

ISSN 0038—5069

Советская геология



10/1991

МУРУНТАУСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ СКВАЖИНА

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОКЕАНСКОГО РИФОГЕНЕЗА

ГЕОТРАНСЕКТ ТАШКЕНТ – ОЗ. ЗЕРКУЛЬ

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РАЙОНОВ

КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

**Научно-производственное объединение «Недра»
предлагает**

ПОЛИМЕРНЫЙ СОСТАВ ДЛЯ КОНСЕРВАЦИИ КЕРНА

Полимерный состав на основе жидкого каучука и синтетической смолы может быть использован для длительного хранения керна при глубоком и сверхглубоком бурении.

Существующие способы консервации не обеспечивают сохранность керна из-за возможного воздействия климатических и механических факторов — влаги, кислорода воздуха, различных химических загрязнений, которые могут адсорбироваться на поверхности и изменять свойства твердого материала.

Высокие физико-химические характеристики полимерного покрытия обеспечивают сохранность керна.

Полимерный состав технологичен и может наноситься даже на влажную поверхность, имеет невысокую температуру отверждения, большую жизнеспособность, малотоксичен, химически инертен.

**Техническая характеристика
покрытия**

Адгезия, Н/см	10,8—12,5
Прочность при ударе, Дж	6,5—7
Влагопоглощение, %	0,2—0,25

Полимерное покрытие бесцветно, в процессе хранения не дает трещин и отслаивания.

Предлагаемый способ консервации керна позволяет получать достоверную геологическую информацию.

Для заключения взаимовыгодного договора просим обращаться по адресу: 152210, г. Ярославль, п/о Кузнечиха, ЯО КамНИИКИГС.

Телефон 11-20-64, доб. 2-96. Телетайп 217343 «Бур»

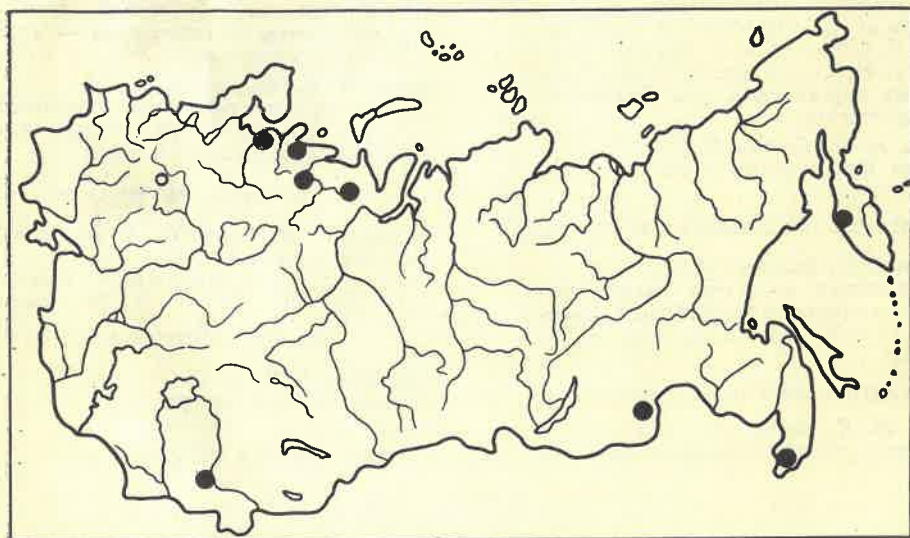
Советская геология

Ежемесячный научный журнал

Министерства геологии СССР
Всесоюзного научно-технического
геологического общества

10/1991

Основан в марте 1933 года



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. КРИВЦОВ**

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк



МОСКВА «НЕДРА»

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

- Геодакян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И.
Геологическая история и нефтегазоносность континентальных окраин в центральном секторе океана Тетис . . . 3

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Шаякубов Т. Ш., Цой Р. В., Голованов И. М., Донской В. М., Яковлев В. Г.
Мурунтауская сверхглубокая скважина 10
- Серокуров Ю. Н.
Использование космических снимков для целей прогнозирования рудоносности территорий . . . 22
- Бабенко В. В., Никулина И. А.
Метод относительной энтропии при оценке перспективности территорий на медно-молибденовое оруденение . . . 28
- Кулешов В. Н., Горностай Б. А., Чопоров Д. Я., Степанец М. И., Симонов И. Л.
Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Безмошницкого проявления . . . 34
- Гнидаш М. И., Съедин В. Т.
О связи фосфатонакопления с подводным вулканизмом . . . 39

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

- Ширяев Е. Е., Васильев А. С.
Геометрическая структура картографической пространственно-цифровой модели и принципы алгоритмизации ее построения . . . 43

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

- Серова М. Я., Фотьянова Л. И.
Некоторые методические аспекты страти-

- графии кайнозоя Дальневосточного региона . . . 52

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Мирлин Е. Г., Комарова О. И.
Цикличность океанского рифтогенеза 58
- Андреев С. И., Мирчинк И. М., Аникиева Л. И., Ванштейн Б. Г., Задорнов М. М.
Условия залегания и состав кобальтоносных корок центральной части Тихого океана . . . 67

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

- Хамрабаев И. Х., Ахунджанов Р. А., Зуев Ю. Н., Зияханов З., Магзумов И., Рябова С. Д., Сейдузова С. С., Шейх-Заде Э. Р., Эргешев Т. Э., Юсупходжаев Х. И.
Обобщенная модель земной коры и верхней мантии — геотрансект — Ташкент — озеро Зоркуль . . . 75
- Булин Н. К., Егоркин А. В.
Прогнозирование районов кимберлитового магматизма на севере Русской платформы по сейсмическим данным . . . 82

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

- Беляева Г. В., Жамойда А. И., Красный Л. И., Турбин М. Т.
Четвертое стратиграфическое совещание — Дальний Восток и Забайкалье 91

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

- Михайлов А. Е.
О геологических картах . . . 94
- Рыбин А. И.
Геотектоника как информатика . . . 95

Художественный редактор А. А. Хромова
Технические редакторы С. Г. Веселкина, С. В. Павлова
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 22.08.91. Подписано в печать 27.09.91.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,92. Уч.-изд. л. 10,13. Тираж 1975 экз.
Заказ № 876. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефоны: 254-60-72, 254-29-56
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1991

Геологическая история и нефтегазоносность континентальных окраин в центральном секторе океана Тетис

А. А. ГЕОДЕКЯН, А. ЗАБАНБАРК,
А. И. КОНЮХОВ (Институт океанологии АН СССР)

Тетис, существовавший в пермское время в виде обширного заливообразного водного пространства между восточным краем Гондваны и Лавразии, стал первым океаническим бассейном, развитие которого было предвестником распада суперматерика Пангеи [4]. Окруженный с трех сторон сушей, он раскрывался в сторону Тихого океана, будучи связанным с ним единой системой океанических течений. Эволюция океана Тетис в триасовое и раннеюрское время была обусловлена перемещениями вдоль гигантской сдвиговой зоны, пролежавшей между Североамериканским и Евразийским континентальными блоками, с одной стороны, и Гондваной, с другой. В результате интенсивных подвижек происходило перемещение северных мегаблоков относительно южных в западном направлении, что привело в позднеюрскую эпоху к раскрытию центральной Атлантики. При постоянно менявшихся очертаниях океана оставалось неизменно одно: северная лавразийская окраина континентов развивалась в активном, а южная Гондванская в пассивном тектоническом режимах. Активная окраина Евразии в центральном секторе океана Тетис представляла собой сложнопостроенную зону перехода континент — океан, включавшую окраинные моря и островные вулканические дуги. Расколы, вызванные в основном в триасе перемещением огромных континентальных масс друг относительно друга, явились причиной образования большого количества микроконтинентов, располагавшихся в периферийной зоне океана Тетис со стороны Гондваны.

Крупные тектонические события происходили главным образом в пределах северной лавразийской (а позднее ев-

разийской) активной окраины, где преимущественные сжатия на одних участках вызывали тектонические растяжения на других. Подобные изменения сопровождались вулканизмом, сейсмической активностью, а зачастую и горообразовательными процессами. Это не могло не отразиться на характере седиментационных процессов. Если гондванские окраины Тетиса оставались на протяжении длительных промежутков времени областями преимущественного карбонатакопления, то в пределах северной переходной зоны в триасе, лейасе, доггере, и частично в мальме формировались терригенные, вулканогенные и смешанные вулканотерригенные комплексы отложений. Терригенная взвесь и вулканопластика понемногу проникали в глубоководные котловины океана, где в это время на обширных пространствах накапливались кремнистые радиоляриевые осадки. Триасовые и юрские радиоляриты и яшмы в настоящее время обнажаются в Апеннинах, в аллохтонах Оманских гор, массиве Троодос на о-ве Кипр.

На гондванской окраине аккумуляция карбонатов с небольшими перерывами продолжалась с перми до олигоцена — начала миоцена, т. е. до закрытия океана Тетис. Шельф на огромном протяжении развивался как непрерывная полоса подводных карбонатных платформ, в которые были впаяны крупные и мелкие рифовые массивы. С ними часто ассоциированы железистые оолитовые пески и конгломераты. Платформы перекрывались частично или полностью прибрежно-шельфовыми песками терригенного и карбонатно-терригенного состава, аккумуляция которых была связана с выдвиганием береговой линии и речных дельт в периоды тектонической активизации, на-

пример, в позднем триасе. В спокойные эпохи, например, в среднюю и позднюю юру, в пределах береговой линии появились цепочки лагун и приливно-отливных равнин, к которым приурочены толщи пород сульфатно-карбонатного состава. Перечисленные образования являются основными компонентами в мезозойских разрезах нефтегазоносных бассейнов, сохранившихся в структуре Средиземноморья и Персидского залива. В направлении бывшего континентального склона шельфовые осадки замещаются органогенно-обломочными известняками, конгломератами и, наконец, карбонатным флишем. Подобные переходы наблюдаются как в районе Адриатического моря, где в последнее время пробурен ряд глубоких скважин, так и на краю Аравийского щита (Объединенные Арабские Эмираты). Обычно эти образования находятся в аллохтонном залегании, либо обнажаются в горно-складчатых поясах, обрамляющих осадочно-породные бассейны.

После активизации в первой половине мелового периода процессов дробления Гондваны началось образование Южной Атлантики и Индийского океана. Северные и южные окраины океана Тетис начали сближаться, а в туроне — раннем маастрихте на отдельных участках произошло их столкновение, сопровождавшееся опусканием афраравийского шельфа и надвиганием на его край офиолитовых комплексов — фрагментов разрушенной океанической коры. К этому времени относится активный рост рифовых построек и перемещение шельфовых карбонатных комплексов на континентальный склон. В результате карбонатные породы (коллекторы нефти и газа) заняли большую часть в структуре осадочного чехла бывшей гондванской континентальной окраины.

Начавшееся захлопывание океана Тетис сопровождалось смятием и скупиванием осадочных масс, накопившихся главным образом в северной, активной зоне перехода от континента к океану, а также в его глубоководных котловинах. В большинстве своем они были метаморфизованы, дислоцированы и надвинуты на края древних микроконтинентов, на цоколи вулканических островных дуг и краевые участки платформ, как древних, так и молодых. Основная фаза скупивания и орогене-

за, приуроченная к границе олигоцена и миоцена, частично затронула отложения мезозоя в краевых частях пассивной гондванской окраины. Так, в оманской части Аравийского щита в это время образовались крупные пологие складки шириной 10—24 км, ставшие основными ловушками УВ (месторождения Мурбан, УМ-Шейф, Натих и др.) в Омане и ОАЭ. Таким образом, подвижки, приведшие к закрытию океана Тетис, создали благоприятный структурный фон для формирования крупных скоплений нефти и газа на ряде участков бывшей пассивной окраины.

К тому же интенсивное скупивание и сжатие осадочных масс на огромных пространствах ускорили процессы нефте- и газообразования в отложениях, слагавших континентальные склоны и подножия, в разных частях океана Тетис. Потоки жидких и газообразных УВ стали мигрировать из областей, затронутых складчатостью и метаморфизмом, в сторону древних шельфов, где заполнили возникшие на предыдущих этапах ловушки и резервуары. Однако лишь на южной окраине исчезнувшего океана сформировавшиеся залежи УВ смогли сохраниться до наших дней. Об этом свидетельствует распределение извлекаемых запасов нефти и газа в районах, входивших некогда в состав гондванской и евразийской окраин океана Тетис. Проведенный анализ показывает, что в осадочных бассейнах, находившихся в пределах южной, пассивной переходной зоны, к настоящему времени обнаружены скопления с общими запасами нефти около 60 млрд т и газа свыше 21 трлн м³. В то же время в бассейнах (Адриатический, Предальпийский, Валенсийский и др.), входивших некогда в северную активную окраину, выявлены весьма скромные запасы нефти и газа: 0,67 млрд т и 1 трлн м³ соответственно (исключая бассейны на территории СССР табл. 1—4).

Гигантской концентрации достигают запасы УВ в бассейне Персидского залива — наименее деформированной части бывшей окраины Гондваны, некогда пришедшей в столкновение с вулканической дугой Загрос, которая располагалась на гетерогенных блоках земной коры, ныне составляющих Иранское нагорье. Интервал нефтегазоносности здесь довольно широкий: от миоцена

1. Распределение извлекаемых запасов УВ на пассивных окраинах Гондваны

Нефтегазоносные бассейны	N_1^2	N_1^1	$N_1^1 + P_3$	P_2	P_1	K_2	K_{1a+al}	K_1	$K_1 + J_3$	J_2	$J_2 + J_1$	T	P_2
Персидский залив	$\frac{0,01}{0,02}$	$\frac{0,22}{0,001}$	$\frac{9,4}{2,1}$	$\frac{0,2}{—}$	$\frac{0,1}{—}$	$\frac{5,7}{0,5}$	$\frac{12,1}{1,3}$	$\frac{5,2}{1,5}$	$\frac{1,5}{0,1}$	$\frac{18,1}{1,1}$	$\frac{1,68}{0,11}$	$\frac{0,04}{0,04}$	$\frac{—}{13,7}$
Суэцкий залив	$\frac{0,5}{0,3}$	$\frac{0,2}{0,1}$	—	$\frac{0,04}{—}$	—	$\frac{0,03}{—}$	$\frac{0,03}{—}$	—	—	—	—	—	—
Сирт	—	—	—	$\frac{0,17}{—}$	—	$\frac{2,9}{0,02}$	$\frac{0,04}{0,06}$	$\frac{0,007}{—}$	—	—	—	—	—
Восточно-Тунисский	—	—	—	$\frac{0,34}{0,1}$	—	$\frac{0,1}{0,1}$	$\frac{0,01}{0,01}$	—	—	—	—	—	—
Итого . . .	$\frac{0,51}{0,32}$	$\frac{0,42}{0,1}$	$\frac{9,4}{2,1}$	$\frac{0,75}{0,1}$	$\frac{0,1}{—}$	$\frac{8,73}{0,62}$	$\frac{12,18}{1,37}$	$\frac{5,2}{1,5}$	$\frac{1,5}{0,1}$	$\frac{18,1}{1,1}$	$\frac{1,68}{0,111}$	$\frac{0,04}{0,04}$	$\frac{—}{13,7}$

Примечание. В числителе — запасы нефти, млрд т, в знаменателе — запасы газа, трлн м³; запасы по территории СССР не приведены.

до перми включительно (см. табл. 1). Причем запасы нефти и газа приурочены преимущественно к карбонатным отложениям 65 и к терригенным образованиям 35 % [3]. Нефтегазоносные карбонатные комплексы представлены в подавляющем большинстве рифовыми породами олигоцен-нижнемиоценового, эоценового, частично верхнемелового и апт — альбского возраста (рис. 1—3). В олигоцен-нижнемиоценовых породах терригенной фации на гондванской окраине нефтегазоносность отсутствует.

В истории огромного по площади бассейна Персидского залива выделяются два крупных этапа. Первый, до столкновения с зоной Загрос, когда он развивался как континентальная окраина Тетис. Второй, после столкновения, когда возник наложенный передовой Месопотамский прогиб. На втором, позднейшем этапе мощные толщи карбонатных и соленосных пород (до 6—8 км) формировались преимущественно на границе со складчатыми зонами Восточного Тавра, Загроса и др. Причем в отложениях передового прогиба сосредоточено 9,63 млрд т нефти и 2,13 трлн м³ газа. Большая часть нефтегазоносных толщ сложена рифовыми образованиями и почти все запасы (90 %) в Месопотамском прогибе были открыты в породах позднеолигоценного — раннемиоценового возраста (табл. 5).

В истории развития Адриатического

бассейна, приуроченного к северному клиновидному выступу Африки и внедрившегося на сотни километров в горно-складчатый пояс, включающий Альпы, Апеннины и Динариды, также выделяются два этапа. С конца палеогена этот бассейн, оказавшийся в окружении быстро растущих горных сооружений, начинает развиваться как передовой прогиб, хотя масштабы нефтегазоносности несравненно более скромные, чем в Персидском заливе. При этом максимумы концентрации УВ по различным возрастным комп-

2. Распределение извлекаемых запасов нефти и газа в литологически разнотипных отложениях на пассивных окраинах Гондваны

Нефтегазоносные бассейны	Терригенные	Карбонатные
Персидский залив	$\frac{13,64}{2,44}$	$\frac{40,38}{18,01}$
Суэцкий залив	$\frac{0,76}{0,4}$	$\frac{0,04}{—}$
Сирт	$\frac{1,94}{—}$	$\frac{1,17}{0,08}$
Восточно-Тунисский	—	$\frac{0,45}{0,21}$
Итого . . .	$\frac{16,34}{2,84}$	$\frac{42,04}{18,3}$

3. Распределение извлекаемых запасов УВ на активных окраинах евразийского сегмента

Нефтегазоносные бассейны	$N_1 + P_3$	P_2	K_2	$K_1a + al$	$K_1 + J_s$
Валенсийский	—	—	0,05	0,15	0,05 0,02
Адриатический	0,06 0,26	—	0,15 0,1	—	—
Предальпийский	0,001 0,008	0,007	—	—	0,002 0,002
Предкарпатско-Балканский	0,02 0,01	—	0,05 0,02	0,03 0,01	0,01 0,01
Южно-Каспийский (Горганский, Иран)	—	—	—	—	— 0,05
Мешхедский (Иран)	—	—	—	—	— 0,5
Центральноиранский (Кумский)	0,09 0,02	—	—	—	—
Итого . . .	0,17 0,19	0,007 —	0,25 0,12	0,18 0,01	0,03 0,08

4. Распределение извлекаемых запасов нефти и газа в литологически разнотипных отложениях на активных окраинах евразийского сегмента

Нефтегазоносные бассейны	Терригенные	Карбонатные
Валенсийский	— 0,01	0,25 0,01
Адриатический	0,06 0,26	0,15 0,1
Предальпийский	0,003 0,01	0,007 —
Предкарпатско-Балканский	0,07 0,03	0,04 0,02
Южно-Каспийский (Горганский, Иран)	—	— 0,05
Мешхедский (Иран)	—	— 0,5
Центрально-Иранский (Кумский)	—	0,09 0,02
Итого	0,13 0,31	0,53 0,7

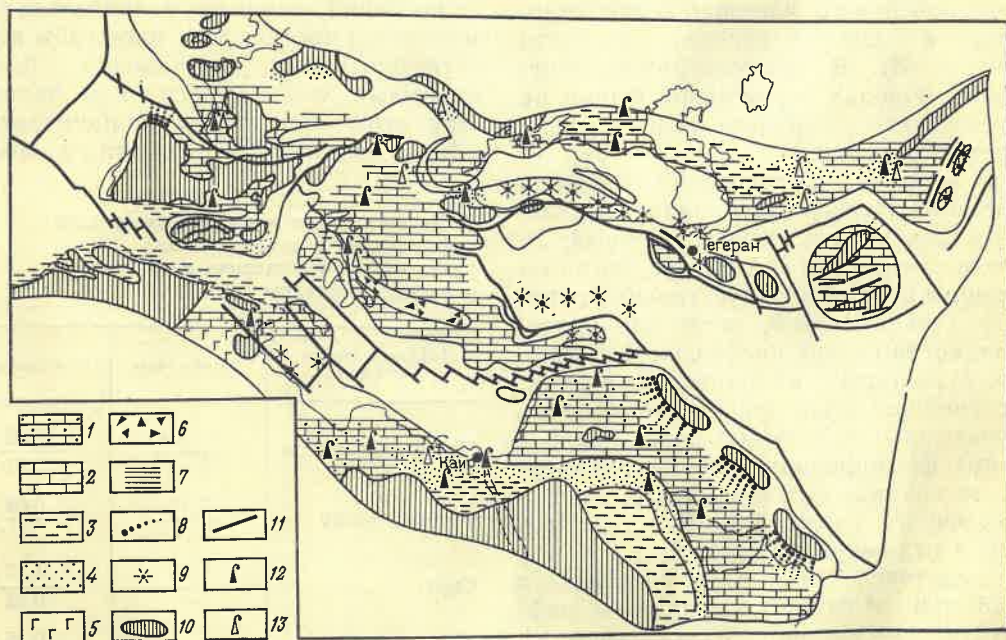


Рис. 1. Нефтегазоносные позднемиоценовые отложения (составлена с использованием карты [4]):

карбонатные: 1 — мелководно-лагунные (риффы); 2 — мелководно-морские (известняки, доломиты); 3 — терригенно-глинистые; 4 — терригенно-алевролитово-песчаные; 5 — соленос-

ные, 6 — терригенно-грубообломочные (брекчия, конгломераты); 7 — глубоководные, кремнистые (радиоляриты); 8 — терригенные и карбонатные, глубоководные (флиш); 9 — районы активного вулканизма; 10 — участки суши; 11 — основные разломы; 12 — нефть; 13 — газ

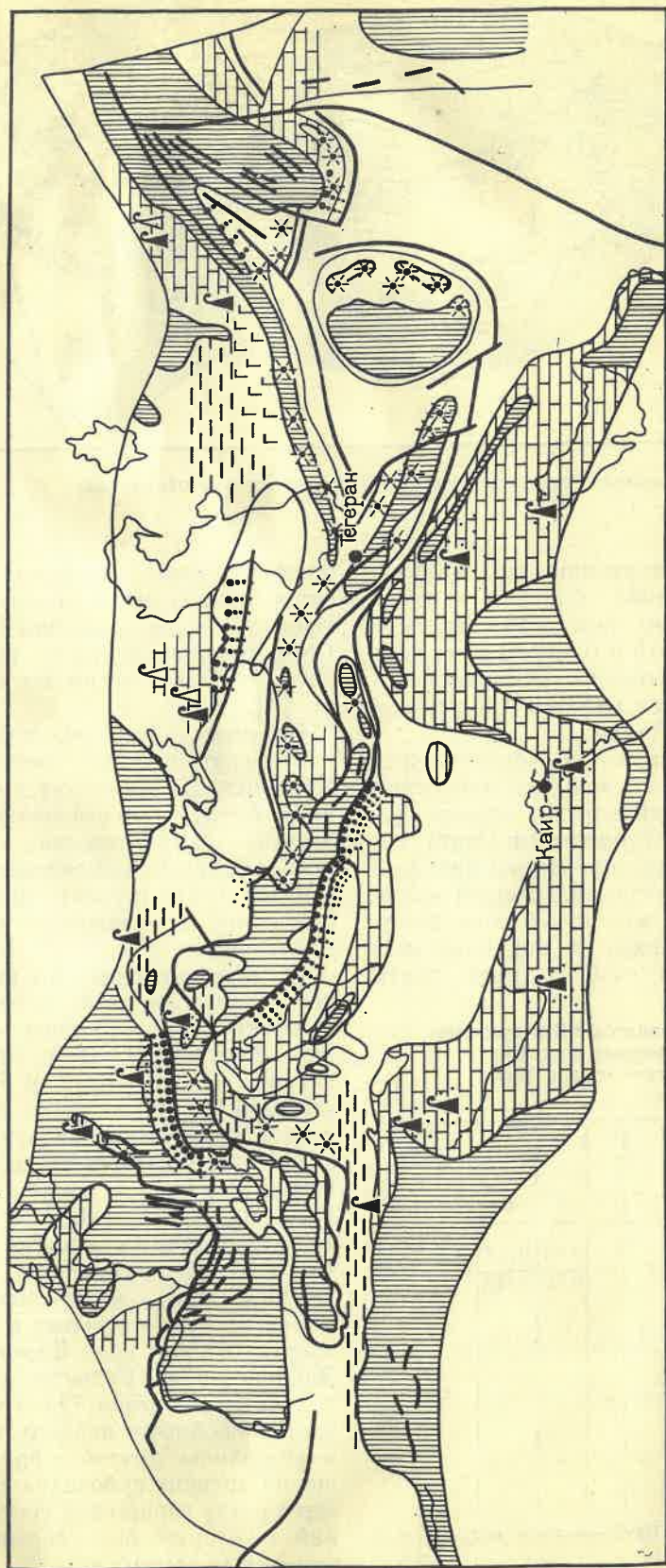


Рис. 2. Нефтегазоносные отложения эоцена.

Усл. обозн. см. рис. 1

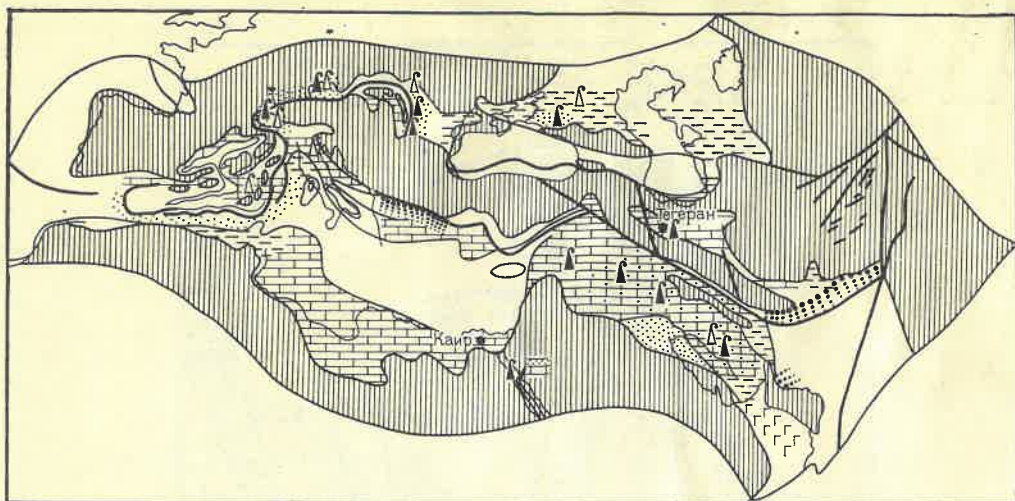


Рис. 3. Нефтегазоносные позднеолигоценовые раннемиоценовые отложения.
Усл. обозн. см. рис. 1

лексам, олицетворяющим два этапа в эволюции бассейна, близкие: в меловом карбонатном комплексе открыто 0,15 млрд т нефти и 0,1 трлн м³ газа, а в позднеолигоцен — раннемиоценовом — 0,06 млрд т нефти и 0,26 трлн м³ газа (см. табл. 3—4).

Осадочные бассейны, оказавшиеся в глубоком тылу зоны столкновения бывших континентальных окраин Тетиса (Восточно-Тунисский и Сирт), характеризуются ограниченным диапазоном нефтегазоносности, который включает меловой и эоценовый комплексы отложений. Наряду с карбонатными коллекторами в этой тыловой части

континентальной окраины Гондваны значительное место занимают и терригенные породы, к которым в бассейне Сирт приурочены почти половина (см. табл. 1, 2) всех открытых запасов нефти [1].

Вне зоны столкновения оказался Валенсийский бассейн, относящийся к Иберийско-Балеарскому континентальному блоку, существовавшему до палеогена самостоятельно. Нефтегазоносность (весьма скромные по запасам залежи нефти и газа) связаны с юрско-меловым комплексом карбонатных платформ.

По другую сторону Альпийского горно-складчатого пояса к нефтегазоносным относятся бассейны краевых частей Восточно-Европейской, Скифской и Туранской платформ. В период существования океана Тетис они находились в тылу обширной сложнопостроенной переходной зоны, где собственно располагалась материковая окраина Евразии. Между ней и океаном находились окраинные моря, островные дуги и микроконтиненты. Замыкание океана привело к исчезновению этих морей, на месте которых сейчас возвышаются горные цепи Карпат, Кавказа, Эльбурса и др. Развитие участка происходило в два этапа. Один из них отвечает спокойному периоду существования окраины, другой — времени разрушения древних субокеанических структур и росту горно-складчатых сооружений, с которым было связано развитие передовых прогибов.

5. Распределение запасов УВ в пределах предгорных и межгорных прогибов в центральном секторе океана Тетис после его закрытия

Предгорные и межгорные прогибы	N ₂	N ₃	N ₂	N ₁	N ₁ + P ₃	Всего
Месопотамский	—	—	0,01 0,02	0,22 0,001	9,4 2,1	9,63 2,13
Венский	+	+	+	+	—	0,02 0,03
Панонский	+	+	+	+	+	0,02 0,03
Трансильванский	+	+	+	—	—	— 0,1

Примечание. Плюс — наличие нефти и газа, минус — отсутствие.

6. Распределение запасов углеводородов в пределах предгорных и межгорных прогибов в центральном секторе океана Тетис в период его образования

Предгорные и межгорные прогибы	P ₂	P ₁	K ₂	K _{1a} +a ₁	K ₁ +J ₃	J ₃	J ₂	J ₁	T ₃	T ₂	T ₁	P ₂	P ₁
Месопотамский	$\frac{0,2}{-}$	$\frac{0,1}{-}$	$\frac{0,3}{0,1}$	$\frac{0,2}{0,1}$	$\frac{0,6}{-}$	$\frac{0,2}{0,1}$	-	-	$\frac{0,04}{0,04}$	-	-	$\frac{-}{10}$	-
Венский	+	+	+	-	-	+	-	-	+	+	+	-	-
Панонский	+	-	+	-	-	+	-	-	+	+	+	-	-
Трансильвийский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Интересно, что и здесь распределение нефтяных и газовых ресурсов, во многом аналогично в бассейнах южной окраины Тетиса, находящихся в зоне столкновения плит. Действительно, нефтегазоносными в самых северных окраинных бассейнах являются в основном позднемезозойские (в т. ч. отложения позднемеловых карбонатных платформ) и отложения майкопской свиты. В качестве примера можно привести Предкарпатско-Балканский нефтегазоносный бассейн, где в меловых образованиях, имеющих преимущественно карбонатный состав, открыто 0,08 млрд т нефти и 0,03 трлн м³ газа. Другим важным нефтегазоносным комплексом являются терригенные породы олигоцена — раннего миоцена, где обнаружены более скромные запасы нефти и газа (0,02 млрд т и 0,01 трлн м³). Те же самые (по возрасту) комплексы отложений нефтегазоносны в Азово-Кубанском и Средне-Каспийском осадочных бассейнах.

Таким образом, по всему материковому обрамлению океана Тетис нефтегазоносность связана по существу с одними и теми же комплексами отложений, близкими по возрасту и составу. Сходно и распределение запасов нефти и газа, характеризующееся двумя максимумами: меловым и олигоцен-раннемиоценовым. В первом случае коллекторами служат карбонатные шельфовые образования (рифы и платформы), во втором — терригенные песчаники мелководноморского и дельтового генезиса на евразийской окраине и рифовые образования на гондванской. Разница лишь в масштабах нефтеобразования и нефтегазонакопления, которые были на несколько порядков выше в бассейнах пассивной африканской (гондванской) континентальной

окраины. Первый максимум обусловлен сближением континентальных окраин в центральном секторе океана Тетис, которое сопровождалось активизацией процессов прогибания на шельфах, а также глобальным повышением уровня океана в позднем мелу. Второй приходится на время полного исчезновения океана и обусловлен образованием на его месте горно-складчатых поясов и развитием передовых прогибов. Важно отметить, что верхнемеловой карбонатный комплекс содержит богатые залежи нефти и газа лишь в бассейнах, возникших на континентальных окраинах Тетиса. В остальных зонах перехода в породах этого возраста были открыты лишь незначительные запасы УВ [2].

В особую группу выделяются так называемые межгорные бассейны, находящиеся в составе горно-складчатых поясов Альпийско-Гималайской области. Это Венский, Паннонский, Трансильвийский, Мешхедский, Южно-Каспийский, Кумский и другие небольшие бассейны, характеризующиеся узким диапазоном нефтегазоносности и небольшими ресурсами нефти и газа (иногда только газа Трансильвийский). В некоторых из них (Паннонский, Трансильвийский) нефтегазоносность связана преимущественно с неогеновыми терригенными отложениями (песчаники), в других (Мешхедский, Горганский) — с относительно древними, юрскомеловыми породами, в основном карбонатными (см. табл. 3—6).

В заключение отметим что бывшая пассивная окраина в центральном секторе океана Тетис оказалась богатейшей на Земле кладовой нефти и газа, распределение запасов которых по типам коллекторов весьма своеобразно: в природных резервуарах карбонатно-

го состава открыто в общей сложности более 42 млрд т нефти и 18 трлн м³ газа, тогда как в терригенных коллекторах гораздо меньше: 16,34 млрд т нефти и 2,44 трлн м³ газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий И. В., Оленин В. Б., Высоцкий В. И.* Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. — М.: Недра, 1981.

2. *Геодекян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И.* Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. — М.: Наука, 1988.

3. *Забанбарк А.* Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности Персидского залива // Сов. геология. 1986, № 11. С. 112—114.

4. *Эволюция Тетиса* / Л. П. Зоненшайн, Ш. Деркур, В. Г. Казьмин и др. // История океана Тетис. М.: ИОАН СССР, 1987.

Принята редколлегией 25 февраля 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 622.241

© Коллектив авторов, 1991 г.

Мурунтауская сверхглубокая скважина

Т. Ш. ШАЯКУБОВ, Р. В. ЦОЙ (Госкомитет УзССР по геологии и минеральным ресурсам), И. М. ГОЛОВАНОВ (САИГИМС), В. М. ДОНСКОЙ, В. Г. ЯКОВЛЕВ (ОМЭ САИГИМС)

С 1984 г. осуществляется программа изучения глубинного строения Центральнокашгарского района, в которой предусмотрена проходка до глубины 7 км Мурунтауской сверхглубокой скважины СГ-10 на юго-восточном фланге рудного поля и серии скважин-спутников до глубины 2—2,5 км на восточном, северном и северо-западном флангах. Завершено бурение трех скважин-спутников (МС-1, 2, 3), а СГ-10 достигла глубины 4007 м (рис. 1).

Задачи сверхглубокого бурения — вскрытие наиболее глубоких частей разреза, вплоть до гипотетического интрузива, оценка перспектив рудоносности глубоких горизонтов и решение вопросов генезиса оруденения, выявления закономерностей изменения свойств пород и состава новообразований с глубиной. Главная задача скважин-спутников — вскрытие основных оруденелых залежей до глубины 2—2,5 км.

В обработке полученных данных принимают участие более 20 отраслевых и академических институтов, производственных организаций [4].

В настоящей статье делается попытка осветить первые результаты проведенных исследований.

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза СГ-10. Скважиной до 3,5 км вскрыты три толщи метатерригенно-сланцевого разреза, которые сопоставляются с аналогами, развитыми в районе на поверхности (рис. 2).

По А. К. Бухарину [1], это три подсвиты бесапанской свиты, в т. ч. сверху вниз: нижняя часть третьей подсвиты или «пестрого бесапана», вторая подсвита или «серый бесапан» и нижнебесапанская подсвита.

Палеонтологическими исследованиями до глубины 1000 м установлены (Т. Н. Новикова и др., КГПЭ ПГО «Ташкентгеология») единичные обломки хитинозой, скалекодонты и акритархи, по которым возраст вскрытых отложений датируется как ранний палеозой, с меньшей степенью достоверности как ранний — средний ордовик. Меланоцериллиумы, выявленные на глубинах до 1700 м (З. М. Абдуазимова и др., ОМЭ САИГИМС), свидетельствуют о более древнем, возможно, протерозойском возрасте. Исследователи отмечают частое присутствие водорослевых тканей, видовая принадлежность которых пока не поддается определению. Глубже 1700 м органические остатки не обнаружены.

Вскрытый разрез характеризуется постепенной сменой состава пород с нечеткими литолого-стратиграфическими границами. Породы по литолого-петрографическому составу, структурно-текстурным особенностям, степени метаморфизма в целом сопоставимы с отложениями, выходящими на поверхность в Мурунтауском районе. В разрезе скважины сверху вниз выделяют следующие породы (рис. 3).

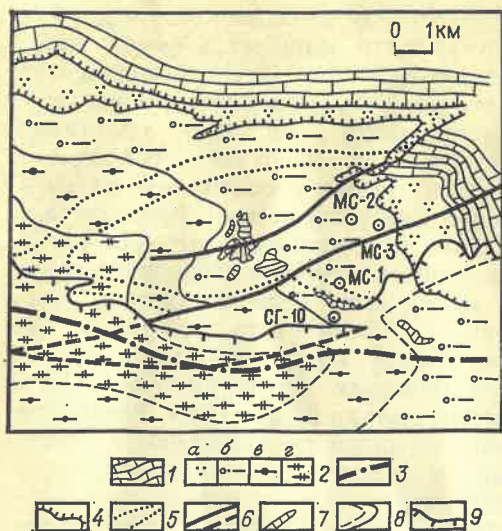


Рис. 1. Схематическая карта Мурунтауского рудного поля:

1 — карбонатные отложения, D—C; 2 — подсвита бесапанской свиты: а — четвертая («зеленый бесапан») bs_4 , б — третья («пестрый бесапан») bs_3 , в — вторая («серый бесапан») bs_2 , г — нижняя bs_1 ; 3 — предполагаемая ось Тасказганской антиклинали; 4 — линии срывов и надвигов; 5 — дайковые пояса; 6 — разрывные структуры, пунктиром — под чехлом молодых отложений; 7 — оруденелые залежи; 8 — границы подразделений разреза, штриховой линией — под чехлом молодых отложений; 9 — граница выходов фундамента

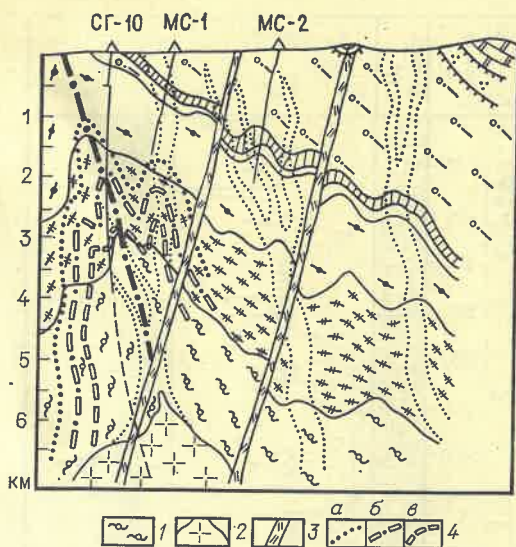


Рис. 2. Глубинное строение восточного фланга Мурунтауского рудного поля (по В. М. Донскому, В. Г. Яковлеву, О. А. Никитиной):

1 — тасказганская (?) свита — кристаллические сланцы с крупночешуйчатым биотитом, углеродисто-слюдистые сланцы с андалузитом, биотитизированные слюдиисто-кварцевые породы; 2 — предполагаемый гранитоидный интрузив; 3 — разломы; 4 — верхние границы области развития прожилково-метасоматической минерализации: а — эпидот-амфиболового, б — пироксен-амфиболового, в — гранат-роговообманково-пироксенового составов и пегматитов; остальные усл. обозн. см. рис. 1

0,04—440 м — третья подсвита бесапанской свиты или «пестрый бесапан», для которой характерно примерно равное соотношение алевролитов и метапелитов (хлорит-слюдистых и углеродисто-слюдистых сланцев) при несколько меньшем количестве песчаников. Отношение псаммиты : алевроиты : пелиты выражается как 1 : 2 : 2.

«Пестрый бесапан» — наиболее грубозернистая часть вскрытого разреза. Разнообразен состав обломочного материала: полевошпаты, микрокварциты, вулканиты, акцессорные (турмалин, сфен, апатит, циркон) *.

Региональный метаморфизм проявлен очень слабо, полностью перекрыты лишь глинистые породы и глинистый цемент обломочных разностей в хлорит-серицитовый и углеродисто-серицитовый агрегат с микровыведениями новообразованного кварца и карбоната. Степень раскристаллизации слюдистого минерала минимальна, и он описывается как серицит. Обломочный материал в большинстве случаев не подвергся перекристаллиза-

ции, в связи с чем за ним сохраняется название осадочных аналогов.

440—1680 м — вторая подсвита бесапанской свиты, так называемый «серый бесапан», по сравнению с третьей характеризуется увеличением количества песчаных разностей и сокращением метапелитов. Соотношение псаммиты : алевроиты : пелиты составляет 3 : 4 : 3. В то же время все песчаные разности мелкозернистые за исключением средней части и основания подсвиты, где в мощных песчаниковых горизонтах присутствуют гравийные прослои.

Состав обломочного материала пород однообразнее, что частично объясняется более высокой степенью метаморфического преобразования, приведшего к избирательной перекристаллизации обломков. Это сказалось и на составе акцессорных. Однако состав обломочного материала был однооб-

* Петрографическая характеристика дана Ю. Г. Корчевой, Т. А. Карасевой, Л. М. Волыш, О. А. Ильиной (ОМЭ САИГИМС), О. В. Русиновой (ЦНИГРИ), А. Б. Кольцовым (ВСЕГЕИ).

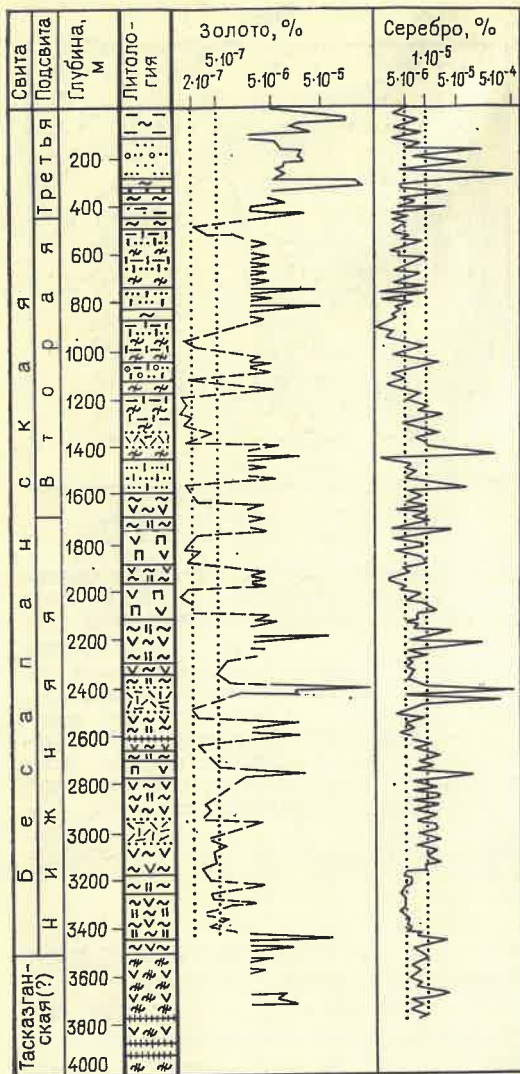


Рис. 3. Геологический разрез Мурунтауской сверхглубокой скважины СГ-10 (по В. Г. Яковлеву, В. М. Донскому, О. А. Никитиной):

содержания золота вынесены сплошной линией по данным спектрозолотометрии и пробирного анализа; точками отмечены границы областей околоскарковых содержаний элементов

разен изначально с преобладанием кварца и небольшим количеством плагиоклаза. Обломки микрокварцитов присутствуют в гравийных разностях.

Степень метаморфических преобразований заметно выше, чем в «пестром бесапане». Значительная часть обломков (особенно мелких фракций) частично или полностью перекристаллизована, чем объясняется возрастание новообразованного кварца в цементирующей массе и появление в заметном количестве плагиоклаза (альбит и альбит — олигоклаз). Обломки утрачива-

ют не только четкость контуров, но и форму, часто приобретая форму уплощенных линзочек. Оценить количество обломков уже невозможно, и поэтому целесообразно добавить приставку «мета» перед названием осадочного аналога. Ближе к основанию разреза второй подсвита степень перекристаллизации обломков так высока, что в большинстве случаев становится трудно определить первоначальную размерность обломочного материала. Такую породу возможно охарактеризовать лишь как метатерригенная. Слюдистый материал в «сером бесапане» более крупный по сравнению с «пестрым» и описывается как серицит-мусковитовый.

1680—3500 м — нижняя подсвита бесапанской свиты. В этой части разреза метатерригенные породы сокращаются и возрастает количество разнообразных слюдистых сланцев (метапелитов). Соотношение их 2 : 5. Кроме того, заметная доля (до 30 %) приходится на породы биотит-полевошпат-кварцевого состава с эпидотом, амфиболами и пироксеном, для которых установлено вулканогенное происхождение. По реликтовым минералам и структурам, а также петрохимическим характеристикам эти породы соответствуют метатифам андезитов (А. Б. Кольцов, ВСЕГЕИ).

Реликты обломочных структур в породах нижнебесапанской подсвиты обнаруживаются лишь в разностях с высоким содержанием слюдистого цемента. Сохраняются почти исключительно реликты обломков кварца. Породы с достаточно высокой сгруженностью обломков полностью перекристаллизованы в кварцитовидный либо слюдисто-кварцевый агрегат. Их первично-обломочная природа иногда устанавливается только по наличию обломочного циркона, реже турмалина.

Разнообразнее становится состав слюдистых минералов: серицит—мусковит, мусковит, биотит. Плагиоклаз отвечает альбит—олигоклазу. Еще выше основность плагиоклаза (олигоклаз—андезин, андезин) в биотит-полевошпат-кварцевых породах. Но здесь плагиоклаз вместе с роговой обманкой и пироксеном отмечаются в качестве наиболее ранних, реликтовых минералов. Плагиоклаз в ряде случаев образует лейсты, а в одном шлифе наблюдаются гломеропорфировые зерна

зонального строения. Реликтовый пироксен соответствует пижониту, тогда как пироксен в жильном кварце и карбонатизированных породах определяется как диопсид.

В биотит-полевошпат-кварцевых породах наблюдается процесс разложения основного плагиоклаза с появлением альбит—олигоклаза и минералов группы эпидота-клиноцоизита; по роговой обманке и пироксену развиты лучистые амфиболы (актинолит—тренолит). Эти изменения рассматриваются как автометаморфические, что в сумме с ранее изложенными характеристиками состава и структуры биотит-полевошпат-кварцевых пород свидетельствует об их вулканогенной природе. Особенности минерального и химического состава с учетом сверхнормативного содержания кремнезема (64—70 %) позволяют считать их метаморфизованными туфами андезитов.

