений. Вопросам палеогидрогеологии посвящено, как известно, уже большое число работ, в т. ч. и методического плана (Е. А. Басков, С. Б. Вагин, А. А. Карцев, А. М. Никаноров, Я. А. Ходжакулиев и др.).

К сожалению, методы палеогидрогеологического анализа еще недостаточно применяются при изучении минералогии осадочных

бассейнов. Это замечание относится и к рассматриваемой монографии и прежде всего к характеристике древних рудообразующих систем в четвертой главе, а также к анализу условий формирования месторождений золота (глава 1), меди и ртути (глава 5).

В последнее время намечается заметное повышение интереса исследователей, как отечественных, так и зарубежных, к выявлению связей между рудными и нефтяными месторождениями и сопряженному с ними вопросу роли органического вещества в переносе и осаждении металлов. Так, на XIII Седиментологическом конгрессе в Ноттингеме (Англия, август, 1990) был сделан доклад группой китайских ученых во главе с Ф. Ямо, в котором, в частности, показано соответствие температурного интервала формирования многочисленных свинцово-цинковых месторождений Китая, определенного методами термобарогеохимии в 75—235°C, температурному интервалу нефтегазогенерации («нефтяное окно»). На этом основании возникновение таких месторождений связывается с эволюцией образования нафтидов.

В свете рассматриваемой проблемы оправдан возрастающий интерес как нефтяников, так и рудников к участкам сопряжения океанов и континентов. Именно здесь, на континентальных окраинах, в зонах их перехода к океану, происходило максимальное накопление осадков, содержащих органическое вещество и металлы, отчего эти участки особенно перспективны на обнаружение крупных не только нефтяных, но и рудных месторождений в осадочных толщах. В рецензируемой книге об этом кратко упоминается (глава 1). В дальнейшем эта тема заслуживает специального анализа.

Вопросы связи нефтей и руд ставились также на III Всесоюзном совещании «Дегазация земли и геотектоника» (Москва, апрель, 1991). В докладах на нем в основном развивались взгляды о неорганическом происхождении углеводородов и глубинном источнике рудного вещества.

Все это указывает на существование разных подходов при изучении парагенезиса руд и нафтидов. В этой связи могут быть поддержаны предложения авторов по постановке специального комплексного исследования на примере какого-либо одного хорошо изученного региона, вмещающего нефтегазовые и рудные месторождения, с количественной оценкой процессов рудо-нефтегазообразования на разных стадиях литогенеза осадочных толщ. Очевидно, что эти исследования должны выполняться с широким применением методов палеогидрогеологического анализа.

Необходимо еще отметить, что авторы вносят существенный вклад в разработку проблем металлогении осадочных бассейнов, предлагая проведение комплексного анализа рудо-и нефтегазообразования, включающего исследование процессов литогенезиса, в т. ч. накопления и преобразования органического вещества, накопления, транспортировки и осаждения рудных компонентов мигрирующими подземными водами, часто рассолами хлоридного состава. Можно вполне согласиться с авторами книги, что с осуществлением этих комплексных исследований следует ожидать повышения эффективности прогнозных и поисковых работ в осадочных бассейнах как на рудные, так и нефтегазовые месторождения.

Принята редколлегией 5 ноября 1992 г.

Краткие сообщения

УДК 551.24

© Н. В. Кузина, Т. И. Золотарева, 1993

Модель сейсмичности и иерархия Альпийского пояса

Н. В. КУЗИНА (ВСЕГЕИ), Т. И. ЗОЛОТАРЕВА (ВНИИКАМ)

При моделировании геологических типов разрывных нарушений необходимо учитывать, что в отличие от процессов трещинообразования деформации здесь охватывают не всю модель, а концентрируются в каких-то зонах. Внутреннее развитие зоны дефор-

мации происходит путем последовательного укрупнения трещин, поэтому в опытном образце можно наблюдать от двух рангов трещин и более. Иерархическая упорядоченность трещин строится на масштабе разрывов, определяется веществом модели и

вызвана процессом накопления напряжений. При достижении некоторой нагрузки на образец он разрушается, и иерархия трещинообразования таким образом, себя исчерпывает.

С другой стороны, еще до начала трещинообразования местоположение и параметры будущей зоны деформаций уже намечены полем упругих напряжений, возникающим при взаимодействии внешней нагрузки с обладающим жесткими связями рабочим слоем модели. Очевидно, что ранг зоны деформаций не зависит от трещиноватости, задается параметрами рабочего слоя модели и нагрузкой.

В реальном сейсмическом процессе с «зоной деформации» можно сопоставить области группирования эпицентров землетрясений, наиболее крупными из которых являются сейсмические пояса глобального масштаба. Одна из таких структур — Альпийский пояс сейсмичности. Его ширина в сотни километров и протяженность, составляющая около одной трети планеты, свидетельствуют, что процесс, порождающий сейсмичность, носит планетарный характер и имеет глубину заложения не менее внешнего ядра Земли. Грубое соответствие полосы сосредоточения сейсмичности областям развития кайнозойской складчатости и вулканизма свидетельствует о длительной истории процесса и связи его с тектоно-магматической активностью недр.

В то же время сейсмичен только приповерхностный слой литосферы мощностью в первые десятки километров. Это может означать, что либо вещество глубоких недр более пластично и релаксирует накапливающиеся напряжения со скоростью их нарастания, либо процесс в более глубоких недрах уже завершился.

Одна из особенностей внутренней структуры Альпийского пояса сейсмичности — «пространственный дуализм» сейсмичности, т. е. чередование линейных и изометричных структур при последовательном изменении масштаба выделяемых групп землетрясений [1]. Так, Альпийский пояс распадается на субизометричные пятна повышенной сейсмичности диаметром во многие сотни километров — сейсмические районы, в структуре которых выделяются в различной степени выраженные линейные зоны — «сейсмические линеаменты», которые в свою очередь распадается на пятна повышенной сейсмической активности диаметром в десятки (до первых сотен) километров.

Принимая во внимание, что размеры геологических структур связаны с глубиной их заложения, можно предположить, что иерархичность внутренней структуры Альпийского пояса сейсмичности объясняется

последовательным уменьшением глубинности слоя, ответственного за формирование соответствующих групп землетрясений, а сам «пространственный дуализм» связан с различием физических свойств внутренних оболочек планеты.

Так, линейность Альпийского пояса может отражать жесткие свойства нижней мантии. Распад его на изометричные районы может быть вызван пластичностью вещества, находящегося выше астеносферы, которое не может передавать хрупкие нарушения, но способно к формированию диапиров. Линейные структуры внутри сейсмических районов возможно связаны с квазихрупкими разрушениями верхней мантии под давлением астеносферных диапиров. Пятна сейсмической активности, составляющие крупные «сейсмические линеаменты», могут являться участками наибольшей проницаемости для флюидной фазы и очагами плавления в кровле верхней мантии и низах коры. Подобный процесс возможен, если в нем участвует легкая подвижная фаза, растворяющаяся в астеносфере под давлением и отделяющаяся при раскрытии каналов в кровле диапира. Таким образом, речь идет о дегазации ядра.

Иерархия Альпийского пояса связана с распадом и преобразованием единого глубинного процесса при движении его к поверхности и определяется внутренним строением планеты. Упорядоченность сейсмических структур основана не только на вхождении объектов низшего уровня в объект соседнего верхнего, что нередко используется в геологии при установлении иерархических отношений (ср. минерал — горная порода — формация... и т. д.), но и на детерминации сейсмических событий общим источником энергии. Управляющая роль ранжированного поля напряжений — единого для всей «зоны деформаций» позволяет объяснить появление удаленных предвестников сильных землетрясений и корреляцию между удаленными сейсмическими событиями.

Конечно, на современную сейсмичность активно влияют и силы иной природы — приливные, инерции, атмосферного давления и т. д. По-видимому, их роль состоит в раскачивании системы, обеспечении большей свободы ее подвижным фазам. Так, при замедлении вращения Земли более массивное северное полушарие должно несколько опережать южное, что способствует созданию растягивающих напряжений в Альпийском поясе, а следовательно, и повышению его проницаемости для подвижных компонентов. Ежедневно действующие в субширотном направлении силы солнечного и лунного притяжений также создают в Альпийском поясе пульсирующие растягивающие

нагрузки, что способствует «перекачке» легкой и легкоплавающей фазы в верхние горизонты.

Предложенная модель глобальной сейсмичности затрагивает только причины и характер внешней по отношению к сейсмическому слою нагрузки. С ее учетом процессы, происходящие в самом сейсмическом слое, могут быть описаны моделями «газового дыхания Земли» (Д. К. Осина, 1981), блоковой [4], тепло-газодинамической [3], энергонасыщенной [2] сред и другими моделями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Головкин В. П., Нурматов У. А., Нармирзаев Ф. Д. Современные движения земной коры и сейсмичность. — Ташкент: ФАН, 1990.
2. Кузнецов В. В. Ударно-волновая модель коровых землетрясений. — Новосибирск: Перепринт № 8, 1990.
3. Пономарев А. С. Теплогазодинамическая модель коровых землетрясений. // Докл. АН СССР. Т. 304. № 5. 1989.
4. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. — М.: Наука, 1991.