До глубины 3500 м скважина вскрыла разрез, по составу полностью соответствующий разрезу трех нижних подсвит бесапанской свиты. На глубине около 3500 м пересечена граница, ранее отбивавшаяся при наземных сейсморазведочных и гравитационно-магнитных исследованиях. Граница выражена сменой состава пород, появлением новых литологических разновидностей, возрастанием степени метаморфических преобразований (до эпидот-амфиболитовой фации). Устанавливаются новые типы изменений пород (амфиболитизация), прожилковое окварцевание с амфиболом и гранатом (гроссуляром), прожилки пегматитов с турмалином. Заметней становится смена в породах вкрапленного пирротина ильменитом, что, по данным Г. В. Иголкиной и др. (ИГ УрО АН СССР), отразилось в изменении характера кривых магнитного каротажа (асимметрия вертикальной составляющей). В углеродисто-слюдистых сланцах очень часто присутствуют кристаллы и овальные выделения серицитизированного андалузита (хиастолит).

Вместе с тем вскрываемая толща отличается от известной на поверхности тасказганской свиты (подстилающей бесапанскую) отсутствием типоморфных для нее кремнистых и карбонатных пород, амфиболитизированных metabазальтоидов. В то же время типы и степень изменений пород соответствуют таковым в тасказганской свите.

Для всех подразделений вскрытого разреза характерно тонкое чередование литологических разностей. Стволовая мощность пластов однородного состава не превышает 12—15 м. Доля пластов мощностью более 3 м не превышает 20 %. В основном же чередуются прослои мощностью от десятков сантиметров до первых метров. По преобладанию одной из разностей выделяются сравнительно однородные интервалы стволовой мощностью от 5 до 20 м. Кроме того, для разреза двух нижних подсвит бесапанской свиты типичны интервалы тончайшего чередования литологических разностей мощностью от первых сантиметров до миллиметров и их долей. Последние наблюдаются уже при микроскопическом изучении.

Устанавливается ритмичное строение вскрытого разреза. Четко фиксируются элементарные ритмы мощностью метры — первые десятки метров. Ритмичность подчеркивается распределением углеродистого вещества. В наиболее грубых обломочных (метатерригенных) породах оснований ритмов по петрографическим данным содержание его минимально, что обуславливает их более светлую окраску. Максимальное количество углеродистого вещества характерно для наиболее мощных пластов метапелитов (углеродисто-слюдистых сланцев), слагающих кровлю ритмов, и окраска их наиболее темная, черная.

Задача выделения более крупных сложнопостроенных ритмов в ранге ритмопачек решается путем построения литограмм и анализа ритмичности в комплексе с минералого-петрографической, геохимической и геофизической информацией. Полученные результаты позволили уточнить границы выделенных подразделений разреза (рис. 4). Детальное расчленение вскрытого разреза объясняет нечеткость границ подразделений за счет развития ритмопачек резко уменьшенной мощности, создающих видимость постепенных переходов.

Изотопный состав углеродистого вещества пород $\delta^{13}\text{C}$ от 22 до 28,9 ‰ свидетельствует об его осадочно-диагенетической природе. По данным Н. М. Заири и А. П. Глухова (ЦНИГРИ), отсутствует тенденция привноса или выноса ОВ. Первично-осадочная природа углеродистого ве-

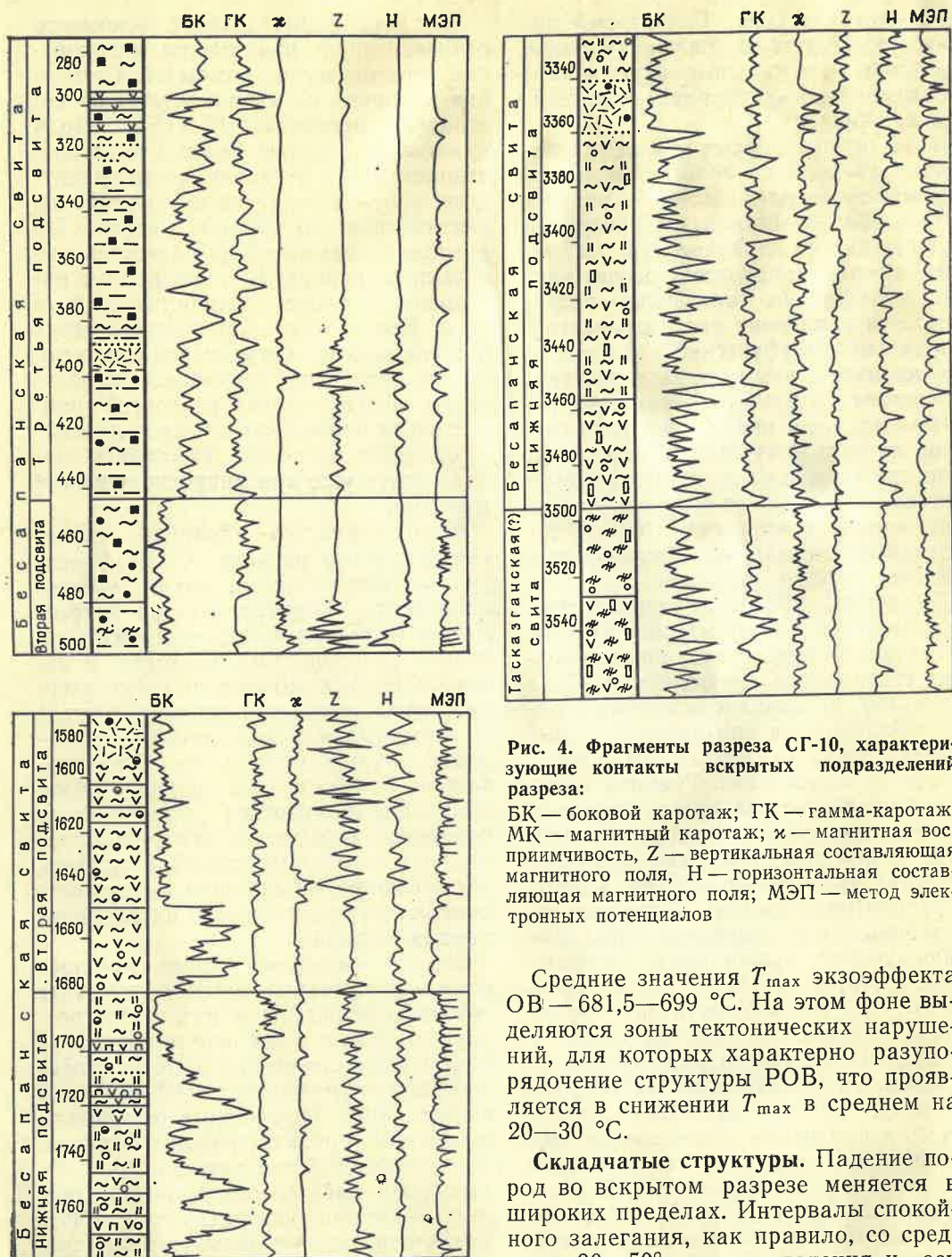


Рис. 4. Фрагменты разреза СГ-10, характеризующие контакты вскрытых подразделений разреза:

БК — боковой каротаж; ГК — гамма-каротаж; МК — магнитный каротаж; ж — магнитная восприимчивость, Z — вертикальная составляющая магнитного поля, Н — горизонтальная составляющая магнитного поля; МЭП — метод электронных потенциалов

Средние значения T_{max} экзоэффекта ОВ — 681,5—699 °С. На этом фоне выделяются зоны тектонических нарушений, для которых характерно разупорядочение структуры РОВ, что проявляется в снижении T_{max} в среднем на 20—30 °С.

Складчатые структуры. Падение пород во вскрытом разрезе меняется в широких пределах. Интервалы спокойного залегания, как правило, со средними 30—50° углами падения к оси керна, нередко сменяются интервалами интенсивного смятия пород. Для последних обычно мелкая гофрировка с развитием многочисленных разноориентированных замков складочек. Выявляется четкая приуроченность интервалов смятия к вскрытым тектоническим швам, участкам дробленных и перетертых пород, сопровождающихся ореолом поздней минерализации.

щества пород подтверждена петрографическим изучением (И. Б. Волкова, М. В. Богданова, ВСЕГЕИ).

Рассеянное органическое вещество соответствует по степени углефикации антрацитовая стадии с переходом к слабоупорядоченному графиту. Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ по скважине составляет 0,61 %, резко отличаясь в литологических разностях.

Скважина задана в северном крыле антиклинальной структуры, вблизи ее перегибального замыкания (см. рис. 1). В связи с этим ствол скважины при бурении отклонялся к югу из-за ориентировки бурового снаряда вкрест падения пород (что особенно характерно в условиях контрастного по физико-механическим свойствам разреза). В интервале 2175—2240 м скважина, возможно, пересекла свод антиклинальной структуры, и пласты приобрели южное и юго-западное падение. Это предположение подтверждается замерами азимута падения по ориентированному керну и определением элементов залегания по данным скважинной магнитометрии (Г. В. Иголкина и др., ИГ УрО АН СССР).

Разрывные структуры пересечены скважиной неоднократно, выражены проявлением как хрупких, так и пластических деформаций, в т. ч. интенсивным дроблением с образованием брекчий (катаклазитов), перетиранием пород с возникновением глинок трения, перераспределением углеродистого вещества вмещающих пород. Наиболее мощные разрывные структуры вскрыты в интервалах 1327—1380 м, 2397—2497 м, 2940—3040 м (см. рис. 3). Это отчетливо фиксируемые многошовные тектонические зоны. Присутствуют и маломощные срывы обычно через 40—80 м стволовой мощности, также выраженные дроблением, перетиранием и смятием пород. Мощность таких зон 5—30 м; в уже вскрытом разрезе их насчитывается более 20. Суммарная доля разрывных нарушений составляет около 15 % от вскрытого разреза.

Увязка с поверхностью позволяет трактовать зоны крупных разломов как крутонаклонные. Значительная часть маломощных разрывов также имеет крутую ориентировку трещин, а сопровождающая зоны дробления минерализация (сульфидные, кварц-карбонатные, пренит-цеолитовые прожилки) приурочена к крутым сколовым трещинам.

По материалам бурения сделан вывод, что разломы, развитые на юго-восточном фланге Мурунтауского рудного поля, имеют крутое северное падение и являются опережающими структурами зоны Южного разлома.

В большинстве случаев со швами разрывных структур совпадают участки интенсивного смятия пород с широ-

ко проявленным разнообразным кливажом деформационного скольжения. Трещины этого кливажа часто не параллельны, а образуют систему сходящихся и расходящихся клиньев.

Выполнение в ряде случаев микролитов кливажа углеродистым веществом и серицитом дало основание трактовать это явление как филлонитизацию. В отличие от динамометаморфического кливажа течения кливаж деформационного скольжения отражает понижение *PT*-условий и может рассматриваться как результат типичного разломообразования, сопровождающегося гидротермально-метасоматической деятельностью.

Магматические образования представлены серией гранитоидных даек, верхняя из которых вскрыта в интервале 2608—2611,4 м. Порода светлая мелкозернистая с полуразложившимися темноцветными. Эндоконтакты мощностью первые сантиметры сложены стекловатой породой с лейстами плагиоклаза, определенной при микроскопическом изучении как фельзит-порфир. Остальная часть дайки отвечает по составу и структурным особенностям гранит-порфиру, характерным компонентом которого является калишпат во вкрапленниках и основной массе. При этом содержание K_2O составляет 4,92 %. В породе наблюдаются мельчайшие выделения пирротина, приуроченные преимущественно к полуразложившему биотиту.

Дайки на контактах раздроблены, имеют место тектонические срывы, вмещающие породы перемяты. Во вмещающих породах выше и ниже дайки (интервал глубин 2520—2740 м) отмечаются актинолит, тремолит и диопсид. В интервале 2545—2608 м повышается основность плагиоклаза до олигоклаз—андезина. Возраст дайки, определенный рубидий-стронциевым методом, оценивается в 273 ± 4 млн лет [2].

В интервале 3770—3931 м скважиной вскрыта серия маломощных даек светлых гранит-порфиров и аплитовидных гранитов. Отчетливо фиксируются крутопадающие извилистые контакты даек с вмещающими породами. Лишь в одном случае наблюдается апофиза белых фельзитовидных гранит-порфиров мощностью 2 см, контакты которой ориентированы под углом около 45° к оси керна.

В эндоконтактах породы менее раскристаллизованы и приобретают фельзитовидный облик, а вкрапленники — овальную форму. Преобладающим темноцветным минералом является биотит. Встречаются разрозненные кристаллы и мелкие скопления черного турмалина, а также овальные зеленоватые шпировидные агрегаты роговой обманки, иногда образующие цепочки, вытянутые вдоль оси зерна (субпараллельно контакту дайки). В отдельных случаях в центре скоплений роговой обманки или просто в породном агрегате присутствуют мелкие изометричные розоватые зерна граната. Состав граната: две части альмандина и одна спессартина.

В качестве минерала контактовых изменений с глубины 3508 м в углеродисто-слюдястых сланцах почти постоянно отмечается андалузит. Минерал, как правило, серицитизирован, но хорошо опознается по форме кристаллов и по часто наблюдающемуся в поперечном сечении диагональному кресту (хиастолит). Столь широкое распространение андалузита при очень слабом развитии магматических пород может быть объяснено близостью скважины к субвертикальному дайковому поясу (см. рис. 2).

Метаморфические преобразования пород происходили в несколько стадий (таблица), и лишь наиболее ранняя из них отражает степень регионального метаморфизма. До глубины 3,5 км она определена как зеленосланцевая фация со сменой хлоритовой субфации биотитовой в интервале 1550—1700 м, совпадая с границей между второй и нижней подсвитами бесапанской свиты (В. А. Хохлов и др., ОМЭ САИГИМС). Фиксируется по исчезновению раннего метаморфогенного хлорита и появлению тонкочешуйчатого раннего биотита в основной массе пород. По границе (в интервале 1650—1720 м) происходит повышение основности плагиоклаза. Наблюдающийся в верхних подразделениях разреза альбит (№ 0—5) сменяется альбит—олигоклазом (№ 12—15).

На глубинах свыше 3,5 км степень регионального метаморфизма возрастает до эпидот-амфиболитовой фации. Таким образом, выделяющиеся метаморфические толщи в целом совпадают с основными подразделениями разреза, имея такие же размытые грани-

цы. Возраст регионального метаморфизма оценивается калий-аргоновым методом в 518 ± 25 млн лет (А. А. Кременецкий и др., ИМГРЭ).

Следующая по времени — стадия динамометаморфизма. В верхней части разреза встречаются микропорфиобласты биотита. С 440 м спорадически проявлен пологий кливаж течения, имеющий до глубины 1100 м углеродисто-серицитовое выполнение, порфиобласты биотита становятся крупнее. Глубже микролиты выполнены углеродисто-биотитовым материалом с пиротином. Мощность зон кливажа и частота встречаемости во вскрытом разрезе возрастает с глубиной. С 3450 м вскрываемый разрез представляет собой область сплошного развития крупночешуйчатого биотита.

В разрезе скважины с глубины 1600 м установлен комплекс ранних метасоматических образований в виде прожилков кварца с амфиболами (актинолит—тремолит) и минералами группы эпидота—клиноциозита, более поздними образованиями по отношению к порфиобластическому биотиту динамометаморфического происхождения. С глубины 2180 м в составе прожилков появляется диопсид (О. В. Русинова и Н. А. Вишневская, ЦНИГРИ). На глубинах более 3100 м лучистые амфиболы в кварце сменяются зелеными и бурными кристаллами роговой обманки. С 3340 м в прожилках кварца, помимо пироксена (и развивающейся по нему зеленой роговой обманки), наблюдается красноватый, коричневатый гроссуляр. На этой же глубине развиты прожилки белых пегматитов, представляющих собой хорошо раскристаллизованный агрегат кварца, плагиоклаза, калишпата и мусковита, с черными кристаллами турмалина. В отдельных случаях в прожилках пегматитов встречаются единичные мельчайшие зерна розового граната.

Таким образом, наблюдается закономерное зональное изменение состава описанных образований с глубиной. Нижняя из зон тяготеет к вскрытым дайкам гранитоидов пространственно и близка к ним по особенностям состава (турмалин, гранат, роговая обманка присутствуют и в дайках, и в сопровождающих их жильных новообразованиях).

Первое же появление прожилков кварца с пироксеном (2180—2270 м) совпадает с предполагаемым пересечением скважиной оси антиклинальной структуры (2175—2240 м) (см. рис. 2). Сделан вывод о связи описанных высокотемпературных прожилковых образований со структурой типа термально-куполо, обязанного возникновением либо внедрившейся интрузии, либо выступу гранито-гнейсового основания в ядре антиклинальной структуры.

Спорадические процессы метасоматической карбонатизации — амфиболизации пород можно рассматривать как явление ретроградного метаморфизма. До глубины 2470 м это маломощные интервалы светлых серых массивных карбонатизированных образований. При микроскопическом изучении отчетливо видно неравномерное развитие карбоната по метаморфизованным породам, замещение им первичного субстрата. Для них характерно присутствие фосфатов и карбонатов редких земель (В. В. Кнауф, ВСЕГЕИ).

Глубже в карбонатизированных породах появляются зеленоватые амфиболы, а с глубины 2580 м в их составе начинает отмечаться пироксен. В интервале 3300—3500 м карбонатизированные породы с амфиболами сменяются зелеными амфиболизированными. В этом же интервале присутствуют белые кварцитовидные образования с пироксеном. С глубины 3500 м остаются лишь амфиболизированные тела, в которых на основном зеленом фоне отчетливо бывают видны мелкие светлые зерна пироксена и коричневатые — граната.

Обращает на себя внимание появление в карбонатизированных амфиболизированных породах тех же минералов, что и в рассмотренных выше прожилках кварца, но постоянно на нескольких больших глубинах. Это обстоятельство позволяет рассматривать процесс карбонатизации — амфиболизации как ретроградный по отношению к комплексу ранних высокотемпературных прожилковых образований.

По результатам геохимического опробования повышена частота встречаемости в «пестром бесапане» в интервале 25—450 м Au 61 % и As 85,5 %. В нижележащих частях разреза частота встречаемости резко понижается: Au — 22—26 %, As — 11—13 %. Более

75 % содержаний Au 0,1 г/т и выше приходится на «пестрый бесапан».

Согласуются с этими данными результаты определения фоновых содержаний золота, выполненные нейтронно-активационными анализом. Самое высокое среднее содержание, более чем в два раза превышающее околокларковый уровень ($2,10^{-7}$ — $5,10^{-7}$ %), установлено для пород «пестрого бесапана».

На больших глубинах содержания золота понижаются, и среди них преобладают околокларковые ($2 \dots 5,10^{-7}$ %) и нижекларковые ($< 2,10^{-7}$ %). Частота встречаемости вышекларковых значений составляет здесь всего от 6 до 13 % (за исключением зоны разлома в интервале 1327—1400 м). Эти значения приходятся на углеродисто-слюдистые сланцы, средние содержания золота по которым в большинстве случаев в несколько раз превышают таковые по остальным типам пород.

Повышенный фон золота в углеродисто-слюдистых сланцах объясняется, по-видимому, высоким содержанием в них пирротина, включающего в качестве примеси золото.

Частота встречаемости установленных содержаний вольфрама до глубины 1800 м остается в пределах 35—40 %. Повышение концентраций его сопровождается появлением зерен шеелита в кварце. Основные интервалы развития шеелитовой минерализации: 295—395 м, 1051—1106 м. Максимальные содержания вольфрама не превышают 0,1 %.

Во вскрытом разрезе широко развит кварцево-жильный комплекс, метасоматические и прожилковые новообразования. Кварцево-жильная минерализация разнообразна как по форме проявления, так и по составу. Это субсогласные прожилки, серии извилистых прожилков, пронизывающих перемятые породы, полого- и крутосекущие линзовидные и параллельнозальбандовые прямолинейные и извилистые жильные образования, участки сетчатого окварцевания. Из сопутствующих жильных минералов характерны карбонаты, альбит и калишпат, биотит, мусковит, хлорит и, как уже указывалось, амфиболы, эпидот, клиноцоизит, пироксен.

Из явно наложенных изменений, приуроченных к тектоническим зонам,

Проявления процессов метаморфизма, метасоматоза и рудогенеза в разрезе Мурунтауской сверхглубокой скважины

Свита	Под-сента	Региональный метаморфизм			Динамометаморфизм	Контактовый метаморфизм	Ранний высокотемпературный метасоматоз	Ретроградный метаморфизм	Продуктивный гидротермально-метасоматический процесс	Пострунный гидротермально-метасоматический процесс
		Фация	Суб-фация	Минеральная ассоциация						
Беспанская	Третья (0—440 м)	Зеленая сланцевая	Хлоритовая	Хлорит-серпентиновая с вкрапленным пиритом (0—450)	Кварц с карбонатом, серпентином, пиритом (0—400)	Микропорфири-бласти биотита (0—290) Калишпат-биотит-кварцевая ассоциация с самородным золотом и шее-литом (290—380)		Карбонатизированные породы с фосфатами и карбонатами редких земель (0—2450)	Золото-серебряная минерализация с адуларом, альбитом, баритом, разнообразными карбонатами; прожилки и желваки пирита и пирротина; арсенида; галенит, блеклые руды, сульфосоли, шеелит (0—1800)	Кварц-карбонатные прожилки, пирит и мельниковит-марказит-пирит в прожилках и поранним сульфидам; аргиллизация (0—1600)
				Хлорит-серпентиновая с вкрапленным моноклинным пиритом (450—1700)	Кварц с карбонатом, серпентином, пирротин (400—600) Кварц с карбонатом, хлоритом, пирротин (600—1650)	Локально проявленный кливаж течения с углеродистосерпентиновым выполнением, порфириобласти биотита (450—1050)				
Нижняя 1680—3500 м)		Биотитовая		Мусковит-биотитовая с плагиоклазом № 10—15 и вкрапленным гексагональным пирротин (1700—3500)	Кварц с биотитом, мусковитом, полевыми шпатами, пирротин (1650—4000)	Пологие зоны проявления кливажа течения с микролитонами, выполненными порфириобластическим биотитом с пирротин и углеродистым веществом (1050—3500)	Предположительно пироксен, амфиболы, плагиоклаз до андезина (№ 30—40) (2600—2800)	Кварц с амфиболами, эпидотом, клинодоцитом (1600—2150) Кварц с пироксеном (диопсид) и амфиболами, роговой обманкой (2100—3500)	Золото-мышьяковое орудуемое с самородным золотом, арсенидопиритом, пирротин, пирротин в окварцованных альбитизированных породах; прожилки пирита, прожилки и жел-	Прениг-ломонитовые прожилки с мельниковитом-пирротин, кварц-карбонатные прожилки с мельниковитом; хлоритизация (1600—3400)

Таскаган- ская (?)	Эпидот- амфибо- литовая	Эпидот-амфи- бол-мусковит- овая с вкрапленными пирротином и (3500—4000)	Область сплош- ного развития крупночешуй- чатого биотита (3500—4000)	Вкрапленность андалузита (хиастилит) в углеродисто- слюдистых сланцах (3600—4000)	Кварц с gros- суляром, диоп- сидом, роговой обманкой; пер- матиты с чер- ным турмали- ном и розовым гранатом (3500—4000)	Амфиболитизи- рованные и пи- роксенитизи- рованные породы (3100—3550)	Амфиболитизи- рованные породы с пироксеном и гранатом (3550—4000)	ваки пирротина (1800—2500) Уран-молибде- нованатное ору- денение в кварц-сульфид- но-углероди- стых брекчиях с ниобием, пал- ладием и пла- тиной, редкими землями; арсе- нопирит, мо- либденит; про- жилки пирита, прожилки и желваки пирро- тина (2500—4000)	Карбонат-квар- цевые прожил- ки с биотитом, мельничково- пирротином; хлоритизация (3400—4000)
-----------------------	-------------------------------	--	--	---	--	---	---	---	---

Примечание. Данные приведены по материалам В. Г. Яковлева, В. М. Донского, О. А. Никитиной, Л. И. Паздзерской, Ю. Г. Корчевской; в скобках интервалы глубин, м.

отмечаются альбитизация и прожилково-метасоматическое окварцевание. Хлоритизация и аргиллизация — наиболее поздние изменения, причем хлоритизация присутствует во всем интервале глубин. Хлорит определяется как корренситоподобная фаза, а под микроскопом опознается по образуемым им вермикулитовым сросткам. Аргиллизация выражается в развитии гидрослюд (часто совместно с карбонатом) и глинистых минералов (галлуазит, нонтронит и др.). С глубины около 1500 м аргиллизация исчезает.

Среди поздних прожилковых образований обычны карбонатные, кварц-карбонатные и пренит-цеолитовые. Цеолит в них определен рентгеноструктурным анализом как ломонтит (О. В. Русинова, Н. А. Вишневская, ЦНИГРИ). Распространены в интервале 1500—3300 м.

Достаточно четкая приуроченность пренит-цеолитовых прожилков к нижебесапанской подсвите, вероятно, объясняется значительной долей в ее разрезе пород вулканогенного происхождения, реконструируемых как метатUFF андезитов.

На глубинах более 3300 м в качестве наиболее поздних жильных образований отмечаются карбонат-кварцевые прожилки с темным биотитом. Карбонаты по изотопному составу ^{18}O четко разделяются на три группы: ранние, с $\delta^{18}\text{O} = -5,0\text{‰}$, T образования около 300 °C; поздние, с $\delta^{18}\text{O} = +1,5\text{‰}$, T образования около 200 °C; поздние, с $\delta^{18}\text{O} = +3\text{‰}$, T около 120 °C.

Наиболее ранние генерации карбоната имеют отчетливо метеорогенную природу (Н. М. Заири, А. П. Глухов, ЦНИГРИ), а последующие обменные реакции в системе порода—вода приводят к обогащению изотопом $\delta^{18}\text{O}$ до $+3\text{‰}$. В то же время $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов однороден -6‰ ... $-9,5\text{‰}$.

Рудная минерализация почти непрерывно присутствует в виде прожилково-вкрапленных сульфидов, проявляя тенденцию к обогащению углеродистослюдистых сланцев. В верхней части разреза до глубины 470 м среди сульфидов преобладает пирит, на больших глубинах сменяющийся пирротин (В. А. Коваленкер, ИГЕМ; Г. М. Чеботарев, ИГГ АН УзССР; В. Ф. Проценко, САИГИМС; А. А. Кременецкий, ИМГРЭ). Смена пирита моноклинным пирротин (470—490 м), а последне-

го гексагональным (1600—1700 м) совпадает с основными метаморфическими разделами вскрытого разреза, что позволяет сделать вывод о метаморфогенном происхождении этой зональности. На синкинематичный характер вкрапленных сульфидов и метаморфогенной сланцеватости указывает ярко выраженное совпадение удлинения чешуек слюдистых минералов и зерен сульфидов.

Смена пирита пирротинном отчетливо отбивается не только на СГ-10, но и по скважинам месторождения Мютенбай, а также МС-1 и МС-2. Раздел этот всюду располагается под оруденением и близок к границе «пестрого» и «серого бесапана». Переходы от пирита к моноклинному пирротину, а последнего к гексагональному хорошо выражены на графиках магнитной восприимчивости по каротажу (Г. В. Иголкина и др., ИГ УрО АН СССР) и результатам петрофизического изучения керна (В. П. Макаров, Кызылкумская ГРЭ). Проявленная на глубинах более 3,4 км тенденция к смене вкрапленности гексагонального пирротина ильменитом отразилась в смене характера вертикальной составляющей магнитного поля (Г. В. Иголкина и др., ИГ УрО АН СССР). Кривая ΔZ становится менее изрезанной и асимметричной.

Ряд фактов свидетельствует о неоднородности выделения наиболее распространенных сульфидов. Привлекает внимание очень широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ пиритов и пирротинных (Н. М. Заири, А. П. Глухов, ЦНИГРИ). Он достигает 15‰ (+9,5‰ ... —5,4‰). Для других сульфидов (арсенопирит, галенит, сфалерит) разброс $\delta^{34}\text{S}$ значительно меньше, не превышает 4‰ (+5‰ ... +1‰).

Одна из главных прикладных задач бурения СГ-10 — изучение **рудности глубоких горизонтов** Мурунтауского рудного поля. В целом это представляет собой гигантский, сложнопостроенный линейно-изометричный рудный штокверк, морфология которого контролируется сложным сочетанием структурных и литологических факторов. Вся эта сложная рудная система месторождения имеет тенденцию погружения на восток, северо-восток вслед за погружением продуктивной части разреза бесапанской свиты, а также шарниров основных герцинских складок.

Таким образом, основные перспективы восточного фланга месторождения связаны с оруденением, локализованным в нижней части «пестрого бесапана». Оруденение в данной позиции вскрыто СГ-10 в интервале (0—380 м), а затем по падению скважинами-спутниками МС-1 (600—900 м) и МС-2 (1290—1730 м). Эти же орудененные залежи с серией промышленных интервалов вскрываются МС-3, расположенной в 800 м к востоку от МС-2, на глубинах 1480—1890 м.

Заданная в подрудной позиции СГ-10 не ориентирована на вскрытие залежей в нижней части «пестрого бесапана». Эту задачу успешно решают скважины-спутники, для чего необходимо лишь дополнительный объем бурения до глубин 2000—2500 м в целях прослеживания оруденения по всей полосе Бесапантау—Мурунтау—Мютенбай—Триада. Задачей СГ-10 в данной ситуации является наращивание разреза, подстилающего рудоносную толщу, вплоть до уровней, не известных на поверхности, и вскрытие на глубине корневых частей столбообразных залежей.

Рудные столбы, уходящие на глубину 1200—1300 м, представлены серией кварцево-жильных тел с сопутствующей сульфидизацией. Размещение рудных столбов контролируется структурным фактором. Зоны разуплотнения приурочены к сводовым частям антиклинальных складок. Нередко корневые части столбов опираются на грани разломов. Минеральный комплекс изменяется с глубиной, развивается своеобразная зональность, фронтальная часть которой вскрывается Мурунтауской СГ-10 на глубинах свыше 2000 м.

Подтверждением этому служит вскрытый на глубине 2397—2404 м 7-м интервал со средним содержанием Au 15,2 и Ag 8,5 г/т, являющийся наиболее глубоким из всех известных на рудном поле и на других золоторудных объектах страны.

Золоторудная зона представлена дроблеными метасоматитами и окварцованными породами с прожилками кварца. В аншлифе жильного кварца и окварцованной породы описаны пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, марказит и самородное золото в виде мельчайших выделений в кварце. В отмытых шлихах из дубликата проб и шлама установлены: самородное золото,

арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит. Пробность золота варьирует в широких пределах от 545 до 739, внутри зерен отмечается неоднородная пробность 635—845. В сульфидах повышенные содержания Ag (до 30 г/т), Cu, Pb, Zn, As, Co, Sb.

На глубинах более 3,4 км вновь возрастает частота встречаемости содержаний золота выше $5 \cdot 10^{-7} \%$ (выше-кларковые). Максимальные значения достигают 2 г/т.

Помимо золотоносности, во вскрытом разрезе (особенно интенсивно в интервалах 1380—1382 м, 2420—2440 м, 2940—3050 м) развито уран-молибден-ванадиевое оруденение, приуроченное к кварц-сульфидно-углеродистым брекчиям. Для них характерны повышенные содержания РЗЭ, ниобия, платины, палладия, а также радионуклидов (Ю. Н. Зуев, ИГГ АН УзССР), являющихся продуктами распада урана и тория.

Аномален изотопный состав свинца (радиогенный свинец), галенитов и других минералов. По данным В. З. Фукса (ВСЕГЕИ), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет в них от 0,8289 до 0,8892; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — от 17,215 до 18,885; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — от 2,0111 до 2,1578.

Геотермальные и термометрические исследования (Ю. Н. Зуев и др., ИГГ АН УзССР) по скважине и рудному полю в целом устанавливают динамическое распределение температур пород как с глубиной, так и по латерали, что позволяет оконтурить достаточно крупную и интенсивную аномалию теплового поля Земли в районе бурения скважины. Распределение геотермического градиента неравномерно от $2^\circ\text{C}/100\text{ м}$ на северо-западе рудного поля до $3,1^\circ\text{C}/100\text{ м}$ на юго-востоке в районе бурения скважины СГ-10. С глубиной в целом наблюдается рост градиента за исключением понижения его в интервалах 1000—1500 м и 2700—3000 м, где вскрыты наиболее крупные разрывные структуры.

Плотность теплового потока в интервале глубин 100—2500 м равна $83\text{ мВт}/\text{м}^2$ (среднеконтинентальное значение 50—70, а для района работ $66\text{ мВт}/\text{м}^2$) при среднем значении градиента в стволе СГ-10 $0,0307^\circ\text{C}/\text{м}$ и средней теплопроводности $2,7\text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{К}$ в диапазоне температур 0—100 $^\circ\text{C}$.

Ожидаемое распределение температур в СГ-10 на глубинах 5000 м —

$170 \pm 2^\circ$; 6000 м — $201 \pm 3^\circ$; 7000 м — $232 \pm 5^\circ$. Температура на глубине 3750 м составляет 129°C .

Природа избыточного теплового потока, размеры геотермической аномалии, глубины залегания источников ее возмущения остаются главными задачами на будущее. Следует отметить, что одной из конечных целей сверхглубокого бурения в США, ФРГ, Швеции является возможность применения геотермальной энергии в практических целях.

На скважине отрабатываются новые технологии и технические средства, в частности устройство для отбора ориентированного керна (ВНИИГеоинформсистем). Выполняется большой комплекс геофизических исследований, по оригинальным методикам и с помощью уникальной аппаратуры, защищенной патентами на изобретения (ИГ УрО АН СССР, Раменский филиал ВНИИГеоинформсистем, ПГО «Узбекгеофизика»). Проводятся всесторонние петрофизические исследования керна на высокоточной аппаратуре (ВСЕГЕИ, ИГ УрО АН СССР), в т. ч. при высоких термодинамических условиях (ИС АН УзССР).

В минералого-геохимических исследованиях принимают участие САИГИМС, ЦЛ ПГО «Ташкентгеология», ИГГ АН УзССР, ИМГРЭ, ИГЕМ. Изотопно-геохимические исследования проводятся ЦНИГРИ, геохронологические — ГЕОХИ и ВСЕГЕИ.

Обширная информация по результатам работ скапливается в САИГИМСе, где планируется создание банка данных по СГ-10 в целях глубокой переработки всей информации с использованием наиболее современной аппаратуры и программного обеспечения. Учитывая возрастающий интерес к информации по СГ-10, предполагается тиражирование ее для реализации заинтересованным организациям.

При продолжении бурения СГ-10 имеются широкие возможности для включения в программу исследований новых видов и методов, способных качественно расширить получаемую информацию, а также для проведения испытаний технических средств и технологий как отечественных, так и зарубежных.

Вклад СГ-10 значителен в изучении процессов преобразования пород, способных вызвать мобилизацию огромно-

го объема реакционноспособного вещества. Имеются примеры неоднократно процессов минералообразования и сочетания в одном объеме минеральных комплексов, резко отличающихся по составу и условиям образования, что указывает на значительный разрыв их формирования во времени.

По новым радиологическим данным рудообразование (Ю. А. Костицын, ГЕОХИ; А. А. Кременецкий, ИМГРЭ) протекало в течение 90 млн лет, от 315 ± 10 до $219,4 \pm 4,2$ млн лет [3]. При этом возраст магматизма оценивается в 286—274 млн лет, что характеризует его лишь как один из этапов генетически сложных процессов на рудном поле.

Получен огромный фактический материал, свидетельствующий о неординарности генезиса Мурунтау. Продолжение бурения дает возможность создать не только принципиально новую генетическую модель рудного поля, но и сделать существенный вклад в теорию рудообразования в отношении источников рудного вещества, происхождения растворов, источников энергии

процессов минералообразования. Это, в свою очередь, позволит решить не только задачу происхождения оруденения на Мурунтауском рудном поле, но и проблему генезиса оруденения в черносланцевых толщах, с которыми в последнее время связываются основные перспективы рудоносности в стране и за рубежом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. — Ташкент: Фан, 1985.
2. Костицын Ю. А. Rb—Sr система пород и минералов месторождения Мурунтау: Автореф. диссерт. канд. геол.-минерал. наук. — М., 1991.
3. Кременецкий А. А., Липидус А. В., Скрыбин В. Ю. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых (по данным сверхглубокого бурения). — М.: Наука, 1990.
4. Методические рекомендации по комплексным геологическим, петрографо-минералогическим, петрофизическим, геофизическим, гидрогеологическим исследованиям сверхглубоких скважин/Под ред. Е. А. Козловского. — Л.: ВСЕГЕИ, 1986.

Принята редколлегией 24 июня 1991 г.

УДК 550.814

© Ю. Н. Серокуров, 1991

Использование космических снимков для целей прогнозирования рудоносности территорий

Ю. Н. СЕРОКУРОВ (Геоэкоцентр концерна «Геологоразведка»)

При обосновании перспектив площадей на тот или иной вид полезного ископаемого традиционно учитываются общегеологические предпосылки приуроченности искомым руд к определенным образованиям или структурам, а также эмпирические закономерности размещения уже известного оруденения относительно конкретных литологических, тектонических, геохимических и других факторов, выявленных на разных стадиях геологоразведочных работ. Удовлетворительный результат достигается обычно лишь при учете всей совокупности сведений, отражающих особенности формирования искомого оруденения.

Бурное развитие методов дистанционного зондирования Земли из космоса поставило вопрос об использовании космических снимков при прогнозных исследованиях. Появилась уникальная возможность исследовать особенности

ландшафтов любых участков земной поверхности с помощью снимков разного масштаба и вида. Само по себе космическое зондирование не способно измерять подземные характеристики, но в силу того, что различные породы, среды и структуры неодинаково ведут себя в специфических частях спектра, по космическим снимкам можно разделять и оконтуривать геологические тела, структуры, следы процессов [1—5, 7]. Отражаются через современные ландшафты и некоторые глубинные особенности земной коры [6].

Анализ литературы и наши исследования показывают также, что лишь небольшая часть структурных, литологических, геохимических, минералогических, геофизических критериев и признаков фиксируется при дешифрировании непосредственно, большинство проявляется через различные кос-

венные параметры при специальной обработке фотохимическими, оптическими или оптико-электронными способами либо самих изображений, либо результатов формального визуального или компьютерного дешифрирования элементов ландшафта.

Важной особенностью использования космического зондирования при прогнозе является возможность работать с материалами разного масштаба, что позволяет эффективно применять системный подход. С помощью обзорных космических снимков получается информация о площадях, благоприятных для формирования искоемых рудных провинций, реже районов. Среднемасштабные космические материалы информируют о площадях, благоприятных для локализации рудных районов, реже узлов. По крупномасштабным снимкам выявляются площади, благоприятные для локализации рудных узлов и полей. Разные виды космических съемок (телевизионные, сканерные, фотографические, зональные, цветные, инфракрасные, радарные и т. д.) позволяют выявлять различные стороны строения поверхности Земли, а через нее и земной коры.

Таким образом, базой прогнозной оценки любых территорий с применением космических снимков являются следующие предпосылки:

место локализации любого полезного ископаемого определяется совокупностью структурно-тектонических, магматических, метасоматических и других факторов, часть из которых фиксируется с помощью космических съемок;

сходные по геологическому строению территории вмещают часто близкие типы оруденения;

ранг прогнозируемых рудных объектов тождествен рангу рудно-магматических систем.

Основа принципиальной схемы прогнозной оценки любой территории на заданный вид полезного ископаемого — последовательный анализ космических снимков от мелкого до детального масштаба. Посредством визуального и компьютерного дешифрирования и специальных методов обработки его результатов создается банк признаков, среди которых выбираются наиболее информативные либо в отно-

шении эталонной рудоносной площади, либо конкретных рудоконтролирующих структур или формаций. На основе созданных прогнозных моделей оцениваются перспективы территории. Работы с космическими снимками следующего ранга проводятся только в пределах потенциально благоприятных площадей.

Предлагаемая технологическая схема прогнозной оценки территорий с помощью космических снимков состоит из трех этапов, включающих свои виды работ.

Подготовительный этап необходим для предварительной оценки территории по доступным геологическим данным с целью выделения группы формаций, формирование которых возможно теоретически в этих условиях. Здесь же устанавливается перечень благоприятных предпосылок локализации искоемых типов оруденения ранга провинция — район — узел — месторождение. Подбираются эталоны, где благоприятные предпосылки и признаки всесторонне изучены традиционными методами.

Этап дешифрирования и выделения рудоперспективных площадей включает:

изучение различных по масштабу и виду космических снимков эталонных площадей всеми доступными методами с целью выявления образов рудосодержащих площадей через различные признаки конкретных структур и формаций. Исходным материалом служат сами изображения и результаты их обработки различными способами. С помощью качественных и количественных приемов определяется вид и форма выраженности как установленных традиционными методами геологических критериев, так и «космические» критерии, природа которых часто только предполагается. В качестве индикаторов выступают либо отдельные элементы ландшафта, либо их совокупности (линеаменты, дуговые и кольцевые элементы, различные их сочетания и цифровые параметры, тоновые, цветовые и текстурные отличия). Эффективность работ определяется качеством исходных снимков и их свойствами. Предпочтительно использование многозональных фото- и сканерных снимков, обрабатываемых на оптических и оптико-электронных комплексах;

создание моделей рудных объектов различного ранга, слагаемых из наиболее информативных признаков. Выбор признаков для моделей происходит в процессе проверки их информативности, которая определяется вероятностью встречи эталонных объектов с данным признаком и проявленностью его на оцениваемой площади. Включение в модели признаков с максимальной информативностью позволяет максимально локализовать эталонные площади. Как правило, достаточным оказывается наличие четырех — шести признаков для уверенного выделения эталона;

оконтуривание площадей-эталонов по выбранной модели (путем либо простого пространственного совмещения, либо по суммарной информативности);

изучение космических снимков оцениваемой площади для выделения признаков, зарекомендовавших себя в процессе изучения эталонов как информативные, и оконтуривание потенциально рудоносных площадей.

Работы каждого последующего этапа проводятся только в пределах благоприятных участков, выделенных на предыдущем.

Этап оценки предусматривает:

определение размеров площадей-эталонов с вычислением их удельной рудоносности или средней продуктивности по информационным данным;

определение размеров (или количества) потенциально рудоносных площадей на оцениваемой территории и расчет их ресурсов по формулам, предлагаемым в литературе.

Оценка работоспособности предложенной технологии проверялась в ряде регионов нашей страны на многие полезные ископаемые (золото, молибден, олово, полиметаллы, уран). В качестве примера приведем данные районирования Юго-Восточного Забайкалья в отношении перспектив развития оловорудной касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Оруденение касситерит-силикатно-сульфидной формации обычно приурочено к позднегеосинклинальным или раннеорогенным наложенным впадинам, заполненным вулканогенно-терригенными образованиями. Формируются руды в пределах геосинклинально-складчатых областей, сложенных

флишoidalными песчано-сланцевыми комплексами осадков значительной мощности. Впадины контролируются зонами крупных разломов глубинного заложения. Образовались они в орогенный и инверсионный этапы, сопровождающиеся сводообразованием и проявлениями магматизма. Рудоносный магматизм тяготеет к внутренним и бортовым частям наложенных впадин, которые рассматриваются в качестве прогнозно-металлогенических зон. Впадины со значительной мощностью пород и дифференцированностью разреза наиболее перспективны.

Оловянная минерализация рассматриваемой формации обычно ассоциируется с липарит-гранитовыми интрузиями, размещение которых контролируется в большинстве случаев поперечными структурами, трассирующимися поясами даек пестрого состава.

Рудные тела вмещаются сланцами и магматическими породами, представлены зонами дробления и прожилкования протяженностью в сотни метров — первые километры и прослежены на глубину до 500 м. Вмещающие породы окварцованы, турмалинизированы, серицитизированы, хлоритизированы, но размеры ореолов не велики. Особенности локализации руд в рудных полях и месторождениях специфичны и проявляются в особенностях взаимоотношений структур разных рангов и порядков, характере геохимических ореолов и взаимоотношениях измененных пород.

Региональная оценка перспективности территории проведена в масштабе 1:1 000 000 с помощью космических снимков близкого масштаба, а также геологических карт. В качестве эталонов ранга рудных районов использованы Шерловогорская и Хапчерангинская площади, где оловянные руды указанной формации добываются давно.

Прогнозирование осуществлялось на основе схем линейных, кольцевых и площадных элементов ландшафта, в результате обработки которых качественными и количественными методами выделены различные признаки и оценена их информативность. С помощью существующих геологических и геофизических материалов выполнена предварительная интерпретация признаков.

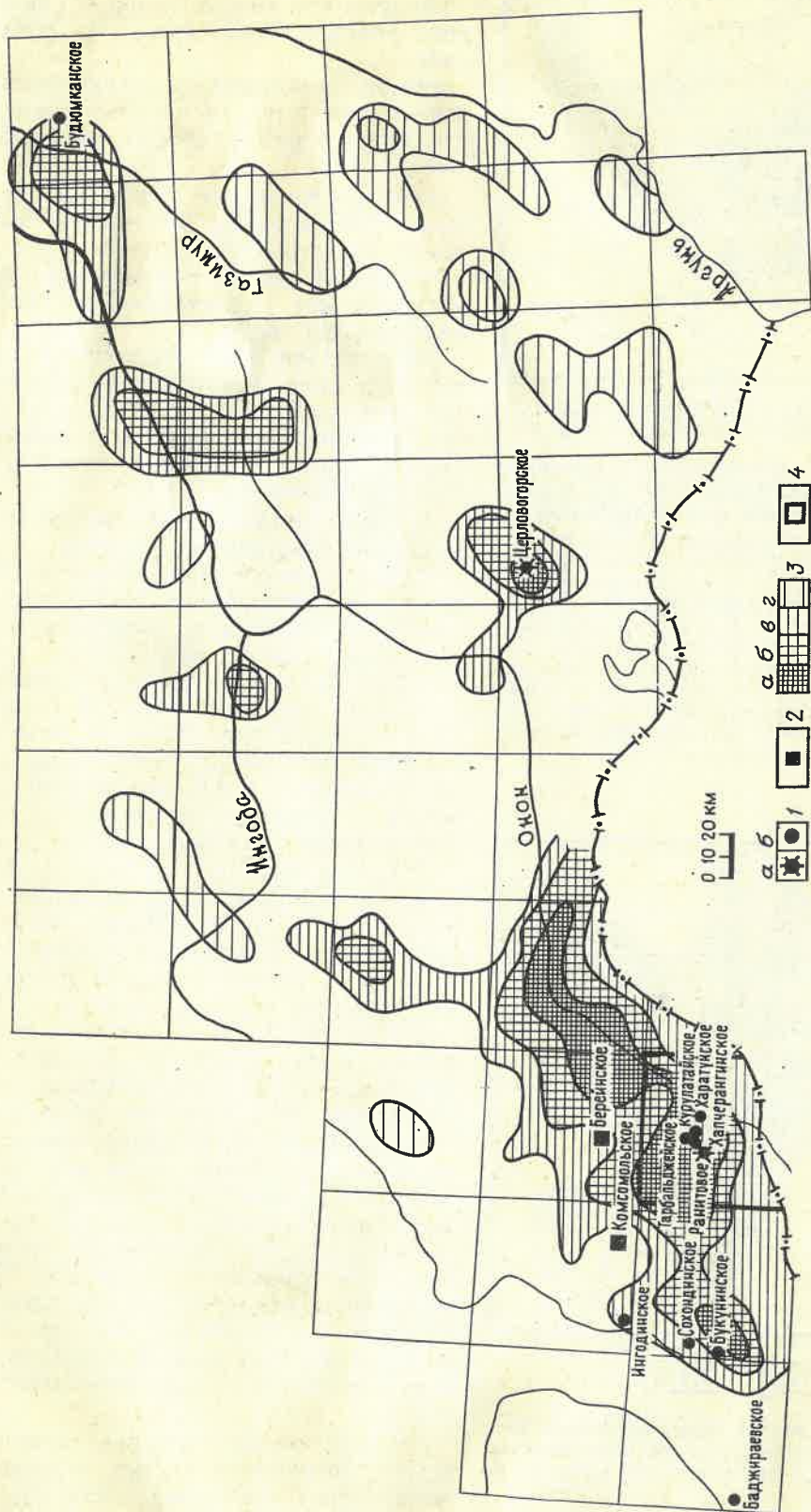


Рис. 1. Районирование Юго-Восточного Забайкалья в отношении площадей, перспективных для локализации оловянного оруденения (ранг рудного района):

1 — известные месторождения с оруденением касситерит-силикатно-сульфидной формации, использованные в качестве эталонов (а) и экзаменов

(б), 2 — месторождения олова формации альбитизированных и грейзенизированных гранитов; 3 — прогнозные площади с очень высокой (а), высокой (б), средней (в) и низкой степенью перспективности (г); 4 — контур площади, где выполнено районирование по материалам более детального масштаба

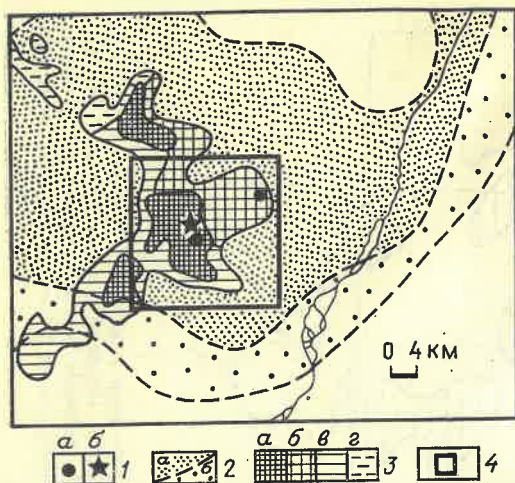


Рис. 2. Пример районирования в отношении площадей, перспективных для локализации оловянного оруденения (ранг рудного узла):

1 — известные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации (а) и формации альбитизированных и грейзенизированных гранитов (б); 2 — прогнозные площади с очень высокой (а) и высокой степенью перспективности, выделенные на предыдущей стадии (см. рис. 1); 3 — прогнозные площади с очень высокой (а), высокой (б), средней (в) и низкой (г) степенью перспективности; 4 — контур площади, где выполнено районирование по материалам более детального масштаба (см. рис. 1).

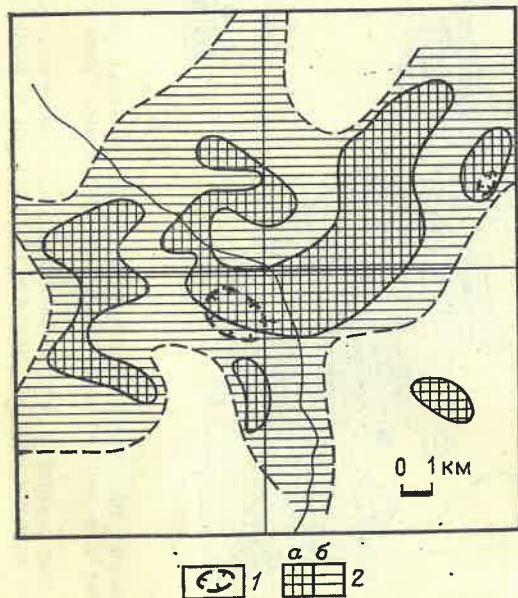


Рис. 3. Районирование окрестностей пос. Хатчеранга в отношении площадей, перспективных для локализации эндогенных руд олова и золота:

1 — площади распространения известных промышленных руд; 2 — прогнозные площади с высокой (а) и средней (б) степенью перспективности

Модель, с помощью которой проведено районирование (рис. 1), включает:

участки интенсивной нарушенности земной коры (по аномалиям плотности узлов пересечения зон линейментов);

районы проявления купольных магматогенных структур (кольцевые элементы диаметром 20—50 км);

площади развития потенциально рудовмещающих стратифицированных палеозойских толщ;

участки проявления процессов мезозойского магматизма средней зрелости (по типу взаимоотношений и характеру площадных ландшафтов с привлечением данных о возрасте геологических образований);

районы незначительного эрозионного среза магматических куполов.

Оконтуривание площадей по степени сходства с эталонными проведено на основании сложения информативностей перечисленных признаков в ячейках 10×10 км. К полностью сходным с эталоном отнесено лишь 3 % оцениваемой территории. Высокая степень сходства присуща 4 % территории. Соответственно 6 и 4 % территории отнесено к площадям со средней и малой степенью сходства.

Наиболее крупный из перспективных участков расположен на западной периферии Агинской плиты. Остальные площади невелики по размерам и вряд ли обладают ресурсами, большими известных рудных районов. Используемые нами в качестве экзамплов другие известные месторождения олова оказались в пределах потенциально перспективных площадей.

Дальнейшая детализация потенциально перспективных площадей проведена в пределах листа, где расположен Хатчерангинский рудный узел. Дешифрировался космический снимок масштаба близкого к 1:200 000. Результаты анализировались на информативность в отношении площади известного рудного узла. В прогнозную модель включены следующие признаки:

площадь распространения потенциально благоприятных для рудоотложения пород (песчаники, сланцы);

участки определенной нарушенности вмещающих пород (интервал 3—5 со схемы интенсивности в размещении

узлов пересечения зон линейных элементов различных простираний);

участки определенной плотности кольцевых элементов диаметром 2—10 км, фиксирующие степень магматической и гидротермальной проработки (интервал 35—50);

площади внутри кольцевых структур диаметром 10 км.

Совмещение перечисленных признаков позволило выделить участки, наиболее похожие на Хапчерангинское и Хавердинское месторождения (рис. 2). Перспективные площади по сравнению с выделенными по снимкам предыдущего масштаба значительно сократились. Наиболее перспективны участки, расположенные внутри областей, выявленных в качестве наиболее перспективных на предшествующей стадии.

Анализ еще более детального космоснимка (масштаб 1:50 000) позволил детализировать только структурную составляющую информации, характеризующую степень проработки пород. Установленные участки достаточно локальны, что позволяет планировать на них детальные поисковые наземные работы (рис. 3).

Таким образом, приведенный материал доказывает, что результаты космических съемок могут весьма эффективно использоваться при прогнозе и поисках многих руд. С их помощью выявляются узлы повышенной тектонической нарушенности геологического субстрата, «скрытые» структуры земной коры, рудоконтролирующие и рудоконцентрирующие зоны, области усложненного геологического строения, магматической активности и вторичных преобразований пород. Критерием надежности оценки перспектив является достоверность используемых моделей. Уровень надежности возрастает при использовании нескольких эталонов при создании прогнозных моделей, а также при включении в них, кроме фотометрических признаков, геологических, геофизических и геохимических (при их наличии).

Предлагаемая технология в общем тождественна общим принципам, которые используются при традицион-

ном геологическом прогнозе (принцип аналогий, аномальности и последовательных приближений). Ее преимущества — в привлечении доступного материала и возможности на ранних стадиях работ с достаточно высокой степенью достоверности выявлять структурные факторы контроля оруденения прогнозируемых типов, представлять иерархическую соподчиненность структурных элементов в истории геологического развития оцениваемых площадей, составлять модели рудных эталонов на основе анализа фотометрических характеристик, проводить оценку площадей по совокупности рудоконтролирующих факторов на любой вид сырья с выделением участков разной перспективности.

Использование материалов дистанционного зондирования является экономически эффективным средством получения геологической информации при определении благоприятных обстановок для локализации оруденения, особенно в слабоизученных или труднодоступных районах на этапах, предшествующих наземному изучению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ космических снимков при тектономагматических и металлогенических исследованиях/Под ред. Э. Н. Томсона. — М.: Наука, 1979.
2. Белобородов М. А., Коген В. С. Принципы и методика моделирования рудных объектов при прогнозно-металлогенических исследованиях (с использованием космической информации)//Исследования Земли из космоса. 1986, № 6.
3. Брюханов В. И., Белобородов М. А. Космические методы прогнозирования и поисков полезных ископаемых. — М.: ВИЭМС, 1984.
4. Геологические исследования Земли из космоса. — М.: Мир, 1975.
5. Использование аэрокосмических материалов при прогнозировании и поисках полезных ископаемых/А. Л. Ставцев, В. С. Коген, В. В. Козлов//Докл. на XXVII МГК. 1984. Т. 18.
6. Трифонов В. Г., Макаров В. И. Изучение глубинного строения литосферы с помощью комплекса космических снимков. — М.: Наука, 1980.
7. Макаров В. И. Методические основы геологического дешифрирования космических снимков//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Метод относительной энтропии при оценке перспективности территорий на медно-молибденовое оруденение

В. В. БАБЕНКО, И. А. НИКУЛИНА (СГИ)

Метод относительной энтропии использован при оценке перспектив Малопаатокской площади Приполярного Урала, приуроченной к Саблегорскому грабен-синклинорию в западной части Ляпинского мегантиклинория. Значительную часть площади занимают интрузивные образования кислого и среднего состава, принадлежащие разным магматическим комплексам. Вмещающими породами являются вулканогенные и вулканогенно-терригенные толщи байкальского тектоно-магматического цикла и карбонатно-терригенные — каледоно-герцинского.

Медно-молибденовые объекты здесь не были обнаружены, что и определило методический подход к прогнозной оценке. Набор рудоконтролирующих факторов (РФ) медно-молибден-порфировой минерализации установлен по литературным источникам (А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев и В. С. Попов, И. Г. Павлова, С. А. Мовсесян и др.) с использованием сведений по 175 наиболее известным месторождениям мира, принадлежащим к рассматриваемой рудной формации. Данные сведены в кадастр, включающий 52 признака, характеризующих тетоническую позицию, вулканизм, рудовмещающие и рудоносные породы, а также масштаб и качество оруденения, метасоматиты, геохимические и геофизические параметры.

В основу анализа были положены представления о выделенных А. И. Кривцовым четырех моделях медно-молибден-порфировых месторождений, отвечающих четырем типам рудных районов [3, 4]. Согласно этим представлениям, в островодужных комплексах базальтоидных вулканоплутонических поясов, в тесной пространственно-временной связи с вулканоплутоническими ассоциациями, образованными базальт-андезит-базальтовыми и габбро-диорит-кварц-диоритовыми (плагиигранитными) плутогенными формациями, находятся золото-медно-порфировые и собственно медно-порфировые (безмолиб-

деновые) месторождения, описываемые диоритовой моделью.

В эпизевгеосинклинальных андезитидных поясах среди известково-щелочных вулканоплутонических ассоциаций, представленных андезитовыми вулканогенными и габбро-диорит-гранодиоритовыми плутогенными формациями, располагаются молибден-медно-порфировые месторождения, отвечающие гранодиоритовой модели.

В эпимиегеосинклинальных поясах образуются медно-молибден-порфировые месторождения, связанные с известково-щелочными вулканоплутоническими ассоциациями, которые состоят из андезит-дацит-риолитовых вулканогенных и диорит-гранодиорит-монцонитовых плутогенных формаций, соответствующие монцонитовой модели.

Наконец, для эпикратонных поясов и их участков, где вулканизм, как правило, существенно не развит, а плутогенные образования принадлежат диорит-гранодиорит-гранитной формации, характерны собственно молибден-порфировые месторождения гранитной модели.

На основании предлагаемых А. И. Кривцовым признаков описанные в кадастре месторождения разделены на 4 группы, соответствующие рассмотренным выше моделям. При этом к диоритовой модели отнесен 41 объект, гранодиоритовой — 60, монцонитовой — 45, гранитной — 18, а 11 месторождений из-за недостатка данных не удалось определить ни в одну из групп.

Собранные сведения оценивались с помощью относительной энтропии [6]. Этот показатель используется авторами в двух аспектах: обычном — для оценки информации и нетрадиционном — во-первых, для выявления прогностической роли рудоконтролирующих факторов, и во-вторых, для определения перспективных структурно-геологических позиций минерализации.

Относительная энтропия в традиционном аспекте применялась для оценки надежности информации, в данном случае надежности группировки рудных объектов. Оценка заключалась в проверке гипотезы об однородности каждой группы объектов, принадлежащих к выделенным А. И. Кривцовым моделям медно-молибденового оруденения. При этом следует исходить из того, что в случае независимой, нетенденциозной группировки объекты с разными запасами рудных элементов в каждой группе должны встречаться одинаково часто, т. е. они должны быть распределены равномерно. Равномерность распределения объектов рассматривается как критерий надежности группировки.

Мера однородности в теории информации — относительная энтропия. Если значение относительной энтропии не превышает 50 %, то гипотеза об однородности каждой группы отвергается, т. е. подбор объектов считается неверным.

Основными полезными компонентами, определяющими промышленную ценность месторождений рассматриваемого типа, являются медь, молибден и золото. Запасы молибдена и меди известны для 40 и 52 объектов соответственно. Сведений о запасах золота не приводится практически ни в одном источнике, в связи с чем для этого металла пришлось брать средние содержания, указанные для 30 месторождений.

Для расчета относительной энтропии составляется таблица, в столбцах которой приводятся градации запасов или средних содержаний (для золота), а в строках — типы месторождений. Рассчитывается показатель относительной энтропии (в %) по следующим формулам:

$$-100 H = \frac{\sum_{i=1}^m p_i \ln p_i}{H_{\max}};$$

$$p = \frac{n}{N};$$

$$H_{\max} = \sum_{i=1}^m \frac{1}{m} \ln \frac{1}{m} = \ln m,$$

где p_i — вероятность, рассчитанная для каждого столбца; H — относительная энтропия в строке, %; $H_{\max}$ — максимально возможная энтропия

бит; n — число признаков в каждом столбце; N — общее число признаков во всех столбцах; m — число столбцов.

Относительная энтропия меньше 50 % выявлена (табл. 1) для содержаний золота в монзонитовой модели (21 %) и для запасов меди в гранитной (27 %), что естественно, т. к. эти элементы не характерны для названных типов и встречаются только на отдельных объектах и в незначительных количествах. Так что в целом выделенные четыре группы можно считать достаточно однородными и отвечающими моделям медно-молибден-порфировых месторождений, металлогенический уровень которых соответствует рудным районам.

Модели включают факторы, контролирующие размещение рудных районов. Однако для прогнозирования в среднем масштабе их недостаточно. Необходимо также учесть признаки, позволяющие выявить условия размещения рудных полей, т. е. рудоконтролирующие и служащие критериями прогнозной оценки [5]. Набор этих признаков определен по литературным данным. Оценка полученной информации осуществлялась также с помощью относительной энтропии. Цель оценки — выявление прогностической роли признаков, которая не может быть одинаковой. И относительная энтропия позволяет установить их значимость. Если она оказывается больше 50 %, то данный признак распространен на рудных объектах всех моделей равномерно и является общим для медно-молибден-порфирового оруденения в целом. При обнаружении таких признаков можно говорить о возможности минерализации данной формации, но без определения ее типа. Если признак встречается на рудных объектах только некоторых моделей и относительная энтропия при этом меньше 50 %, то данный признак — разделяющий, т. е. может служить рудоконтролирующим фактором или критерием прогнозной оценки только для отдельных моделей, тех, к которым относятся большинство рудных объектов с проявлением указанного признака. Обнаружение на изучаемой территории таких признаков позволяет определить тип медно-молибден-порфирового оруденения и оконтурить площади минерализации.

1. Оценка достоверности группировки месторождений по моделям

Модели оруденения	Относительная энтропия, %		
	Содержание золота	Запасы молибдена	Запасы меди
Диоритовая	95	53	55
Гранодиоритовая	68	77	82
Монцититовая	21	93	94
Гранитная	61	71	27

Установленные таким образом рудоконтролирующие факторы (табл. 2) использованы для выявления перспективных структурно-геологических позиций медно-молибден-порфирового оруденения Малопадокской площади.

Собственно процесс выявления и оконтуривания перспективных структурно-геологических позиций включает выполнение следующих операций.

1. Территория разбивается на элементарные квадраты (ЭК) по сети 2×2 см, что в заданном масштабе 1:50 000 равно 1×1 км.

2. Определяются квадраты, попадающие в зону влияния потенциально рудоконтролирующих (рудовмещающих или рудоносных) интрузивных тел. Зона влияния включает внутренние части тел, эндоконтакт и экзоконтакт, причем ширина последнего принята равной ширине 1 ЭК (1 км).

3. Для отобранных квадратов описывается геологическая ситуация в соответствии с набором факторов для каждой модели (см. табл. 2). Информация при этом снимается с формационной и тектонической карт и заносится в кадастр ЭК. Этот кадастр представляет собой таблицу, в крайнем левом столбце которой записываются номера квадратов, а в крайнем правом — результаты расчета показателя относительной энтропии для этих квадратов.

Число промежуточных столбцов соответствует числу РФ, образующих ту или иную модель. В клетки кадастра заносится число проявлений данного признака в данном квадрате (например, пересечений разломов, разновидностей интрузивных, вулканогенных и прочих пород, контактов и т. д.).

4. Для каждого квадрата рассчитывается показатель относительной энтропии, который, являясь мерой неоднородности, прямо пропорционален сложности геологического строения

рассматриваемого ЭК [2]. Как известно, наиболее благоприятное для локализации оруденения условие — сочетание всех рудоконтролирующих факторов. Следовательно, чем больше разных признаков имеется в квадрате, тем больше будет показатель относительной энтропии.

5. Значения показателя относительной энтропии выносятся на прогнозную карту в виде изолиний. Перспективными считаются площади, оконтуренные изолинией 70%.

Поскольку на картографических материалах, использованных при прогнозировании, отражены геологические тела формационного уровня естественной иерархии, то соответствующей этому уровню рудогенической системой является рудное поле [1]. Поэтому на прогнозной карте перспективные объекты, оконтуренные естественными границами геологических тел, принятыми в качестве РФ, рассматриваются как потенциальные рудные поля. Внутри потенциальных рудных полей выделяются наиболее благоприятные для поисков минерализации участки, оконтуренные изолинией со значением показателя относительной энтропии 80%.

С помощью описанной методики на прогнозной карте удалось оконтурить четыре типа потенциальных рудных полей.

Рудные поля *первого* типа приурочены к относительно приподнятым блокам, ограниченными глубинными разломами северо-восточного простирания, сложенными плутонами гранито-гнейсов и порфировидных гранитов эпиплатформенного орогенного (активизированной платформы по В. А. Душину) этапа (R_2-R_3), прорванными штоками адамеллит-гранитного комплекса орогенного этапа рифтогенно-геосинклинального (по В. А. Душину) режима ($V-E$) с возможным медно-

2. Рудоконтролирующие факторы медно-молибденовой минерализации

Факторы	Модели оруденения			
	диоритовая	гранодиоритовая	монзонитовая	гранитная
Тектоническая позиция	Антиклинорные зоны, краевые прогибы, грабены, межгорные прогибы	Антиклинорные зоны, горст-антиклинали, краевые прогибы, грабены, межгорные прогибы	Горст-антиклинали, краевые прогибы	Горст-антиклинали, краевые прогибы
Разрывы	Системы параллельных разломов	Пересечения разломов, системы параллельных разломов, блоки, ограниченные разломами, радиальные и кольцевые разломы	Системы параллельных разломов, блоки, ограниченные разломами	Системы параллельных разломов, пересечения разломов
Складки	Антиклинали, синклинали	Антиклинали, моноклинали, синклинали	Моноклинали, синклинали	Синклинали
Вулканические структуры	Конусы	Конусы, куполы	Конусы	—
Вулканические аппараты	Линейного типа, центрального типа	Линейного типа, центрального типа	Центрального типа	—
Возраст рудомещающих пород:				
плутонических	Є, О, S, D, P, T, J, K, P, N	Є, S, D, C, P, J, K, P, N	PR, P, T, J, K, P, N	PR, Є, О, J, K, P, N
вулканических	Є, S, D, J, K, P, N	O, D, C, P, T, J, K, P, N	P, T, J, K, P, N	PR, K
вулканогенно-осадочных	PR, Є, D, J, K, P, N	PR, D, C, T, J, K, N	C, T, J, K	PR, Є, C, T, P, P
осадочных	Є, О, P, T, J, K, P	Є, О, S, D, C, P, T, J, K	C, P, T, J, K, N	Є, О, D, P, K, P, N
метаморфических	PR, Є	PR, Є, T	PR, Є, K	PR, T, J
Возраст рудоносных пород (плутонических и вулканических)	PR—D, K—P, N	PR—D, C—P, K—P, N	PR, Є, K	PR—D, T—J, K—P, N
Форма тел	Штоки, дайки, лакколиты, пластообразная	Штоки, дайки, батолиты, некки, куполообразная и пластообразная	Штоки, дайки, батолиты, лакколиты, некки, пластообразная	Штоки, дайки, куполообразная и пластообразная
Состав, структура пород	Средние — кислые, равномернозернистые и порфировые	Средние —кислые, равномернозернистые и порфировые	Кислые — щелочные, равномернозернистые и порфировые	Кислые, равномернозернистые и порфировые

Примечание. Возрастные индексы пород, выделенные полужирным шрифтом, встречаются только в данной модели.

молибденовым оруденением в эндо-контакте интрузивов. Таких рудных полей (рисунок) два: Потемьюское и Верхнепатокское. Названия рудных полей здесь и далее даны в основном по названию интрузивных массивов, с которыми они связаны.

Рудные поля *второго* типа размещаются в относительно опущенных блоках, ограниченных глубинными разломами северо-восточного и север-северо-западного простирания, сложенных осадочно-вулканогенным комплек-

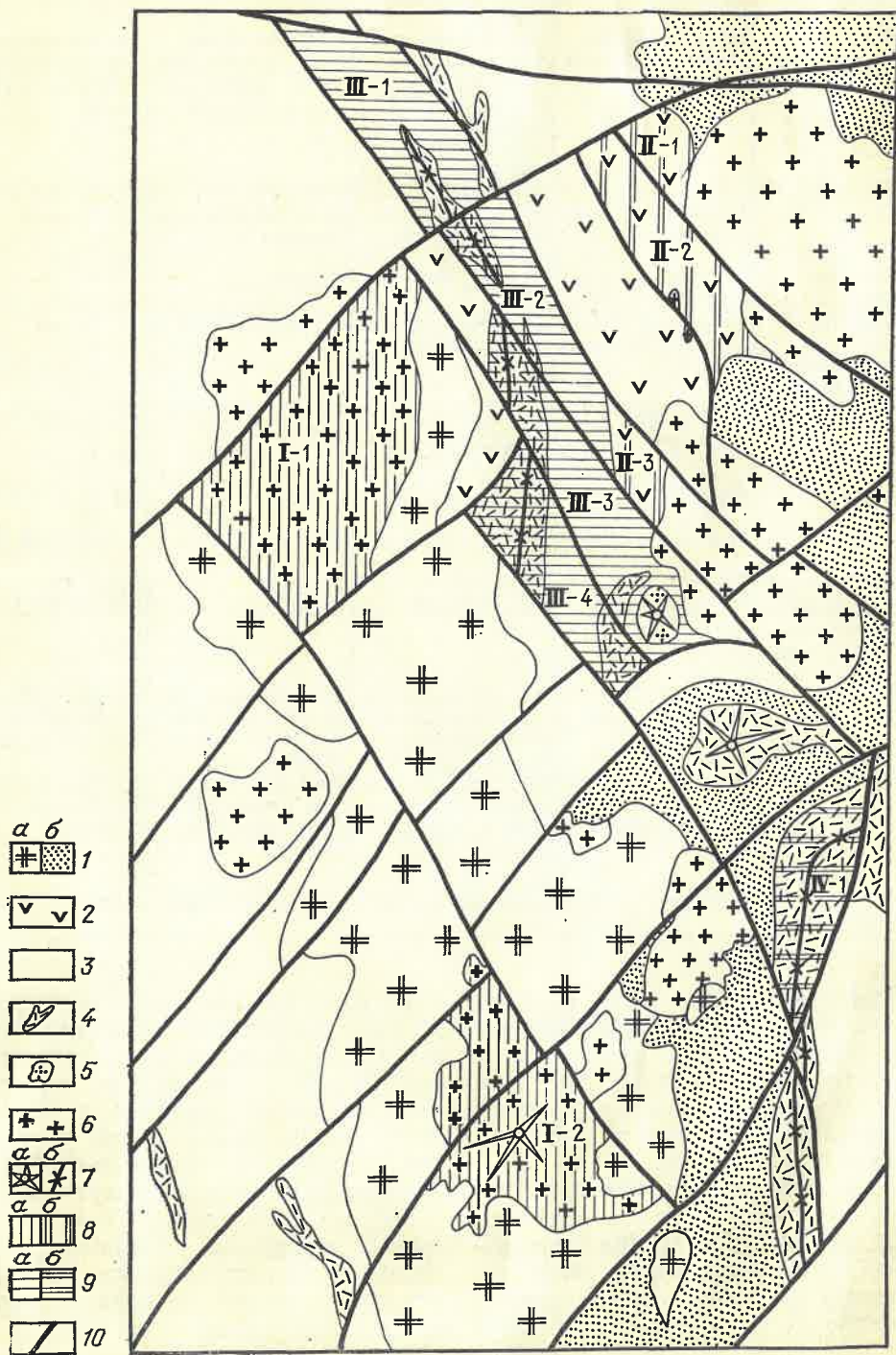
сом трахибазальт-базальтового состава (R_3) рифтогенно-геосинклинального режима и штоками адалеллит-гранитов ($V—Є$) с возможным медно-молибденовым оруденением в их экзо-контакте. К полям этого типа (см. рис.) относятся Неройско-Патокское, Больше-Патокское и Центральное.

Рудные поля *третьего* типа локализируются в наиболее опущенных блоках, ограниченных глубинными разломами северо-восточного и север-северо-западного простирания, сложенных экс-

плотными и эффузивными толщами орогенного этапа рифтогенно-геосинклинального режима (R_3-V): класто-лавами и туфами риолитов и риодацитов, лавами андезитовых порфиров, содержащими экструзивы риолитовых порфиров в обрамлении их агломератовых туфов этого этапа развития. Экструзивы слагают линейные вулканические куполы и фиксируют вулка-

нические аппараты трещинного типа с возможным медно-молибденовым оруденением в эндо- и экзоконтакте магматических тел. Этот тип представлен четырьмя потенциальными рудными полями: Паток-Вожским, Хартезским, Взраульским и Нямгинским.

Рудные поля четвертого типа находятся в относительно приподнятых клиновидных блоках, ограниченных



глубинными разломами северо-восточного, север-северо-восточного и север-северо-западного простирания, сложенных терригенными толщами мелководных фаций (алеврит-сланцевая толща) эпиплатформенного орогенного этапа (R_3), прорванных экструдиями риолитовых порфиров, фиксирующих вулканические аппараты трещинного типа, с медно-молибденовым оруденением в эндоконтакте экструдивов. Такое потенциальное рудное поле на территории одно — Верхне-Нямгинское.

Судя по набору рудоконтролирующих факторов первые два типа рудных полей относятся к гранодиоритовой модели медно-молибденового оруденения (по А. И. Кривцову), третий и четвертый — к гранитной. Рудные поля гранодиоритовой модели приурочены к поднятиям: Потемьюско-Нямгинскому и Больше-Патокскому. Первое занимает западную часть района, второе — восточную. Рудные поля гранитной модели локализируются в Хартезском прогибе. Он расположен в центральной части района и разделяет упомянутые поднятия (см. рис.).

Таким образом, перспективы Мало-патокской площади Приполярного Урала на медно-молибденовое оруденение связаны с орогенным этапом развития рифтогенно-геосинклинального режима, завершающим байкальский тектоно-магматический цикл в позднем рифее — кембрии. Орогенез охватывает не только область геосинклинали, но и как отраженная активизация (по А. Д. Щеглову) накладывается на обрамление ее, претерпевшее эпиплатформенный орогенный режим в среднем — позднем рифее. Каж-

дый тип рудных полей отличается сочетанием рудоконтролирующих факторов.

Наибольшей глубиной формирования отличаются рудные поля первого типа, сложенные гранитоидными массивами, развившимися в этап эпиплатформенного орогенеза среднего — позднего рифея. Оруденение здесь должно быть связано с плутонами и штоками гранитоидов венда — кембрия.

Рудные поля второго типа приурочены к массивам гранитоидов того же возраста, становление которых произошло в осадочно-вулканогенных толщах рифтогенно-геосинклинального режима позднего рифея. Еще меньшей глубиной формирования, субвулканическим уровнем отличаются потенциальные рудные поля четвертого типа, оруденение которых должно быть связано с экструдиями и дайками, внедрившимися в терригенные толщи эпиплатформенного орогенного этапа позднего рифея. Наименьшей глубиной образования, приповерхностным и поверхностным уровнем характеризуются потенциальные рудные поля третьего типа, размещающиеся в экструдивных куполах риолитов, находящихся среди эксплозивных и эффузивных толщ кислого и среднего состава орогенного этапа развития рифтогенно-геосинклинального режима (поздний рифей — венд).

Следовательно, современным уровнем эрозионного среза в пределах Мало-патокской площади вскрыты потенциальные рудные поля, принадлежащие к четырем разным уровням глубин формирования, что делает ее уникальной: существенно расширяет перспективы площади и повышает ве-

Карта размещения потенциальных рудных полей на Мало-патокской площади Приполярного Урала. Составлена с использованием материалов В. А. Душина, Г. А. Гревцова и др.:

1 — образования эпиплатформенного орогенного режима (средний — поздний рифей): а — гранитогнейсы и порфиroidные граниты, б — алеврит-сланцевая толща; 2 — образования собственно рифтогенно-геосинклинального режима (поздний рифей): базальтовые и андезитобазальтовые порфириты и их туфы с карбонатно-алеврит-песчаными прослоями (трахибазальт-базальтовый комплекс); образования орогенного этапа (поздний рифей — кембрий) рифтогенно-геосинклинального режима: 3 — базальтовые, андезитобазальтовые, андезитовые порфириты, кластолавы риолитов, риодацитов, их туфы, 4 — экструдии риолитовых, фельзитовых,

дацитовых порфиров, агломеративные туфы, эксплозивные и купольные брекчии фельзитов, риодацитов, 5 — субвулканические интрузивы микрогранит-порфиров; 6 — адалмеллиты, диориты, граниты микроклин-пертитовые, гранодиориты; 7 — вулканические структуры: а — центрального типа, б — линейного типа; потенциальные рудные поля: 8 — гранодиоритовой модели: а — I типа (I-1 — Потемьюское, I-2 — Верхнепатокское), б — II типа (II-1 — Неройско-Патокское, II-2 — Больше-Патокское, II-3 — Центральное); 9 — гранитной модели: а — III типа (III-1 — Паток-Вожское, III-2 — Хартезское, III-3 — Взра-юское, III-4 — Нямгинское), б — IV типа (IV-1 — Верхненямгинское); 10 — разрывные нарушения

роятность обнаружения рудных полей медно-молибденовой минерализации.

В пределах выделенных перспективных площадей, начиная с 1985 г., сотрудниками Свердловского горного института и ПГО «Полярноуралгеология» обнаружена минерализация как гранодиоритовой, так и гранитной моделей. В частности, молибденовые рудопроявления открыты в Верхнепатокском и Больше-Патокском потенциальных рудных полях. Это позволяет надеяться на эффективность предлагаемой методики предварительной оценки перспектив малоизученных территорий на размещение медно-молибденового оруденения порфирового типа.

УДК 550.42 : 553.323 (470.13)

© Коллектив авторов, 1991 г.

Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Безмошицкого проявления

В. Н. КУЛЕШОВ (ГИН АН СССР), Б. А. ГОРНОСТАЙ (ПГО «Архангельскгеология»), Д. Я. ЧОПОРОВ, М. И. СТЕПАНЕЦ, И. Л. СИМОНОВ (ГИН АН СССР)

Безмошицкое проявление марганцевых руд приурочено к прибрежно-морской области позднеюрского бассейна, занимавшего значительную часть Пешской впадины, протягивающейся с севера на юг вдоль западного склона Тиманского поднятия (рис. 1). Ее ширина в средней части составляет 60—70 км, а длина от побережья Чешской губы до истоков р. Печи — 120 км.

В центральной части Пешской впадины распространены наиболее глубоководные осадки, представленные юрскими известковистыми глинами с линзами темных доломитов и известняков. К западу и востоку глубоководные фации сменяются мелководными, прибрежно-морскими, существенно песчанистыми отложениями.

Юрские отложения наибольшей мощности (150 м) достигают в восточной части впадины, непосредственно прилегающей к флексуобразному уступу, по которому проходят границы Тиманского поднятия и Мезенской синеклизы [5]. Эта граница совпадает с глубинным разломом протерозойского заложения, прослеживающимся в меридиональном направлении вдоль всего Тимана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабенко В. В. О способах и принципах моделирования геологических явлений на основе системного подхода // Разведка и охрана недр. 1986. № 12. С. 3—7.
2. Коган Б. С. Использование карт пространственной изменчивости относительной энтропии при прогнозировании рудных объектов сложного генезиса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 12. С. 85—94.
3. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — М.: Недра, 1983.
4. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
5. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д. В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1978.
6. Миллер Р. Л., Кан Дж. О. Статистический анализ в геологических науках. — М.: Мир, 1965.

Принята редколлегией 27 августа 1990 г.

На юге Пешской депрессии, в верховьях р. Печи, полоса выхода юрских пород резко сужена до 15 км. Здесь развиты лагунные глинисто-сланцевые отложения с пиритом и сидеритом. К северу, в сторону Чешской губы, по мере расширения впадины, юрские отложения постепенно погружаются и перекрываются меловыми отложениями.

Район Безмошицкого рудопроявления имеет довольно сложное геологическое строение. Отложения в приповерхностной части в результате ледниковой тектоники в четвертичное время сильно дислоцированы, передроблены и залегают в виде отдельных пластин-чешуй, чередующихся с моренными образованиями. Ниже дислоцированной толщи марганценоносный горизонт вскрыт скважинами в коренном ненарушенном горизонтальном залегании.

Состав и строение рудного горизонта можно также наблюдать в естественном обнажении на правом берегу р. Безмошица. Рудоносная толща, приуроченная к оксфорд-кимериджским отложениям, круто залегает с падением на запад под углом 45—70°. Она

разделяется на три пачки: подрудную, рудную и надрудную. Подрудная пачка представлена переслаиванием слоистых песчаных глин зеленовато-серого цвета, светло-серого кварцевого песка (с остатками обугленной флоры) и темно-зеленых песчаных глин с глауконитом, содержащих большое количество остатков фауны (белемниты, ауцеллы, аммониты). Зеленовато-серые глины содержат крупные сидеритовые конкреции размером до 0,3 м. Сидерит плотный, скрытокристаллический; поверхность конкреций окислена и покрыта пленкой коричневатобурого цвета толщиной 2—5 мм. Мощность данной пачки составляет 2,4 м.

Для рудной пачки характерно переслаивание черных глин и табачных мелкооолитовых Fe-Мп-карбонатных руд. В глинах присутствуют линзы и конкреции олигонитового состава, а также конкреции массивных черных мanganитовых руд. В нижней части рудного горизонта преобладает карбонатный тип руд, представленный минералами сложного Fe-Мп-карбонатного изоморфного ряда сидерит-родохрозитового состава. Смешанный оксиднокарбонатный тип руд приурочен в основном к средней части горизонта, а в верхней доминируют окисленные Fe-Мп руды (0,5 м). В составе рудной пачки много остатков белемнитов, ауцелл, аммонитов. Ее мощность составляет около 3,5 м.

Надрудная пачка сложена зеленовато-серыми, плотными известковистыми глинами с желваками фосфоритов. Отмечается большое количество раковин ауцелл.

Рудное вещество изученного проявления представлено оксидными и карбонатными формами марганца и железа. Отношение Мп/Fe (марганцевый модуль) в рудах изменяется в широком интервале: от 0,04 до 9,77 (табл. 1). Главным минералом марганца наиболее богатых окисленных конкреционных и кусковых руд является манганит (до 85 %) [1]. Подчиненное значение имеют пиролюзит и псиломелан. Кварц, гётит, глауконит и глинистые минералы (монтмориллонит и др.) в этих рудах составляют первые проценты.

Оолитовые оксиднокарбонатные Fe-Мп руды встречаются в виде желваков и стяжений различной формы, но чаще близкой к изометричной.

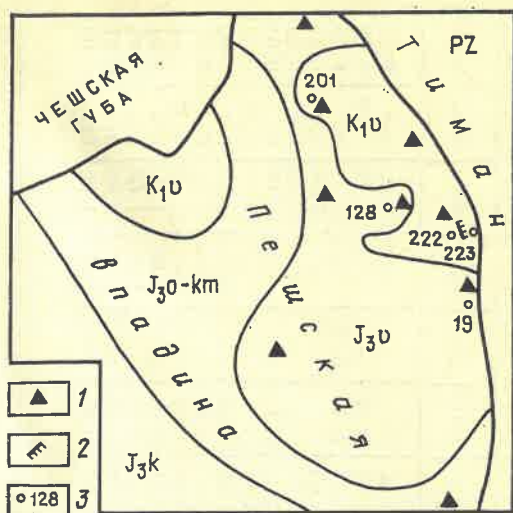


Рис. 1. Схема геологического положения Безможицкого железо-марганцевого рудопоявления:

1 — признаки марганцевого оруденения; 2 — естественное обнажение марганцевой руды на правом берегу р. Безможица; 3 — положение и номера буровых скважин

Оолиты в этих рудах обычно сложены оксидами железа и марганца (манганит, псиломелан, гётит и гидрогётит) [1]. Средний диаметр оолитов 3—4 мм. Их форма шарообразная, реже — сплюснутая. В центре нередко наблюдаются отдельные зерна кварца или реликты зерен глауконита. В некоторых оолитах отмечаются концентрические прослои тонкозернистого кальцита. Цементируются оолиты, как правило, карбонатным веществом. Оно представлено, судя по рентгенограммам, манганокальцитом и марганцовистым кальцитом. Из нерудных минералов присутствуют кальцит, глауконит и глинистые минералы.

При подготовке проб к изотопному анализу использовалась стандартная методика разложения карбонатов в ортофосфорной кислоте (H_3PO_4) при комнатной температуре в вакууме. При разложении образцов начальная порция газа, образующегося в течение первых 1—1,5 ч, соответствующая разложению кальцита, выводилась из системы, а разложение самой пробы продолжалось в течение 1—2 сут. При этом предполагалось, что вторая порция выделяющегося газа соответствует продуктам разложения труднорастворимых карбонатных минералов.

Карбонатное вещество руд характеризуется довольно близким изотопным

1. Химический состав железо-марганцевых оксидокарбонатных руд

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO общ.	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Σ	NiO	BaO	ZnO	Cr ₂ O ₃	MnO	MnO ₂	Mn/Fe
2033	7,32	0,09	2,13	3,29	32,13	1,45	18,21	0,35	0,20	0,37	0,85	0,59	34,30	101,31	0,04	—	—	—	32,13	нет	9,77
2034	13,79	0,13	3,19	4,97	24,74	1,34	19,39	0,88	0,31	0,63	3,09	1,05	26,60	100,57	0,05	0,19	—	—	23,76	1,20	4,98
2037	6,12	0,04	1,38	30,80	15,42	4,16	6,82	0,04	0,22	0,42	0,27	0,37	37,10	101,03	0,04	0,10	0,34	—	15,42	нет	0,50
2038	28,16	0,30	10,05	27,40	0,40	1,49	10,13	0,46	1,29	0,91	8,04	2,88	7,70	99,21	0,05	—	—	—	0,40	нет	0,01
2041	8,06	0,05	1,62	29,94	0,13	1,07	13,05	0,30	0,13	0,48	6,08	0,94	20,40	98,51	0,07	—	—	—	16,13	нет	0,54
2042	14,32	0,09	3,35	25,31	0,26	1,55	11,93	1,81	0,24	1,03	5,57	1,26	17,00	99,79	0,09	0,12	—	—	16,00	0,13	0,64
2043	12,11	0,08	3,24	28,96	0,26	1,54	11,12	0,54	0,19	0,72	6,00	1,37	18,00	99,49	0,09	0,17	—	—	15,22	0,13	0,53
2044	11,46	0,07	2,68	8,65	1,74	1,24	24,73	0,59	0,23	0,72	3,25	1,02	29,00	101,21	0,06	0,01	—	0,03	17,27	нет	2,00
2045	21,05	0,12	4,30	13,63	0,36	1,32	20,10	0,40	0,27	1,23	5,89	0,89	20,60	100,37	—	0,01	—	—	11,10	0,22	0,83
2051	8,53	0,07	2,38	4,52	нет	1,32	18,07	0,82	0,12	0,53	4,22	0,89	24,85	100,15	0,08	0,07	—	—	25,29	8,39	7,11
2056	19,81	0,35	4,84	28,73	15,41	2,58	16,31	0,27	0,35	0,66	3,74	0,89	22,30	100,57	0,04	0,01	—	0,03	1,05	нет	0,04
2057	16,13	0,30	4,71	19,99	10,81	1,74	25,33	0,58	0,37	0,67	2,62	0,73	26,60	99,72	0,03	0,01	—	0,05	1,06	нет	0,05
2059a	23,04	0,35	5,82	12,02	6,74	1,13	26,43	4,53	0,73	0,73	2,32	0,96	21,60	99,66	0,02	0,03	—	0,02	0,83	нет	0,07
2059	10,97	0,21	4,09	22,93	12,19	1,72	24,77	0,33	0,26	0,52	2,85	0,76	29,80	99,94	0,02	0,09	—	0,02	1,96	нет	0,09

Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР; химики-аналитики: Степанец М. И., Симонов И. П.

составом и занимает область значений $\delta^{13}\text{C}$ от $-9,6$ до $-2,3\%$, $\delta^{18}\text{O}$ — от $+27,9$ до $30,3\%$ (табл. 2, рис. 2). Полученные значения изотопного состава углерода в целом несколько ниже таковых для нормально-осадочных морских карбонатов ($\delta^{13}\text{C} \sim 0$). Это свидетельствует о том, что в момент образования рудных стяжений их карбонатная составляющая не находилась в изотопном равновесии по углероду с растворенной углекислотой ($\text{CO}_2\text{—HCO}_3^-$) наддонной морской воды. Причиной такого обогащения рудных карбонатов легкими изотопами углерода может служить только непосредственное участие в их образовании углекислоты органического (биогенного) происхождения, что хорошо видно на рис. 2, где область значений $\delta^{13}\text{C}$ для них сдвинута в сторону органического углерода.

Изотопный состав кислорода в изученных пробах в целом аналогичен составу морских осадочных карбонатов. Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ позволяют говорить о том, что карбонатные марганцевые руды отлагались в изотопном равновесии по кислороду (или близких к равновесным условиям) с морской водой в нормальных условиях [6].

Таким образом, основываясь на полученных изотопных данных, можно заключить, что Fe-Mn-карбонатные стяжения Безмошницкого проявления имеют диагенетическое происхождение. Углекислота иловых растворов, которая служила источником карбонатной составляющей этих стяжений, представляла собой смесь двух генераций различных по происхождению и исходному изотопному составу углерода. Первая генерация, равновесная с растворенным бикарбонатом морской воды, характеризуется высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (~ 0) и соответствует углекислоте осадочных карбонатов (см. область А на графике рис. 2). Вторая, напротив, отличается низкими значениями изотопного состава углерода. Она представляет собой результат окисления органического вещества в иловом осадке. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для нее должны быть не выше $-18 \dots -17\%$ [2].

Следовательно, весь наблюдаемый спектр изотопных отношений в изученных рудах будет определяться степенью участия углекислот указанных

2. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах и рудах

Номер образца	Скважина	Интервал отбора проб, м	Характеристика образца	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
2031	222	7,2—8,15	Оолитовая Fe—Mn руда	—5,9	+29,6
2032	222	8,15—8,6	То же	—4,4	+29,3
2033	222a	10,0	Карбонатное рудное стяжение с оолитовой текстурой	—4,6	+27,9
2034	222a	10,1	То же	—5,0	+28,4
2035	222a	10,45	То же, обломок белемнита	+0,4	+27,9
2036	222a	10,65	То же, рудное карбонатное стяжение	—8,0	+29,5
2037	201	142,1—143,3	Оолитовая карбонатная руда	—9,6	+29,4
2038	201	153,1	Рассеянный карбонат в песчаных глинах	+1,5	+30,3
2040	201	153,3	То же, прослой сидеритов	—5,1	+30,3
2041	128	13,75	Стяжение карбонатной руды	—3,6	+30,3
2042	128	14,1	То же	—6,4	+29,8
2043	128	14,6	»	—4,3	+30,0
2044	128	15,9	»	—2,9	+30,2
2045	128	16,3	»	—2,3	+30,1
2047	—	—	Обнажение на р. Безмошица, олигонитовые стяжения из зоны окисления	—5,3	+23,5
2048	—	—	То же	—4,7	+24,4
2049a	—	—	То же, внутренняя часть стяжения	—5,1	+23,1
2049b	—	—	То же, внешняя часть стяжения	—5,4	+23,3
2051	—	—	То же, карбонатная оолитовая руда	—5,0	+30,3
2052	—	—	То же, белемнит из руды	—1,0	+27,7
2056	19	168,4	Карбонатная порода, плотная, буровато-серая	—21,1	+24,6
2057	19	168,6	То же	—24,1	+28,3
2059	223	161,6	»	—21,1	+27,0
2059	223	162,0	»	—17,7	+28,0

генераций. Основываясь на значениях изотопного состава углерода, можно предположить, что при формировании рудных карбонатов Безмошицкого проявления главная роль принадлежала углекислоте, равновесной с бикарбонатом морской воды (карбонат раковин и других остатков организмов, хемогенный карбонат). Углекислота, образованная за счет окисления органического вещества, имела подчиненное значение (10—50 %).

Полученные значения изотопного состава углерода и кислорода руд Безмошицкого Fe—Mn проявления хорошо согласуются с изотопными данными для карбонатных марганцевых руд Никопольского месторождения [3, 4]. Однако значения $\delta^{13}\text{C}$ в последних

варьируют в более широком интервале (—24,6...—4,9 ‰), что говорит о большой роли органического углерода в процессе их формирования. Изотопный состав кислорода в них (26,4...31,8 ‰) аналогичен составу руд Безмошицкого проявления.

Среди карбонатных образований Безмошицкого проявления выделяется по изотопному составу кислорода и углерода карбонатное вещество из скважин 19 и 223 на уровне развития марганценосного горизонта. Оно представлено в основном минералами кальцит-сидеритового изоморфного ряда с незначительным содержанием марганца (см. табл. 1). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в соответствующих образцах меняются от —21,1 до —17,7 ‰. Такие низкие зна-

чения также свидетельствуют о большой роли изотопически легкой CO_2 биогенного происхождения при их формировании. Однако здесь ее участие проявлено более широко, чем при образовании стяжений с рудными концентрациями Мп.

Изотопный состав кислорода в карбонатах этих скважин варьирует в широком интервале (24,6...28‰), что указывает на различие в условиях их формирования. Так, стяжения с наиболее высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ образованы в равновесных условиях (или близких к ним) по кислороду с морской водой и имеют так же, как и руды, диагенетическое происхождение.