Памятные даты

К 100-летию Дмитрия Ивановича Щербакова

С именем академика Дмитрия Ивановича Щербакова связана целая эпоха исследований в области геологии, минералогии, геохимии рудных месторождений, металлогении, географии. Его с правом можно назвать продолжателем дела выдающихся русских естествоиспытателей XVIII-XIX веков, исследования которых выходили далеко за пределы только одной области науки.

Будучи учеником В. А. Обручева, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, он приобрел такие основные качества исследователя, как глубокая научность, связанная с практическими целями, широта взглядов и стремление ознакомить научную общественность с полученными результатами.

Дмитрий Иванович Щербаков родился 13 января 1893 г. в г. Новозыбкове (ныне Брянская область). В 1922 г. окончил Таврический университет в г. Симферополе и начал работать в Комиссии по изучению естественных производительных сил России и в других организациях АН СССР.

Он в течение многих лет изучал рудные месторождения и металлогению Средней Азии и Кавказа, побережья Белого моря и Кольского полуострова.

Разносторонние исследования Д. И. Щербакова — значительный вклад в общую теорию рудообразования, геологию и геохимию эндогенных месторождений, особенно в геологию малых и редких элементов, а также в металлогению и геохимию. Сочетая широкий геохимический подход (взаимосвязь геохимии с геологией, тектоникой, вулканизмом), глубокие знания петрографии, широкую эрудицию в области учения о рудных месторождениях и региональной геологии, Дмитрий Иванович одним из первых в нашей стране начал проводить комплексное изучение геологии и геохимии рудных месторождений Тянь-Шаня и Памира, а затем Большого и Малого Кавказа и других районов. Он был научным руководителем и участником Таджикско-Памирской, Забайкальской, Крымской и других экспедиций АН СССР в 1928—1938 гг.

Д. И. Щербаков внес большой вклад в развитие учения о месторождениях радиоактивных элементов. Эта его деятельность началась еще в 1914 г. в радиевой экспедиции, организованной академиком В. И. Вернадским для исследований в Средней Азии.

В 1923—1924 гг. Д. И. Щербаковым были опубликованы результаты изучения Тюямуянского месторож-

дения радиевых руд в Фергане. В последующие годы Дмитрий Иванович совместно с А. Ф. Ферсманом продолжал изучать это уникальное месторождение, и в 1925 г. они опубликовали первую в стране монографию по геологии и геохимии Тюямуянского ураново-радиевого месторождения. С 1925 по 1930 г. Д. И. Щербаков работал в Государственном радиевом институте, и в 1932 г. была опубликована его известная работа о месторождениях урана и радия.

Глубокие знания Д. И. Щербакова в области геологии ураново-радиевых месторождений, его работы, направленные на создание минерально-сырьевой базы урановой промышленности приобрели особенно большое значение в 40-е годы, когда была постановлена и разрешена проблема использования атомной энергии. Особое значение приобрели его работы по геологии месторождений радиоактивных элементов и поисковым критериям, в которых были приведены сведения по геохимии и минералогии урана, охарактеризованы генетические типы месторождений и рассмотрены поисковые критерии на урановые месторождения, находящиеся в различных геологических условиях.

Деятельность Дмитрия Ивановича в 20—30-е годы была почти целиком направлена на изучение геологии и геохимии месторождений Средней Азии. Все исследования Д. И. Щербакова отличаются комплексностью, т. е. взаимосвязью материалов изучения геологии, геохимии, тектоники, вулканизма, что помогает вскрыть металлогенические закономерности и наметить пути внедрения в практику поисковых работ научных результатов. В большинстве работ Дмитрия Ивановича по Средней Азии обобщены отдельные исследования по крупным регионам: подчеркивается значение структурных особенностей горных сооружений, проводятся идеи о специфических закономерностях — наличии рудных поясов и зональности внутри каждого пояса. Так, Д. И. Щербаковым в 1927 г. был установлен Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс, который проявляется на протяжении многих километров в виде однотипных рудных полей.