Другая часть этих проб характеризуется более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (23—25‰). Такой же низкий изотопный состав имеют и олигонитовые стяжения рудного горизонта обнажения на р. Безмошица ($\delta^{18}\text{O}$ 23,1...24,4‰). Если считать, что карбонаты с такими изотопными характеристиками были образованы в осадке при нормальных температурах, тогда полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ позволяют говорить о более позднем их формировании на стадии катагенеза при участии воды с легким изотопным составом кислорода.

О типе катагенеза [6, 7] и, естественно, об изотопном составе и происхождении вод, участвующих в этом процессе, на основании изотопных данных определенно сказать ничего нельзя. Вероятно, образование подобных стяжений могло начаться сразу после окончания диагенетических процессов. На этой стадии литификации осадок теряет связь с наддонной водой и его поровые воды обогащаются легким изотопом ^{16}O [8, 9, 10, 11]. Карбонаты, развивающиеся в этих условиях, также будут характеризоваться более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с диагенетическими.

Формирование рассматриваемых стяжений могло происходить также и при участии метеорных вод. В этом случае мы также будем отмечать более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$.

Однозначно отдать предпочтение тому или иному катагенетическому процессу пока не представляется возможным. Однако можно полагать, что стяжения с наиболее легким изотопным составом кислорода образованы

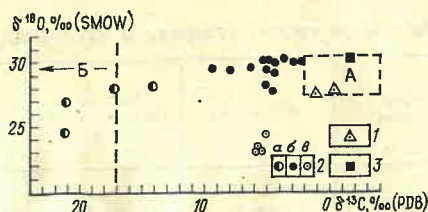


Рис. 2. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах Безмошицкого проявления:

1 — обломки ростов белемнитов; 2 — стяжения: а — нерудные карбонатные омарганцованные, б — оксидокарбонатные рудные Fe-Мп, в — карбонатные стяжения зоны окисления рудного горизонта в обнажении на р. Безмошица; 3 — рассеянный карбонат вмещающих пород рудной толщи; А — нормально-осадочные морские карбонаты; Б — органическое вещество

в основном при участии метеорных вод.

Таким образом, несмотря на многоэтапность формирования карбонатного вещества в разрезе юрских отложений Безмошицкого проявления, процесс концентрации рудного элемента в карбонатных конкрециях происходил только на стадии диагенеза (рис. 3). Последующие процессы катагенеза не привели к развитию карбонатных марганцевых руд. Стяжения этого этапа представлены главным образом карбонатами железа и кальция (по-видимому, минералами сидерит-кальцитового изоморфного ряда) с содержаниями марганца, не достигающими рудных концентраций.

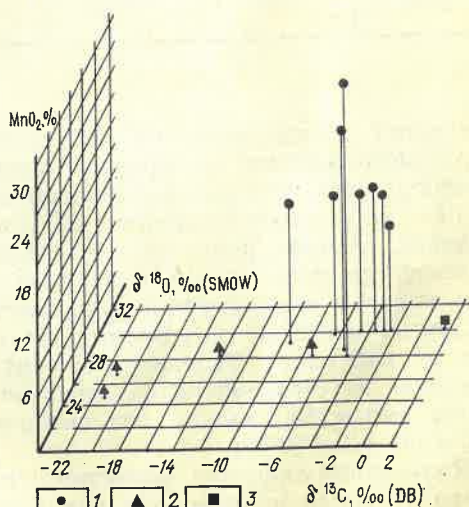


Рис. 3. Распределение изотопного состава углерода, кислорода и содержания MnO_2 в породах Безмошицкого проявления:

1 — руды; 2 — нерудные (омарганцованные) карбонатные стяжения; 3 — рассеянный карбонат вмещающих пород рудной толщи

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов И. А., Юдович Я. В. Первая находка осадочных марганцевых руд в Северном Предтима́нье//Рудообразование на Тимане и Севере Урала. Сыктывкар, 1981. С. 94.
2. Кодина Л. А., Галимов Э. М. Формирование изотопного состава углерода органического вещества «гумусового» и «сапропелевого» типов в морских отложениях//Геохимия. 1984. № 11. С. 1742—1756.
3. Кулешов В. Н. К вопросу о генезисе марганцевых карбонатных руд Никопольского и Больше-Токмакского месторождений (по данным изотопного состава углерода и кислорода)//Тез. докл. XI Всесоюз. симпозиума по геохимии изотопов. М., 1986. С. 210—212.
4. Кулешов В. Н., Домбровская Ж. В. Изотопный состав и условия образования Никопольских карбонатных марганцевых руд//Изотопная геохимия в процессе рудообразования. М., 1988. С. 233—258.
5. Новые данные о рудоносности юрских отложений на западном склоне Северного Тимана//И. А. Данилов, В. А. Пивень, В. П. Гриб и др./Геология и геохимия севера Европейской части СССР. М., 1983. С. 145—156.
6. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза//Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С. 3—21.
7. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. II. Элизонный катагенез//Литология и полезные ископаемые. 1982. № 5. С. 15—32.
8. Friedman J., O'Neil Y. R. Compilation of stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest. — Washington. U. S. Geol. 1977.
9. Mottl M. J., Lawrence J. R., Keiwin L. D. Elemental and stable isotope composition of pore waters and carbonate sediments from deep sea drilling project sites 501/504 and 505//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington. 1983. Vol. 69. P. 461—473.
10. Savin S. M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals//Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. N. 1. P. 25—42.
11. Yen H. N., Savin S. M. The extent of oxygen isotope exchange between clay minerals and sea water//Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. Vol. 40. N. 7. P. 743—748.

Принята редколлегией 29 января 1990 г.

УДК 553.64 : 551.214 (265+265.54)

© М. И. Гнидаш, В. Т. Съедин, 1991

О связи фосфатонакопления с подводным вулканизмом

М. И. ГНИДАШ, В. Т. СЪЕДИН

(Тихоокеанский океанологический институт)

Многочисленные находки фосфоритов на подводных горах и поднятиях океанов и окраинных морей позволили предположить наличие связи фосфоритообразования с подводным субщелочным и щелочным вулканизмом [1, 2, 9, 14].

В задачу авторов входило следующее: сравнить петрологические особенности базальтоидного магматизма гор и поднятий окраинных морей и океанов, выделить геохимические ассоциации фосфора в базальтах этих структур, показать рудоконцентрирующее значение постмагматических процессов и обосновать общую природу фосфатонакопления. В этих целях изучались базальты Японского моря, г. Осборн (хребет Луисвилл) и плато Огасавара. Выделение геохимических ассоциаций фосфора в них проводилось методами многомерной статистики (Б. И. Смирнов, 1975).

Базальтоидный магматизм Японского моря подробно описан в работе [12]. Окраинно-морские толеиты являются

здесь наиболее распространенным типом базальтов, ими сложены вулканические горы в глубоководных котловинах и наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей. Для изученных базальтов обычна форма сегментов шаровой отдельности со стекловатой коркой закалывания. В них отмечается высокая (до 40 %) пористость [11]. Подавляющее большинство базальтов характеризуется оливин-плагиоклазовым парагенезисом минералов-вкрапленников, соотношение которых сильно варьирует при постоянном присутствии плагиоклаза. По уровню щелочности они относятся к породам нормального и субщелочного рядов (рис. 1). При этом базальты обладают невысоким уровнем исходной калиевоности — минимальные содержания K_2O (0,6—1 %) имеют образцы, незначительно подверженные вторичным изменениям (п. п. п. менее 1,5 %). В целом этим базальтам свойственны невысокие потери при прокаливании. Вторичные минералы в них представ-

Рис. 1. Классификационная диаграмма кремнезем — щелочи: составы базальтов:

1 — Японского моря; 2 — горы Осборн; 3 — плато Огасавара; границы и поля на диаграмме из работы [6]

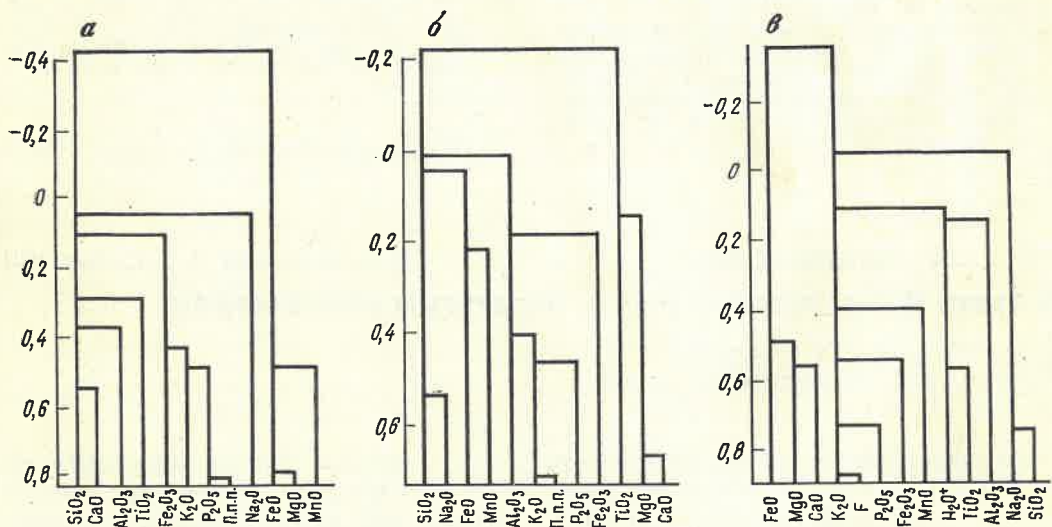
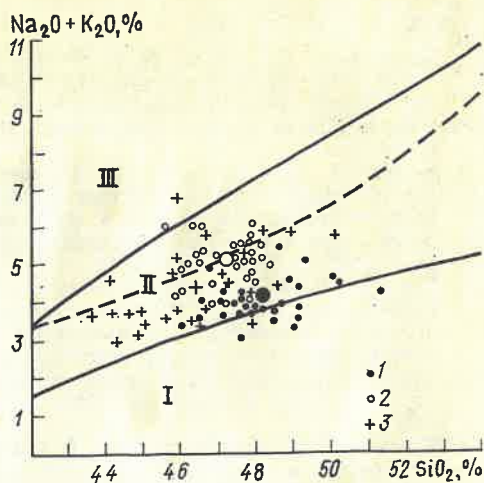


Рис. 2. Дендрограммы геохимических ассоциаций элементов в базальтах Японского моря (а), горы Осборн (б), плато Огасавара (в)

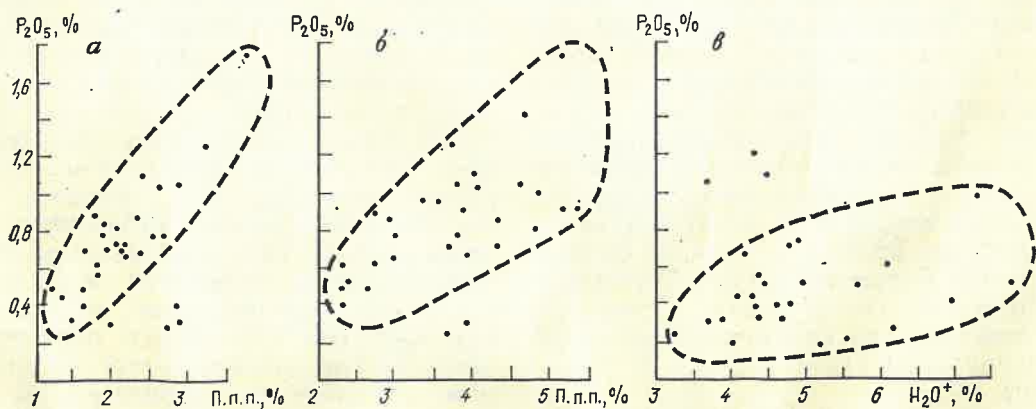


Рис. 3. Связь P_2O_5 с п.п.п. в базальтах Японского моря (а), горы Осборн (б), плато Огасавара (в)

лены диоктаэдрическим железистым смектитом, смешанослойными образованиями типа гидрослюда-смектит, гидрослюдой и цеолитом (филлипсит). В ряде образцов А. В. Можеровским [10] определен калиевый полевой шпат, замещающий плагиоклазы.

Содержания P_2O_5 в базальтах Японского моря колеблются от 0,25 — до 1,72 %. В геохимическую ассоциацию с фосфором входят п. п. п., K_2O и Fe_2O_3 (рис. 2, а). «Ядром» этой ассоциации является связь P_2O_5 с потерями при прокаливании в сухом остатке, которые характеризуют степень измененности породы. Коэффициент парной корреляции между ними равен 0,89 (рис. 3). Все члены группы фосфора резко антагонистичны по отношению к ассоциации MgO , FeO и MnO , которая, вероятно, отражает процесс кристаллизационной дифференциации в магме.

Такие связи фосфора логично объяснить вхождением фосфатов в состав вторичных минералов наряду с калиевыми железистыми слоистыми силикатами [4, 5]. Исследования на электронном микроскопе с рентгеновским микроанализатором подтверждают этот вывод: ультрамикржилки кристаллического фторкарбонатапатита были обнаружены в слоистых силикатах, выполняющих поры в туфе базальта. В них определены Р, Са, F. Итак, геохимическая ассоциация фосфора в базальтах Японского моря носит явно выраженный наложенный характер. В море известны многочисленные находки фосфоритов и фосфатизированных пород на вулканических постройках, сложенных окраинно-морскими толентами и их дифференциатами.

Образцы базальтов с г. Осборн подняты в виде глыб секториальной формы со стекловатой коркой закаливания. Основная часть базальтов имеет высокую пористость (10—30 %) и характеризуется оливин-плагиоклазовым парагенезисом минералов-вкрапленников, при преобладании оливина. Плагиоклаз обычно представлен микро-вкрапленниками. Отличительной чертой базальтов г. Осборн по сравнению с породами Японского моря является практическое отсутствие в первых порфиновых зерен плагиоклаза, что хорошо согласуется с более низким в них уровнем глинозема (таблица). Кроме

этого базальты г. Осборн отличаются более высокой титанистостью, железистостью, общей щелочностью, в частности — калиевостью. Последнюю нельзя объяснить только вторичными изменениями пород, хотя уровень п. п. п. в них в целом выше, чем в базальтах Японского моря. Вторичные минералы в базальтах, согласно И. В. Холодкевичу, представлены диоктаэдрическим алюможелезистым смектитом, гидрослюдой и филлипситом. В некоторых образцах отмечено появление калиевого полевого шпата.

Содержание фосфора в базальтах варьирует от 0,4 до 1,72 % P_2O_5 . В геохимическую ассоциацию фосфора (см. рис. 2, б) входят п. п. п. K_2O , Al_2O_3 . К ним тяготеет Fe_2O_3 . Коэффициент парной корреляции фосфора с п. п. п. равен 0,58 (см. рис. 3, б), что выше 5 % уровня значимости. В целом процесс вторичных изменений в базальтах г. Осборн имел ту же самую геохимическую направленность, что и в окраинно-морских толентах Японского моря (все перечисленные оксиды, за исключением Al_2O_3 формируют ассоциацию фосфора в базальтах Японского моря (см. рис. 2, а).

В базальтах пиллоу-лав плато Огасавара пористость колеблется от 5 до 20 % [3]. Среди них по минералам-вкрапленникам выделяются те же разновидности, что и в базальтах Японского моря и г. Осборн, т. е. преобладает оливин-плагиоклазовый парагенезис при различном взаимоотношении этих минералов. По химическим особенностям базальты плато Огасавара наиболее неоднородны. Среди них отмечаются толентовые и субщелочные разности гавайского типа, т. е. комплекс пород, характерный для океанических островов и поднятий [3]. Неоднородность базальтов хорошо отражается в распределении их фигуративных точек на диаграмме кремнезем—щелочи (см. рис. 1).

Вариации химического состава пород обусловлены как различной исходной лейкократовостью, железистостью и щелочностью (калиевостью), так и неодинаковой степенью вторичных преобразований. Базальты плато Огасавара в целом сильно изменены (см. табл.). Характерными вторичными минералами в них являются калиевые полевые шпаты, цеолиты, смектиты и дру-

Средний состав базальтов

Регион	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
Японское море n=30	48,02	1,67	18,53	5,45	3,24	0,16	5,18	10,30	2,90	1,17	0,76	2,14
г. Осборн n=29	47,16	2,43	16,35	11,43	1,60	0,15	3,13	7,13	2,95	2,18	0,85	3,69
плато Огасавара n=26	46,32	1,79	16,16	10,33	2,21	0,16	5,06	8,28	2,74	1,56	0,57	4,61

Примечание. Для плато Огасавара вместо п. п. п. приведены данные по H₂O⁺.

гие слоистые силикаты. В базальтах также описан вторичный апатит [3, 13].

Содержание P₂O₅ в этих породах изменяется от 0,2 до 2,06 %. В одну геохимическую ассоциацию с P₂O₅ входят F, K₂O, Fe₂O₃ и MnO (см. рис. 2, в). Все члены группы фосфора резко отрицательно коррелируют с геохимической ассоциацией FeO, MgO, CaO, которая имеет первично-магматическое происхождение. Плюсовая влага (H₂O⁺) свидетельствует о слабой внутригрупповой связи с ассоциацией фосфора, однако коэффициент парной корреляции между P₂O₅ и H₂O⁺ достаточно высок и равен 0,34, т. е. считается значимым при уровне 10 % (см. рис. 3, в). Некоторое ослабление этой связи по сравнению с корреляцией P₂O₅ и п. п. п., приведенной для базальтов Японского моря и г. Осборн, объясняется, по-видимому, тем, что потери при прокаливании — комплексный показатель. Наряду с H₂O⁺ они включают ряд летучих компонентов, влияние которых должно приводить к усилению связи при переходе от H₂O⁺ к п. п. п. В какой-то мере это подтверждается наличием жесткой парной корреляции (0,77) между P₂O₅ и фтором, который содержится в п. п. п. В целом не вызывает сомнения «наложенный» характер геохимической ассоциации фосфора в базальтах плато Огасавара, т. е. мы имеем дело с тем же геохимическим процессом, что в рассматриваемых выше базальтах Японского моря и г. Осборн. В пределах плато советскими и японскими экспедициями установлены значительные скопления фосфоритов [13].

Таким образом, базальты Японского моря, г. Осборн и плато Огасавара принадлежат к единому петрологиче-

скому типу базальтоидного магматизма, эволюция которого протекает по законам, свойственным магмам толеитового типа: наличие феннеровского тренда на начальном этапе и проявление пантеллеритовой тенденции — на конечном. Эволюция такого вулканизма идет на фоне общей недосыщенности расплава кремнеземом по отношению к щелочам, что на завершающем этапе приводит к постепенной смене толеитового магматизма на щелочной. Геохимическое разнообразие базальтов и их дифференциатов на отдельных горах и поднятиях, вероятно, отражает лишь некоторую специфику эволюции магматизма в пределах той или иной структуры.

Генетическая общность описываемых базальтов подтверждается их одинаковым структурным положением (они развиты на отдельных горах и поднятиях), сходным минеральным составом (преимущественно оливин-плагноклазовый парагенезис), общими текстурно-структурными особенностями (все они изливались в подводных условиях и имеют повышенную пористость). Кроме того, все они подвергались процессу вторичных изменений принципиально одного характера. В результате этих преобразований формировалась ассоциация вторичных минералов, включающая смектиты, смешанослойные образования типа гидрослюда-смектит, гидрослюда, цеолит и калиевый полевой шпат.

Природа такого рода процессов вторичных изменений в базальтах неоднократно рассматривалась в литературе. Большинство исследователей в настоящее время склонны связывать их с постмагматической гидротермальной деятельностью [7, 8]. Установленное авторами вхождение фосфатов в ассо-

циацию калийсодержащих вторичных минералов обусловлено, по-видимому, петрогенетическими причинами и отражает общую закономерность проявления поствулканической деятельности, сопровождающей базальтоидный магматизм гор и поднятий окраинных морей и океанов на завершающем этапе его эволюции. Присутствие фосфоритов в районах развития базальтоидного магматизма такого типа показывает, что отмеченный процесс при благоприятных условиях приобретает рудоконцентрирующее значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурич Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты на подводных горах//Осадкообразование и магматизм океана. М., 1989. С. 373—375.
2. Берсенева И. И., Школьник Э. Л., Гусев В. В. Фосфориты дна Японского моря//Докл. АН СССР, 1983. Т. 271. № 2. С. 397—401.
3. Геологическое строение подводного плато Огасавара/Б. И. Васильев, И. Н. Говоров, В. Л. Безверхний и др.—Владивосток, 1987. — 40 с. (препринт/ДВО АН СССР).
4. Геохимические ассоциации фосфора в базальтах Японского моря/М. И. Гнидаш, В. Т. Съедин, А. В. Можеровский и др.//Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 25—34.
5. Гнидаш М. И., Съедин В. Т. Вулканизм и фосфатообразование в Японском море//Минеральные ресурсы, геоморфология, берега, методы исследования. Л., 1987. С. 67—69.
6. Классификация и номенклатура магматических горных пород/Под ред. О. А. Богатикова и др. — М.: Недра, 1981.
7. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шуртов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации//Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М., 1981. С. 5—17.
8. Коссовская А. Г. Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океанической коры//Минеральные преобразования пород океанической коры. М., 1984. С. 3—13.
9. Липкина М. И., Школьник Э. Л. Фосфориты с подводного вулкана Ченцова Японского моря//Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 4. С. 1002—1005.
10. Можеровский А. В. Низкотемпературные изменения магматических пород дна Японского моря//Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 58—63.
11. Свинников А. И., Съедин В. Т. Физические свойства пород кайнозойских вулканических комплексов дна Японского моря//Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 7—15.
12. Съедин В. Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтов Японского моря//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441—1445.
13. Фосфатоносные зоны северо-западной части Тихого океана/Б. И. Васильев, И. Н. Говоров, Ю. Г. Волохин и др.//Минеральные ресурсы, геоморфология, берега, методы исследования. Л., 1987. С. 48—50.
14. Musashino M., Shiki T.//Geology of the Northern Philippine Sea. Tokai University Press. 1985. P. 79—85.

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 550.8.072

© Е. Е. Ширяев, А. С. Васильев, 1991

Геометрическая структура картографической пространственно-цифровой модели и принципы алгоритмизации ее построения

Е. Е. ШИРЯЕВ, А. С. ВАСИЛЬЕВ (ГИН АН СССР)

Цифровые картографические данные обычно представляют в двух видах — векторном и ячеистом или растровом [1, 2]. На практике в большинстве существующих картографических систем данные обрабатываются в векторной форме представления [2, 3]. Последняя для таких систем имеет ряд достоинств: 1) создает структуры данных с большими возможностями, позволяющими реализовать многие операции обработки цифровой картографической информации на устройствах отображе-

ния (электронное увеличение изображения, создание панорамного вида, исправление и внесение изменений и др.); 2) обеспечивает классификацию и кодирование данных по элементам содержания и объектам местности; 3) упрощает проектирование цифровых картографических систем и сокращает сроки и затраты на их разработку; 4) уменьшает объем машинной памяти.

Ячеистая форма представления данных наиболее удобна для площадных

(контурных) объектов, по которым проводятся различного рода исследования (корреляционный анализ, идентификация, различные преобразования и пр.). В этом смысле она оказывается в ряде случаев очень удобной для представления и последующего использования геологических данных, в основном контурных. В последнее время наметилась тенденция к поиску универсальных форм построения пространственно-цифровой модели. В качестве одной из универсальных форм, близкой к оптимальной, предлагается реберная цифровая модель ЦМ контуров, представляющая особый интерес для геологов. Именно на основе ее и рекомендуется создавать геологическую пространственно-цифровую модель.

Реберная модель контуров универсальна. Она позволяет решать многие задачи и допускает преобразование в другие форматы, что очень важно в геологических исследованиях. Переход при помощи форматных преобразований к другим моделям способствует эффективному решению определенных задач и оптимизации структуры данных.

Структура и алгоритм построения реберной модели контуров. Реберная модель проектируется как структура, удовлетворяющая следующим требованиям:

- учет всех топологических особенностей исходной системы контуров — вложенности, соседства и пр.;

- существует доступ к вершине, ребру, области;

- координатное представление всех ребер;

- имеется операция, связывающая область и все ее подобласти, приграничные области и границу (как последовательность ребер);

- ребра ориентированы и специальная операция ставит в соответствие ребру инцидентные ему ребра — правое и левое;

- имеется операция, связывающая множество ребер, инцидентных (прилежащих) одной вершине;

- по каждому элементу модели (ребру, области) хранится необходимое число параметров — как геометрического (длина, площадь, ось симметрии, центр тяжести и др.), так и тематического (возраст, состав, происхождение горных пород и пр.) характера в зависимости от природы контуров.

Модель состоит из множества особых точек — вершин, соединяющих их ребер, ограниченных ребрами областей и границ областей (рис. 1). Для задания логических связей между элементами ЦМ ребра ориентируются. Модель описывает лишь геометрически корректные наборы вершин, ребер и областей, когда каждое ребро инцидентно двум вершинам (вершина замкнутого ребра удваивается) и двум разным областям, вершина инцидентна не менее чем трем ребрам, а область — ограниченная ребрами связное множество точек плоскости (рис. 2).

Каждой вершине соответствует список инцидентных ей ребер, упорядоченный по часовой стрелке; знак указывает, какое это ребро — входящее или выходящее (рис. 3, а). Ребру соответствует координатное его представление, две вершины, правая и левая область (рис. 3, б). Области ставятся в соответствие внешней границе указанием на любое принадлежащее ей ребро, а также список внутренних границ — «дыры». Кроме того, область участвует в списке эквивалентности, связывающем граничащие непосредственно или опосредованно области (рис. 3, в). Дыра — это одна или несколько областей, общая внешняя граница которых является внутренней границей некоторой области. Дыре ставится в соответствие эта общая граница указанием на произвольное ее ребро, а также список эквивалентности внутренних областей (рис. 3, г). Нетрудно усмотреть, что указанная структура однозначно задает дерево вложенности реберной ЦМ (рис. 4), нечетные уровни которого — области, четные — дыры.

Описанный логический уровень реберной модели следующим образом отображается на физический уровень, называемый далее *MEM/TAB*. Каждое ребро (линия) — упорядоченный список отдельных его точек (с некоторым шагом). Иначе говоря, элемент *MEM* — четверка чисел:

$$MEM = X, Y, C1, C2,$$

где (X, Y) — точка, $C1, C2$ — ссылки на следующую и предыдущую точку. Для полного задания ребра (линии) необходимо еще иметь пару ссылок — на начало (голову) и конец (хвост) соответствующего списка. Эта и другая со-

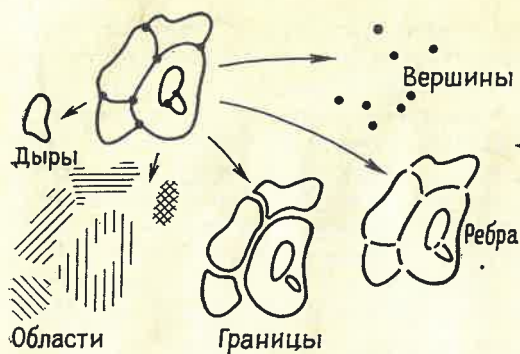


Рис. 1. Геометрические элементы реберной модели

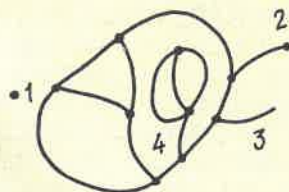


Рис. 2. Пример некорректных данных для ЦМ контуров:

1 — вершина без ребер; 2 — вершина с одним ребром; 3 — ребро без вершины; 4 — ребро, инцидентное лишь одной области

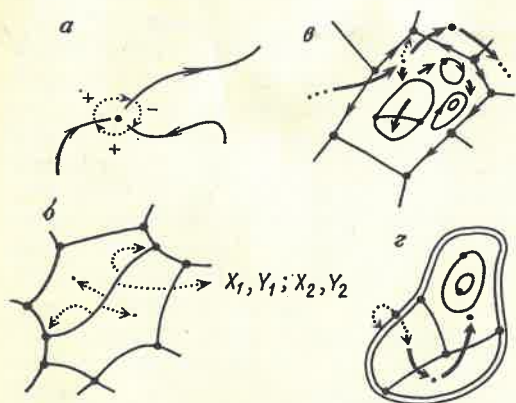


Рис. 3. Логические связи реберной модели:

Структуры: а — вершины, б — ребра, в — области (стрелка — ссылка списка эквивалентности), г — дыры

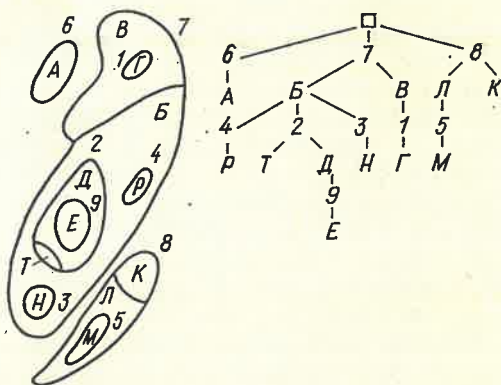


Рис. 4. Дерево вложенности реберной модели контуров:

буквы — области; цифры — дыры

проводящая информация хранится в паре дескрипторов, «обслуживающих» ребро.

Дескриптор имеет вид:

$$TAV_p = CT1, CT2, CM, CA, CH, CP, CO,$$

где $CT1, CT2$ — ссылки двустороннего списка, связывающего дескрипторы одного типа; CM — ссылка на один из концов ребра, CA — ссылка на дескриптор другого ребра, CH — ссылка по часовой стрелке на конец ребра, являющегося соседом данного конца в вершине, CP — аналогичная ссылка против часовой стрелки. Способ разделения информации о кривой в MEM/TAV на два дескриптора (для каждого конца) облегчает задание вершин. Фактически они отдельно не хранятся и присутствуют лишь в виде рассмотренных круговых списков. Номер области, расположенной справа от ребра, записан в CO хвоста, номер ле-

вой области — в CA головы. Сама область описывается специальным типом дескриптора:

$$TAV_0 = CT1, CT2, CM, C1, C2, C3, I,$$

где $CT1, CT2$ стандартны. CM в случае области — ссылка на внутреннюю границу области, реализуемая как ссылка на хвост ребра, направление которого совпадает с направлением обхода области справа (если такого ребра нет, делается отрицательная ссылка на ребро другого направления). Это ссылка именно на границу, так как, используя ссылки вокруг вершин, можно последовательно обойти всю совокупность ребер, задающих данную границу. Поля $C1, C2, C3$ реализуют структуру дерева вложенности (см. рис. 3) дыр и областей. Поле I либо непосредственно содержит проблемную информацию по области, или является ссылкой на соответствующую базу данных. Дес-

криптор дыр TAB_d отличается от TAB_o лишь типом и отсутствием поля I .

Реберная модель контуров может быть сформирована автоматически по данным сканирования. Для этого применяется промежуточная модель. Ниже кратко описываются шаги, которые приводят к цели: проверка геометрической корректности; формирование областей; реализация отношения включения.

Геометрическую корректность нарушают ребра, не входящие в состав какой-либо границы, например, M и ab на рис. 5. Следующий простой алгоритм выявляет, является ли ребро, например, ab , некорректным в реберной структуре. Пользуясь ссылками одного направления, например, по часовой стрелке, следует осуществить полный обход до исходного ребра. В нашем случае имеем: $ab—bv—vg—gd—db—ba$. Если при этом ориентация исходного ребра не изменилась, ребро корректно. Следствием этого должно быть либо его удаление с выдачей соответствующей информации оператору, либо окончание программы, либо требование интерактивной доработки материала. Если при обходе (например, $ka—ab—bv—\dots—ka$) ориентация не изменилась, ребро также корректно.

В случае, если все ребра корректны, можно приступить к собственно образованию из ребер областей. Алгоритм здесь близок к уже изложенному и вкратце сводится к следующему. Предположим, что для ориентированного ребра $ил$ (см. рис. 5) область справа не сформирована. Тогда, двигаясь из конца ребра и используя ссылки по часовой стрелке, обойдем область, представляя во всех пройденных ребрах ссылку на эту вновь сформированную область $ипл$. Следует отметить, что на этом этапе формируются также и дыры. Признаком, различающим эти случаи, является ориентация полученной границы. Простейший способ выявить ориентацию — получить в процессе обхода ребер ориентированную площадь криволинейной трапеции типа $рлио$ (см. рис. 5). Алгебраическая сумма этих величин по всем составляющим границу контурам даст площадь области, причем ее знак укажет, является ли она истинной областью или дырой.

Отношения включения необходимы для построения дерева вложенности. Вначале области разбиваются на клас-

сы эквивалентности по признаку непосредственного или опосредованного соседства. Центральным моментом является использование процедуры, определяющей принадлежность точки (или другого объекта) контуру. Это позволяет для каждой области найти совокупность принадлежащих ей дыр и построить дерево вложенности.

Характерный для информационных систем запрос к контурной информации — локализация точки, т. е. определение области, которой точка принадлежит, реализуется в данной модели в терминах дерева вложенности. На первом шаге проверяется принадлежность точки территории, описываемой моделью. С этой целью рассматриваются все внешние контуры — дыры уровня 2 (рис. 6). Второй шаг: одна из дыр наполняется эквивалентными областями уровня 3; вся структура пересекается прямой, проходящей через исследуемую точку. Последнее пересеченное перед точкой ребро определяет две области — A и B (см. рис. 6). Искомая область A этого шага находится сопоставлением ориентаций плоскости и пары векторов — секущей прямой и касательной к ребру в точке пересечения с прямой. Третий шаг — наполнение A дырами, четвертый — одна из дыр наполняется областями и т. д. Последний шаг: точка относится к области X , если она не принадлежит дырам X .

Следует подчеркнуть, что этот доступ применяется для локализации одиночной (случайной) точки. Как правило, доступ к модели осуществляется по определенной стратегии и любая дополнительная информация о характере запросов может быть использована для оптимизации доступа. Так, если точки запросов принадлежат прямой, необходимо построить глобальное сечение модели. Если они группируются в пределах определенной границы — можно построить подмодель, лежащую в пределах этой границы. При определенных стратегиях доступа известно, что очередная точка лежит, как правило, вблизи предыдущей. Этот факт используется для организации обратного движения к корню дерева: проверяется, принадлежит ли новая точка той же области, что и предыдущая, затем — той же дыре, той же области, охватывающей эту дыру и т. д. Затем, как и выше, происходит движение по дереву вложенности вперед.

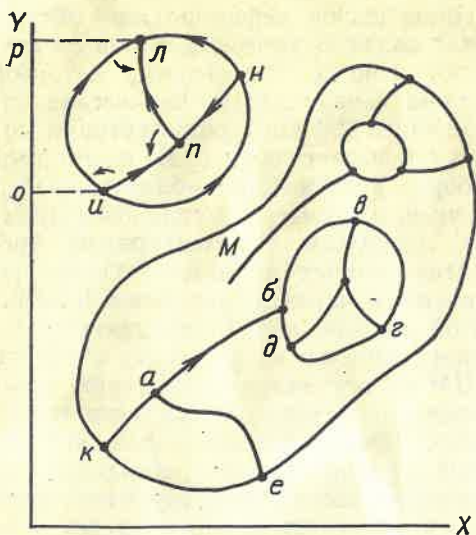


Рис. 5. Проверка геометрической корректности и формирование областей ЦМ контуров

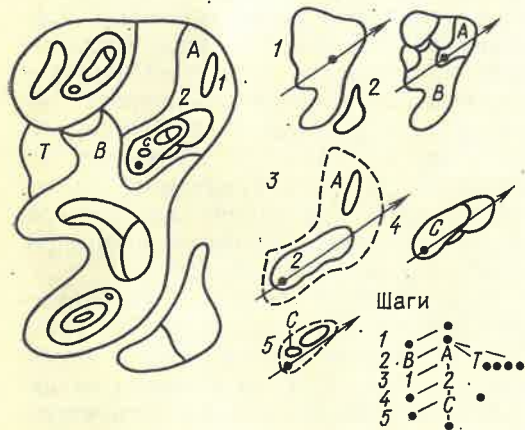


Рис. 6. Иерархическая локализация точки в реберной ЦМ

Переход к производной модели за счет огрубления классификации областей по определенным параметрам осуществляется отбрасыванием лишних ребер информационных связей модели (рис. 7).

Организация базы данных контурной информации. В предыдущем разделе были рассмотрены вопросы логической организации данных ЦМ контуров. Характерная особенность реберной модели — наличие списка областей, концов ребер и координатной части, организованных системой связей, главная из которых — дерево вложенности. В данном разделе рассмотрены способы организации данных на физическом уровне — при размещении мо-

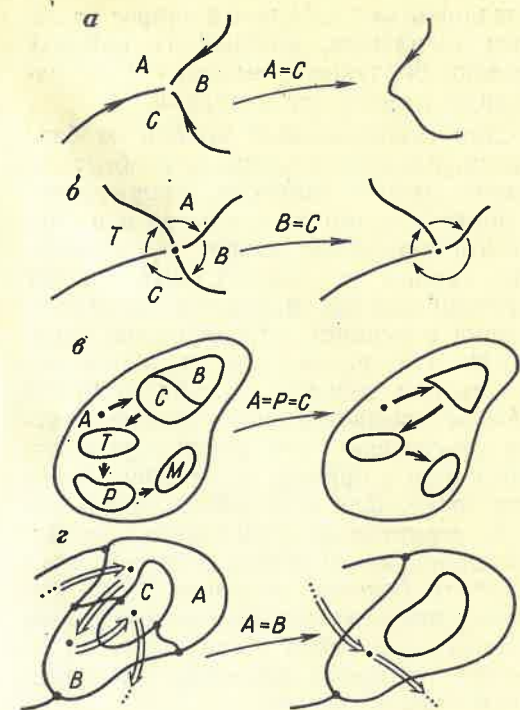


Рис. 7. Операции, выполняемые в реберной модели контуров при огрублении классификации:

а — сцепление ребер; б — коррекция списка вокруг вершин; в — коррекция списка дыр; г — коррекция списка эквивалентности

дели на внешних носителях. Этот вопрос весьма важен для описания с помощью модели большой территории, когда данные целиком не размещаются в оперативной памяти, а доступ к ним требует просмотра и обработки большого объема информации.

Проблемы размещения данных на диске имеют свои специфические черты в зависимости от вида модели. Так, растровые модели в общем хорошо приспособлены для размещения и работы сегментами. Типичным случаем является просто представление матрицы большого размера как склейки меньших подматриц. Сам характер запросов, обслуживаемых растровыми моделями, позволяет без особого труда

«разложить» глобальный запрос на серию локальных, каждый из которых можно обслужить, вызывая в оперативную память часть модели.

Для универсальной модели на базе ребер, предназначенной для обслуживания любых запросов, сформулированных в терминах контуров и их частей и топологии, вопрос представления данных во внешней памяти имеет принципиальное значение и при его решении возникает определенная трудность. Так, рассмотренная задача локализации точки в рамках реберной ЦМ основывается на построении списка пересечений всех ребер определенного типа с прямой, проходящей через эту точку. Для моделей на значительную территорию (содержащих, следовательно, много ребер) доступ к точке требует больших ресурсов ЭВМ. Поэтому введение на физическом уровне сегментации ребер и раздельного хранения сегментов является естественным и необходимым.

К аналогичным выводам приводит и анализ некоторых других задач. Так, вдоль траектории сечения необходимо обрабатывать все ребра, ее пересекающие, какой бы длины они ни были для большой территории. Визуализация модели состоит в отображении лишь некоторой ее части; задача сводится к построению подмодели в виде окна отображения просмотром всех пересекающих окно ребер. Аналогичные замечания можно сделать и по поводу остальных задач, обслуживаемых ЦМ контуров.

Выше обсуждались особенности реберных моделей координатного уровня. Теперь следует остановиться на предпосылках построения специальной физической организации модели, вызванных особенностями уровня дескрипторов. Действительно, поскольку сам массив дескрипторов для обширных территорий не может быть размещен в оперативной памяти целиком, нужен специальный способ сегментации самих дескрипторов. Иной аспект этой задачи связан с важностью создания на определенное время подмоделей на ограниченную территорию. Это важно для совместной обработки контуров с другими данными, имеющимися на эту территорию, коррекции модели на ней, решения сложных задач типа пересечения нескольких ЦМ контуров.

Приведенное неформальное обсуждение является мотивацией при составлении списка требований, которым должна удовлетворять физическая организация ЦМ контуров: реберная модель описывает территорию с помощью наборов дескрипторов областей, ребер (точнее, их концов) и списков координат; базисным (элементарным) сегментом данных является модель, построенная на район, задаваемый в принятой системе координат прямоугольником; имеется возможность работать с ЦМ на эту малую территорию независимо от модели на соседнюю территорию; объем данных модели, занимаемый дескрипторами и координатами, позволяет вести обработку в оперативной памяти; предусматривается возможность работы с моделью как с цельной структурой, когда запрос на обработку разлагается на запросы по сегментам; имеется возможность работы с отдельным сегментом как с подмоделью глобальной модели, когда дерево вложенности модели наследуется подмоделью; имеется возможность образовывать подмодели автономной обработки, отличные от элементарного сегмента, для чего предусматривается возможность (операция) склейки соседних сегментов, целиком покрывающих интересующую область.

Предлагаемая ниже ЦМ удовлетворяет сформулированным требованиям. Модель конструируется на базе основной реберной ЦМ, на которую накладывается дополнительная структура. Соответствующие изменения вносятся и в методы доступа. Последние при этом обогащаются тем, что каждая область теперь рассматривается с двух точек зрения — как область модели на малую территорию и как часть области, или, точнее, как одна из частей, принадлежащей территории в целом; это обстоятельство учитывается при доступе к области, ребрам, локальной или глобальной информации и пр.

Следует еще сказать о том месте, которое занимает предлагаемая расширенная ЦМ контуров в ряду упомянутых моделей. По способу построения она, несомненно, является реберной моделью. Однако отдельные черты ее напоминают растровые модели. В самом деле, локализация и поиск информации осуществляются по матричному принципу. Однако, если в растровых моделях локализация и поиск данных

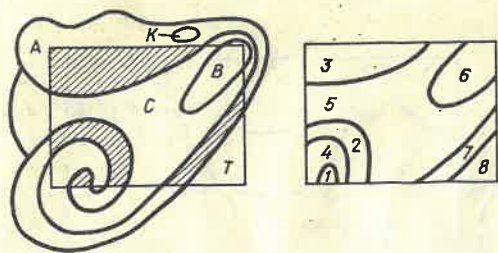


Рис. 8. Ограничение модели на квадрат

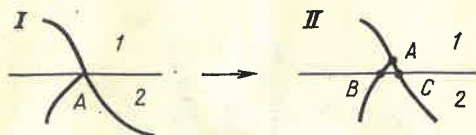


Рис. 9. Обработка граничных узлов

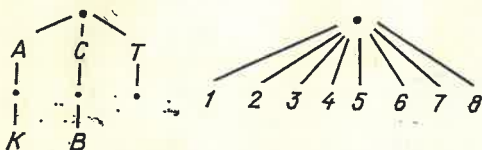


Рис. 10. Построение поддерева ограничения

завершается по нахождению элементарного составляющего — элемента матрицы, то в описываемой ЦМ найденный элементарный сегмент является векторной ЦМ и требует продолжения доступа обычными векторными операциями. Это позволяет рассматривать модель как некую промежуточную (по некоторым параметрам) структуру. Два ее предельных положения — растровая модель при очень мелком подразбиении территории и векторная модель при отсутствии какого бы то ни было разбиения.

До того как приступить к формальному описанию модели, проиллюстрируем особенности и трудности, возникающие на этом пути, на примере сопоставления ограничения векторной структуры на элементарный квадрат территории и векторной модели, построенной непосредственно по ограничению информации на нем (рис. 8). В первом случае квадрат покрывается четырьмя областями: A , B , C , T . Эти области индуцируют на самом квадрате восемь связанных компонент и, следовательно, восемь им отвечающих областей в ЦМ на квадрате. Далее, существенно отличны структуры деревьев вложенности. Так, область B — подобласть C , в то время как их ограничение на квадрат 6 и 5 являются экви-

валентными областями (соседями). В глобальной модели могут присутствовать подобласти типа K , которые в сегменте не наследуются, в то время как наследуется содержащая их область A .

Основа сегментации ЦМ контуров — сегментация на уровне ребер. Каждому прямоугольному сегменту M , K территории сопоставляется свой координатный массив $MEM_{M,K}$, структура которого переносится без изменения из простой реберной модели. При этом добавляются узлы пересечения глобальных ребер с сетью разбиения территории на сегменты, а сама точка пересечения описывается дважды — как элемент модели двух прилегающих сегментов. Другая особенность формирования $MEM_{M,K}$ также связана с узлами: для упрощения структуры связей между узлами предполагается, что узловые точки модели не могут быть расположены на сети, за исключением уже описанных пересечений ребер с самой сетью. «Настоящие» узлы, реально попадающие на сеть, должны быть либо «малым шевелением» сдвинуты в один из прилегающих сегментов, либо не меняя своих координат, отнесены к одному из сегментов. В последнем случае, очевидно, более предпочтительным по соображениям точности описания территории и простоты автоматической реализации, приходится вводить формальные (нулевой длины) ребра, соединяющие истинные узлы с искусственными узлами на границе. На рис. 9 узел A сдвинут по первому методу в сегмент 1, причем возникают узлы B и C . Второй вариант приводит фактически к тому же, но A физически не сдвигается, а ребра AB , AC и BC имеют нулевую длину.

Каждый сегмент помимо списков координат $MEM_{M,K}$ содержит список дескрипторов $TAB_{M,E}$. Как и в случае простой реберной ЦМ контуров он включает дескрипторы областей, ребер (пар их концов) и дыр. Главным элементом, задающим логику связей этих информационных структур, является дерево вложенности. Как следует из примера на рис. 8, структура поддерева, области которого покрывают сегмент, и дерева самого сегмента принципиально различны (рис. 10). Если структура ЦМ сегмента будет управляться деревом второго типа, можно будет работать лишь с этой территорией.

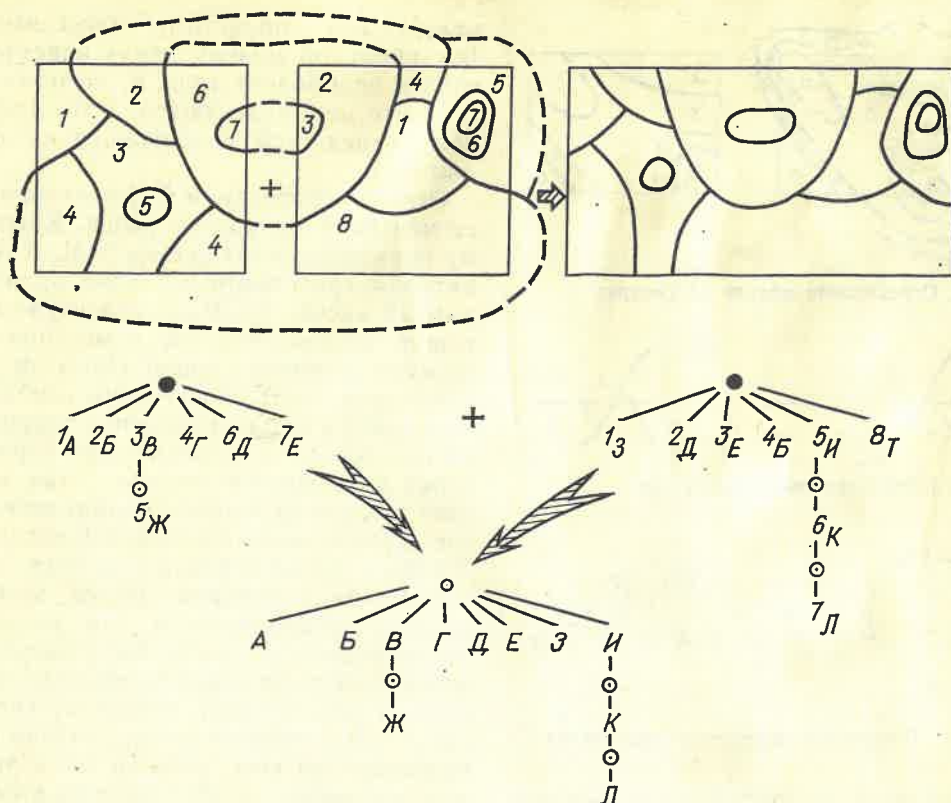


Рис. 11. Склейка деревьев

ей; склейка соседних территорий будет очень сложной процедурой, так как дерево объединения весьма слабо связано с каждой из составляющих.

Для сегмента предлагается в качестве структуры вложенности использовать дерево, состоящее из областей, покрывающих сегмент, причем отношения вложенности и эквивалентности задаются не самим этим сегментом, а наследуются с дерева вложенности всей территории. Очевидно, что в этом случае при склейке соседних сегментов следует лишь склеить деревья — это нетрудно доказать. Формальное определение склейки деревьев можно усмотреть из рис. 11.

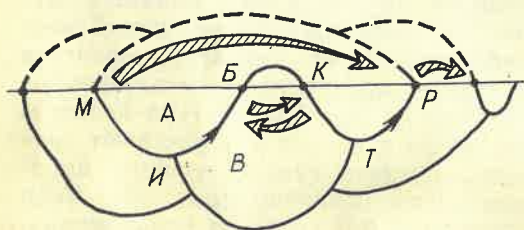


Рис. 12. Дополнительные списки

Определение дерева вложенности видоизменяет и усложняет операции с моделью. К дескриптору области добавляются ссылки на дескриптор этой области в генеральном графе. В нем содержатся параметры, которые целесообразно дублировать в каждом сегменте, где область представлена. Ссылка в генеральном дескрипторе на ребро заменяется ссылкой на какой-либо сегмент, несущий область. С ее помощью реализуется доступ к произвольной области — путем поочередного обслуживания всех ее носителей.

В пределах сегмента область может быть представлена несколькими компонентами. В основной массе приложений эти компоненты рассматриваются как одно целое. Поэтому с точки зрения доступа основным считается общность их происхождения и лишь затем может учитываться их индивидуальность. Для реализации этих связей между компонентами вводятся дополнительные списки между дескрипторами тех концов ребер, которые лежат на границе сегмента. Точнее, пусть *МИ* — выходящее на границу ребро и пусть

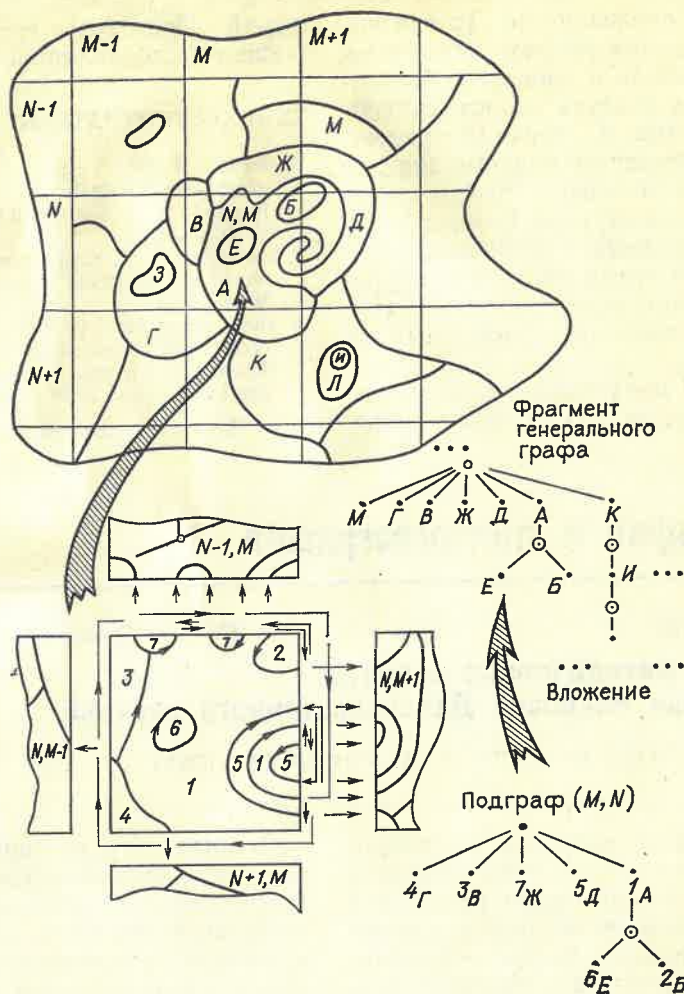


Рис. 13. Пример сегментации данных

А — лежащая в направлении по часовой стрелке от него область А. В этой ситуации конец М связывается с концом следующей связной компоненты области А. Компоненты А считаются упорядоченными обходом границы области А по часовой стрелке. В рассматриваемом примере М ссылается на конец Р ребра РТ. В ребро РТ записывается обратная ссылка на МИ. Ссылка узлов Б, К, Р строится аналогично (рис. 12).

Заметим, что указанные граничные списки позволяют обходить границу области в пределах сегмента в произвольном направлении. Списки построены таким образом, что этот обход находит границу порождающей области: участки границы, не представленные в сегменте, при этом как бы проецируются на границу. Граничные узлы позволяют рассматривать и обрабаты-

вать связную компоненту области как самостоятельную область, часть границы которой — отрезок прямоугольной сети территориального подразделения.

Структуры всех граничных узлов идентичны, они включают ребро модели, два ребра, являющихся отрезками прямоугольной граничной сети, и одно формальное ребро, в действительности принадлежащее соседней компоненте. Последнее реализуется как ссылка граничных ребер на дескриптор конца ребра этой компоненты (сегмента). Таким образом, реально существует две возможности при обработке больших областей. Первая — статистическая — строить покрывающую эту область структуру, для чего применяется операция склейки. Поэтому все массивы МЕМ и ТАВ склеиваются, координатные части сливаются, а вся структура находится под управлением одного об-

щего дерева вложенности. Другая возможность — динамическая обработка, когда при выходе в процессе обработки на границу контура происходит ссылочный переход в соседний сегмент, откуда и извлекается информация для продолжения движения. Выбор способа зависит от доступной памяти ЭВМ, частоты обращений к большим областям, занятой этими областями территории и в итоге определяется стоимостью затраченных вычислительных ресурсов ЭВМ.

На рис. 13 представлен пример сегментации данных для больших терри-

торий. Показаны граничные списки лишь одного направления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Weber Wigand. Mass digitization of topographic — cartographic information//Nachr. Karten — und Vermessungsw. 1987. N 46. S. 101—122.
2. Shiryaev E. E. Computers and representation of geographical data. — Chichester: John Wiley, 1987.
3. Illert Andreas. Extraction of texts and symbols from nonstructured vector data//Proc. 13-th Int. Cartogr. Conf., Morelia, 1987. Aguascalientes, 1988. Vol. 4. P. 367—374.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.77(571.6)

© М. Я. Серова, Л. И. Фотьянова, 1991

Некоторые методические аспекты стратиграфии кайнозоя Дальневосточного региона

М. Я. СЕРОВА (ГИН АН СССР), Л. И. ФОТЯНОВА (ПИН АН СССР)

В стратиграфии кайнозоя Дальневосточного региона остро стоит вопрос о разночтении в корреляции разрезов и их возрасте по двум основным для этого региона группам фауны — фораминиферам и моллюскам. Масштаб разночтений велик — от части подотдела до почти двух подотделов [Ю. Б. Гладенков, 1967, 1971; Л. С. Жидкова, И. Г. Пронина, 1978; М. Я. Серова, 1969; В. Н. Синельникова, 1973; 5, 11, 12]. Исключение составляют палеоцен и частично эоцен Камчатки, для которых разногласия сняты благодаря находкам планктонных фораминифер [М. Я. Серова, 1969; 7]. Возрастные датировки, установленные по фораминиферам, недавно подтверждены Н. Г. Музылевым впервые найденными на Восточной Камчатке (п-ов Ильпинский) небогатыми комплексами нанопланктона [9]. Не прекращается дискуссия о возрастных датировках стратиграфических подразделений верхнего палеогена и неогена, где известковый планктон редок, а кремневый изучен недостаточно. Не получены однозначные результаты при корреляции разрезов даже в пределах одного региона, не говоря уж о межрегиональных сопоставлениях.

По-видимому, принципиальной неясностью в методическом подходе при корреляции и датировании морских толщ по моллюскам объясняются неоднозначные определения возраста местных и региональных стратиграфических подразделений Камчатки и Сахалина и их несоответствие возрастным датировкам, установленным по фораминиферам. Это хорошо видно на примере Кавранского разреза, который датируется В. Н. Синельниковой [3] по моллюскам средним миоценом (какертский горизонт), а М. Я. Серовой [12] по фораминиферам поздним миоценом (этолонский горизонт). Разрез ильпинской серии п-ова Ильпинского датируется по моллюскам поздним олигоценом (И. Г. Пронина, 1967), а по фораминиферам — палеоценом и эоценом [М. Я. Серова, 1969, 1976; 7]. Геткиллинская свита Северо-Западной Камчатки по моллюскам относится к среднему эоцену [6], по фораминиферам — к данию — раннему палеоцену [11]. Ю. Б. Гладенков [1967, 1971; 4] свиту мыса Тонс по одному и тому же комплексу моллюсков датировал ранним миоценом, олигоценом, поздним эоценом. Следует отметить, что позднеэоценовый возраст слоев мыса

Тонс впервые установлен по фораминиферам [11] *.

По-видимому, нет необходимости приводить многочисленные примеры разногласий в определении возраста стратиграфических подразделений Сахалина и Камчатки по моллюскам и их несовпадения с определением возраста по фораминиферам. Именно это обстоятельство привело к критической ситуации в стратиграфии кайнозоя Дальневосточного региона, сложившейся в преддверии Третьего Дальневосточного совещания по разработке унифицированных схем кайнозоя. В связи с подготовкой совещания чрезвычайно важно выяснить причины существующих разногласий, поскольку оба рассматриваемых аспекта стратиграфии — корреляция и обоснование возраста — связаны с разработкой легенды к крупномасштабным геологическим картам.

Попытаемся выявить причины разногласий в корреляции и обосновании возраста по фораминиферам и палеоботаническим данным, с одной стороны, и по моллюскам — с другой, на примере разрезов миоцена Западной Камчатки — опорного Точилинского и Кавранского (так для краткости называется разрез кавранской серии миоцена Каврано-Ухтолокской бухты), а также относительно хорошо изученных разрезов кавранской серии Северо-Западной Камчатки — мысов Угольный и Большой ** (рисунок).

Точилинский и Кавранский береговые разрезы кавранской серии находятся в центральной части Западной Камчатки и территориально близки друг к другу. История изучения Кавранского разреза, начатая еще в 30-е годы, изложена В. Н. Синельниковой; ею же детально описаны четыре изолированных разреза (I—IV) и по ним составлен сводный разрез кавранской серии Каврано-Ухтолокской бухты, а также приведены результаты исследования различных групп ископаемых — моллюсков, ежей, рыб, позвоночных,

палинологические данные [3]. По моллюскам выделены слои, сопоставленные со слоями Точилинского опорного разреза (см. рисунок).

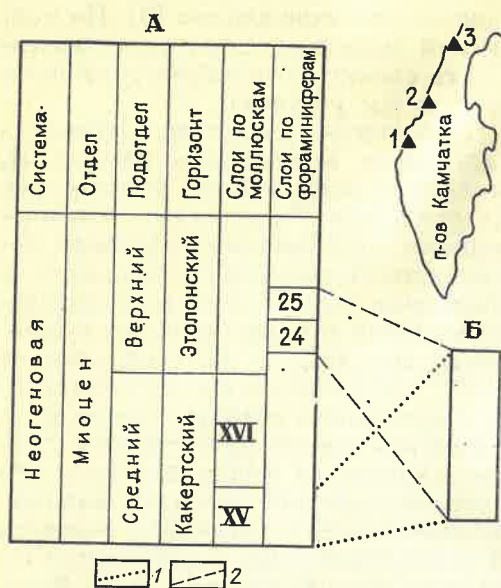
Наибольшая дискуссия развернулась вокруг Кавранского разреза II, расположенного между устьями рек Кавран и Вон. Он представлен мелководными отложениями — грубыми косослоистыми песками, песчаниками с обильными моллюсками и отпечатками растений в тонкозернистых туффовых прослоях. В. Н. Синельникова (1971, 1973) считала его частью единого непрерывного разреза, начало которого вскрыто в нижнем течении р. Кавран (ильинская свита одноименного горизонта, средний миоцен), наращаваемого морским береговым разрезом II (какертская свита одноименного горизонта, средний миоцен). Л. И. Фотьянова [14] полагала, что береговой разрез изолирован, не имеет подошвы и кровли. По фораминиферам, палеоботаническим и палеоклиматическим данным береговой разрез II сопоставляется с этолонской свитой одноименного горизонта верхнего миоцена [11, 14]. Стратотип этолонского горизонта (за исключением слоев 1, 2 основания разреза этолонской свиты) отнесен к верхнемиоценовой зоне *Denticula hustedtii* зональной шкалы по диатомеям [1].

Чем же можно объяснить расхождение на горизонт при корреляции двух ближайших палеонтологически насыщенных и хорошо изученных разрезов, а также различную (средний или поздний миоцен?) их возрастную датировку? Обратимся к данным по разным группам ископаемых и в первую очередь к фораминиферам как ведущей группе Дальневосточной биогеографической провинции.

В Кавранском разрезе II по сборам В. Н. Синельниковой в слоях 2—9 [1] установлен богатый комплекс бентосных фораминифер, в составе которого доминируют виды *Pseudoelphidiella hannai* (Cushm. et Grant), *Anomalinoides altamiroensis* (Kleinpell), *Cribrorhaphidium poromaense* (Grig.), *Trichohyalus bartletti* (Cushm.), *Sigmomorphina lautenschlagerae* Kuzina, *Glabratellina lauriei* (Heron-Stillen et Harland) и др. Все без исключения перечисленные виды также в роли доминантных характерны для отложений нижней части это-

* По ряду вопросов стратиграфии нет согласия и среди малакологов. Так, возраст аманинско-гакхинского горизонта по моллюскам определяется неоднозначно — от раннего олигоцена [1] до раннего миоцена (Л. С. Жидкова, И. Г. Пронина, 1978).

** Сводный разрез мысов Угольный и Большой получил название Рекинникский [13].



Корреляция Кавранского разреза II с Точилинским опорным разрезом:

1 — по моллюскам [3]; 2 — по фораминиферам, палинологическим и палеоклиматическим данным; А — Точилинский разрез [1], Б — Кавранский разрез II; на врезке местоположение разрезов неогена: 1 — Кавранский, 2 — Точилинский, 3 — Рекинникский

лонского горизонта Точилинского опорного разреза [1, 11]. Более того вид *Trichohyalus bartletti* в Точилинском разрезе впервые появляется с уровня этолонского горизонта (слои с *Polymorphina charlottensis*) [11]. Из 28 видов бентосных фораминифер Кавранского разреза II 20 видов — общие с видами этолонского горизонта Точилинского разреза и лишь один вид — общий с какертским горизонтом, который относится к категории проходящих видов, распространенных в Точилинском разрезе от верхов ильинской до низов этолонской свит. Коэффициент общности видового состава фораминифер Кавранского разреза II и стратотипа этолонской свиты в Точилинском разрезе, вычисленный по формуле Жаккара, составляет 31 %, а со стратотипом какертской свиты — 2,7 %.

Приведенные данные по фораминиферам позволяют утверждать, что отложения кавранской серии, вскрытые в морских береговых разрезах между устьями рек Кавран и Вон, следует сопоставлять с этолонским горизонтом Точилинского разреза. Обоснование позднемiocенового возраста этолонского горизонта по фораминиферам де-

тально рассмотрено в литературе [1, 11]. Еще одним доказательством, подтверждающим неправомочность сопоставления Кавранского разреза II с какертским горизонтом среднего миоцена, служит факт обнаружения в нем планктонных фораминифер *Neoglobobulimina pachyderma*. Последний вид, как известно, появляется лишь в позднем миоцене. Возраст же нижних слоев какертского горизонта — начало среднего миоцена [11].

Ниже рассмотрены палеоботанические и палеоклиматические данные как аргументы, подтверждающие корреляцию Кавранского разреза II с этолонской свитой Точилинского разреза. В настоящее время исследователи однозначно интерпретируют палинологические данные по Кавранскому разрезу II как отражающие оптимальные климатические условия. Однако мнения расходятся относительно того, какому именно климатическому оптимуму соответствует обсуждаемый палинокомплекс. Г. М. Братцева с соавторами [8] полагает, что он характеризует эпоху переходного ранне-среднемиоценового климатического оптимума и сравнивает его с палинокомплексом «букового горизонта». Л. И. Фотьянова [14] не разделяет этой точки зрения и относит его к эпохе позднемиоценового климатического оптимума, выявленного в Тихоокеанской биогеографической провинции по морской и континентальной биотам. Основанием для этого послужило сравнение систематического состава палинокомплекса Кавранского разреза II с таковым «букового горизонта», стратотип которого расположен в устье рек Яна и Омолой, примерно на 15° севернее камчатского разреза (Г. Г. Карташова, 1974). Палинокомплекс «букового горизонта» по сравнению с палинокомплексом Кавранского разреза II значительно разнообразнее по составу широколиственных растений. Разнообразие проявляется в основном за счет наличия в нем теплолюбивых (роды *Quercus*, *Castanea*, *Platanus*, *Liquidambar* и др.), а также хвойных (роды *Podocarpus*, *Dacrydium*) растений, отсутствующих в комплексе Кавранского разреза II. Присутствие же 26 % пыльцы буков в палинокомплексе последнего не может служить доказательством его принадлежности к эпохе ранне-среднемиоценового климатического оптимума, по-

сколько бук является неотъемлемым компонентом палинокомплекса эпохи позднего миоценового климатического оптимума, хотя встречается в нем в несколько меньшем процентном выражении.

Палинокомплекс Кавранского разреза II, характеризующийся большой долей участия пыльцы родов *Alnus* и *Betula*, бедным составом широколиственных растений, наличием бука, нами сопоставляется с палинокомплексом ТПК-4-2 средней части стратотипа этолонской свиты Точилинского разреза, содержащим, по данным Г. М. Братцевой, 12 % пыльцы бука [1].

Для установления возраста этолонского горизонта нами проанализирована на основе палеоботанических данных последовательность палеоклиматических событий на Камчатке и проведено сравнение с таковыми Исландии. Исландии отдано предпочтение, поскольку здесь этапы развития флоры и растительности привязаны к эпохам стандартной палеомагнитной шкалы, которые в свою очередь увязаны с единой зональной шкалой миоцена через разрезы Атлантического океана [2]. В миоцене Исландии выявлены две эпохи потепления: селлаурдалурская (переход от раннего к среднему миоцену) и позднехусавикская (поздний миоцен), разделенные эпохой резкого похолодания климата [2]. Адекватные климатические колебания зафиксированы в Точилинском опорном разрезе, при этом второй оптимум, менее выраженный, приурочен к позднеэтолонскому времени [1]. По аналогии с Исландией второй климатический оптимум датируется нами поздним миоценом (большая часть тортона без его конца) [14]. Таким образом, по фораминиферам, палеоботаническим и палеоклиматическим данным корреляция Кавранского разреза II с этолонской свитой Точилинского разреза представляется единственно возможной (см. рисунок).

В основу выделения слоев по моллюскам как наиболее дробных региональных картируемых подразделений положен принцип появления группы новых видов, ранее в разрезах не встреченных, свойственных только данным слоям — характерных видов, по Ю. Б. Гладенкову, В. Н. Синельниковой [1, 3, 5, 13].

В Точилинском опорном разрезе какертская свита (стратотип одноименного горизонта) включает следующие слои, выделенные по моллюскам (снизу вверх): с *Mytilus chejsleveemensis* (слой XV) и с *Macoma optiva* (слой XVI) [1]. В Кавранском разрезе II слои с *Macoma optiva* отсутствуют; здесь обнаружены только слои с *Mytilus chejsleveemensis* [3]. Стратотип слоев с *Mytilus chejsleveemensis* в Точилинском опорном разрезе содержит пять характерных видов: *Mytilus chejsleveemensis*, *Portlandia sublichkei*, *Lio-cyma furtiva*, *Margarites costatus*, *Panopea penjinskensis* [1, 3]. Ни один из них не установлен в Кавранском разрезе II (табл. 1). Из 20 видов других категорий моллюсков стратотипа слоев XV (транзитные, доживающие и т. д.) и 32 видов моллюсков скоррелированных с ними слоев Кавранского разреза II только два вида — *Macoma moesta*, *Epitonium clallamensis* — являются общими (табл. 2). *Macoma moesta* имеет широкий возрастной диапазон — от раннего миоцена (ильинская свита Западной Камчатки) до настоящего времени. *Epitonium clallamensis* известен из ильинского (ранний миоцен), какертского (средний миоцен) и этолонского (поздний миоцен) горизонтов Западной Камчатки [1]. Отсутствие характерных видов в слоях XV Кавранского разреза II, наличие в них всего лишь двух общих с Точилинским разрезом транзитных видов моллюсков с широким стратиграфическим распространением ставят под сомнение их корреляцию, осуществленную В. Н. Синельниковой с соавторами [3]. Более того два вида моллюсков с широким возрастным диапазоном, на наш взгляд, вообще не могут свидетельствовать о принадлежности к каким-нибудь слоям по моллюскам или к горизонту Западной Камчатки, включая какертский.

Частный вопрос о корреляции и обосновании возраста двух рассматриваемых разрезов затрагивает более общий вопрос о корректности выделения на данном этапе исследований дробных слоев по моллюскам и их прослеживании вдоль Западной Камчатки на 500—800 км, как это предложено Ю. Б. Гладенковым и В. Н. Синельниковой [3, 5].

Как уже отмечалось, основополагающая роль при выделении слоев по

1. Распространение характерных видов моллюсков в разрезах какертского горизонта (слои XV) Западной Камчатки [3, 13]

Разрезы	<i>Mytilus chejsleveemensis</i>	<i>Portlandia sublichker</i>	<i>Liocyma furtiva</i>	<i>Margarites coslatus</i>	<i>Panopea penjinskensis</i>
Точилинский опорный (стратотип слоев XV)	+	+	+	+	+
Кавранский II	—	—	—	—	—
Мыс Большой	+	+	—	—	+
Мыс Угольный	+	—	—	+	+

Примечание. «+» — наличие, «—» — отсутствие.

2. Численная характеристика комплексов моллюсков в разрезах какертского горизонта (слои XV) [3, 13]

Разрезы	Число видов			Коэффициент общности, %
	в комплексе	общих с Точилинским разрезом	общих «характерных» с Точилинским разрезом	
Точилинский опорный (стратотип)	20	—	—	—
Кавранский II	32	2	0	4
Мыс Большой	8	3	3	12
Мыс Угольный	12	3	3	10,3

моллюскам отводится категории характерных видов моллюсков. В слоях с *Mytilus chejsleveemensis* (слои XV) их пять, в слоях с *Macoma optiva* — два (*Macoma optiva*, *Cryptomya* sp.)* [1]. Наряду с «характерными видами» для определенных слоев устанавливается другая категория «характерных» видов, свойственных какертскому горизонту в целом. В работе [1; табл. 7] приводятся данные о распространении «характерных» видов какертского горизонта в кайнозойских толщах Тихоокеанской биогеографической провинции. Необходимо подчеркнуть, что в число «характерных» видов какертского горизонта в целом не вошел ни один из «характерных» видов слоев XV и вошел только один вид слоев XVI — *Macoma optiva*. Таким образом, суммарный набор «характерных» видов слоев XV и XVI какертского горизонта (семь видов) и «характерных» видов какертского горизонта в целом (девять видов) абсолютно разный и имеет лишь один общий вид — *Macoma optiva*. Если следовать принципу, что характерные виды свойственны только

данному слою или данному горизонту, то непонятно, почему в число «характерных» видов рассматриваемых слоев и горизонта включены виды с чрезвычайно широким стратиграфическим диапазоном. Даже неполный перечень формаций Тихоокеанской биогеографической провинции (Пул Крик, Якатага, Сикубецу, Санкубецу, борская, маруямская и другие свиты), в которых имеются «характерные» виды какертского горизонта, охватывает возрастной диапазон от позднего эоцена по ранний плиоцен включительно [1]. Более того, единственный общий «характерный» вид (*Macoma optiva*) для слоев XVI и какертского горизонта в целом имеет стратиграфическое распространение в пределах всего миоцена (Сахалин: борская свита, нижний — средний миоцен; маруямская свита, нижняя подсвита, верхний миоцен и др.). Возникает вопрос, как указанный комплекс «характерных» видов с широким стратиграфическим распространением может быть использован для доказательства среднемиоценового возраста какертского горизонта? Создается впечатление, что среднемиоценовый возраст какертского горизонта по моллюскам декларируется, а не обосновывается [1].

* Род, не определенный по каким-либо причинам до вида, не может быть включен в категорию характерных видов.

Для обоснования корреляции слоев по моллюскам, названным исследователями, наряду с анализом категорий видов моллюсков, использована статистическая методика: введены коэффициенты общности (вычисленные по формуле Жаккара) и провинциальности Джонсона [3, 13]. Коэффициент Джонсона приводится для более убедительной и объективной характеристики намеченных региональных подразделений [3, с. 78], каковыми являются слои. Коэффициент общности моллюсков слоев XV Точилинского и Рекинникского разрезов, согласно В. Н. Синельниковой [13], составляет 51 %. Этот же коэффициент, вычисленный нами по той же формуле Жаккара для слоев XV Точилинского разреза и разреза мыса Большой и Угольный*, составляет соответственно лишь 12 и 10,3 % (см. табл. 2). Полученные нами цифры говорят о большом систематическом различии комплексов моллюсков изучаемых разрезов.

Коэффициент провинциальности Джонсона более 50 % свидетельствует о принадлежности сравниваемых по моллюскам подразделений к единой провинции [3]. Для слоев XV Точилинского и Кавранского разрезов этот коэффициент равен 8,8 % [3]. Поэтому, исходя из теоретической предпосылки при правильно выполненных сопоставлениях разрезов, они должны относиться к разным зоогеографическим провинциям, что не подтверждается другими палеонтологическими данными.

Проведенный нами анализ комплексов моллюсков слоев XV Точилинского, Кавранского и Рекинникского разрезов показывает, что они не соответствуют понятию «слои» как прослеживаемой в регионе части горизонта. Этот вывод основан на незначительном сходстве комплексов моллюсков (два-три общих вида). Корреляция проводится по «характерным» видам и практически ничем не отличается от метода «руководящих» форм, не оправдавшего себя в практике стратиграфических исследований кайнозоя Камчатки и Сахалина. Кроме того, «характерные» виды обладают широким стратиграфическим диапазоном, что также не способствует выделению на их основе

слоев ограниченного стратиграфического распространения. Недоказанной по моллюскам является и привязка какертского и этолонского горизонтов к единой геохронологической шкале.

Итак, принадлежность Кавранского разреза II к какертскому горизонту Западной Камчатки на основании комплекса моллюсков нельзя считать обоснованной. Отсутствуют сколько-нибудь убедительные доказательства по моллюскам принадлежности Кавранского разреза II к слоям XV Точилинского разреза. Пока нельзя принять как не подтвержденное фактическим материалом утверждение ряда исследователей [3, 13] о создании более дробной схемы расчленения кавранской серии на слои по моллюскам по сравнению с расчленением этой серии, принятым на Втором Межведомственном стратиграфическом совещании (г. Петропавловск-Камчатский, 1974) [10]. Вопрос о достоверности прослеживания выделенных слоев на расстоянии 500—800 км требует тщательной проверки, поскольку два ближайших и наиболее хорошо изученных разреза скоррелированы по моллюскам не корректно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки/Под ред. В. В. Меннера.— М.: Наука, 1984. Вып. 385 (Тр. ГИН АН СССР).
2. Ахметьев М. А. Неоген Исландии: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М., 1980.
3. Биостратиграфическая характеристика миоцена Кавранского разреза Камчатки (моллюски, флора, десмостилиды)/В. Н. Синельникова, Г. М. Братцева, И. А. Дуброво, Е. К. Сычевская//Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 1. М., 1985 (Ротопринт/ГИН АН СССР).
4. Гладенков Ю. Б., Покровский Б. Г. Изменение климата Восточной Камчатки в позднем кайнозое по изотопным данным//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. С. 148—150.
5. Гладенков Ю. Б., Синельникова В. Н. Стратиграфия неогена Дальнего Востока в свете новых палеонтологических данных//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. XIV. Вып. 43. С. 82—92.
6. Девятилова А. Д., Волобуева В. И. Атлас фауны палеогена и неогена Северо-Востока СССР.— М.: Недра, 1981.
7. Крашенинников В. А., Серова М. Я., Басов И. А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана.— М.: Наука, 1988. Вып. 429 (Тр. ГИН АН СССР).

* Для подсчета использованы материалы, приведенные в работах [3, 13].

8. *Климатический оптимум в неогене Камчатки*/М. А. Ахметьев, Г. М. Братцева, В. Н. Синельникова, А. И. Челебаева//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 70—78.
9. *Нанопланктон в палеогене Корякского нагорья*/Ю. Б. Гладенков, Н. Г. Музылев, Д. И. Витухин и др.//Докл. АН СССР. 1988. Т. 370. № 3. С. 678—681.
10. *Решения II Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина.* — Магадан: Севвостокгеология, 1982.
11. *Серова М. Я.* Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. — М.: Наука, 1978. Вып. 323 (Тр. ГИН АН СССР).
12. *Серова М. Я., Фотьянова Л. И., Фрадкина А. Ф.* Морские и континентальные даний-палеоценовые отложения Северо-Западной Камчатки//Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 186—199.
13. *Синельникова В. Н.* Стратиграфия и палеонтологическая характеристика миоцена Северо-Западной Камчатки//Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 1. М., 1985.
14. *Фотьянова Л. И., Серова М. Я.* Поздне-миоценовый климатический оптимум северо-запада Тихоокеанской провинции//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 38—51.

Принята редколлегией 24 сентября 1990 г.

Морская геология

УДК 551.242.2+ (553.2:549.3)

© Е. Г. Мирлин, О. И. Комарова, 1991

Цикличность океанского рифтогенеза

Е. Г. МИРЛИН, О. И. КОМАРОВА (ЦНИГРИ)

Океанский рифтогенез, т. е. формирование специфического рельефа дна, характерных геофизических полей и глубинной структуры гребней срединно-океанских хребтов (СОХ) сопровождается раздвигом литосферных плит и подъемом мантийного вещества. В последние годы появляется все больше данных о том, что подъем вещества под срединными хребтами происходит неравномерно во времени и в пространстве. С этим, в частности, связывается уникальная особенность строения СОХ: разделение их на отдельные сегменты поперечными трансформными разломами и другими структурными элементами (перекрывающимися зонами спрединга, изломами простиражения рифта и др.). В соответствии с разрабатываемыми моделями трансформные разломы служат границами относительно самостоятельных ячеек спрединга, в пределах которых происходит циклический подъем мантийного вещества. На начальных стадиях подъема определенный объем частично расплавленной мантии, имеющей плотность меньшую по сравнению с плотностью вмещающего вещества астеносферы, отделяется от первичного мантийного источника. Диapiroны, образующиеся за счет гравитационной неустойчивости, поднимаются к подошве литосферы и стимулируют формирование неглубоких магматических очагов.

В процессе раздвига плит стадии подъема диапиров и развития коровых очагов повторяются.

Модели такого рода удовлетворительно объясняют тот факт, что глубины долин трансформных разломов в большинстве случаев значительно больше, чем в сопряженных рифтовых долинах. Это обусловлено тем, что трансформные разломы представляют собой относительно холодные участки океанской литосферы. Существование магматических камер, неглубоко залегающих под гребнями быстросрединговых хребтов, также подтверждено сейсмическими исследованиями [10].

Благодаря широкому использованию современных подводно-технических средств довольно полно изучена короткопериодическая цикличность развития рифтовых зон, обусловленная, по всей вероятности, эволюцией коровых магматических очагов. В быстросрединговых и медленноспрединговых рифтах (скорость спрединга соответственно более и менее 6—6,4 см/год) она проявлена в смене различных морфотектонических и геофизических характеристик вдоль простираения СОХ, преобладающие периоды изменения которых составляют 10^4 — 10^5 лет [5, 7].

Более длиннопериодическая цикличность рифтогенеза, обусловленная мантийным диапиризмом, характерные для нее интервалы времени, соотношение

ее с короткопериодической цикличностью изучены недостаточно, хотя эти факторы играют не менее, а, возможно, и более важную роль в геодинамике рифтов. Не выяснен вопрос и о влиянии неравномерности подъема мантии на гидротермальную циркуляцию и образование сульфидов. По этой причине анализ закономерностей эволюции океанских рифтовых зон является важным направлением исследований, нацеленных на установление признаков, позволяющих с максимальной эффективностью осуществлять поиск районов с сульфидной минерализацией. Задача настоящей статьи — выявление цикличности океанского рифтогенеза, обусловленной динамикой подъема мантии, а также рассмотрение влияния цикличности на гидротермальную активность.

Как видно из предшествующих исследований, наиболее показательными индикаторами цикличности рифтогенеза и динамики подъема мантии на границах раздвига плит являются рельеф дна и гравитационные аномалии. Так, спектральный анализ рельефа свидетельствует о закономерных изменениях его частотного состава по мере увеличения скорости спрединга, что связывается с циклическим характером перемещения мантийного вещества [2]. Гравитационные аномалии в пределах гребня Срединно-Атлантического хребта (САХ) на значительном его протяжении имеют отчетливую изометрическую морфологию, обусловленную подъемом изолированных мантийных диапиров [6]. Поскольку изученность гравитационного поля недостаточна для детального анализа, мы обратились к данным по геоморфологии срединных хребтов. Нами использовались среднемасштабные батиметрические карты медленно- и быстроспрединговых СОХ, на которых отражены как региональные особенности геоморфологии, так и относительно мелкие формы, относящиеся к блоково-грядовому рельефу. Анализ морфоструктуры медленноспредингового Срединно-Атлантического хребта выполнен по батиметрической карте масштаба 1 : 2 000 000, построенной на основании съемок, проведенных на Анголо-Бразильском геотраверсе в южной части Атлантического океана между 8 и 18° ю. ш. [3]. Кроме того, использова-

лись материалы, полученные при геофизических съемках на геотраверсе.

Быстроспрединговое Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) наиболее полно изучено в районе, ограниченном 20° с. ш. и 10° ю. ш. При этом использовалась батиметрическая карта ГЕБКО масштаба 1 : 10 000 000, которая была дополнена новыми данными, благодаря чему ее масштаб увеличился вдвое. Привлекались данные геомагнитных съемок, проведенных в данном регионе Тихого океана, а также результаты глубоководных исследований [К. Крейн, Р. Баллард, 1981; 4]. На основе батиметрических карт САХ и ВТП в соответствующих масштабах построены морфотектонические схемы.

Морфоструктура медленноспрединговых СОХ. В район исследований, охватываемый Анголо-Бразильским геотраверсом, входят целиком три и частично два крупных сегмента САХ (рис. 1). Разломы, разделяющие сегменты, проявлены в рельефе дна либо удлиненными глубокими депрессиями с окаймляющими их симметричными грядами, либо крутыми уступами. По простиранию характер рельефа трансформных разломов изменяется: местами контрастность указанных форм рельефа существенно снижается и они становятся почти незаметными. Характерно, что такие места «исчезновения» морфоструктуры для каждого из трансформных разломов примерно симметричны относительно гребня САХ.

В пределах каждого сегмента хребта достаточно отчетливо выделяются основные элементы поперечной зональности — рифтовая и фланговые зоны. Рифтовая, или гребневая, зона приподнята над прилегающими флангами примерно на 1 км и в первом приближении оконтуривается изобатой 3000 м. Она состоит из удлиненных куполов, вытянутых вдоль простирания САХ. Благодаря куполообразной морфоструктуре контуры рифтовой зоны в плане представляют собой вытянутые вдоль простирания оси САХ овалы, замыкающиеся вблизи трансформных разломов. Исключение составляет самый северный купол, который протягивается, не прерываясь, от 12° ю. ш. до о-ва Вознесения, т. к. трансформный разлом, разделяющий сегменты А и Б, обрывается при подходе к границам рифтовой зоны.

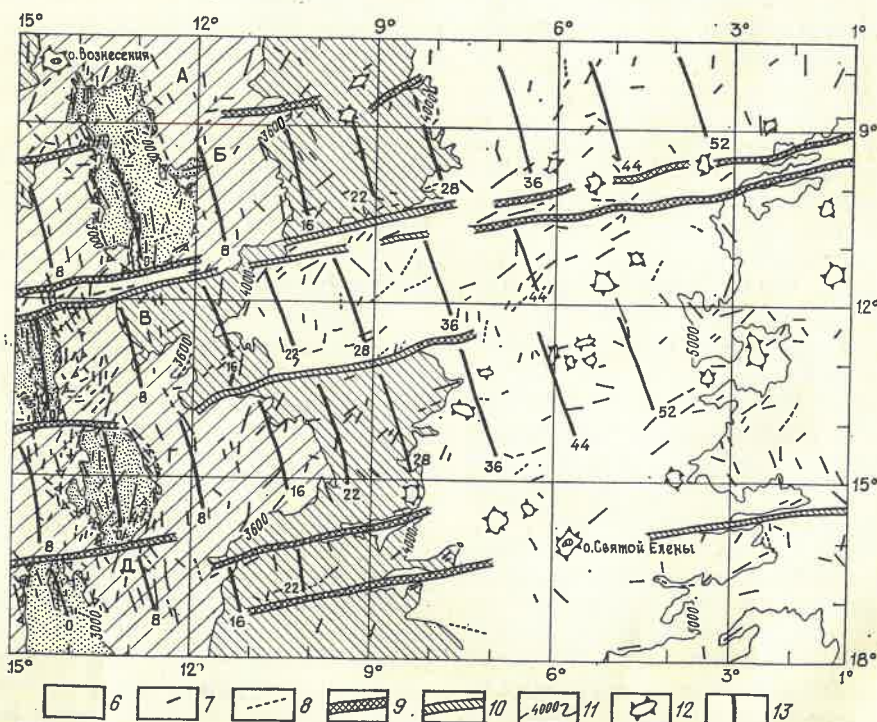
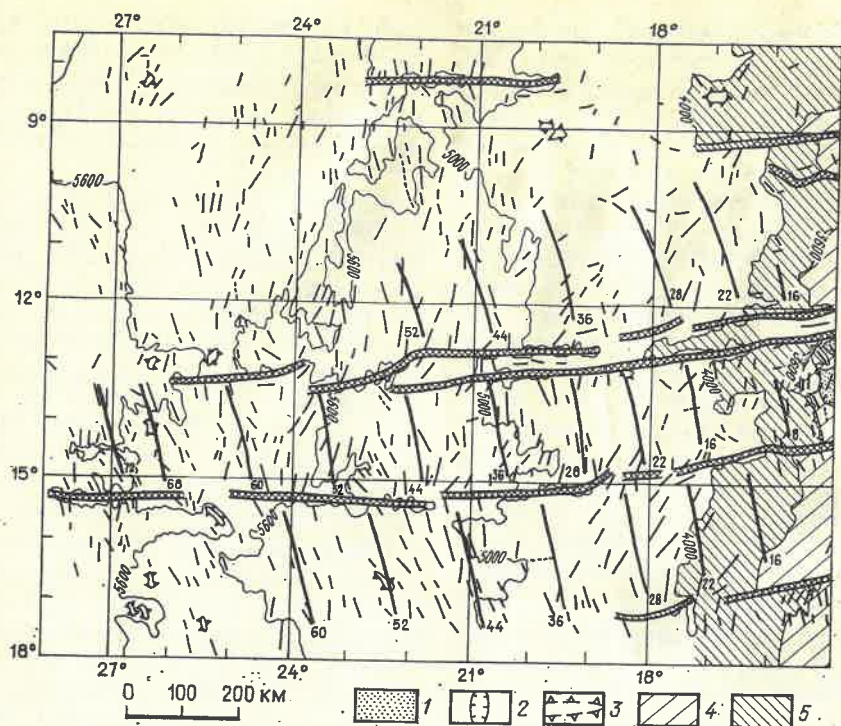


Рис. 1. Морфотектоническая схема Срединно-Атлантического хребта в районе Анголо-Бразильского геотранверса:

рифтовая (гребневая) зона: 1 — наиболее приподнятая часть гребня, 2 — рифтовая долина, 3 — генерализованные контуры куполовидных поднятий; фланги хребта: 4 — верхние части, 5 — средние части, 6 — нижние части и приле-

гающие глубоководные котловины; простирающиеся локальные морфоструктуры: 7 — гребней, 8 — депрессий; трансформные разломы, выраженные в виде: 9 — долин, 10 — уступов; 11 — основные изобаты, м; 12 — изолированные подводные горы; 13 — изохроны, млн лет; А—Д — сегменты

Рифтовая долина гребня медленно-спрединговых СОХ состоит из серии глубоких удлиненных депрессий, разделенных относительно приподнятыми участками дна. Местами она вообще отсутствует. Наблюдается определенная связь между степенью проявления куполообразной морфоструктуры рифтовой зоны и протяженностью единой рифтовой долины: чем выше купол и чем отчетливее он проявлен, тем хуже выражена долина. Например, в пределах сегмента Г куполообразное возвышение гребня выражено наиболее отчетливо, а продольная рифтовая депрессия здесь практически отсутствует. В соседнем сегменте В, где границы купола размыты и его высота относительно невелика, почти на всем протяжении между ограничивающими сегменты трансформными разломами прослеживается рифтовая долина.

Рифтовые и фланговые зоны САХ расчленяются на многочисленные удлиненные блоки и гряды протяженностью 25—40 км и более, высотой над основной поверхностью от нескольких сот метров до 2 км и более. Уже при качественном анализе морфотектонической схемы видны разнообразие ориентировок блоково-грядовых форм по отношению к генеральному направлению хребта, а также различия в плотности их распределения в пределах разных участков гребня. Помимо удлиненных блоков и гряд, обуславливающих в целом холмистый рельеф хребта, отчетливо выделяются изометрические в плане вулканические подводные горы, относительная высота которых может составлять 5 км. Характерный пример такого вулканического сооружения — о-в Святой Елены, расположенный на восточном фланге хребта.

Еще одна особенность морфоструктуры САХ в пределах геотраверса — постепенное выполаживание его склонов в южном направлении. На морфотектонической схеме это проявляется в том, что расстояние между основными изобатами 3600, 4000 м и осью гребня больше в сегменте Г, чем в сегментах А и Б, т. е. изобаты в плане расположены веерообразно, с раскрытием к югу.

Возрастные изменения морфоструктуры медленноспредингового СОХ. Возрастной фактор является определяющим в эволюции литосферы океанов, поэтому методика анализа морфо-

структуры заключалась в рассмотрении изменений основных характеристик рельефа по мере увеличения возраста океанского ложа. Последний устанавливался по полосовым магнитным аномалиям путем их идентификации со стандартной магнитохронологической шкалой. Результаты идентификации аномалий — изохроны океанской коры — нанесены на батиметрическую карту и морфотектоническую схему, а также на карты распределения осадочного покрова и тектонических нарушений в осадочной толще.

Кроме того, производилась линейная интерполяция между основными изохронами, что дало возможность нанести на указанные карты линии равного возраста ложа с интервалом 2 млн лет. Вдоль изохрон строились профили рельефа дна, по которым рассчитывался коэффициент его расчлененности K по формуле $K = (N \cdot 20) / l$, где N — число локальных поднятий и депрессий на профиле дна; l — длина профиля, км.

Интервал в 20 км представляет собой расчетное «окно», выбранное эмпирически.

Кроме расчлененности дна, вдоль изохрон океанской коры определялись азимуты простираания А локальных удлиненных форм блоково-грядового рельефа, строились гистограммы распределения азимутов, что позволило оценить доминирующие простираания линейных морфоструктур для различных временных срезов. По гистограммам простирааний определялись и стандартные отклонения. Коэффициенты расчлененности рассчитывались вдоль изохрон с шагом 2 млн лет, а азимуты простираания определялись с интервалом 8 млн лет, что дало возможность построить соответствующие графики, иллюстрирующие характер изменения морфоструктуры срединного хребта по мере увеличения возраста ложа. Графики изменения расчлененности осреднялись с шагом 8 млн лет с тем, чтобы наряду с локальными особенностями показать и общий характер изменения этого параметра морфоструктуры.

Графики изменения коэффициента расчлененности рельефа и азимутов простираания блоково-грядовых форм рельефа построены для сегментов Б, В и Г, целиком входящих в полосу геотраверса. Это позволило сопоставить характер изменения морфоструктуры в отдельных сегментах.