В работах Д. И. Щербакова, относящихся к среднеазиатскому периоду его деятельности, большое место занимают ртуть, сопутствующие ей элементы и олово. Много внимания он уделял описанию отдельных месторождений ртуть, сурьмы, глаукопного шпата.

Опыт, полученный Д. И. Щербаковым по детальному

изучению рудных месторождений Средней Азии, дал ему возможность более обоснованно прогнозировать нахождение месторождений различных генетических типов в других регионах страны. В предвоенные годы Дмитрий Иванович неоднократно выступал со статьями, характеризующими особенности геологии и геохимии оловорудных, молибденовых, вольфрамовых, бериллиевых месторождений, а также месторождений селена, теллура и других редких и рассеянных элементов.

В последние предвоенные годы и в период Великой Отечественной войны Д. И. Шербаков много внимания уделял изучению геологии и геохимии рудных месторождений Большого и Малого Кавказа. Он пришел к выводу о многовозрастности месторождений этой провинции, обратил внимание на проявленную здесь вертикальную зональность оруденения. На примере Тырныаузского

месторождения он показал, что молибденосное оруденение размещается по вертикали ниже вольфрамового.

В 1943—1948 гг. Дмитрий Иванович работал во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья. В 1953—1963 гг. Д. И. Шербаков был академиком-секретарем Отделения геолого-географических наук АН СССР. С 1963 г. работал в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР.

С середины 50-х годов Д. И. Шербаков особое внимание уделял географическим научным исследованиям в связи с изучением Арктики и Антарктики.

Его именем названы хребет в Антарктиде, подводная гора в Индийском океане и минерал — шербаковит.

С. А. Данильянц

Памяти АЛЕКСАНДРА ПЕТРОВИЧА СОЛОВОВА

На 86-м году жизни умер заслуженный геолог РСФСР, почетный разведчик недр СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геохимии Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова Александр Петрович СОЛОВОВ. Ушел из жизни прекрасный человек, крупный русский ученый, один из основоположников геохимических методов поисков рудных месторождений. В нем счастливо сочетались качества талантливого исследователя и педагога, практика и организатора геологического производства с исключительной честностью и принципиальностью, редким обаянием и интеллигентностью, которые он достойно пронес через всю свою яркую жизнь. Александр Петрович любил жизнь, любил людей, был добрым и отзывчивым, но никогда не прощал научной небрежности, лжи и мог быть достаточно резким в научных дискуссиях.

Его практическая деятельность в геологии началась более 60-ти лет назад и была связана с поисками новых путей развития геофизических методов исследований рудных месторождений. Тогда же вместе с Н. И. Сафроновым им впервые было доказано существование вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений и заложены теоретические основы их поисков и оценки по геохимическим данным. Вся дальнейшая научная, производственная и педагогическая деятельность Александра Петровича была связана с развитием теоретических основ и практического применения геохимических методов поисков, с помощью которых за прошедшие 50 лет были открыты сотни промышленных рудных месторождений в России и других странах мира.

Плодотворная научная деятельность профессора А. П. Соловова по разработке физико-математической теории формирования вторичных ореолов и потоков рассеяния и их классификации, созданию количественных методов оценки прогнозных ресурсов рудных объектов по геохимическим данным, математического аппарата для исследования и моделирования эндогенной геохимической зональности рудных месторождений нашла отражение в 200 опубликованных им работах.

Его практическая деятельность на Чукотке, Рудном Алтае, в Забайкалье, Казахстане и других районах

страны способствовала открытию ряда рудных месторождений, становлению школы геохимиков-поисковиков, признанным лидером которой он являлся долгие годы.

Продолжительный период жизни Александра Петровича был связан с Московским государственным университетом, где он с 1964 г. до последних дней работал профессором кафедры геохимии геологического факультета. Его выдающиеся способности педагога и блестящего лектора, крупного ученого, доброжелательного человека привлекали к нему многочисленных учеников. За время работы на кафедре геохимии им подготовлено более 30 кандидатов наук. Его бывшие аспиранты и студенты трудятся в России и странах ближнего зарубежья, Египте и Судане, Бирме и Болгарии, Гвинее и Мадагаскаре, Чаде и Эфиопии. Десятки инженеров-геохимиков, выпускников кафедры, работают в различных геологических организациях страны. Александром Петровичем в эти годы написаны первый в мире учебник «Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых» (1985), «Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых» (1990), учебные пособия «Геохимические методы поисков рудных месторождений» (1978, 1985).