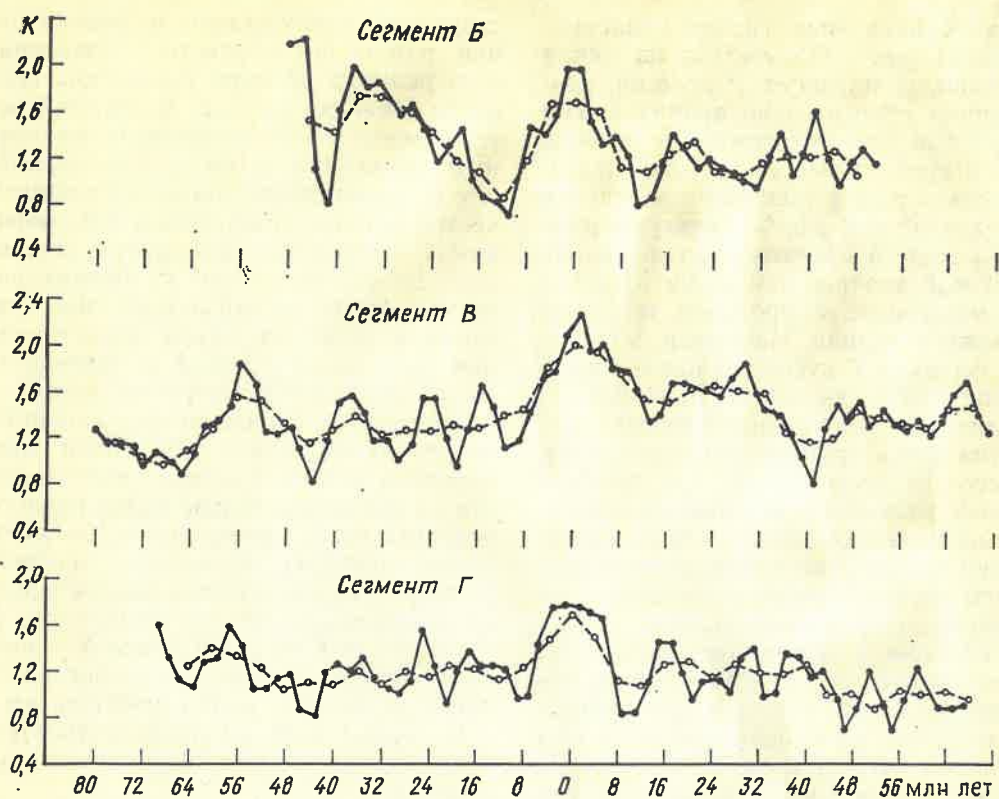


Рис. 2. Изменение коэффициента расчлененности K Срединно-Атлантического хребта с возрастом океанского ложа

При анализе графиков коэффициентов расчлененности отмечаются как сходства, так и различия в поведении этой характеристики в различных звеньях хребта, разделенных крупными трансформными разломами (рис. 2). Во-первых, во всех сегментах наблюдается общее уменьшение расчлененности по мере увеличения возраста ложа. Во-вторых, присутствуют отчетливые элементы симметрии в распределении коэффициента K относительно оси рифта. Так, в пределах сегмента *Б* выявлены минимумы расчлененности рельефа на участках с возрастом ложа около 12 млн лет на западном и восточном флангах САХ. Аналогичные минимумы установлены и в пределах сегмента *В*, где они приурочены к участкам коры возрастом 42—44 млн лет. В сегменте *Г* участки флангов САХ с минимумами расчлененности имеют возраст коры 44—48 млн лет (на западе) и 48 млн лет (на востоке). В-третьих, общей чертой изменения расчлененности для всех сегментов является наличие квазипериодической составляю-

щей с преобладающими периодами от 5 до 10 млн лет. При скорости спрединга 3,6 см/год, которая характерна для данного района САХ, эти периоды соответствуют линейным отрезкам длиной 90—180 км, что во много раз превышает расстояние между профилями геофизической съемки, составляющее 15—20 км. Следовательно, выявленная периодичность не связана с погрешностями межгалсовой интерполяции при построении батиметрической карты и отражает реально существующие особенности развития рифта.

Наименьшей расчлененностью рельефа дна обладает рифтовая зона в пределах сегмента *Г*, где отсутствует продольная долина, а куполообразное возвышение проявлено наиболее отчетливо. В сегментах *Б* и *В* расчлененность блоково-грядового рельефа рифтовой зоны значительно выше. Что касается флангов САХ в сегменте *Г*, то здесь расчлененность не существенно отличается от таковой в более северном сегменте *В*.

Характерно, что зоны с минимальной и максимальной расчлененностью в сегментах САХ удалены на разные расстояния от оси рифта и в плане имеют веерообразную форму с раскрытием к югу, — аналогично расположению основных изобат.

Анализ изменения азимутов простирания локальных форм рельефа проведен путем сравнения величины A с генеральным простиранием хребта для разных возрастных срезов. Если исходить из того, что генеральное направление оси СОХ в общем случае перпендикулярно простиранию трансформных разломов (т. е. мы имеем дело не с «косым», а нормальным спредингом), то ориентировку хребта можно определить через азимут простирания наиболее крупных разломов. В пределах исследуемой части геотраверса в том интервале возраста ложа, который изучался (0—60 млн лет), основные разломы имеют азимут простирания 108°З , отклоняясь от него на флангах САХ не более чем на 10° . Следовательно, генеральное простирание хребта в данном районе ориентировано в направлении примерно 18°З в рифтовой зоне и $18 \pm 10^\circ \text{З}$ на флангах.

В рифтовой зоне, ограниченной изохронами 4 млн лет, простирания локальных морфоструктур не существенно отличаются от генерального простирания САХ (рис. 3). Однако с увеличением возраста ложа эти отличия значительно возрастают. Так, в пределах сегмента *Б* на западном и восточном флангах хребта к участкам коры возрастом соответственно 28—40 и 20—40 млн лет приурочены блоково-грядовые формы рельефа, имеющие ориентировку, отличающуюся от генерального направления примерно на 50° и более. Аналогичные отклонения величины A от генерального простирания хребта в сегменте *В* приурочены к участкам западного и восточного флангов возрастом соответственно 48—52 и 32—44 млн лет. В сегменте *Г* на западном фланге САХ столь значительных отклонений в простираниях локальных морфоструктур не установлено, а на восточном — гистограммы распределения величин A носят бимодальный характер, что видно на графике (см. рис. 3). При этом обе ветви графика изменения A подобны. Максимальные отклонения от генерального направления оси хребта приурочены к возраст-

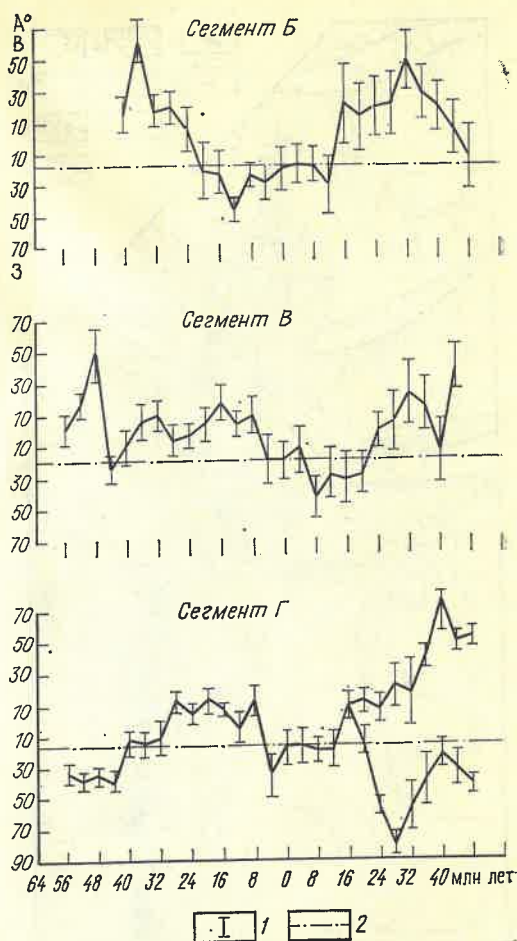


Рис. 3. Изменение азимутов простирания A локальных форм рельефа Срединно-Атлантического хребта с возрастом океанского ложа:

1 — стандартные отклонения; 2 — генеральное простирание оси САХ

ным интервалам 24—28 и 36—44 млн лет.

В распределении величины A , как и в закономерностях изменения коэффициента расчлененности K , наблюдаются явные элементы симметрии относительно оси САХ, наиболее хорошо выраженные в сегменте *Б*. Кроме того, на графиках обоих параметров просматриваются колебания с периодом примерно 20—30 млн лет, а также выявляется определенная корреляция в характере их изменения: некоторые экстремумы осредненной кривой K подобны пикам на графике изменения азимута простирания A . Сходство в поведении параметров указывает на то, что выявленные закономерности не случайны и обусловлены геологическими факторами.

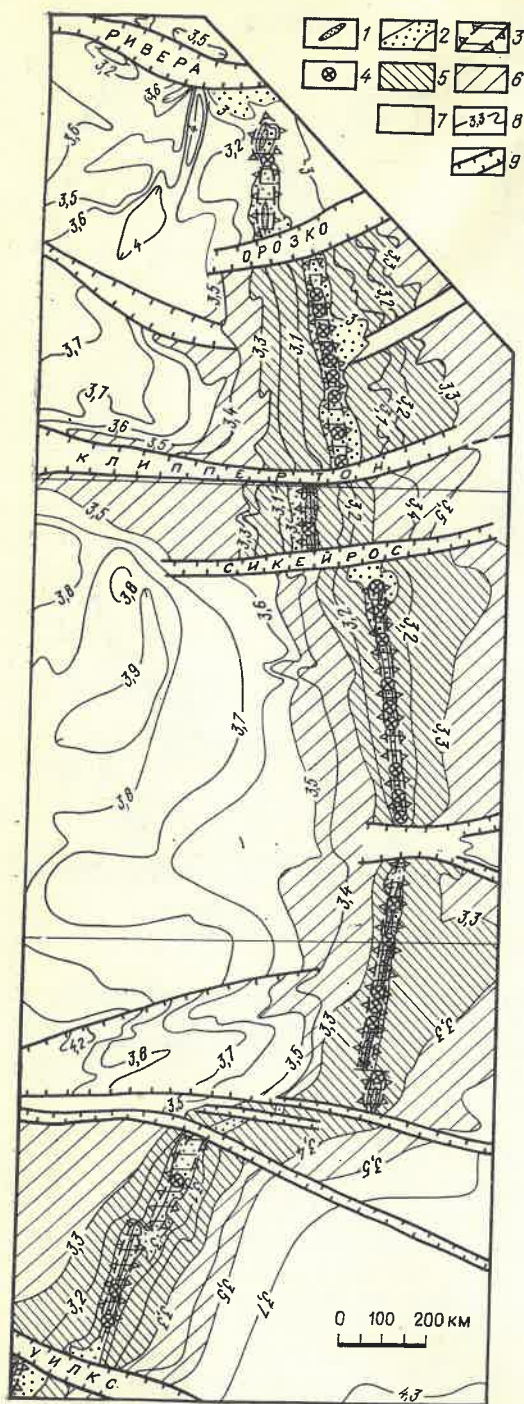


Рис. 4. Морфотектоническая схема ВТП:

рифтовая (гребневая) зона: 1 — наиболее приподнятые участки гребня, 2 — гребень и верхние участки склона, 3 — коротковолновые куполовидные поднятия гребня, 4 — перекрывающиеся зоны спрединга; фланги поднятия: 5 — верхние части, 6 — нижние части; 7 — пологонаклонные глубоководные равнины; 8 — основные изобаты, км; 9 — трансформные разломы

Помимо закономерностей изменения морфоструктуры, проанализированы возрастные изменения внутренней структуры осадочной толщи, в частности распределение молодых тектонических нарушений, секущих всю осадочную толщу. В пределах флангов СОХ, где возраст коры увеличивается от 15 до 60 млн лет, обнаружены лишь единичные разломы, не перекрытые осадками. Данный факт свидетельствует о том, что основную роль в формировании блоково-грядового рельефа играют тектонические процессы, происходящие в пределах гребня хребта, на флангах же их влияние незначительно и ими можно пренебречь.

Морфоструктура быстроспредингового СОХ и ее возрастные изменения. Как и на медленносрединговом хребте, в исследуемом регионе ВТП весьма отчетливо проявлена сегментация, причем протяженность крупных сегментов здесь в 2—2,5 раза больше, чем на медленносрединговом СОХ, что отмечалось и ранее [1]. Наряду с протяженными сегментами, ограниченными крупными трансформными разломами, на гребне поднятия выделяются еще и сегменты второго порядка, границами которых служат перекрывающиеся зоны спрединга (рис. 4). Морфология трансформных разломов быстросредингового хребта более выдержана по простиранию, хотя и здесь встречаются разломы, протягивающиеся на флангах поднятия, которые прерываются вблизи гребня и не пересекают его, например, безымянный разлом между разломами Орозко и Клиппертон.

Поперечная зональность поднятия выражена не столь отчетливо, как для медленносрединговых хребтов. Рифтовая зона проявлена в виде узкого гребня, приподнятого на высоту примерно 200—500 м над прилегающими флангами. Ширина его в основании не превышает 20 км. Местами он прорезан продольной депрессией глубиной около 100 м, шириной 200—300 м. Фланги поднятия слабо расчленены и характеризуются всхолмленным рельефом.

Куполовидная морфоструктура ВТП проявлена чрезвычайно ярко — гораздо более отчетливее, чем на медленносрединговом СОХ. Если в Атлантике наблюдаются вариации в степени проявления куполовидной морфологии

гребня в пределах различных сегментов, то при высоких скоростях спрединга все без исключения крупные сегменты представляют собой обширные, овальные в плане куполовидные структуры, осложненные более мелкими овальными холмами, вытянутыми вдоль оси простираания ВТП. Границами этих холмов второго порядка служат перекрывающиеся зоны спрединга.

Если общий размах рельефа в рифтовой зоне САХ достигает 1,5—2 км, то на гребне ВТП он не превышает 100—300 м. В последнем случае наблюдается определенная изменчивость морфотектоники вдоль простираания гребня непосредственно в зоне спрединга, имеющей ширину 2—3 км [8], однако эта изменчивость относится к мелкомасштабному расчленению и в масштабе батиметрической карты, которая использована для анализа, практически не отражена.

Максимальный возраст коры на флангах ВТП в исследуемом регионе не превышает 35 млн лет, что не дает возможности охарактеризовать возрастные изменения морфоструктуры для столь же длительных интервалов времени, как это сделано для САХ. Как и в пределах гребня, рельеф склонов поднятия гораздо более сглажен, чем рельеф медленносредингового хребта. Блоково-грядовые формы на флангах отсутствуют, поэтому коэффициент расчлененности K практически не меняется с возрастом. Некоторое его увеличение отмечено лишь на западном и восточном флангах ВТП, в местах расположения отмерших зон спрединга. Отсутствие заметных возрастных изменений расчлененности рельефа ВТП чрезвычайно контрастирует с периодическим характером изменений значений K в Южной Атлантике и еще раз подчеркивает различия в морфоструктуре медленносрединговых и быстросрединговых СОХ.

Цикличность мантийного диапиризма при различных скоростях спрединга и сульфидообразование. Отличия морфоструктуры и геофизических полей хребтов с различными скоростями спрединга известны давно [9]. Медленносрединговые и быстросрединговые СОХ отличаются по характеру сейсмичности, значениям осредненного теплового потока, магнитной неоднородности коры, структуре аномалий

геоида и гравитационных аномалий, интенсивности структурообразования и мощности литосферы в рифтовых зонах. Очевидно, что эти отличия, наряду с изменениями морфоструктуры, отличаются разным режимом рифтогенеза и подъема мантийного вещества на границах плит при малых и больших скоростях их раздвига.

При малых скоростях спрединга рифтогенез и мантийный диапиризм носят отчетливо циклический характер. На начальной стадии, когда происходит отделение первичного объема разуплотненной мантии от субстрата, литосфера под гребнем СОХ относительно холодная и поэтому подвержена хрупкому раскалыванию на блоки. На данной стадии для рифтовой зоны характерен блоково-грядовый рельеф значительной расчлененности, а куполовидное поднятие на гребне выражено слабо или вообще отсутствует. В пределах Анголо-Бразильского геотраверса этой стадии соответствует рифтовая зона в пределах сегмента В. По мере всплывания мантийного диапира литосфера в оси становится более разогретой, тонкой и подверженной не хрупкому раскалыванию, а пластичному деформированию. На стадии максимального подъема диапира в рифте формируется куполообразное поднятие, ограниченное трансформными разломами и характеризуемое малой расчлененностью рельефа дна (рифтовая зона в сегменте Г). Затем стадии повторяются, что в совокупности с продолжающимся раздвигом плит определяет периодическое чередование зон с различной расчлененностью рельефа на флангах хребта. Как следует из проведенного анализа, продолжительность циклов составляет 5—10 млн лет и более. По мере старения океанской литосферы возникающие при неравномерном ее наращивании плотностные неоднородности и связанные с этим напряжения релаксируют. Это приводит к общему уменьшению расчлененности дна с возрастом.

Длиннопериодические изменения азимутов простираания блоково-грядовых форм рельефа, почти синхронные с колебаниями его расчлененности (период 10—30 млн лет), обусловлены, по-видимому, сменой геометрии оси раздвига плит. Перестройка оси разрастания типична для медленносрединговых СОХ и заключается в том,

что единая рифтовая долина распадается на многочисленные удлиненные депрессии, разделенные короткими разломами, простираения которых могут отличаться от простираения крупных трансформных разломов [1]. Такая смена геометрии зоны спрединга сопровождается увеличением общей расчлененности дна и также связана с изменениями в динамике мантийного диапиризма.

Принципиальная схема динамики подъема глубинного вещества весьма сходна с теоретической моделью мантийного диапиризма [11], но имеет ряд существенных отличий. Подъем диапиров происходит не синхронно в различных сегментах, как это следует из модели, а неравномерно: в разных сегментах наблюдаются разные стадии цикла. Более того, в некоторых случаях в процессе развития диапиров изменяется и структура первоначальных ячеек, в результате чего подъем нового диапира может захватить зону трансформного разлома. Следствием этого на поверхности литосферы является «исчезновение» контрастной морфологии, свойственной разломам, или возникновение перерывов в их простираении. Кроме того, различия в динамике диапиризма могут быть связаны с влиянием аномально разогретых областей внутриплитного вулканизма. Это обуславливает различную ритмичность подъема вещества в соседних сегментах и веерообразное в плане расположение зон с однотипной морфоструктурой.

При больших скоростях спрединга рифтогенез и подъем мантийного вещества носят квазистационарный характер и цикличность их почти не проявлена. Однако и в этом случае возможна перестройка ячеек спрединга, в результате чего образуются разрывы в простираении трансформных разломов. Кроме того, характерными особенностями динамики мантийных диапиров при больших скоростях являются «перескоки» оси раздвига плит на десятки и сотни километров.

Итак, особенности динамики мантийного вещества при малых и больших скоростях спрединга обуславливают, вероятно, неоднородный характер термического режима литосферы, т. е. служат глубинным фактором сульфидного рудогенеза. Насколько существенно его влияние по сравнению с по-

верхностными условиями развития гидротермальной циркуляции и образования сульфидов — динамикой коровых очагов, трещиноватостью коры и т. д.? От ответа на этот вопрос в значительной степени зависит стратегия поисковых работ в пределах рифтовых зон океанов. Так, можно полагать, что сегменты САХ с хорошо развитой куполовидной морфоструктурой, отвечающие стадии с максимальной разогретой литосферой, более благоприятны для образования сульфидов, чем сегменты с менее четко выраженным куполом. Если это предположение справедливо, то поиски сульфидов в пределах системы медленноспрединговых хребтов можно ограничить наиболее перспективными сегментами, что существенно сократит объемы работ. К сожалению, проверить данную гипотезу по имеющимся материалам трудно, поскольку известные рудопроявления на гребне САХ (около 23 и 26° с. ш.) приурочены лишь к тем сегментам, где куполообразная морфоструктура проявлена слабо. Для подтверждения гипотезы необходимо провести тектоническое районирование гребня САХ с выделением сегментов, соответствующих разным стадиям рифтогенеза, установить связь скоплений сульфидов с гидротермальной активностью в сегментах рифта, характеризующихся различной морфоструктурой, и выявить на этой основе наиболее перспективные сегменты.

На быстроспрединговых СОХ различных термический режим и соответственно разные условия рудогенеза отмечаются в апикальных частях сегментов и тех частях, которые тяготеют к трансформным разломам, что указывалось и ранее [7]. Несмотря на то, что в исследуемом районе ВТП обнаружено наибольшее число рудопроявлений сульфидов, влияние глубинного фактора окончательно не выяснено. Для решения этого вопроса следует проанализировать размещение полей гидротермальной циркуляции и сульфидов в указанных морфоструктурных зонах. Это позволит установить, какие части сегментов наиболее перспективны. Если глубинный фактор действительно играет существенную роль, то проведение поисковых работ нужно сосредоточить лишь в тех частях сегментов, где обнаружение сульфидов наиболее вероятно.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Эволюция медленносрединговых рифтовых зон характеризуется цикличностью с преобладающими периодами 5—10 млн лет и более, что обусловлено стадийным подъемом мантийных диапиров. Развитие быстросрединговых рифтов характеризуется квазистационарным режимом, что связывается с относительно непрерывным подъемом мантийного вещества.

2. Сульфидный рудогенез в океанских рифтовых зонах определяют как поверхностный, так и глубинный факторы. Последний связан с динамикой мантийного диапиризма. Необходимо изучить его влияние на образование сульфидов в целях выработки оптимальной стратегии поисковых работ на гребнях СОХ.

Авторы выражают признательность Ю. Е. Погребницкому и И. А. Пшениной за предоставленный материал по срединно-океанским хребтам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочарова Н. Ю., Мирлин Е. Г., Попов К. В. О закономерностях взаимного расположения океанических рифтов и трансформных разломов//Геотектоника. 1985. № 4. С. 100—109.
2. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. — М.: Недра, 1985.
3. Нарышкин Г. Д., Погребницкий Ю. Е. Морфоструктура дна Юго-Восточной Атлантики//Литосфера Ангольской котловины и вос-

точного склона Южно-Атлантического хребта (результаты исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе). Л., 1986. С. 10—23.

4. Crane K. The distribution of geothermal fields along the Mid-Ocean ridge: an overview//Biol. Soc. Wash. Bull. 1985. N 6. P. 3—18.
5. Crane K., Ballard R. Volcanics and structure of the FAMOUS-Narrowgate Rift: Evidence for cyclic evolution: AMAR 1//Journ. of Geophys. Res. 1981. Vol. 86. N B6. P. 5112—5124.
6. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion/I. Lin, G. M. Purdy, M. Schouten et al.//Nature. 1990. Vol. 344. N 6267. P. 627—632.
7. Francheteau I., Ballard R. D. The East Pacific Rise near 21 °N, 13 °N, 20 °S inferences for along strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge//Earth and Planetary Science Letters. 1982. Vol. 64. N 1. P. 93—116.
8. Kappel E. S., Ryan R. Volcanic episodicity and non-steady state rift valley along northeast Pacific spreading centers: evidence from Sea MARC 1//Journ. of Geophys. Res. 1986. Vol. 91. N. B14. P. 13925—13940.
9. Macdonald K. L. A geophysical comparison between fast and slow spreading centers: constraints on magma chamber formation and hydrothermal activity. Hydrothermal process. seafloor spreading//Centr. Proc. NATO Adv. Res. Cambridge. 1982. P. 27—51.
10. Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise/R. S. Detrick, P. Buhl, E. Vera et al.//Nature. 1987. Vol. 326. P. 35—41.
11. Schouten H., Klitgord K. D., Whitehead S. W. Segmentation of Mid-Ocean Ridges//Nature. 1985. Vol. 317. N. 6034. P. 225—229.

УДК 553.48(265)

© С. И. Андреев, И. М. Мирчинк, Л. И. Аникеева, Б. Г. Ванштейн, М. М. Задорнов, 1991

Условия залегания и состав кобальтоносных корок центральной части Тихого океана

С. И. АНДРЕЕВ, И. М. МИРЧИНК, Л. И. АНИКЕЕВА, Б. Г. ВАНШТЕЙН, М. М. ЗАДОРНОВ (НПО «Севморгеология»)

Распределение кобальтоносных корок, как и железомарганцевых конкреций, в региональном плане подчиняется общим для океана закономерностям, т. е. зависит от субширотной климатической зональности [6]. Крупнейшие скопления кобальтоносных корок размещаются в пределах мегапояса железомарганцевого конкрецееобразования между 35° с. ш. и 45° ю. ш. Наибольшее число районов с богатыми кобальтоносными корками установлено в северной части мегапояса в Тихом

океане (районы Уэйк, Мидпасифик, Гавайский, Магеллановых гор, Маршалловых островов, Лайн), где они вместе с полями абиссальных железомарганцевых конкреций формируют Северный приэкваториальный пояс, прослеживающийся отчасти и в Атлантическом океане (район гор Новой Англии, Угловое поднятие).

Продуктивный интервал для кобальтоносных корок приурочен к глубинам от 600 до 3000 м. В пределах этого интервала наиболее благоприятны для

формирования мощных корок (4 см и более) с высоким содержанием кобальта (0,6 % и более) глубины 800—2000 м. Отмечается связь мощности корок с составом субстрата. Наиболее мощные корки встречаются на базальтах (до 10 см и более), затем на известняках (до 9 см) и гравелитах (3—7 см). Толщина корок, в среднем варьируя от 2 до 6 см, изменяется в широких пределах: от налетов и примазок до наростов мощностью 14—17 см. Строение корок неоднородное, чаще всего отмечается четкая слоистость. В районах хребта Неккер, Маршалловых островов и поднятия Туамоту выделяется от двух до трех фаз коркообразования. Слои имеют различный цвет, внешний облик, текстуру и состав. Формирование слоев идет с разной скоростью. Как правило, замедление скорости роста корок приводит к увеличению содержания кобальта. Наиболее богатые кобальтом железомарганцевые прослои образуются на нижних поверхностях крупных глыб, где практически, кроме гидрогенного, других источников поступления металлов нет.

Железомарганцевые конкреции [2] хребта Неккер и примыкающей к нему с запада группы подводных гор Мид-пассифик подразделяются на три фации: собственно конкреции, корковые конкреционные образования и корки. Первая делится на три подфации, различающиеся по глубине залегания и положению в морфоструктурах дна. Конкреции абиссальных котловин, образующие шлейфы конкреционного плаща непосредственно вокруг поднятия, залегают на наиболее низком батиметрическом уровне, начиная с глубины 4100 м. Субфация конкреций склонов подводных гор залегает в интервале 2300—4100 м и разделяется в зависимости от глубины и типа осадков на две части: первая (интервал 2300—3200 м) связана с карбонатными, вторая (интервал 3200—4100 м) с мергелистыми отложениями. Третья субфация объединяет конкреции вершинных и привершинных склоновых поверхностей, распространена на глубинах 1000—2400 м. Эти конкреции ассоциируют с кобальтоносными корками и значительно обогащены кобальтом.

Фация корковых конкреционных образований формируется в районах ши-

рокого распространения элювиальных развалов на глубине 1000—3400 м. Корковые конкреционные образования представляют собой глыбы элювия, покрытые железомарганцевой оболочкой. Они подразделяются на два типа. Один тип развит в привершинных частях подводных гор на глубине 1600—3000 м, отличается значительной мощностью железомарганцевых наслоений. Другой тип установлен в нижних частях склонов и у подножия гор на глубине 2700—3600 м; толщина железомарганцевых слоев менее 2 см. Фация рудных корок характерна для выступов коренных пород, которые представлены базальтами, гравелитами, песчаниками, брекчиями, кокколитофораминаферовыми и рифогенными известняками. Состав субстрата влияет на мощность корок, но определяющим фактором является глубина. В районе хребта Неккер корки мощностью 6 см и более встречаются только на глубине 1500—2000 м.

Площади широкого распространения кобальтоносных корок представляют собой вулcano-тектонические поднятия, сформировавшиеся 10—20 млн лет назад. Например, западные отроги хребта Неккер — система хорошо выраженных цепей подводных гор и отдельных древних вулканических конусов. Поднятие окаймляется пологонаклонной аккумулятивной равниной с отметками 4200—4250 м, над поверхностью которой воздымаются отдельные конические горы высотой 2500—3000 м, размером в поперечнике 20—25 км. Цоколь аккумулятивной равнины сложен верхнеюрско-нижнемеловыми толентовыми базальтами. Вышезалегающий (средний) ярус поднятия также сформирован базальтами, но преимущественно субщелочного состава. Их излияние происходило в субэкральных условиях и соответствует этапам внутриплитной вулcano-тектонической активности океана в целом. Они в основном сосредоточены в приосевых частях поднятия. Возраст базальтов ранний — поздний мел. Верхний ярус поднятия представлен верхнемеловыми — голоценовыми литифицированными осадочными породами и рыхлыми осадками — конгломератами, гравелитами, песчаниками, известняками и кремнистыми прослоями. Выявлены два этапа окремнения — позднемеловой (70 млн лет) и эоцен-миоценовый

(20—40 млн лет). Одновременно со становлением третьего яруса в плиоцене (?) вдоль разломов на прилегающей абиссальной равнине и в пределах поднятия формировались одиночные горы и цепочки вулканических гор, привершинные части и склоны которых особенно благоприятны для отложения кобальтоносных корок.

Магеллановы горы сформировались раньше, чем хребет Неккер, вероятно, в середине палеогена. Они представляют собой крупное вулканотектоническое поднятие в центре Восточно-Марианской котловины. Возраст океанического фундамента, на котором они заложены, юрско-меловой, самих гор — позднемеловой. Большинство гор эродированы и являются гигантскими гайотами, воздымающимися с глубин от 6000 до 800 м. В строении поднятия выделяется несколько комплексов, представленных субщелочными базальтами, продуктами их разрушения, слоистыми толщами известняков и рыхлых донных осадков. Последний комплекс начал формироваться в эоцене, т. е. на протяжении последних 40 млн лет существовали условия, благоприятные для образования кобальтоносных корок. По данным Ю. А. Богданова и др. [3], на гайоте Ита-Майтаи залежи кобальтоносных корок тяготеют к выходам известняков, на гайоте ИО АН — к выходам базальтов. Почти непрерывный плащ железомарганцевых отложений фиксируется на относительно пологих, лишенных осадков поверхностях до глубины 2500 м. На очень крутых (более 20°) склонах коркообразование замедляется.

По данным авторов, кобальтоносные корки распространены на глубине 1850—4000 м. Конкреционные залежи, окаймляющие подводные горы, спускаются до глубины 6000 м. Мощность рыхлых осадков колеблется от 50 до 300 м. Конкреции, формирующиеся вблизи Магеллановых гор и на их склонах, характеризуются повышенными концентрациями кобальта (до 0,4 %), плотностью залегания 10—30 кг/м². Они заслуживают самого пристального внимания при изучении кобальтоносных корок. Последние наиболее широко развиты на гравелитах, их мощность может достигать 15 см. При комплексной оценке распределения железомарганцевой массы в зависимости от вмещающих образований

устанавливается следующая пропорция (за условную единицу принято количество конкреционной массы на известняках): фораминиферовые пески — 1,7, базальты — 1,75, гравелиты — 2,5, пелагические осадки — 19—20. Следовательно, изучение корок и сопутствующих конкреций целесообразно рассматривать как одну горногеологическую проблему, и освоение этих разновидностей полезных ископаемых, по-видимому, рационально проводить одновременно.

Кобальтоносные железомарганцевые корки представляют особый геохимический тип железомарганцевых образований океана (кобальтобогатый) [5]. В совокупности с другими геохимическими типами он входит в единый формационно-генетический ряд железомарганцеворудных образований океана, подразделяемых на две группы формаций: подводных гор и поднятий; абиссальных котловин [5]. Кобальтоносные корки относятся к первой группе, образуя самостоятельный кобальтмарганцевый формационный (гавайский) тип. Для него характерны высокая концентрация кобальта (более 0,4 %), преобладание марганца над железом при относительно высоком содержании того и другого (15—18 % и более), умеренное содержание никеля (0,4—0,6 %), низкое — меди (0,2 % и менее). Геохимическая особенность кобальтоносных корок заключается в сильной положительной корреляции кобальта не только с железом, но и с марганцем. По этому признаку кобальтоносные корки резко отличаются от формационных типов железомарганцевых образований пелагических частей океана. Например, в таких типичных глубоководных конкрециях, каковыми являются отнесенные к никель-медному формационному типу конкреции поля Клариион-Клиппертон, кобальт имеет сильную положительную связь с железом и отрицательную с марганцем. Эти соотношения сохраняются в конкрециях никель-медь-кобальтового формационного типа, распространенного в Центральной котловине Тихого океана и на западе поля Клариион-Клиппертон. Для обоих формационных типов пелагических конкреций характерен «геохимический антагонизм» марганца и железа.

У пелагических конкреций, относимых к бедному кобальтовому форма-

ционному типу, антагонизм железа и марганца выражен слабее, чем у никель-медных и никель-медь-кобальтовых (табл. 1). Кобальт, теряя тесную положительную связь с железом, занимает нейтральную геохимическую позицию по отношению к марганцу, однако структура геохимических связей основных рудных элементов бедного кобальтового формационного типа ближе к кобальтобогатому формационному типу, к которому принадлежат корки.

Средний химический состав кобальтобогатого формационного типа железомарганцевых образований Тихого океана приведен в табл. 2. Данные о содержании платины заимствованы из работ [8, 10]. В таблице не разделены кобальтоносные корки и ассоциирующие с ними железомарганцевые конкреции. Однако в формировании последних в отличие от корок некоторую роль играют процессы седиментации, что ведет к систематическому снижению содержания рудных элементов и повышению содержания петрогенных.

Как видно из табл. 3, кобальтоносные корки в отличие от конкреций обогащены железом, марганцем, кобальтом и никелем, обеднены медью. Конкреции содержат больше литогенных компонентов — кремнезема, глинозема, оксидов титана, но в них отмечаются более низкие концентрации фосфора. Содержания редких и редкоземельных элементов различаются не столь существенно, количество молибдена, ванадия, бария, циркония и иттрия приблизительно одинаковое.

Особенности вещественного состава корок и конкреций подводных гор и поднятий обусловлены преобладанием гидрогенного механизма в их формировании, что практически уравнивает содержания марганца и железа. Низкая скорость образования кобальтоносных корок (1—2 мм/млн лет) благоприятствует накоплению сорбционным путем кобальта, ассоциирующего как с железом, так и с марганцем. Никель положительно коррелирует только с марганцем, что, естественно, при достаточно высоких концентрациях железа сказывается на его валовом содержании в корках в целом. Медь, сохраняя с никелем тесную положительную связь, накапливается еще в менее значительных количествах. Вероятно, на этой глубине она связана в органо-комплексных соединениях, окончательно

но разлагающихся на более глубоких горизонтах водной толщи.

Накопление кобальта в корках — процесс крайне медленный и консервативный. Установлена [8] четкая зависимость между скоростью образования корок и содержанием в них кобальта. Чем выше скорость формирования корки, тем ниже концентрация кобальта. На участках, где корки росли со скоростью 2,6—2,7 мм/млн лет, концентрация кобальта 0,6—0,9 %, там где этот процесс замедлялся до 0,8—1,2 мм/млн лет, она возрастает до 1,3—2 %. При расчете потока (или абсолютной массы) в обоих случаях получены близкие значения, варьирующие от 2,5 до 4 мг/(см² млн лет), что свидетельствует о единой генетической природе самого явления. О существовании в районах подводных гор и поднятий дополнительных источников металлов прямых данных нет, однако можно предположить, что в ходе выщелачивания субщелочных базальтов инфильтрационными водами может выноситься до 18 % рассеянного в них кобальта (Б. В. Курносов, 1986), который содержится в количестве 60—70 г/т в толеитовых базальтах и 100—120 г/т в субщелочных базальтах подводных гор.

Главный фактор формирования богатых кобальтом железомарганцевых образований — не прямые поставки этого металла, а среда, благоприятствующая его сорбции железомарганцевой основой. Батиметрический интервал водной толщи, в котором идет коркообразование, обеднен кислородом. По мнению большинства исследователей [3, 7, 9], это является решающим условием формирования кобальтобогатых корок. В зоне кислородного минимума [4] окисляется 83 % всей ежегодно продуцируемой первичной биомассы, т. е. здесь можно ожидать выщелачивания большого количества элементов, входящих в ее состав, в частности железа [3]. Отлагаясь на поверхности скальных выходов, избыточное количество гидроксидов железа стимулирует осаждение гидроксидов марганца, которые сменяются наслоениями из гидроксидов железа.

Геохимическая специализация железомарганцевых образований определяется факторами, контролирующими их избирательную сорбцию, в частности фактором, благоприятным для накопления кобальта. По-видимому, решаю-

1. Корреляция основных рудных элементов кобальтоносных корок и железомарганцевых конкреций, составляющих формационный ряд железомарганцевых образований океана

Геохимическая специализация	Элементы	Fe	Mn	Ni	Cu	Co	Формационная принадлежность (механизм образования)
Ni—Cu (397)	Fe	—	—0,42	—0,53	—0,66	+0,81	Никель-медный (седиментационно-диагенетический)
	Mn	—0,42	—	+0,65	+0,78	—0,10	
	Ni	—0,53	+0,65	—	+0,83	—0,26	
	Cu	—0,66	+0,78	+0,83	—	—0,35	
	Co	+0,81	—0,10	—0,26	—0,35	—	
Ni—Cu—Co (196)	Fe	—	—0,41	—0,68	—0,67	+0,54	Никель-медь-кобальтовый (гидрогенно-седиментационный)
	Mn	—0,41	—	+0,76	+0,76	—0,01	
	Ni	—0,68	+0,76	—	+0,87	—0,11	
	Cu	—0,67	+0,76	+0,87	—	—0,13	
	Co	+0,54	—0,01	—0,11	—0,13	—	
Co (172)	Fe	—	—0,34	—0,70	—0,56	+0,28	Бедный кобальтовый (седиментационный)
	Mn	—0,34	—	+0,54	+0,44	—0,02	
	Ni	—0,70	+0,54	—	+0,83	—0,08	
	Cu	—0,56	+0,44	+0,83	—	—0,12	
	Co	+0,28	—0,02	—0,08	—0,12	—	
2Co (124)	Fe	—	+0,14	—0,46	—0,58	+0,52	Богатый кобальтовый (гидрогенный)
	Mn	—0,14	—	+0,56	+0,34	+0,50	
	Ni	—0,46	+0,56	—	+0,83	—0,15	
	Cu	—0,58	+0,34	+0,83	—	—0,38	
	Co	+0,52	+0,50	—0,15	—0,38	—	

Примечание. В скобках — число проб.

2. Средний химический состав кобальтоносных железомарганцевых корок и сопутствующих им конкреций, %

Элементы	n	$\bar{x} \pm \sigma$	$x_{\max}$	Элементы	n	$\bar{x} \pm \sigma$	$x_{\max}$
Mn	352	17,3±3,2	31,8	Sr	36	0,11±0,02	0,15
Fe	352	17,2±9,3	28,6	V	27	0,06±0,03	0,14
Ni	352	0,4±0,11	0,8	Zr	18	0,075±0,03	0,124
Cu	352	0,16±0,07	0,37	Cd*	8	3,0±0,3	4
Co	352	0,51±0,08	2,57	Be*	10	3,0±2,6	5,8
Zn	248	0,06±0,04	0,6	Sc*	7	14,56±7,83	230
Pb	124	0,12±0,05	0,27	Sn*	4	0,28±0,08	0,41
Mo	78	0,035±0,01	0,126	La*	124	182±21	295
Ti	127	1,22±0,42	3,1	Ce*	4	529±112	15000
Ba	141	0,165±0,1	0,79	Y*	9	251±128	630
Ca	54	2,26±1,23	7,02	Th*	4	7,1±0,8	8,8
Mg	8	1,07±0,38	1,4	U*	120	8,2±0,9	12
P	6	0,55±0,6	2,17	Ag*	6	2,05±1,10	4,30
Al	172	3,74±1,13	6,56	Au*	6	0,09±0,02	0,19
Si	151	7,80±1,53	13,45	Pt*	23	0,35±0,19	0,93

* Содержания в г/т.

3. Средний химический состав кобальтоносных корок и конкреций района хребта Неккер, %

Элементы	Содержание элементов в конкрециях Тихого океана	Корки		Конкреции	
		$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
Mn	18,86	18,59 (64)	5,07	14,88 (6)	4,24
Fe	12,46	14,62 (64)	3,82	16,16 (6)	2,65
Co	0,22	0,57 (64)	0,28	0,33 (5)	0,22
Ni	0,52	0,42 (64)	0,17	0,34 (6)	0,10
Cu	0,31	0,13 (64)	0,11	0,20 (6)	0,07
SiO ₂	16,49	10,38 (6)	3,49	19,19 (12)	7,09
Al ₂ O ₃	5,41	2,49 (6)	1,09	5,80 (12)	2,56
TiO ₂	1,43	1,74 (6)	0,52	2,10 (12)	0,34
MgO	2,61	1,72 (6)	0,30	2,05 (12)	0,25
CaO	2,59	5,53 (5)	2,42	6,23 (12)	7,89
Na ₂ O	2,14	2,17 (6)	0,18	2,43 (12)	0,28
K ₂ O	1,04	0,74 (6)	0,25	1,24 (12)	0,62
P	0,58	1,78 (6)	2,46	1,08 (12)	0,79
S	0,34	0,22 (6)	0,05	0,14 (12)	0,04
V	0,04	0,05 (32)	0,010	0,04 (7)	0,006
Zn	0,07	0,06 (64)	0,02	0,06 (6)	0,01
Mo	0,03	0,05 (20)	0,02	0,04 (24)	0,02
Ba	0,11	0,11 (32)	0,04	0,08 (71)	0,02
Y	0,0126	0,022 (32)	0,010	0,017 (7)	0,006
Zr	0,06	0,08 (32)	0,02	0,08 (7)	0,02

Примечание. В скобках — число учтенных анализов.

щее значение имеют щелочно-кислотные условия водной среды. Для продуктивного интервала коркообразования свойственны значения pH 7,7—7,8, так же как и для продуктивного горизонта, залегающего ниже критической глубины карбонатакопления, в пределах которого возникают конкреции, умеренно обогащенные кобальтом (0,3—0,4 %), относящиеся к южнотихоокеанскому геохимическому типу. Основная причина высоких концентраций кобальта в корках — его активная сорбция не только гидроксидами железа, но и марганца в условиях очень медленного их роста.

Установлено, что марганцевые соединения в корках, а также в южнотихоокеанских конкрециях представлены преимущественно вернадитом, который значительно отличается по химическому составу от тодорокита (бузерита) и бернессита, слагающих железомарганцевые образования, обогащенные никелем и медью [1]. В тодороките содержится 6 % никеля, 4 % меди и не более 0,2 % кобальта. В бернессите присутствует 3,81 % никеля, 0,63 % меди и 0,25 % кобальта. В вернадите обнаружено 0,95 % никеля, 0,25 % меди и 3,41 % кобальта. Таким образом, минеральный состав марганцевой фазы,

вероятно, играет главную роль в процессах обогащения железомарганцевой основы никелем, медью или кобальтом. Причина такой избирательности, по-видимому, в том, что марганцевые минералы содержат различные концентрации марганца и железа.

Так, тодорокит (бузерит) содержит 65—73 % MnO_2 , 6—12 % MnO , 0,07—2,22 % Fe_2O_3 , в то время как в вернадите присутствует 35—56 % MnO_2 , 1—5 % MnO , 7—25 % Fe_2O_3 . Иными словами, геохимическое родство железа и кобальта сохраняется как на уровне гидроксидов железа, так и минералов марганца, поскольку последние образуют смешанные с железом минеральные фазы типа вернадита. Отношение количества Fe_2O_3 в вернадите к его количеству в тодороките составляет в среднем около 10. Отношение содержания кобальта в корках к его содержанию в абиссальных тодорокитовых конкрециях оценивается в 5—6,6. Эти значения вполне удовлетворительно, на качественном уровне позволяют объяснить обогащенность кобальтом корок по сравнению с никель-медными конкрециями особенностями химического состава преобладающих марганцевистых фаз, хотя не исключается влияние и других факторов. В частности, в зоне кислородного минимума возможен относительный дефицит свободных ионов никеля и меди, связанных в сложных органо-минеральных соединениях, разрушающихся на более низком батиметрическом уровне вблизи критической глубины карбонатонакопления.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Кобальтоносные железомарганцевые корки — самостоятельный вид полезного ископаемого океана. Они залегают на относительно небольших глубинах (800—2400 м), на подводных горах и поднятиях, сформировавшихся в результате внутриплитной вулканотектонической активизации 10—20 млн лет назад. Мощность корок варьирует от долей миллиметра до 14—15 см и даже 17. Формирование корок происходило в несколько этапов. Важнейшими факторами, управляющими процессами образования рудных корок, являются глубина океана и скорость их роста.

В составе корок, кроме кобальта, практический интерес представляют

марганец (18—25 %) или суммарное содержание марганца и железа (35—60 %), никель (0,4—0,6 %), молибден (0,04 %), платина (1 г/т). Как потенциально полезный компонент отмечается родий (до нескольких десятых граммов на одну тонну).

В пределах продуктивного интервала кобальтоносные корки покрывают до 50 % поверхности, сложенной коренными выходами базальтов и других плотных пород; при мощности корок 0,5—2 см их плотность залегания 18,5 кг/м², при мощности 2—4 см — 55,5 кг/м²; при мощности 6 см и более — более 120 кг/м².

Корки чаще локализируются на наклонных поверхностях (от 5 до 20°), свободных от рыхлого осадочного материала. Они могут сопровождаться конкрециями, формирующимися на склонах гор, покрытых донными осадками; вещественный состав конкреций близок к составу корок.

В районе Магеллановых гор конкреции занимают обширные площади, примыкающие к поднятию; конкреции содержат 0,4—0,5 % кобальта; плотность их залегания 10—30 кг/м².

В районе гор Мидпасифик и западных отрогов хребта Неккер корки наиболее широко распространены на склонах конусообразных гор. Количество сопутствующих им конкреций заметно уступает масштабу конкрециеобразования вокруг Магеллановых гор.

Скопления кобальтоносных железомарганцевых корок в Тихом океане, кроме районов хребта Неккер и Магеллановых гор, за пределами экономической зоны известны в районе поднятия Уэйк, плиты Картографов, гор Милуоки на юге Северо-Западных гор. В Индийском океане к числу перспективных относятся район горы Экватор в Сомалийской котловине, возможно, Коксовый вал в Западно-Австралийской котловине, отдельные подводные горы в Мадагаскарской котловине. В Атлантике скопления железомарганцевых корок установлены на поднятиях Угловое и Сьерра-Леоне, на горах Новой Англии, вдоль разлома Романш, в пределах поднятия Китовое.

Кобальтоносные корки как потенциальное минеральное сырье имеют ряд преимуществ в сравнении с пелагическими конкрециями поля Кларирон-Клиппертон. В стоимостном отношении по никелю условному ($\text{Ni}_{\text{усл}} = 0,1 \text{ Mn} +$

+Ni+0,3 Cu+5 Co) они превосходят глубоководные конкреции (6 и 5,27 % соответственно). Еще более значительны преимущества по плотности залегания (50—100 кг/м² для корок и 10—20 кг/м² для конкреций). Глубина продуктивного батиметрического интервала для корок в 2—2,5 раза меньше глубины залегания богатых рудных конкреций типа Клариян-Клиппертон. Коркам свойственна высокая степень локализации по площади, в 2—4 раза большая по сравнению с конкреционными рудными образованиями в абиссальных котловинах. Основными рудными элементами корок являются кобальт, марганец, железо, никель, сопутствующим — платина. В составе пелитических конкреций первое место по стоимостному вкладу занимает марганец (более 50 %), затем никель, кобальт и медь; к числу попутно извлекаемых обычно относится молибден (0,04 %), в таком же количестве содержащийся и в корках.

Кобальтоносные корки при освоении могут оказаться более «экологически» доступным и выгодным сырьем, чем глубоководные конкреции: их добыча не связана с взмучиванием донных осадков; площади распространения значительно меньше и, следовательно, пространство техногенного воздействия более ограничено; меньшая глубина залегания сокращает пути транспортировки руды наверх и объем потенциально загрязняемой окружающей водной среды. Скопления кобальтоносных корок расположены относительно близко от государственных границ СССР и крупных дальневосточных портов по сравнению с заявленным участком в поле Клариян-Клиппертон.

По геофизическим данным структура хребта Неккер характеризуется системой линейно-упорядоченных субширотных магнитных аномалий, совпадающей с центральной частью всего горного сооружения. Если предположить, что магнитные аномалии связаны с гипотетическим центром спрединга, в настоящее время утратившим активность

и перекрытым мощной (до 300 м) толщей осадков, то этот район может рассматриваться как перспективный не только на кобальтоносные корки, но и на другие полезные ископаемые. Среди них могут оказаться полиметаллические сульфидные руды или редкометалльные проявления, обычно ассоциирующие с субщелочным магматизмом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батулин Г. Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. — М.: Наука, 1986.
2. Железомарганцевые рудные образования подводных гор Маркус-Неккер/Л. И. Анисеева, Б. Г. Ванштейн, А. С. Смекалов и др.//Геология океанов и морей. Л., 1988. С. 21—23.
3. Железомарганцевые рудные образования подводных гор океана/Ю. А. Богданов, Л. П. Зоненшайн, А. П. Лисицын и др.//Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 7. С. 103—120.
4. Иваненков В. Н., Черняхова А. М. Экстремумы кислорода//Химия океана. М., 1979. Т. 1. С. 154—160.
5. Кобальтоносные железомарганцевые корки и конкреции — новый вид минерального сырья/С. И. Андреев, Л. И. Анисеева, Б. Г. Ванштейн, М. М. Задорнов//Геология и геохимия железомарганцевых конкреций Мирового океана. Л., 1988. С. 7—22.
6. Распространение железомарганцевых конкреций/С. И. Андреев, Ю. Б. Казмин, О. Д. Корсаков и др.//Железомарганцевые конкреции Мирового океана. Л., 1984. С. 18—61.
7. Halbach P., Hebisch U., Scherhay C. Geochemical variation of ferromanganese nodules and crusts from different provinces of the Pacific Ocean and genetic control//Chemistry Geology. 1981. Vol. 34. N 1/2. P. 3—17.
8. Halbach P., Segol M., Puteanus D., Mangini A. Co-fluxes and growth rates in ferromanganese deposits from Central Pacific seamount areas//Nature. 1983. 304. P. 716—719.
9. Hein J. R., Manheim F. T., Schwab W. G. Cobalt-rich ferromanganese crusts from the Central Pacific//Proceedings of the Offshore Technology Conference, Richardson, TX, OTC 5234. 1986. P. 119—126.
10. Hein J. R., Schwab W. G., Davis A. S. Cobalt-rich and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from Marshall Islands//Marine Geology. 1988. Vol. 78. P. 255—283.

Принята редколлегией 29 января 1990 г.

Обобщенная модель земной коры и верхней мантии — геотрансект Ташкент — озеро Зоркуль

И. Х. ХАМРАБАЕВ, Р. А. АХУНДЖАНОВ, Ю. Н. ЗУЕВ, З. ЗИЯХАНОВ,
И. МАГЗУМОВ, С. Д. РЯБОВА, С. С. СЕЙДУЗОВА, Э. Р. ШЕЙХ-ЗАДЕ,
Т. Э. ЭРГЕШЕВ, Х. И. ЮСУПХОДЖАЕВ (Институт геологии
и геофизики АН УзССР)

Трансект Ташкент—Бангалор (рис. 1) на территории СССР пересекает герцинские складчатые структуры Среднего и Южного Тянь-Шаня, Северного Памира, альпийско-киммерийские структуры Центрального и Южного Памира, а также Ферганскую и Алайскую межгорные депрессии, заполненные мощной (5—12 км) толщей неметаморфизованных, слабодислоцированных мезозойско-кайнозойских осадков [1, 3, 6 и др.]. Названные структуры имеют в плане дугообразные очертания и выгнуты к северу — Памир, Гиндукуш, Куньлунь и Гималаи или к югу — Тянь-Шань (за исключением Кураминского срединного массива). Для герцинид Южного Тянь-Шаня характерен миогеосинклинальный, а Северного Памира — эвгеосинклинальный режим. Тектонические зоны региона разграничены глубинными крутопадающими разломами [1, 2, 3, 6, 7, 10], наиболее крупные из которых Северо- и Южно-Ферганский сопровождаются телами офиолитов или молодых субшлочных базальтоидов.

Рассматриваемая часть трансекта входит в область интенсивного новейшего горообразования: Чаткало-Кураминское поднятие, Ферганская депрессия, Туркестано-Алайское поднятие, Алайская депрессия и Северо-Памирское поднятие возникали на месте эпигерцинской платформы, Центрально- и Южно-Памирское поднятие — на месте эпикиммерийской платформы.

Чаткало-Кураминский регион представляет собой клиновидный блок герцинид континентальной коры Среднего Тянь-Шаня среди мезозойско-кайнозойских структур. Абсолютный возраст самых древних пород составляет здесь около 500 млн лет. Туркестано-Алайское поднятие (Южный Тянь-Шань) сложено сильно дислоцирован-

ными складчатыми структурами субширотного простирания, для которых характерны широкое развитие надвигов и покровов, а также наличие разломов, разбивающих регион на линейно вытянутые узкие структурно-фациальные зоны. В течение первой фазы складчатости среднепалеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, вероятно, произошло внедрение интрузий ультрамафитов по системе глубинных краевых разломов.

Очень интересно тектоническое местоположение Алайской депрессии: она не только разделяет структуры Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, но и упирается на флангах в жесткие глыбы Таримского массива на востоке и Кызылкумо-Таджикского на западе. По данным бурения скважины Алай-1, мощность красноцветных четвертичных и неогеновых моласс в депрессии превышает 4 км.

Зона Северного Памира охватывает Дарвазский, Заалайский, Сарыкульский и другие хребты, ограниченные с юга Ванч-Акбайтальским разломом. Отдельные приповерхностные ветви разлома имеют характер чешуйчатых надвигов, по которым на поверхность выжаты нижнепалеозойские и докембрийские формации, обнажающиеся в районе перевала Акбайтал.

Центральный Памир (Рушано-Пшартская зона) представляет собой складчатые сооружения мезозоид и палеозоид на протерозойском основании. Фрагменты последнего обнажаются в виде тектонических чешуек в районе хр. Музкол. Эта кристаллическая серия возраста 1,5—1,9 млрд лет состоит из гнейсов, амфиболитов и метаморфизованных гипербазитов.

Под мезозойско-палеозойскими отложениями Южного Памира находятся полиметаморфизованные нижнепротерозойские дистен-силлиманитовые кри-

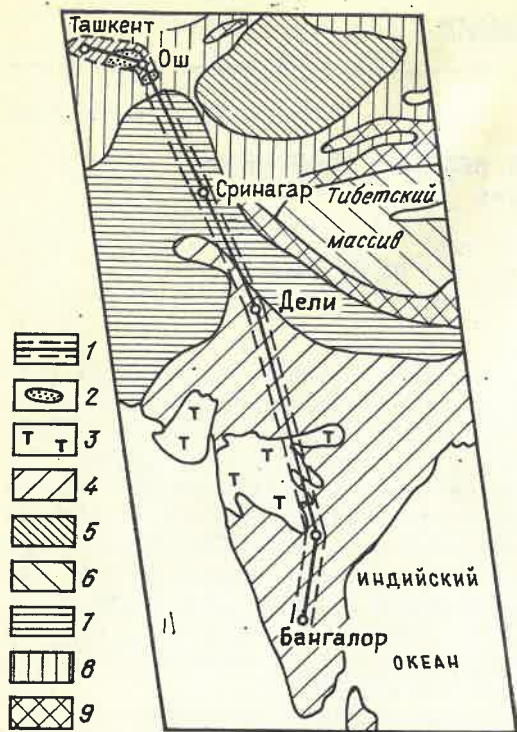


Рис. 1. Местоположение геотрансекта Ташкент — Бангалор:

1 — линия и коридор геотрансекта; 2 — Ферганская и Алайская межгорные депрессии; 3 — Деканские траппы; 4 — Индийский щит; 5 — Таримская платформа; 6 — Тибетский массив; 7 — альпиды; 8 — палеозойды; 9 — мезозойды

сталлические сланцы и андалузит-силлиманитовые гнейсы.

Построение разреза земной коры и верхней мантии вдоль рассматриваемой части трансекта основывалось на сейсмических результатах, полученных по международному профилю Тянь-Шань—Гималаи [2, 6, 7 и др.]. Наблюдения реализованы преимущественно в точечном варианте, при котором станции «Земля» и «Марс» в среднем были расставлены через 6—8 км. Для уверенной идентификации и корреляции волн на пяти участках на Памире колебания дополнительно регистрировались 48-канальными сейсморазведочными станциями «Поиск» с шагом сейсмоприемников 200 м. Серия мощных (5—10 т) взрывов в озерах и буровых скважинах позволила получить систему годографа протяженностью 120—400 км (530 км за пределами СССР).

Для изучения структур Срединного Тянь-Шаня, включая Ферганскую впа-

дину (отрезок трансекта Ташкент—Ош), нами использовались результаты обработки системы профилей КМПВ, МОВ, ОГТ и ГСЗ, выполненных в регионе за последние 25—30 лет. В большинстве случаев методика глубинных сейсмических исследований в Ферганской впадине и Чаткало-Кураминском регионе была ориентирована на регистрацию волн, преломленных на поверхности фундамента и отраженных от границы Мохоровичича [2, 4, 8 и др.].

Для изучения строения верхней мантии широко использовалась информация, полученная в ходе интерпретации записей промышленных взрывов и глубоких (мантийных) Памиро-Гиндукушских землетрясений. Дополнительно нами учитывались результаты изучения строения верхней мантии Центральной Азии геофизиками Китая по данным поверхностных волн [11] и построения по маршруту Памир—Байкал, отработанному с помощью методики профильных сейсмологических наблюдений (А. С. Алексеев, М. М. Лаврентьев, В. Г. Романов и др., 1971).

Плотностные характеристики литосферы и астеносферы, магнитные свойства земной коры исследовались разномасштабными гравитационными и аэромагнитными съемками.

К изучению пространственного распределения сейсмичности привлечено свыше 5000 землетрясений, информация о которых получена из архивных источников и периодических изданий каталогов землетрясений в СССР. Современная сеть сейсмических станций позволяет определить координаты эпицентров землетрясений с точностью ± 5 км при уровне представительности $M > 3$. При составлении трансекта на тектоническую карту были нанесены эпицентры землетрясений с $M \geq 5$, а на сейсмический разрез — гипоцентры землетрясений с $M \geq 3,5$. Однако по разным причинам отсутствует информация о глубинах очагов для значительной части землетрясений. Поэтому дополнительно строились графики распределения числа землетрясений согласно их магнитуде в пределах отрезков геотрансекта длиной 20 км (рис. 2).

Плотность теплового потока Земли в полосе трансекта определена в 103 разведочных буровых скважинах глу-

биной 200—4400 м. Теплопроводность и радиогенная теплогенерация пород, извлеченных из этих скважин, были измерены лабораторными методами. В пределах геотермических аномалий интенсивностью свыше 200 мВт/м² проводились специальные исследования методами инфракрасной и приповерхностной температурной съемки.

При построении трансекта использовались геологические карты Средней Азии (1974) и Таджикской ССР (1974) масштаба 1:1 000 000 и 1:500 000, опубликованные в материалах по Памиро-Гималайскому проекту (1974—1984 гг.), результаты структурно-формационных исследований докембрийских и фанерозойских отложений, описания кернa скважин и данные лабораторного анализа петрофизических свойств пород. Проведенные за последние годы специальные морфометрические исследования рельефа земной поверхности и высокоточные прецизионные геодезические измерения позволили оценить характер и амплитуду современных и неотектонических движений различных геоструктур, пересекаемых трансектом [5].

На основе анализа указанных геолого-геофизических материалов выявлены следующие особенности строения земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня и Памира.

1. Мощность земной коры, по сейсмическим данным, возрастает с северо-запада на юго-восток от 45—55 км в Чаткало-Кураминском регионе и 42—50 км в Ферганской депрессии до 62—68 км на Южном Тянь-Шане (см. рис. 2). В Алайской депрессии, разделяющей структуры Тянь-Шаня и Памира, установлено резкое (вдоль субвертикальных разломов) воздымание поверхности Мохоровичича до отметок 47—50 км. В пределах Северного Памира мощность коры достигает экстремальных значений — 65—80 км, в Центральном и Южном Памире, Гималаях она меняется от 56 до 75 км, ступенчато уменьшаясь до 32—45 км на Индийском щите.

Специфическая особенность строения Южного Тянь-Шаня и Памира — присутствие в низах земной коры аномального высокоскоростного слоя (v_p 7,5—7,6 км/с) мощностью около 10 км, кровля которого установлена на глубинах 40—60 км. Этот слой отделен

от поверхности М волноводной зоной (v_p 6,5—7,1 км/с).

В средней части земной коры Памира, в интервале глубин 20—45 км, выделен мощный волновод (v_p 5,8—6,2 км/с), выше него отмечается переслаивание низко- (v_p 6—6,1 км/с) и высокоскоростного (6,7—7 км/с) комплексов. Под волноводом (в нижней коре) преобладают породы, характеризующиеся v_p 6,9—7,1 км/с (см. рис. 2). Сейсмические данные указывают на отсутствие комплексов с v_p свыше 7,1 км/с в разрезе межгорных Ферганской и Алайской депрессий, где мощность осадочного мезозойско-кайнозойского и, вероятно, позднепалеозойского [8] чехла достигает соответственно 8—12 и 5—6 км.

Указанные особенности строения различных структурных зон, пересекаемых трансектом, отражаются в изменениях средних скоростей и плотностей пород земной коры:

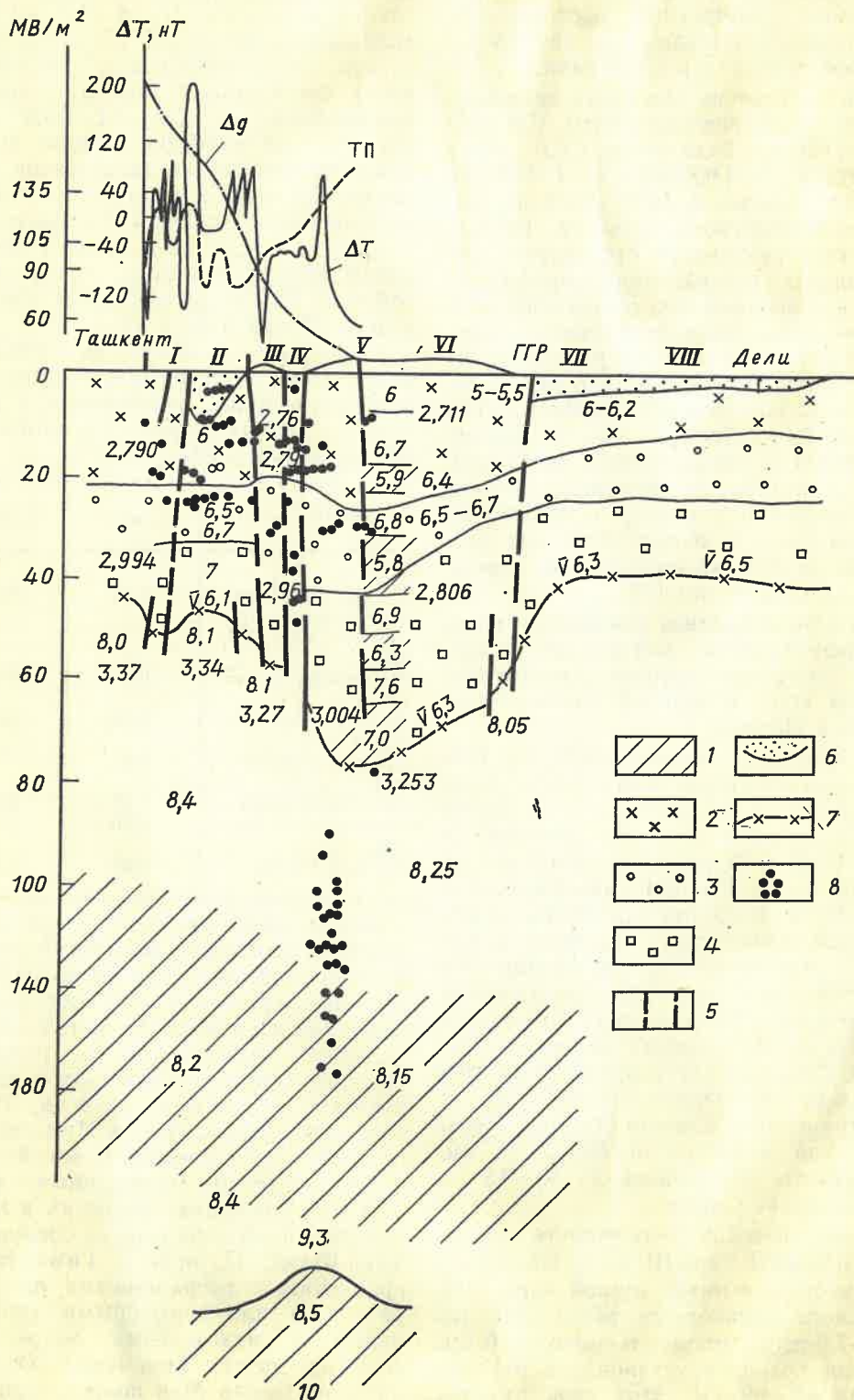
Структурная зона	$\bar{v}$, км/с	$\bar{\rho}$, кг/м ³
Чаткало-Кураминский регион — Срединный Тянь-Шань	6,15	2850
Ферганская депрессия	6,1	2805
Южный Тянь-Шань	6,15	2760
Алайская депрессия	6,0	—
Северный Памир	6,23	2790
Центральный Памир	6,25	2840
Южный Памир	6,28	2840

Таким образом, независимо от огромных перепадов мощности земной коры средние скорости до поверхности М вдоль трансекта остаются практически без изменений. С учетом опубликованной информации о значениях средних скоростей для пород Казахской складчатой области, Туранской плиты, Гималаев и Индостанского щита можно сделать важный вывод о существенно пониженных (6,1—6,35 км/с) средних скоростях в консолидированной коре горных сооружений Тянь-Шаня, Памира и Гималаев по сравнению с пограничными разновозрастными платформенными сооружениями и межгорными депрессиями (6,5—6,6 км/с). Граничные скорости на поверхности М в полосе трансекта

преимущественно близки к 8—8,1 км/с. Повышенные значения $v_r^M=8,3$ км/с установлены лишь в районе Оша (Южный Тянь-Шань), а пониженные

(7,7 км/с) приурочены к структурам Центрального Памира.

Более существенно выделяются вдоль трансекта значения средних



плотностей пород под границей М, оцененные в процессе двумерного гравитационного моделирования: от 3370 кг/м^3 в северо-западной части региона до 3240 кг/м^3 на юго-востоке, что, вероятно, объясняется разуплотнением пород верхней мантии под высокогорными структурами Памира (см. рис. 2).

Астеносферный слой под Чаткало-Кураминским районом и Ферганской впадиной по данным [2, 4] залегает в интервале глубин 100—200 км. Средние скорости для пород мантийной части литосферы составляют 8,3—8,4 км/с, а внутри астеносферы не превышают 8,2 км/с. Аналогичные результаты для астеносферы смежного района Памира получены китайскими геофизиками [11]. По профилю Памир—Байкал мощность литосферы в южной части трансекта варьирует в пределах 130—150 км (А. С. Алексеев, М. М. Лаврентьев, В. Г. Романов и др., 1971).

Принципиально иные данные получены Т. Э. Эргешевым, показавшим в ходе обработки прямых проходящих волн от землетрясений, что наименьшая глубина залегания кровли астеносферного слоя (220—240 км) отвечает структурам Центрального Памира, откуда кровля астеносферы начинает резко погружаться соответственно на 20 и 40—50 км в северном и южном направлениях. Внутри астеносферного слоя регистрируются значения v_p 8,5 км/с, выше него 9—9,3 км/с, а глубже — 10 км/с [9].

Верхняя мантия Памиро-Гиндукушской фокальной зоны землетрясений характеризуется пониженными значениями v_p (7,7—7,9 км/с).

2. Сейсмическая активность вдоль трансекта как по латерали, так и в глубине проявляется очень неравномерно. Для Тянь-Шаня характерна только верхнекоровая сейсмичность, а нижние этажи коры мощностью 15—20 км (т. е. на глубинах 30—55 км) практи-

чески асейсмичны. На Памире очаги землетрясений возникают и в верхней мантии. Максимальная магнитуда землетрясений для Тянь-шаньской части геотрансекта равна 6—6,5, для зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира — 6,5—7, для Памира — свыше 7.

В северной части трансекта, до Северо-Ферганского разлома, плотность землетрясений невысокая, затем резко возрастает и сохраняется вплоть до глубинных разломов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Максимальная плотность коровых очагов наблюдается в районе Гиссаро-Кокшальского и Дарваз-Каракульского глубинных разломов. В коре Центрального и Южного Памира плотность очагов заметно снижается, особенно в верхних горизонтах, но появляются единичные коровые и мантийные очаги вблизи поверхности М. Южнее, в так называемой фокальной зоне Памир-Гиндукушских землетрясений протяженностью около 100 км, сосредоточена основная масса мантийных землетрясений с максимальной глубиной очагов 240 км. Именно к ней приурочен установленный по сейсмологическим данным резкий подъем астеносферного слоя (глубина его кровли 240—260 км). На разрезе фокальная зона представляет собой субвертикальную полосу с небольшим наклоном на юг. Южнее нее плотность глубокофокусных очагов резко уменьшается (см. рис. 2).

3. Памиро-Тяньшаньскому региону соответствует грандиозная отрицательная аномалия силы тяжести [14], которая охватывает также складчатые сооружения Гиндукуша и Каракорума, и имеет ширину более 1000 км. Она охарактеризована нами как аномалия первого порядка [10]. Аномалиям второго порядка, имеющим ширину более 500 км, соответствуют обширные участки складчатых областей Тянь-Шаня и Памира. На фоне аномалий второго

Рис. 2. Обобщенный сводный геофизический разрез земной коры и верхней мантии вдоль геотрансекта Ташкент — Бангалор:

структуры и регионы: I — Чаткало-Кураминский регион, II — Ферганская депрессия, III — Южный Тянь-Шань, IV — Алайская депрессия, V — Памир, VI — Гималаи, VII — Предгималайский предгорный прогиб, VIII — Индийский щит; 1 — коровые и мантийные зоны пониженных скоростей (в т. ч. астеносферный слой);

скоростные комплексы: 2 — низко- (v_p менее 6,4 км/с), 3 — средне- (6,5—6,8 км/с), 4 — высокоскоростной (6,9—7,3 км/с); 5 — глубинные разломы (ГГР — Главный граничный разлом Гималаев); 6 — осадочный чехол; 7 — поверхность М; 8 — очаги землетрясений с магнитудой свыше 5; цифры на разрезе — значения пластовых скоростей продольных волн, средних скоростей v и плотности

порядка выделяются аномалии, приуроченные к крупным блокам земной коры, — Приташкентскому, Чаткало-Кураминскому, Ферганскому, Южно-Тяньшаньскому, Северо-Памирскому, Центральному и Юго-Восточному Памиру. Границы между блоками характеризуются узкими (до первых десятков километров) зонами повышенных градиентов поля силы тяжести различной интенсивности, маркирующими глубинные разломы. Высокочастотная зональность поля связана с геологическим строением верхней части (до 10—15 км) земной коры.

В полосе геотрансекта наблюдается общее понижение уровня поля аномалий силы тяжести в южном направлении. Для объяснения этой особенности гравитационного поля необходимо привлекать данные не только о плотностных неоднородностях и изменениях мощности коры, но и о разуплотнении верхней мантии.

Объемная гравитационная модель верхней мантии Памиро-Тяньшаньского региона свидетельствует о развитии на глубине свыше 200 км астеносферного слоя [10]. Поднятие до глубины 150 км кровли астеносферного слоя приурочено к структурам Центрального и частично Южного Памира. Этот аномальный астеносферный выступ, контролируемый крупным гравитационным минимумом, аномальным тепловым потоком, понижением скорости сейсмических волн и увеличением электропроводности, интерпретируется как область расширения в литосфере, характеризующаяся объемным разуплотнением.

4. Поле магнитных аномалий также имеет четкую северо-восточную зональность и представляет собой чередование небольших локальных максимумов и минимумов интенсивностью —250... +500 нТл. Эти вариации связаны в основном с изменением состава и мощности магнитных магматических и метаморфических комплексов. В частности, крупные узколокальные максимумы магнитного поля, регистрируемые вдоль северного и южного бортов Ферганской депрессии и на Центральном Памире, связаны с интрузиями и протрузиями мафитов и ультрамафитов. Линейная зональность магнитного поля обусловлена погребенными и частично обнажающимися на поверхности магматическими образованиями основного

состава палеозойского и более древнего возраста.

5. Рассматриваемый отрезок трансекта характеризуется относительно повышенной активностью неотектонических и современных движений, преимущественно вертикальных. По данным прецизионных геодезических измерений, значения современных положительных вертикальных движений возрастают от 0,2—1 мм/год на северо-западном конце трансекта (район Ташкента) до 8—14 мм/год на Южном Памире [5]. Экстремальные отрицательные значения современных вертикальных движений, отмечающиеся в Центральной части Ферганской депрессии, достигают —4,1 мм/год.

Суммарная амплитуда положительных неотектонических вертикальных движений варьирует от 4000 м в Чаткало-Кураминском блоке до 5000—6500 м на Южном Тянь-Шане, Центральном и Юго-Восточном Памире и до 7500 в пределах Дарвазского антиклинория (Северный Памир), ограниченного Дарваз-Каракульским и Ванч-Акбайтальским разломами. Соизмеримые амплитуды отрицательных неотектонических движений характерны для Ферганской (—7000 м) и в меньшей степени для Алайской межгорных депрессий (—1500 м).

6. Максимальная в регионе средняя плотность теплового потока ($70—130 \text{ мВт/м}^2$) установлена на Центральном Памире. Повышенные фоновые значения ($66—70 \text{ мВт/м}^2$) и наличие региональных аномалий (до 200 мВт/м^2) над зонами глубинных разломов свойственны Срединному Тянь-Шаню. Более низкие потоки глубинного тепла ($40—50 \text{ мВт/м}^2$) характерны для герцинид Южного Тянь-Шаня. На фоне пониженных (42 мВт/м^2) значений плотности теплового потока в Ферганской депрессии в ее северо-западной части установлена протяженная (до 180 км) геотермическая аномалия. Практически повсеместно, за исключением отдельных блоков Ферганской впадины, значительная часть теплового потока формируется за счет распада в земной коре радиоактивных элементов.

Таким образом, общая структура коры в пределах рассматриваемой части трансекта представляется как многослойно-блоковая с преобладанием вертикальных перемещений самих

блоков. Возможно, это является одной из причин увеличенной мощности коры.

Земная кора региона условно разделена на нижнюю (протокуру) предположительно архей-протерозойского возраста и верхнюю (молодую) фанерозой-позднепротерозойскую. Нижняя кора сложена осадочными, основными и ультраосновными магматическими породами, метаморфизованными в гранулитовой и реже эклогитовой фациях (v_p 6,9—7,6 км/с), частично превращенными в амфиболиты и зеленокаменные породы вследствие диафтореза. Установленный вблизи подошвы земной коры низкоскоростной слой (6,5—7 км/с) может быть отождествлен с кислыми гранулитами или неметаморфизованными эклогитами и ультрамафитами.

В верхней коре выделено три части: нижняя (v_p 5,7—5,9 км/с), представленная условно протерозойскими, дислоцированными и метаморфизованными в амфиболитовой фации породами (гранитовыми и диоритовыми гнейсами); средняя, сложенная палеозойскими, метаморфизованными в зеленокаменной фации осадочно-вулканогенными и интрузивными (гранитоиды) образованиями; верхняя, сложенная мезозойско-кайнозойскими рыхлыми осадками мощностью 3—12 км (Тянь-Шань, Ферганская и Алайская депрессия) и метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями (Памир).

Значительный (на 15—20 км) выступ границы Мохоровичича и высокая сейсмичность в пределах Алайской депрессии позволяют предположить наличие здесь рифтогенной структуры, начинающейся в северо-западной части Синьцзяна (КНР) и протягивающейся вплоть до Южно-Таджикской депрессии. Рифтоподобная структура в верхней мантии намечается также под Центральным Памиром, в районе Памиро-Гиндукушской фокальной зоны.

Несмотря на существующую противоречивость сейсмической и гравиметрической информации о строении верхней мантии различных структур, пересекаемых трансектом, можно достоверно говорить о присутствии астеносферного слоя на глубинах свыше 100—130 км под Чаткало-Кураминским регионом и Ферганской впадиной, на 220—240 км под Центральным Памиром и об его отсутствии в более север-

ных и северо-западных районах Евразии.

По результатам предварительного анализа состава пород верхней мантии под Памиром возможны лерцолиты с прослоями пироксенитов и эклогитов (Э. А. Дмитриев и др., 1975), ниже, в области астеносферы (?) — пикриты, предположительно являющиеся источником щелочных базальтоидов третичного и неоген-четвертичного возраста. Под Южным Тянь-Шанем в составе верхней мантии преобладают гарцбургиты и частично развиты пироксениты (вебстериты), которые также подстиляются пикритами.

Возрастание мощности земной коры с северо-запада на юго-восток в два раза (до 80—82 км) на Северном Памире и в Высоких Гималаях [1, 12 и др.] не связано с удвоением разреза. Об этом, прежде всего, свидетельствуют отсутствие повторения в разрезе выделенных слоев, существенно пониженные средние скорости в консолидированной коре хребтов по сравнению с их платформенным обрамлением, локальность развития астеносферного слоя. Все сказанное ставит под сомнение гипотезу о проявлении субдукции в данном регионе (Ни, Баразанги, 1984; Токсоз, 1975). Очевидно, вертикальные перемещения блоков происходили под давлением расширяющейся астеносферы или под нажимом Индийского щита и роста коры за счет усиленных магматических процессов. Такая или близкая к ней версия ранее развивалась Э. Арганом (1935), Д. И. Мушкетовым (1935) и другими исследователями и нашла новые подтверждения в работах В. И. Попова, А. Марусси, К. А. Кайла, И. Х. Хамрабаева, опубликованных на рубеже 70—80-х годов.

Однако окончательные представления об истории тектонического развития региона могут определиться только после обобщения материалов по индийской части геотрансекта. Поэтому на настоящем этапе исследований на рис. 3 наряду с моделью глобального столкновения Евразии и Индийского щита с преобладанием вертикальных движений [2, 6, 7 и др.] показана субдукционная модель, разработанная Д. Ни, М. Баразанги, Н. М. Токсозем и другими исследователями.

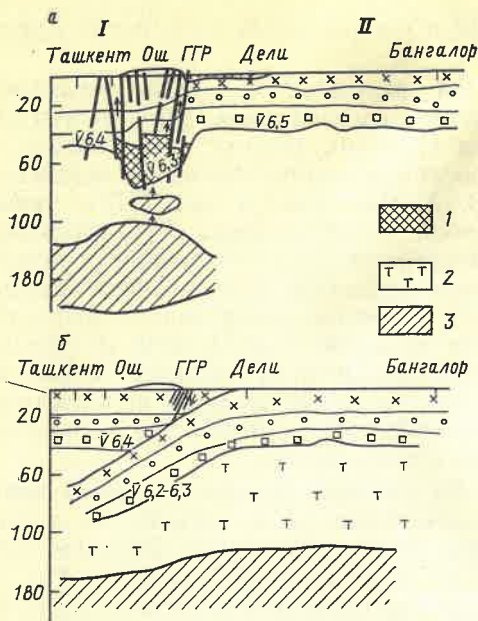


Рис. 3. Модели формирования литосферы района исследований:

а — по В. И. Попову, А. Марусси, К. А. Кайла, И. Х. Хамрабаеву; б — по Д. Ни, М. Барзанги, Н. М. Токсоу и др.; 1 — зона наращивания в ходе орогенеза коры, образовавшаяся за счет приращения материала из астеносферы; 2 — верхнемантийная часть литосферы; 3 — астеносфера; I — Евразийская платформа; II — Индийский щит; остальные обозначения см. рис. 2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Винниченко Г. П. Земная кора, тектоника и магматизм Памира//Геология и геофизика Таджикистана. — Душанбе: Дониш, 1985. С. 85—94.
- Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня/Под ред. И. Х. Хамрабаева, Ф. Х. Зуннунова. — М.: Наука, 1984.
- Земная кора и верхняя мантия Таджикистана/Под ред. М. М. Кухтикова. — Душанбе: Дониш, 1981.
- Зуннунов Ф. Х. Литосфера Средней Азии по сейсмологическим данным. — Ташкент: Фан, 1985.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Средней Азии/Под ред. Н. А. Корешкова, А. П. Райзмана и др. — М., 1982.
- Памир—Гималаи. Глубинное строение земной коры/Н. А. Беляевский, В. В. Белоусов, И. С. Вольвовский и др. — М.: Наука, 1982.
- Хамрабаев И. Х. Глубинное строение Памира и Гималаев//Вестн. АН СССР. 1982. № 12. С. 81—84.
- Шейх-Заде Э. Р., Атабаев Р. Х. Рельеф поверхности фундамента Ферганской впадины//Сов. геология. 1988. № 10. С. 37—43.
- Эргешев Т. Э., Каримова Г. Г. Методика построения сейсмического разреза верхней мантии Памиро-Гиндукушской зоны и анализ его особенностей//Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. — Ташкент: Фан, 1982. С. 80—95.
- Юсупходжаев Х. И. Гравитационная модель литосферы Памиро-Гималайского региона//Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. — Ташкент: Фан, 1988.
- Feng Chi-Chin, Teng Ta-Liang. Three dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent//Journ. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. N B3. P. 2261—2272.
- Hirn A., Sapin M. The Himalayan zone of crustal interaction: Suggestions from explosion seismology//Annales Geophysicae. 1984. Vol. 2. P. 123—130.
- Khamraev I. Kh., Ziakhanov Z., Zuev Ju. V., et. al. The Tashkent—Zorkul Geotranssect (preliminary sketch)//Proceedings of the 28-th International Geological Congress. Washington, USA, 1989.
- Marussi A. Geoidal features and crustal structure in Central Asia—Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau Symp. Beijing, 1980.
- Ni J., Barasangi M. Seismotectonics of the Himalayan collision zone. Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya//Journ. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 1147—1163.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

УДК 550.834.32 : 552.323.6 (470.11/12)

© Н. К. Булин, А. В. Егоркин, 1991

Прогнозирование районов кимберлитового магматизма на севере Русской платформы по сейсмическим данным

Н. К. БУЛИН (ВСЕГЕИ), А. В. ЕГОРКИН (НПО «НЕФТЕГЕОФИЗИКА»)

Проявления кимберлитового магматизма на севере Русской платформы и в Тимано-Печорской области установлены давно [4, 8, 9 и др.]. В последние годы трубки, дайки и силлы кимберлитов, тела пикритов обнаружены в районе Зимнего берега Белого моря. Для выделения перспективных площа-

дей применяется преимущественно высокоточная аэромагнитная съемка [6]. В настоящей статье описывается опыт использования результатов глубинных сейсмических исследований ГСЗ, в задачу которых входило не выявление отдельных трубок или их совокупностей, а прогнозирование достаточно

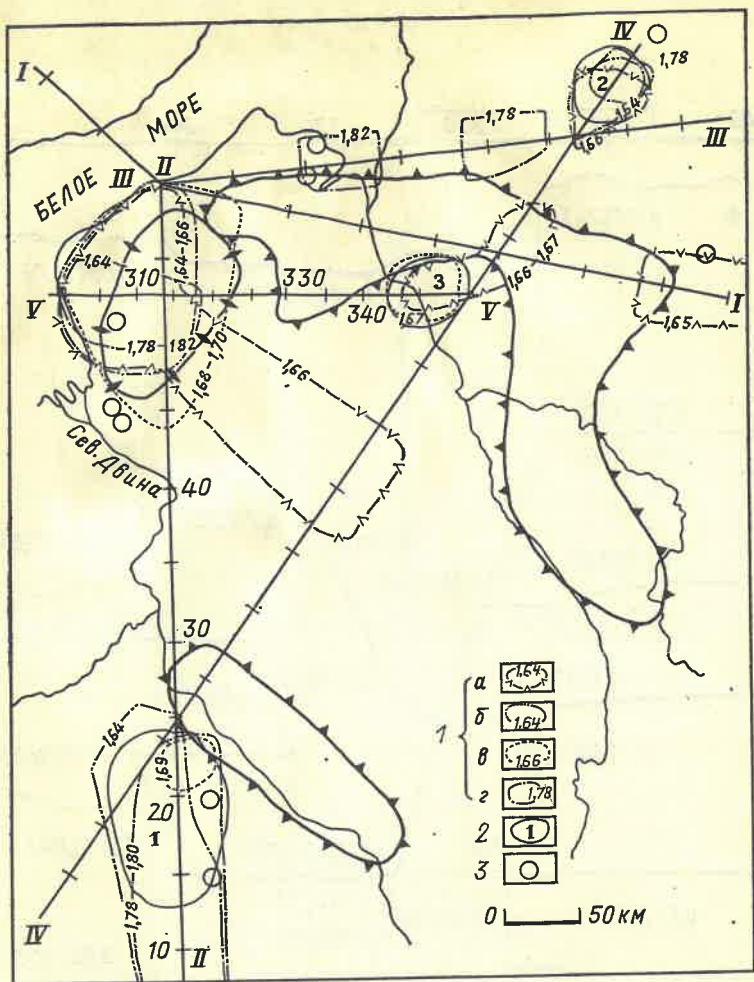


Рис. 1. Схема выделения областей-аналогов Зимнебережного района кимберлитового магматизма по V_p/V_s на четырех глубинных срезах:

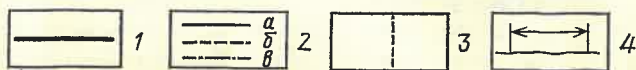
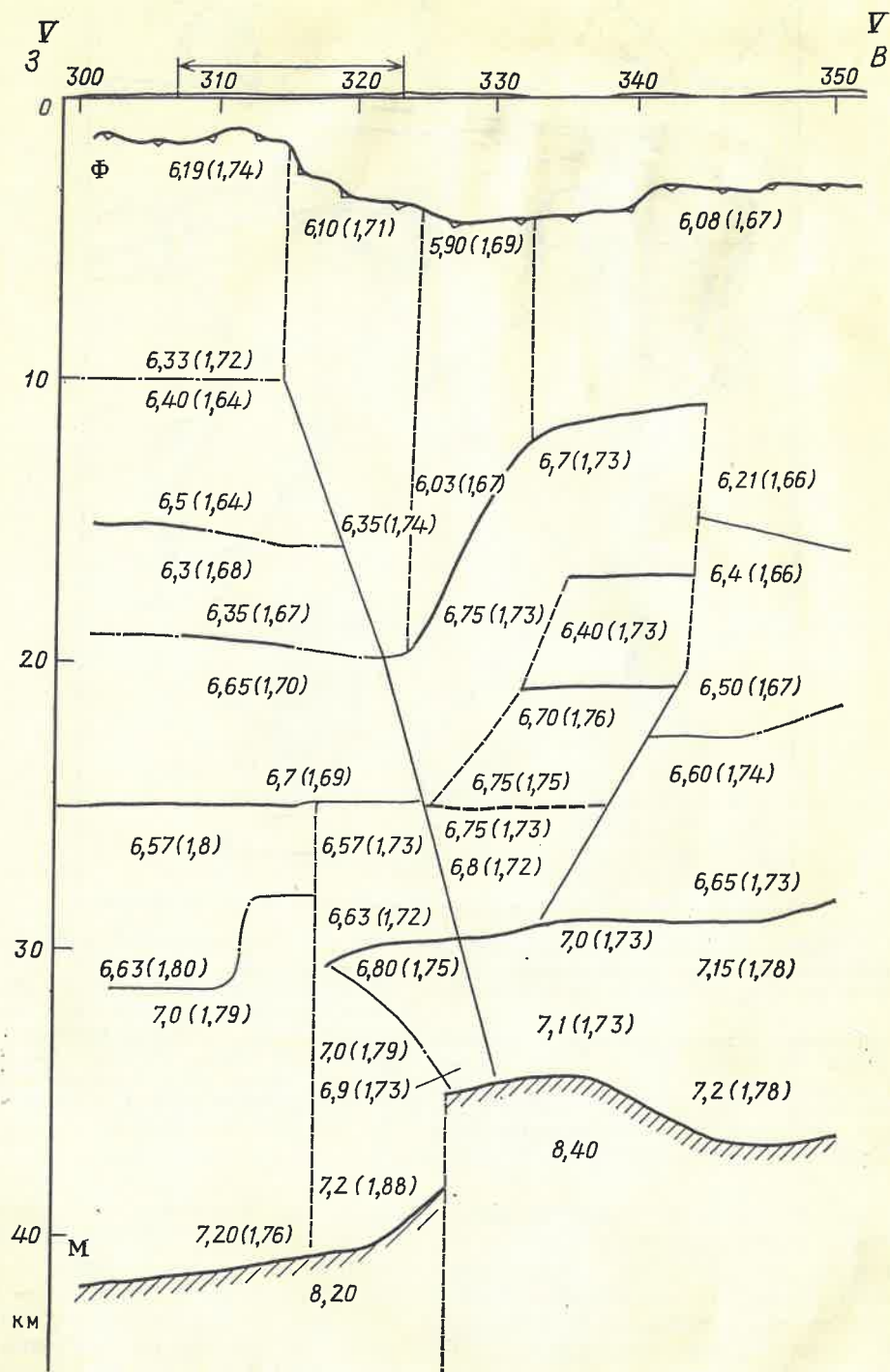
I — примерные контуры областей с преобладающими значениями на глубинных срезах (км, от уровня моря): а — 10, б — 15, в — 20, г — 25 (цифры соответствуют значениям V_p/V_s внутри контуров); 2 — области-аналоги Зимнебережного района, выделенные по распре-

лению V_p/V_s в интервале глубин от 10 до 25 км по данным двух-трех срезов: 1 — Шенкурская, 2 — Пёшская, 3 — Мезенская; 3 — эпицентры землетрясений; I—I — Мурманск—Кызыл (западный фрагмент); II—II — Белое море—Вага; III—III — Белое море—Воркута; IV—IV — р. Онега—Чешская губа; V—V — Двинская губа—р. Мезень. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

крупных по площади участков, аналогичных Зимнебережному району по некоторым сейсмическим параметрам земной коры. На основании данных профилей ГСЗ Специальной региональной геофизической экспедиции НПО «Нефтегеофизика» в пределах Кольско-Мезенского (Кольско-Двинского) геоблока Русской платформы и Тимано-Печорской области выделено пять областей — аналогов Зимнебережного района, три из которых показаны на рис. 1.

В качестве исходных данных использованы глубинные сейсмические раз-

резы, составленные по материалам многоволнового ГСЗ. Кроме основного трансрегионального профиля (геотраверса) Мурманск—Кызыл (I—I) [2, 3, 7 и др.], в исследуемом районе имеется еще несколько профилей многоволнового ГСЗ, два из которых пересекают Зимнебережный район (см. рис. 1). Наиболее плотная сеть профилей ГСЗ создана в северо-западной части Мезенской синеклизы. Необходимо отметить, что в отличие от Якутской кимберлитовой провинции, где многоволновое ГСЗ характеризовалось малой детальностью определения



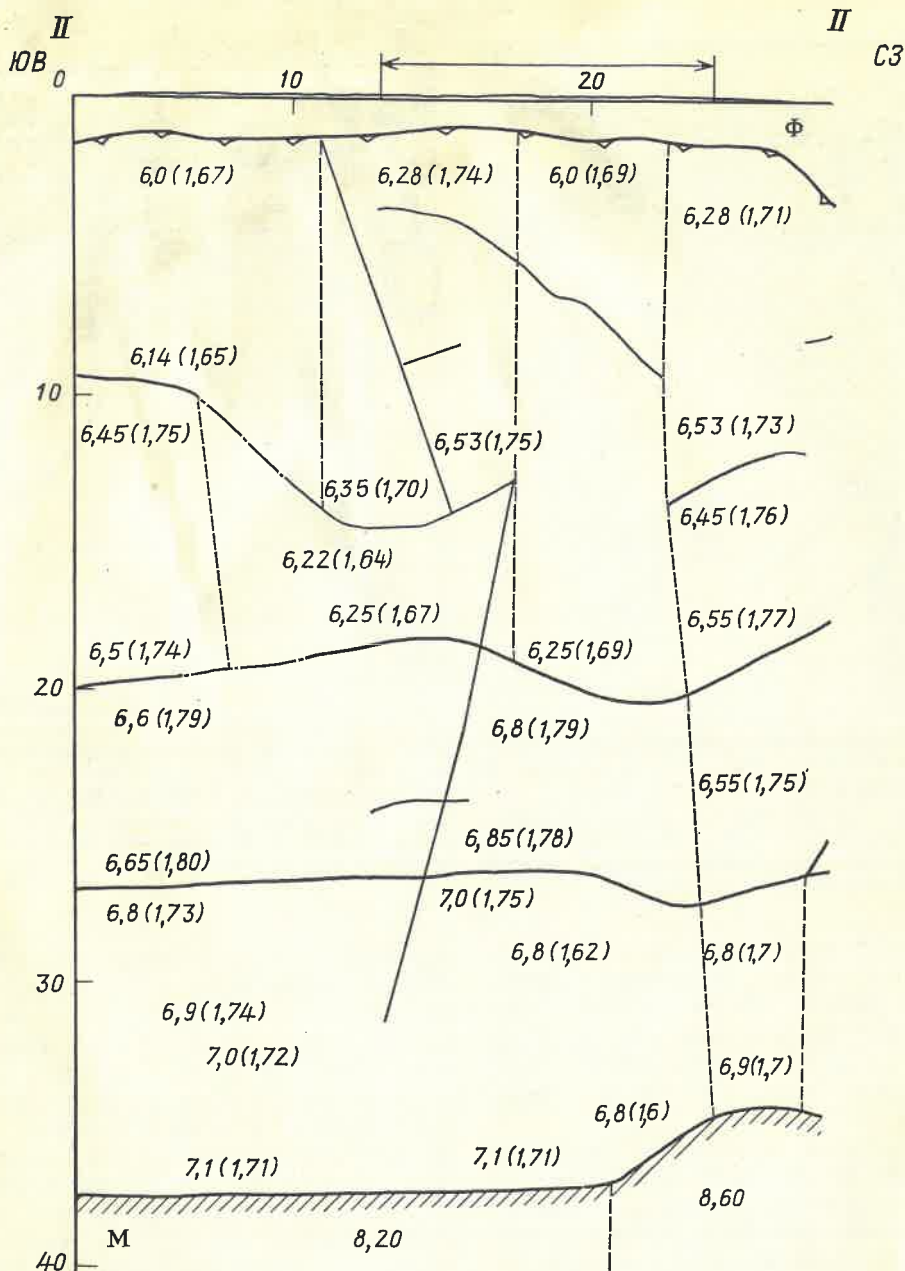


Рис. 2. Глубинные сейсмические разрезы $V-V$ — через Зимнебережный район кимберлитового магматизма, $II-II$ — Шенкурскую область-аналог вдоль линий профилей ГСЗ (или их фрагментов). Составили в СРГЭ НПО «Нефтегеофизика» А. В. Егоркин, Л. В. Акиншина, Э. Г. Данилова, С. К. Зюганов, Л. И. Кагалова, Н. И. Тимофеева, Л. Б. Щеглова. Вертикальный масштаб в 10 раз крупнее горизонтального:

1 — внутрикоровые границы, построенные по двум и более типам сейсмических волн; 2 — границы, построенные по продольным либо

поперечным отраженным волнам (а), по обменным волнам (б), введенные в разрез для наилучшего совпадения расчетных годографов с наблюдаемыми (в); 3 — границы блоков с различными скоростными характеристиками; 4 — положение Зимнебережного района и Шенкурской области-аналога в сечении их профилями ГСЗ (см. рис. 1); Φ — поверхность кристаллического фундамента; М — Мохоровичича; цифры на разрезе — скорость продольных волн, км/с, в скобках V_p/V_s

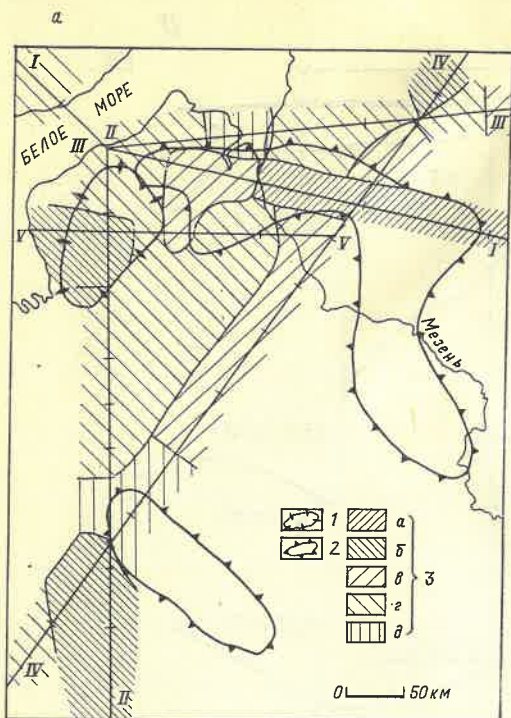
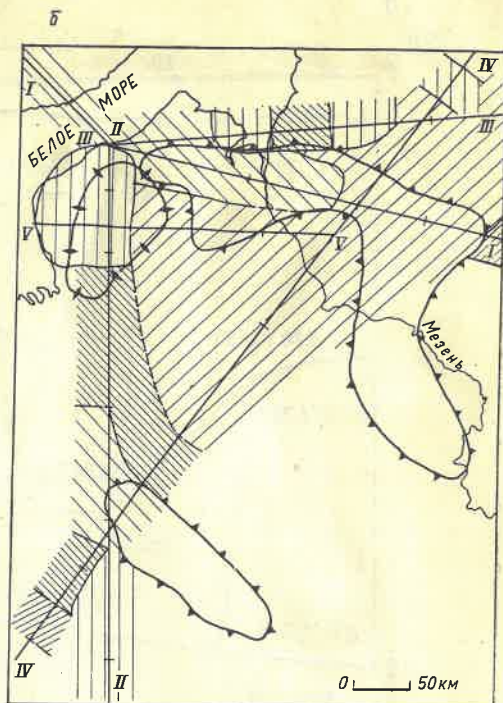


Рис. 3. Распределение параметра V_p/V_s в земной коре Мезенской синеклизы на глубине 15 (а) и 25 (б) км:

1 — контур Зимнебережного района проявления кимберлитового магматизма; 2 — контур областей поднятия кровли верхней мантии (изогипса поверхности М — 35 км); 3 — при-



мерное положение областей с преобладающими значениями V_p/V_s : а — 1,58—1,59 (1,65—1,67) б — 1,64—1,65 (1,67—1,70), в — 1,66—1,69 (1,72—1,74), г — 1,70—1,74 (1,75—1,76), д — 1,76—1,79 (1,78—1,82) — в скобках даны значения для глубины 25 км

скоростных параметров, для рассматриваемого района получены практически с равной точностью многочисленные определения скорости (V_p , $V_s \pm \pm 0,05$ км/с, а $V_p/V_s \pm 0,005$) для всех слоев консолидированной коры (рис. 2).