Александр Петрович Соловов прожил счастливую жизнь. Он всегда был истинным патриотом России. В его жизни были успехи и временные неудачи, радости и горести. Но несмотря ни на что, он был оптимистом до последних своих дней, человеком щедрой души, настоящим русским интеллигентом. Таким он останется в памяти его коллег и учеников, в сердцах его друзей и близких.

В. П. Орлов, В. А. Жариков, В. Т. Трофимов, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин, Э. К. Буренков, Э. М. Галимов, Б. Н. Рыженко, А. Н. Еремеев, С. В. Григорян, Е. М. Квятковский, А. А. Смыслов, В. П. Федорчук, Н. Н. Сочеванов, А. А. Матвеев, В. А. Бугров, Б. А. Досанова, С. А. Воробьев, Ю. Н. Николаев, С. А. Милляев, Т. В. Чепкасова, Э. Н. Баранов, редколлегия



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

НОВЫЙ ТИП КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ — МЕТАМОРФОГЕННЫЙ

Месторождение технических алмазов в Северном Казахстане представляет собой новый коренной источник этого сырья, отличный от известных кимберлитового, лампроитового и импактного типов. На сегодняшний день месторождение не имеет мировых аналогов

Месторождение расположено на Кокчетавском срединном массиве в стратифицированной толще метаморфогенных пород раннего—среднего протерозоя. Толща сложна гнейсами, сланцами и мигматитами с маломощными прослоями и линзами карбонатных пород, амфиболитов и эклогитов. Рудное тело приурочено к зоне разлома мощностью до 300 м. Алмазные породы представлены тектонитами и разнообразными метасоматитами

Содержания алмазов на порядок выше, чем в месторождениях кимберлитового типа, запасы уникальны. Алмазы представляют собой монокристаллы размером до 1 мм. Преобладают кристаллы размером 20—70 мкм, кубического габитуса, темно-зеленой окраски

По абразивной способности алмазы метаморфических пород превосходят кимберлитовые и синтетические, являются уникальным сырьем для изготовления абразивных порошков и паст, а также режущих инструментов, прекрасно компактируются и спекаются. Перспективно использование их в электронной промышленности.

Открытие нового метаморфогенного типа алмазов свидетельствует о перспективности их поисков в нетрадиционной геологической обстановке

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

CONTENTS

ENERGY RESOURCES

Larskaya E. S., Kleschev K. A., Sukhova A. N.,
Telkova M. S., Khramova E. V., Borisova L. B.
Geochemical validation of Karachaganakskoye
deposit's fluid saturation model... 3

METALS AND NON-METALS

Ruchkin G. V., Petko V. N., Ganzha L. M.,
Druzhinin A. M., Ledenev Yu. N., Petko G. K.,
Sosunov A. S.
Shirokaya vale — a gold orebody of jespilite type... 11
Ontoev D. O.
Hydrothermally altered dolomites of Bayun-Obo
deposit (China)... 16
Sorokin V. N.
Systematics and genesis of gold-sulfide deposits... 22
Selivanov E. I.
Precious stones in glacial deposits of Eurasian and
American highland areas... 28

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Nikitin I. F., Tsai D. T., Shlugin A. E., Nikitina
O. I.
Ore-hosting strata of Koksut-Tekeliskiy ore district... 33

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Serokurov Yu. N., Kalmykov V. D.
Use of Earth space sounding data for delineation of
diamondiferous kimberlites development areas... 41
Rusanov M. S., Arzamastsev A. A., Khmelinskiy
V. I.
A new volcanic-plutonic complex of Kolskaya
alkaline province... 46

MARINE GEOLOGY

Avetisov G. P.
Geodynamics of Arctic region's seismically active
zones... 52

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITOLOGY

Beus V. A.
Pre-Riphean granitoids of Colymskoye rise... 62
Rodionov G. G., Zhukova I. A.
Crystallisation processes during pegmatite
formation... 68

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Kozlov S. A., Kulakov V. V., Kirukhin V. A.,
Abramov V. Yu.
Hydrogeochemistry of Konderskiy ultrabasic
massive... 71

GEOECOLOGY

Ostrovski V. N.
Ecological cycles — dynamic models of geological
environment development... 76

BOOK REVIEWS

Baskov E. A.
New directions of sedimentary basins' metallogenic
analysis... 80

BRIEF REPORTS

Kuzina I. V., Zolotareva T. I.
Seismicity model and hierarchy of Alpiyan belt 84
The 100-th anniversary D. I. Sherbakov... 86
In commemoration A. P. Solovov... 87