По данным крестовых профилей ГСЗ (см. II—II и V—V на рис. 1) были установлены следующие отличительные сейсмические особенности земной коры Зимнебережного района: наличие в интервале глубин 10—20 км от дневной поверхности (8—18 км от кровли фундамента) толщи пород с пониженными значениями V_p/V_s 1,64—1,67, мощность которой в двух сечениях колеблется от 6 до 10 км; присутствие в интервале глубин 10—35 км (или более узком) наклонной (30—40° к горизонту) отражающей границы или нескольких наклонных границ.

Следует отметить, что в интервале 20—25 км также фиксируются пониженные значения V_p/V_s 1,69—1,7 (см. рис. 2, а) по сравнению с верхней толщиной фундамента, где V_p/V_s 1,71—1,74,

поэтому диапазон глубин зоны инверсии параметра V_p/V_s в Зимнебережном районе составляет, строго говоря, не 10—20, а 10—25 км. Признак наличия зоны инверсии V_p/V_s в средней части разреза земной коры является основополагающим, а второй признак рассматривается в качестве вспомогательного. Точных данных о конфигурации и объеме зоны инверсии не получено. В Зимнебережном районе протяженность ее по латерали около 50—100 км, а в разрезе — 5—22 км, т. е. соотношение латеральных и радиальных размеров примерно 5:1. В первом приближении зона инверсии может быть описана в виде тела пластообразной (линзообразной) формы.

Свидетельством аномальности упругих свойств горных пород в средней части разреза земной коры является и наличие в ней зон пониженной скорости волн P и S (таблица). Однако распределение параметра V_p/V_s по латерали и в радиальном направлении более информативно по сравнению с распределением скоростей V_p и V_s [7]

Особенности глубинного строения областей-аналогов Зимнебережного района

Область-аналог	Наличие внутрикоровой наклонной отражающей границы	Соответствие эталону* по V_p/V_s на глубинных срезах, км				V_p на уровне границы М, км/с	Приуроченность к региональным структурам центрального типа	Приуроченность к структурам надвигового типа в осадочном чехле
		10	15	20	25			
Шенкурская	+	—	+	+	+	8,2—8,3	—	+
Пешская	—	+	+	—	+	8,3	—	+
Мезенская	+	+	+	—	—	8,4—8,5	—	+
Сула-Шапкинская	—	+	—	+	—	8,2	+	—
Печорская	+	—	—	+	+	8,5	+	—

при выявлении нюансов строения земной коры, что предопределяет преимущественное его использование в дальнейших построениях.

Кроме V_p/V_s в интервале 10—25 км, целесообразно принимать во внимание и такой признак идентификации, как приуроченность к району кимберлитового поля или к его периферии достаточно крупных блоков (до 40—50 км в поперечнике), отличающихся пониженной скоростью V_p 5,9—6 км/с и пониженными значениями параметра V_p/V_s 1,64—1,69 в верхней толще кристаллического фундамента мощностью до 20 км.

Для выявления новых областей кимберлитового магматизма, аналогичных по сейсмическим параметрам средней части земной коры Зимнебережному району, рассматриваемому в качестве эталона, применялась сейсмическая томография, т. е. послойное описание глубинного скоростного разреза [11]. В отличие от работ К. Аки, Д. Л. Андерсена и других американских специалистов в нашем исследовании использовались не наблюдаемые времена пробега сейсмических волн (или их разности), а значения пластовых (истинных) скоростей V_p , V_s и их отношения V_p/V_s , вычисленные по данным ГСЗ на основе анализа кинематики отраженных волн. Значения V_p , V_s , V_p/V_s считывались непосредственно с сейсмических разрезов, составленных в СРГЭ НПО «Нефтегеофизика», или вычислялись путем интерполяции.

Для северной части Мезенской синеклизы по данным пяти профилей ГСЗ составлено семь схем-срезов параметра V_p/V_s через пятикилометровые интервалы от 5 до 35 км, две из которых приведены на рис. 3. Значения V_p/V_s вдоль профилей меняются скачкообразно, поэтому проведение

изолиний неправомерно (см. рис. 2, 3). Число градаций параметра V_p/V_s не зависит от глубины среза и варьирует от 4 до 6 и чаще равно 5 (см. рис. 3). В одну и ту же зону включались участки профилей, на которых значения V_p/V_s отличались друг от друга в среднем на 0,02—0,04. Поскольку невозможно осуществить межпрофильную корреляцию параметра V_p/V_s , ширина зоны его одинаковых значений вдоль одиночных профилей во всех случаях условно принималась равной 50 км (± 25 км в обе стороны от линии профиля).

В связи с редкой сетью профилей конфигурация многих зон на схемах-срезах показана в значительной мере условно, однако общие закономерности инфраструктуры параметра V_p/V_s на разных глубинах отражены, по-видимому, достаточно достоверно. Существенно важной особенностью исходных сейсмических материалов является то, что все оценки V_p , V_s , V_p/V_s выполнены по однотипной методике одним и тем же авторским коллективом.

На схемах-срезах V_p/V_s (см. рис. 3) на фоне сложной мозаичной структуры распределения этого параметра по латерали выделяются некоторые площади по преобладающим его значениям. Так, на срезе 25 км (см. рис. 3, б) более половины площади эталона характеризуется значениями V_p/V_s 1,78—1,82, которые известны еще на четырех сравнительно локальных участках Мезенской синеклизы. На срезе 15 км значения $V_p/V_s = 1,64$, отмечаемые на половине площади эталона, встречаются лишь на двух из указанных выше локальных участках (см. рис. 3, а). Отсюда вытекает возможность выявления сейсмических аналогов эталонной области, достоверность которого тем выше, чем большее число

сейсмических признаков, характерных для эталона, зафиксировано в области-аналоге.

Показанные на рис. 3 и другие схемы-срезы параметра V_p/V_s явились основой для выделения областей-аналогов эталона. В целях более точного определения их местоположения и контуров применялось сопоставление значений V_p/V_s для эталона и области-аналога. При этом авторы исходили из требования, что вариации параметра V_p/V_s в области-аналоге не могут превышать 0,01 относительно любого крайнего значения его на данном срезе в пределах эталонного участка. Кроме того, накладывалось ограничение на размеры и местоположение идентифицируемого участка в пределах «эталона». Этот участок должен занимать не менее 50% всей площади эталона и обязательно охватывать область пересечения крестовых профилей, расположенную в центральной части Зимнебережного района.

На рис. 1 приведена схема выделения областей-аналогов по значению параметра V_p/V_s . Их контуры определены приближенно, как среднее положение контуров, установленных на разных схемах-срезах. Все области-аналоги, выявленные в Мезенской синеклизе (см. рис. 1), имеют размеры, близкие или несколько меньшие, чем у эталонной области. При идентификации выделенных по параметру V_p/V_s областей с эталоном учитывались также данные о наличии наклонных внутрикоровых границ и распределения скорости в верхней части земной коры.

С наибольшей достоверностью, по данным двух профилей ГСЗ, обосновано выделение Шенкурской области (см. рис. 1), размеры которой примерно такие же, как у «эталона», а простирание субмеридиональное. Рассматриваемая область располагается в северо-восточной части Шенкурского поднятия кристаллического фундамента по периферии Онежского прогиба рифтогенного типа. Глубина залегания кровли фундамента 1—2 км, в интервале глубин 2—20 км в центральной части области фиксируются пониженные скоростные характеристики (см. рис. 2, б). Мощностные зоны с пониженными значениями V_p/V_s 1,63—1,67 в средней части разреза земной коры составляет от 4—5 км в створе про-

филя II—II (см. рис. 2, б) до 7—8 км в створе профиля IV—IV.

Шенкурская область приурочена к зоне сочленения архейских комплексов пород, представленных гранитоидными образованиями и существенно базитовыми разностями. Через осевую часть описываемой площади примерно параллельно течению р. Сев. Двина, проходит зона разрывных нарушений кристаллического фундамента. В центральных участках Шенкурской области предполагается наличие эффузивно-осадочных образований рифейского возраста, выполняющих грабенообразные прогибы фундамента северо-западного простирания шириной 15—20, длиной до 40 км [1]. Несколько юго-западнее описываемой области располагается Онего-Вятский надвиг [5]. Основные особенности структуры фундамента и осадочного чехла в пределах Шенкурской области во многом сходны с таковыми в Зимнебережном районе кимберлитового магматизма [10].

Пёшская область-аналог (см. рис. 1) выделена в основном по данным профиля IV—IV и идентифицирована с эталоном по данным трех срезов (см. таблицу). Рассматриваемая область приурочена к одноименной впадине фундамента с отметками его кровли около 4 км и характеризуется аномально низкими значениями V_p/V_s (в основном 1,62—1,66) во всей верхней половине консолидированной коры до глубины 20 км. На значительной части площади геологические образования фундамента отличаются пониженными значениями скорости $V_p \leq 5,9$ км/с. Пёшская область располагается в непосредственной близости от Притиманского регионального глубинного разлома северо-западного простирания. По ее восточной границе проходит разлом субмеридионального направления. Предполагается, что отложения складчатого фундамента представлены сланцами, песчаниками, доломитами, известняками свекофеннского возраста [1].

Мезенская область-аналог с поперечными размерами около 50 км, возможно более (см. рис. 1), выделена по данным профилей IV—IV и V—V. Аномальность ее глубинного строения выражена пониженными значениями V_p/V_s 1,64—1,67 (и даже 1,58) в интервале от 3 (кровля фундамента) до

19—23 км. Область приурочена к Мезенскому «массиву» фундамента, сложенному преимущественно базитовым комплексом пород предположительно архейского возраста [1]. Вблизи западной границы Мезенской области наблюдается региональная зона разрывных нарушений субмеридионального простирания [1], а около ее южной границы — разлом со сдвиговой компонентой [5].

Для двух сейсмических аналогов Зимнебережного района, выделенных в Тимано-Печорской области, по-видимому, более правомерным был бы выбор другого эталонного участка, расположенного непосредственно в рассматриваемом геоблоке, однако поблизости от известных кимберлитовых полей (Средний Тиман) нет ни одного профиля многоволнового ГСЗ.

Сула-Шапкинская область, приуроченная к профилю III—III в 130 км к юго-востоку от его пересечения с профилем IV—IV, установлена по данным одного профиля ГСЗ в районе, где мощность осадочного чехла равна 2—3 км, а складчатый фундамент представлен рифейскими образованиями. Достоверность ее выделения низкая, в ней практически отсутствуют проявления дисконформности сейсмических границ или «скоростных контактов» в верхней части земной коры, характерные для эталона и его аналогов. Не типичны для таких областей и размеры Сула-Шапкинской зоны, достигающие в сечении ее профилем ГСЗ более 120 км. Рассматриваемая зона расположена в северо-западной части региональной структуры центрального типа.

Печорская область (380 км на юго-восток по профилю I—I от места его пересечения с профилем IV—IV) расположена в той части Ижма-Печорского мегаблока, где мощность осадочного чехла составляет 4—5 км (см. рис. 2). Она приурочена к периферической части крупной структуры центрального типа и рассекается разломами субмеридионального простирания, зафиксированными в складчатом фундаменте и платформенном чехле. В западной части Печорской области в пределах слоя мощностью 9 км контрастно проявилась зона пониженных значений $V_p/V_s = 1,58$, ограниченная с юго-востока наклонной отражающей границей на глубинах 10—19 км.

Рассмотрим положение Зимнебережного района и областей-аналогов относительно рельефа кровли мантии и распределения скорости V_p на границе М. Выясняется, что как эталон, так и все его сейсмические аналоги находятся в непосредственной близости от областей поднятия кровли мантии, оконтуренных в Мезенской синеклизе изогипсой — 35 км, а в Тимано-Печорской области — изогипсой — 37,5 км. Однозначной связи указанных областей со скоростными параметрами верхней мантии не установлено. Так, Зимнебережный и Сула-Шапкинский районы приурочены к блокам, где V_p в кровле мантии 8—8,2 км/с, тогда как Шенкурская, Мезенская и Печорская области расположены непосредственно на контакте «разноскоростных» блоков мантии, либо в блоках с повышенной скоростью (V_p 8,3—8,6 км/с), но на сравнительно небольшом (20—40 км) удалении от смежных низкоскоростных блоков.

Интересным фактором является приуроченность большей части эпицентров известных землетрясений [5] к «эталону» и его окрестности, а также к выделенным нами Шенкурской и Пёшской областям (см. рис. 1). На основании изложенного, кроме приведенных ранее сейсмических особенностей земной коры, при прогнозировании новых районов можно рекомендовать учитывать и такие косвенные критерии, как приуроченность кимберлитовых районов к склонам поднятий кровли верхней мантии и областям современной сейсмической активности (последнее для Мезенской синеклизы).

Следует отметить, что хотя выделенные по сейсмическим признакам аномальные зоны названы нами областями-аналогами эталона, в точном смысле этого термина таковыми они не являются. Полных сейсмических аналогов эталонного Зимнебережного района не удалось обнаружить ни на одном из профилей ГСЗ, пройденных в пределах Кольско-Мезенского и Тимано-Печорского геоблоков. Дело в том, что идентификация выделенных областей с эталоном производилась главным образом на основе близости (равенства) значений V_p/V_s не менее чем на двух срезах, удаленных один от другого по вертикали на 5 км и более и расположенных в средней части разреза кон-

солидированной коры (интервал глубин от 10 до 25 км).

В заключение краткой характеристики сейсмических аналогов Зимнебережного района попытаемся суммировать данные об их соотношениях с элементами тектоники. Во-первых, в пределах этих зон или по их периферии, как правило, имеются региональные разломы субмеридионального простирания, которые, по мнению многих специалистов (В. Г. Черный, Л. Н. Увадьев, К. Э. Якобсон и др.), в рассматриваемом регионе могут иметь кимберлитоконтролирующее значение. Во-вторых, некоторые области-аналоги расположены в периферических частях региональных структур центрального типа. Отметим, что эталонная Зимнебережная область (по данным В. В. Соловьева) также приурочена к концентрической структуре. В-третьих, на значительной части выделенных областей или в непосредственной близости от них хорошо проявлены структуры надвигового типа, достаточно характерные и для эталона. Причем во фронтальной части надвиговых структур расположена только Шенкурская зона, а Пешская и Мезенская области (см. табл.) и Зимнебережный «эталон» находятся в тыловых частях надвигов [5].

Основные выводы проведенной работы заключаются в следующем.

1. На основе данных многоволнового ГСЗ определены основные отличительные сейсмические особенности земной коры Зимнебережного района кимберлитового магматизма, которые предлагается использовать как косвенные критерии для выявления кимберлитовых полей в северных районах Русской платформы: во-первых, наличие на глубинах около 10—20 км толщи пород с пониженными значениями V_p/V_s 1,64—1,67; во-вторых, прослеживание в интервале глубин 10—35 км, или более узком, наклонной (30—40° к горизонту) отражающей границы или несколько наклонных границ. Аномальность параметра V_p/V_s в средней части разреза земной коры Зимнебережной области, рассматриваемой в качестве эталона, предположительно связывается с процессами разупрочнения субстрата, предшествовавшими кимберлитовому магматизму или синхронными с ним, а наклонные отражающие границы, по

крайней мере некоторые из них, могут интерпретироваться как контакты интрузивных тел, имеющих пластообразную или линзообразную форму.

2. Кроме сейсмических особенностей строения средней части земной коры желательно учитывать другие косвенные признаки: приуроченность районов кимберлитового магматизма к склонам поднятий кровли верхней мантии, а также к областям современной сейсмической активности.

3. Наиболее информативным является томографирование параметра V_p/V_s , которое и рекомендуется для прогнозирования по сейсмическим данным областей кимберлитового магматизма в других регионах.

4. На основе предложенных выше критериев по данным профилей ГСЗ общей длиной около 3500 км выявлено пять участков-аналогов Зимнебережного района, три из которых находятся в Мезенской синеклизе, а два — в Тимано-Печорской области.

5. По предварительным данным наблюдается приуроченность некоторых областей-аналогов Зимнебережного эталона к периферическим частям региональных структур центрального типа. Отмечена также связь областей-аналогов с тыловыми частями надвиговых структур. Значимость отмеченных соотношений для прогноза кимберлитоконтролирующих элементов нуждается в дополнительных исследованиях и проверке другими независимыми методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геолого-петрографическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы*. Масштаб 1 : 2 500 000/Ред. Н. В. Неволин, Т. А. Лапинская. — М.: 1976.
2. *Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ—ГСЗ Печенга—Умбозеро—Пульонга—Ручьи*/Н. Е. Галдин, А. В. Егоркин, С. К. Зюганов и др.//Геотектоника. 1988. № 4. С. 30—44.
3. *Достижения и перспективы глубинных исследований Земли*/Е. А. Козловский, В. Ю. Зайченко, В. А. Ерхов и др.//Сов. геология. 1987. № 1. С. 7—20.
4. *История развития и минералогия чехла Русской платформы*/Ред. Ю. Г. Старицкий. — Л.: Недра, 1981.
5. *Карта разломов территории СССР и сопредельных стран*. Масштаб 1 : 2 500 000/Ред. А. В. Сидоренко. — Л.: 1980.
6. *К вопросу о проявлении кимберлитового магматизма на севере Восточно-Европейской платформы*/Е. Г. Чайкин, А. В. Тулузакова, Е. М. Аксенов и др.//Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 4. С. 944—946.

7. Комплексные сейсмические исследования на геотраверсах/А. В. Егоркин, С. К. Зюганов, А. В. Михальцев и др.//Глубинные исследования недр в СССР. Л., 1989. С. 226—238.
8. Краткая минералого-петрографическая характеристика кимберлитов Среднего Тимана/Б. С. ШUTOV, Ю. Д. Смирнов, Л. Н. Лукьянова, Л. Н. Михайловская//Зап. Всесоюз. Минер. об-ва. 1983. Ч. 112. Вып. 4. С. 436—443.
9. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы/А. Ф. Станковский,

- Е. М. Веричев, В. П. Гриб и др.//Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 6. С. 1456—1460.
10. Станковский А. Ф., Якобсон К. Э. Структуры фундамента и осадочного чехла юго-восточного Беломорья//Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 75—81.
11. Anderson D. L., Dziewonski A. Seismic tomography//Sci. Amer. 1984. Vol. 251. N 4. P. 58—66.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Хроника, информация

УДК 551.7(047.6)

© Коллектив авторов, 1991 г.

Четвертое стратиграфическое совещание — Дальний Восток и Забайкалье

Г. В. БЕЛЯЕВА (Дальневосточный геологический институт ДВО АН СССР), А. И. ЖАМОЙДА, Л. И. КРАСНЫЙ (ВСЕГЕИ), М. Т. ТУРБИН (ПГО «Дальгеология»)

Региональные стратиграфические совещания на Дальнем Востоке проводятся с 1956 г. с интервалом 10—12 лет. Их цель — подведение итогов стратиграфических исследований, выражающихся в составлении и детализации стратиграфических схем — основы средние и крупномасштабного геологического картирования.

Четвертое межведомственное региональное стратиграфическое совещание (МРСС) по Дальнему Востоку и Забайкалью проходило в г. Хабаровске с 8 по 12 октября 1990 г. В работе совещания, проходившего под руководством членов-корреспондентов АН СССР Л. И. Красного и А. И. Жамойды (председатель МСК СССР), участвовало 130 специалистов из 12 городов страны, представляющих 25 учреждений Министерства геологии СССР, Академии наук СССР и Гособразования СССР.

Совещанию предшествовала трехлетняя подготовительная работа, возглавляемая оргкомитетом, созданным при РМСК Востока СССР. Для подготовки проектов стратиграфических схем были организованы 11 рабочих секций, куда вошли ведущие специалисты Дальнего Востока и Забайкалья: нижнего докембрия (председатель Л. П. Корсаков), верхнего докембрия (В. Е. Чепыгин), кембрия и ордовика (Г. В. Беляева), силура и девона (Г. Р. Шишкина), карбона и перми (А. П. Никитина), триаса (Т. М. Окунева), юры (И. И. Сей), морского мела (В. П. Коновалов), континентального мела (В. И. Сухов, Л. А. Лебедев, Л. П. Старухина), палеогена и неогена (Л. А. Баскакова, В. Г. Варнавский), стратификации кремнистых толщ (В. А. Бажанов). В подготовительный период на рабочих совещаниях обсуждались проекты стратиграфических схем в Хабаровске, Владивостоке и Чите. В период подготовки к четвертому МРСС изданы два тематических сборника, содержащие новые данные по стратиграфии и палеонтоло-

гии региона, опубликован ряд монографий и отдельных статей в центральной и зарубежной печати. Накануне совещания вышел сборник тезисов докладов.

Совещание открыл председатель оргкомитета Л. И. Красный, возглавлявший и три предыдущих совещания. На пленарном заседании он выступил от коллектива ведущих специалистов региона с докладом о новейших данных по геологии Забайкалья и Дальнего Востока. Особое внимание было уделено систематике бассейнов осадочного и осадочно-вулканогенного седиментогенеза. На задачах и содержании региональных стратиграфических совещаний остановился А. И. Жамойда. Проблемы дальнейшего регионального геологического изучения территории СССР изложил В. К. Путинцев (ВСЕГЕИ). Основная работа проводилась по секциям. На заключительном заседании совещанием приняты по всем системам докембрия и фанерозоя региональные стратиграфические схемы, рабочие или корреляционные* (в зависимости от степени обобщенности и детальности биостратиграфического расчленения).

По нижнему докембрию принята одна рабочая стратиграфическая схема архея и нижнего протерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хотя на схеме архей имеет двучленное деление, ряд специалистов настаивал на его трехчленном делении: нижний (алданий) — древнее 3,5 млрд лет, средний (становий) — от 3,5 млрд лет и верхний (сахоборий) — от 3 до 2,5 млрд лет. Нижний протерозой подразделен на удоканий и улуканий в соответствии с объемом одноименных комплексов и серии. При этом возникла дискуссия о значении многочис-

* При рассмотрении стратиграфических схем в МСК часть корреляционных схем отнесена к унифицированным.

ленных находок остатков древних организмов, позволяющих считать более молодым возраст удоканской серии в целом или ее верхов.

По верхнему докембрию принята в качестве корреляционной стратиграфическая схема юго-восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. А схемы для юго-западной части Монголо-Охотской складчатой области и для Бурейнского и Ханкайского массивов классифицируются как рабочие. Отмечены значительные достижения в изучении верхнего докембрия Аргунской зоны юго-запада Монголо-Охотской складчатой области и Малохинганской зоны Бурейнского массива, которые отражены на соответствующих схемах.

Получены новые результаты по стратиграфии кембрийских отложений. Разработаны шесть стратиграфических схем, три из которых приняты как корреляционные: для юго-восточной части Сибирской платформы и ее обрамления, северо-восточной части Монголо-Охотской складчатой области и Ханкайского массива. Остальные три рекомендованы в качестве рабочих — для Бурейнского массива и Кабаргинской зоны Ханкайского массива, западной ветви Монголо-Охотской складчатой области и южной части Сибирской платформы и ее обрамления. В соответствии с новыми данными на схеме юго-восточного обрамления Сибирской платформы выделена Верхнемайская зона с региональными биостратиграфическими подразделениями по трилобитам и археоциатам (слои, лона); на схеме северо-восточной части Монголо-Охотской складчатой области впервые по беззамковым брахиоподам установлены слои для атдабанского, амгино-аюсокканского и сакского уровней, а на основании найденных остатков фауны, а также изучения литофаций значительно уточнена стратиграфия хинганской серии Бурейнского массива; в пределах Кодаро-Удоканской зоны Верхнекаларского грабена выделены региональные подразделения (слои) по трилобитам трех возрастных уровней — ранне-, позднетдабанского и позднетойонского.

По ордовика рассмотрены две рабочие схемы: для юго-восточного и южного обрамления Сибирской платформы. В первой из них по новым находкам конодонтов и брахиопод уточнен возраст ранее выделявшихся местных подразделений в Верхнемайской зоне. В Кодаро-Удоканской зоне Забайкалья впервые проведено расчленение ордовикских отложений в соответствии с современной региональной стратиграфической схемой Сибирской платформы. Выделены характерные для последней горизонты и зоны по трилобитам и брахиоподам.

Для силурийских отложений приняты три рабочие схемы, охватывающие Бурейнский и Ханкайский массивы, юго-восточную окраину Сибирской платформы и Монголо-Охотскую складчатую область. В последней наблюдается общность состава комплексов остатков организмов. Появляется возможность выделения единой региональной схемы. При этом в силурийских отложениях в Гарь-Мамыньском районе Бурейнского массива и в южной части Юдомо-Майского прогиба пополнены сборы фауны и уточнены разрезы; в Западно-Приморской зоне Ханкайского массива в результате находок граптолитов, брахиопод и трилобитов впервые выделены отложения лландовери и венлока.

Для девона составлены четыре схемы, две

из них — схема Бурейнского массива и Ниланской зоны Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской складчатой области и схема юго-восточной окраины Сибирской платформы и Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской складчатой области — приняты в качестве корреляционных, а схемы Забайкальского звена Монголо-Охотской складчатой области и Ханкайского массива — как рабочие. В результате монографического изучения брахиопод Гатско-Сагайской и южной части Урмийской зон, а также флоры Ханкайского массива уточнены региональные схемы девонских образований этих зон. Впервые на Дальнем Востоке, в Аргунской зоне Забайкалья фаунистически доказан постепенный переход от девонских отложений к каменноугольным. В других районах Дальнего Востока на границе указанных систем отмечается перерыв в осадконакоплении.

По каменноугольной системе приняты три корреляционные схемы — для Забайкалья, Монголо-Охотской складчатой области и южной части Верхояно-Колымской складчатой области. Схема Сихотэ-Алинской складчатой области рекомендована в качестве рабочей. За последнее десятилетие в Забайкалье более детально расчленены каменноугольные отложения; среди региональных подразделений дополнительно к трем известным ранее выделены еще четыре горизонта. Впервые детально расчленены (слои с фауной) каменноугольные отложения Верхояно-Колымской складчатой области.

Для отложений пермской системы приняты пять стратиграфических схем, две из которых корреляционные — для южной части Верхояно-Колымской складчатой области и обрамления Ханкайского и Сергеевского массивов. Три схемы рекомендованы в качестве рабочих для Забайкалья, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей. Полученные новые материалы позволили уточнить ярусную принадлежность пермских отложений в Забайкалье, впервые выделить региональные подразделения в южной части Верхояно-Колымской складчатой области (слои с фауной) и на юге Сихотэ-Алинской области (зоны). Монографически изучена новая для Приморья группа фауны — сфинктозоа, характеризующая наиболее высокие слои верхней перми юга Приморья.

Участники совещания согласились с выводами рабочей секции по триасу о принятии единой корреляционной стратиграфической схемы триаса для всех областей терригенного осадконакопления на территории Дальнего Востока. Отмечается возросший уровень изученности и обоснованности триасовых отложений. Впервые установлено (по галобиндам и аммоноидеям) присутствие в Приморье (район залива Ольги) морских терригенных образований карнийского яруса. В региональной схеме выделены новые биостратиграфические подразделения: слои с фауной по аммоноидеям для индского яруса, по аммоноидеям и галобиндам для карнийского яруса, новая зона по аммоноидеям для анизийского яруса.

Значительные успехи достигнуты в биостратиграфической изученности юрской системы. Принята одна рабочая схема для континентальных образований Забайкалья, остальные предложены в качестве корреляционных — для морских отложений Восточного Забайкалья, Хабаровского края с Амурской областью и

юга Сихотэ-Алинской складчатой области (Приморье). Эти схемы существенно отличаются от используемых. Так, в Восточном Забайкалье уточнен объем морских нижне-среднеюрских отложений от верхнего плинсбаха до нижнего байоса включительно; детализирована региональная шкала по аммонитам тоарского яруса, где установлены пять подразделений — зон и слоев; впервые выявлены нижнебайосские отложения с иноцеррами. Континентальные вулканогенно-терригенные образования Восточного Забайкалья объединены в региональные горизонты: средне-верхнеюрский шадоронский и верхнеюрский ундино-даинский. Региональная стратиграфическая схема Амурской области и большей части Хабаровского края детализирована за счет установления новых стратонов — зон и слоев с фауной. Кроме ранее известных схем по аммоноидеям и двусторчатным моллюскам, впервые выделены слои с радиоляриями. Уточнены опорные разрезы юры Бурейского, Удского и Торомского прогибов. Пополнена характеристика комплексов фауны и флоры в региональной части схемы юга Сихотэ-Алинской складчатой области.

Для меловых отложений приняты три стратиграфические схемы: для Сихотэ-Алинской области (корреляционная) и для континентальных отложений Забайкалья, Хабаровского края с Амурской областью (рабочие). Значительно возросла изученность Западно-Сихотэ-Алинского прогиба и Нижнего Приамурья, при этом уточнены объем и возраст ранее известных стратонов, установлен кампанский комплекс флоры, выделены новые местные стратоны в корреляционной части схемы. Схема Хабаровского края и Амурской области дополнена новыми горизонтами. Так, в верхнем мелу по результатам изучения флоры выделены четыре новых горизонта: дукчандинский, урекандский, кетандинский, делоканский. Уточнен возраст цагоянского горизонта — раннепалеогеновый. По палеоботаническим данным доказано «омоложение» вулканогенных образований Ульинской зоны в направлении от континента (берриас — валанжин) к океану (кампан).

Значительно возросла изученность континентальных меловых отложений Юго-Восточного Забайкалья. На стратиграфической схеме этой территории выделены горизонты: тургинский, соответствующий неокому — началу апта, и кутинский, отвечающий интервалу от середины апта до начала альба. По данным различных групп флоры и фауны выделены три разновозрастных уровня угленакопления: два в начале раннего мела (раннеаптский и поздненеомский) и один в конце раннего мела.

Появление в последнее десятилетие обширного материала, свидетельствующего о наличии в Сихотэ-Алинской складчатой области существенно кремнистых толщ длительного развития, так называемых «конденсированных толщ», формировавшихся без видимых переывов на протяжении нескольких геологических периодов (карбон — юра), обусловило необходимость составления специальных стратиграфических схем для таких образований верхнего палеозоя и мезозоя Сихотэ-Алиния. Это первый опыт подобной работы и, естественно, на данном этапе изучения схема была принята как рабочая. В корреляционной части приведены разрезы по четырем структурно-фациальным зонам различного возрастного интервала: Баджало-Горинской (пермь — юра), Западно-Сихотэ-Алинской (триас, юра), Центральносихотэ-Алинской и Прибрежной (карбон — юра). Для большинства из этих зон по разрезу устанавливается смена кремнистых толщ перекрывающими их алевро-аргиллитовыми и песчаниковыми отложениями. Стратиграфически выше терригенных толщ, завершающих разрезы кремнево-терригенных ритмов, в схемах показаны олистостромовые образования, вмещающие аллохтонные тела существенно кремнистого состава. Разрезы кремнистых толщ коррелируются по комплексам конодонтов и радиолярий. Однако поскольку комплексы радиолярий изучались в шлифах, надежность выводов несколько снижается, в особенности при попытках детального расчленения разрезов. По радиоляриям определен позднеюрский — раннемеловой возраст олистостромовых толщ.

Рассмотрена и принята в качестве рабочей первая стратиграфическая схема неогена Забайкалья. Обсуждены макеты стратиграфических схем Амурской области и Хабаровского края, а также Приморья. Составление общей для региона стратиграфической схемы палеогеновых и неогеновых отложений не было завершено на совещании. Корреляция четвертичных отложений региона не обсуждалась, т. к. соответствующие стратиграфические схемы были рассмотрены и приняты на Межведомственном стратиграфическом совещании по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.).

На заключительном пленарном заседании было обращено внимание на задачи дальнейшего изучения территории и конкретные пути их выполнения.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

О геологических картах

А. Е. МИХАЙЛОВ (МГРИ)

Геологические карты земной поверхности также нужны, как и топографические. Однако, если роль топографических карт пассивная, то на базе геологических решаются многие вопросы перспективного народнохозяйственного планирования. В каждом областном Совете должны быть доступные для использования как топографические, так и геологические карты.

В наследство от дореволюционного времени нашей стране достались маловыразительные цифры. В результате работ, проведенных Геологическим комитетом, на 1 января 1918 г. геологической съемкой различных масштабов было покрыто 30,3 % общей площади России. При этом съемки масштаба 1:420 000 составили 2,2 %, крупнее 1:100 000 — лишь 0,2 %. На 1 января 1938 г. положение существенно не изменилось. Половина территории СССР оставалась геологически не изученной. Съемками масштаба 1:420 000 было покрыто 6,8 % территории, 1:100 000 и крупнее — 2,8 %.

В 1937 г. принято решение о составлении для территории Советского Союза полнотных геологических карт масштаба 1:1 000 000, а сразу же после Великой Отечественной войны началось картирование в масштабе 1:200 000. В середине 50-х годов начинаются геологические съемки масштаба 1:50 000, а в 1980 г. принимается проект о создании для всей территории страны геологической карты масштаба 1:50 000 (Геолкарта-50). Параллельно с расширением работ по геологическим съемкам во ВСЕГЕИ разработаны и опубликованы методические руководства и инструктивные требования по проведению геологических съемок различных масштабов и подготовке листов геологических карт к изданию. Эти материалы сыграли огромную положительную роль в единообразии методик составления геологических карт, оценки их качества, объемов и направлений работ. Не лишне заметить, что разработанная и осуществленная в СССР методика геологического картирования принята во многих других странах.

Каковы же результаты на 1 января 1990 г.? Геологической съемкой масштаба 1:1 000 000 покрыто 100 % территории СССР и для 75 % территории карты изданы. В масштабе 1:200 000 закартировано 98 % территории (68 % издано), 1:50 000 — 32 %. Таким образом, для всей территории страны имеется лишь геологическая карта масштаба 1:1 000 000, а составление геологических карт более крупного масштаба пока еще не завершено.

В последнее десятилетие появились и отрицательные тенденции в выполнении геологосъемочных работ. Прежде всего выяснилось, что нет реальных возможностей для осуществления геологических съемок масштаба 1:50 000 в закрытых и труднодоступных районах. Ослабло внимание к качеству полевых

работ, появились необоснованные требования составления геологических карт под определенные геотектонические и геодинамические концепции, возникло увлечение дешифрированием космофотоматериалов без наземной корреляции результатов дешифрирования, отсутствует обоснование фактическими данными изображений на картах разных нарушений, центр тяжести при геологических съемках перенесен на поисковые работы. Отмеченные негативные явления не могли не привести к кризисному состоянию геологосъемочных работ, что и привело к отказу от осуществления проекта «Геолсъемка-50».

Нельзя не отметить и пассивность высших учебных заведений в подготовке инженеров геологосъемочной специальности. В современных учебных планах по специальности 0801 в институтах и университетах огромные объемы учебных часов отводятся на общеобразовательные дисциплины и курсы, имеющие справочное значение. Вместе с тем в учебных планах отсутствует курс стратиграфии, являющийся основой основ всей работы по составлению геологических карт, до предела сокращены курсы палеонтологии и геотектоники, отсутствуют такие дисциплины, как неотектоника, геотектоника, компьютерная техника, в большом объеме читается потерявший всякое значение курс «Историческая геология»*. Критические замечания по содержанию учебных планов по специальности 0801 неоднократно публиковались в печати, но Методические Советы Высшей школы остаются глухими и слепыми.

Ниже приведены некоторые соображения по исправлению создавшегося положения. Основанием для этого служит более чем полувековое участие автора во всех видах геологосъемочных работ.

1. Необходимо закончить публикацию 3-го издания геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 по программе, разработанной во ВСЕГЕИ. Следующим, более крупным масштабом геологосъемочных работ должен быть масштаб 1:100 000. Карты этого масштаба частично могут быть составлены картографическим путем на основе уже имеющихся масштаба 1:50 000, а для незаснятых территорий при осуществлении съемок масштаба 1:100 000. Топографические основы для геологических карт масштаба 1:100 000 должны готовиться геодезическими организациями. При замене геологических съемок масштабов 1:200 000 и 1:50 000 на съемки масштаба 1:100 000 очевидны экономические выгоды и

* Курс «Историческая геология» целесообразен для педагогических вузов и географической специальности.

ускорение работ по геологическому изучению территории страны.

Геологические съемки масштаба 1:50 000 и крупнее следует производить выборочно в районах развития полезных ископаемых. Они должны быть специализированными, не подвергаться унификации и ограничениям географическими координатами.

2. В качестве обязательных для каждого листа масштаба 1:100 000 рекомендуется составлять карты: геологическую с обоснованным изображением стратиграфических, литологических и тектонических границ горных пород, разделенных по возрасту, составу и генезису (карта должна сопровождаться стратиграфической колонкой и тремя-четырьмя разрезами); фактического материала, на которой, помимо пунктов, участков наблюдений и других дан-

ных, должны быть указаны виды и масштабы использованных дистанционных и геофизических материалов; четвертичных отложений с элементами гидрогеологии; тектоническую с элементами глубинного строения; полезных ископаемых с элементами прогнозирования и структурно-металлогенической колонной; экогеологическую или геоморфологическую с элементами неотектоники.

3. Коренным образом, с привлечением производственных организаций, следует переработать учебные планы по специальности 0801 для инженеров-геологов-съемщиков. Расширить в будущих учебных планах курсы Палеонтология, Геотектоника, Инструментальная обработка аэрофото- и космфотоматериалов, ввести курсы Стратиграфия, Неотектоника, Экогеология, Геоинформатика. Усилить компьютеризацию процесса обучения.

© А. И. Рыбин, 1991

Геотектоника как информатика

«... Я считаю задачу внедрения методов информатики в «описательные» науки одной из важнейших, быть может, самой важной проблемой близкого будущего» [5, с. 29]

Что такое наука геотектоника или просто тектоника — хорошо известно. Ограничимся ссылкой на Жана Гогеля [2, с. 15]: тектоника — это «отрасль геологии, занимающаяся исследованием процессов деформации горных пород». В результате процессов деформации возникают дислокации, но Дж. Деннис* считает эти термины синонимами: под «дислокацией» (лат. дислокатус — сдвинутый с места, смещенный) понимается суммарный эффект тех механических деформаций любого генезиса, которым были подвергнуты горные породы после своего осаднения и консолидации».

Понятие «количественная тектоника» впервые применил немецкий геолог Ганс Вебер (1961) по отношению к количественным исследованиям тектоники французских геологов М. Брошю, А. Кайё, А. Годар, Ж. М. Шевалье. Последние изучали распределение углов падения слоев горных пород. Поскольку горизонтальность первичного залегания — это закон геологии [12], то угол падения — это «мера величины наклона в данном месте» [6, с. 236]. Наклонное положение пласта, слоя — это наиболее очевидный (но не единственный) пример дислокации слоев.

Подсчет среднего угла наклона пластов или, как считает А. В. Вихерт (1972), медианы**, как раз лежит в основе «количественной тектоники» французских геологов. Г. Вебер выразил к ней ироническое отношение, которое при ближайшем рассмотрении оказывается несостоятельным.

Обобщая метод французских геологов, автор попытался учесть другой важный вид дис-

локаций слоев — разрывные нарушения. Почти тридцать лет назад он предложил формулу для так называемой меры дислокации [А. И. Рыбин, 1962; 8; 9]. В случае отсутствия разрывных нарушений мера дислокации сводится к среднему углу наклона слоев, как это и подобает для обобщения.

Обратим теперь внимание на то, что при малых углах наклона угол наклона равен градиенту, т. е. отношению приращения высоты к длине соответствующего горизонтального проложения, или точнее, градиент — это приращение на единицу горизонтальной длины в направлении наибольшего возрастания. Однако градиент — это мера (пространственной) неоднородности (в данном случае высоты: здесь ниже, там — выше), в то время как однородность — это горизонтальное залегание. Поэтому дислокация — это неоднородность (в том приближении количественного выражения дислокации, о котором идет речь).

По В. М. Глушкову [3, с. 53], «всякая неоднородность несет с собой какую-то информацию» и «информацию несут с собой... складки горного хребта» [4, с. 500]. Мера дислокации показывает, какую информацию несут складки горного хребта.

Можно говорить о среднем угле наклона рельефа, подсчет которого лежит в основе морфометрии. Но этот средний угол уже нельзя назвать мерой дислокации (например, средний угол поверхности каких-нибудь оврага или поверхности высоких гор). Поэтому приходится заменить понятие «мера дислокации» на более обобщенное — «мера информации» или во второй раз обобщить угол падения пластов. Такой метод построения науки, путем постепенного обобщения, по аналогии с построением арифметики получил от немецкого математика Давида Гильберта название *конструктивного*.

* Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. — М.: Мир, 1971. С. 64.

** Она отличается от среднего значения, если распределение совокупности асимметрично.

Отдавая должное таким качественно разным понятиям, как частное и общее, с одной стороны, простое и сложное, с другой, отметим, что определение меры дислокации оказалось хотя и частным, но наиболее сложным случаем общего понятия меры информации.

Таким образом тектоника, по крайней мере, количественная — часть информатики. Сюда же относятся и учение о формациях, т. к. формации (точнее, надформации или ряды формаций) естественно распределяются по тектоническим районам, охарактеризованным методом количественной тектоники [1], а также экономика геологоразведочного производства, в т. ч. геофизических работ [7], и метагеология, т. е. изучение геологической науки с точки зрения информатики как учения о неоднородности [10].

Остается отметить, что рассмотренное определение в отличие от широкого распространенного статистического определения информации Р. Хартли и К. Шеннона — детерминированное или алгоритмическое. Статистическое определение информации (через вероятность)* — понятие информации в изложенном смысле широко применяется в различных геологических науках. Оно наиболее адекватно предметам изучения геологии (по крайней мере в тектонике, учении о формациях и экономике геологоразведочного производства) — определение информации как неоднородности.

Под это определение информации не подпадают предметы изучения таких количественных наук, как кристаллография и минералогия: эти науки изучают кристаллические структуры, а кристалл — это однородность. Сюда также не относятся петрография и литология, а учение о формациях выйдет только с надформационного уровня организации вещества, т. к. только с этого уровня надформации естественно распределяются по тектоническим районам,

охарактеризованным с помощью метода меры дислокации.

Изложенное получило подробное обоснование и дальнейшее развитие вплоть до аксиоматизации в последней книге автора [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белкина Н. М., Рыбин А. И. О книге Б. П. Бархатова «Тектонические карты»// Геотектоника. 1982. № 4. С. 124—128.
2. Гогель Ж. Основы тектоники. — М.: Мир, 1969.
3. Глушков В. М. О кибернетике как науке// Кибернетика, мышление, жизнь. М., 1964. С. 53—61.
4. Глушков В. М. Мышление и кибернетика// Диалектика в науках о неживой природе. М., 1964. С. 499—520.
5. Дородницын А. А. Информатика: предмет и задачи// Природа. 1985. № 2. С. 26—29.
6. Лахи Ф. Полевая геология. — М.: Мир, 1966. Т. 1.
7. Леонтьев Д. Н., Рыбин А. И. Информация и экономика (на примере сейсморазведки)// Экспресс-информация ВИАМС. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. 1981. Вып. 17.
8. Рыбин А. И. Количественная тектоника// Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 1. С. 183—186.
9. Рыбин А. И. Современные проблемы геотектоники/Пути познания Земли. М., 1971. С. 64—84.
10. Рыбин А. И. К характеристике предмета метагеологии//Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1981. № 3. С. 72—76.
11. Рыбин А. И. Основания геологии как математика. — Левобережье-Химки: Литера, 1991.
12. Толковый словарь английских геологических терминов/Под ред. Л. П. Зоненшайна. Пер. с англ. — М.: Мир, 1978. Т. 2.

* Геологический словарь/Под ред. К. Н. Пафенгольца. — М.: Недра, 1973. Т. 1.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Минералогическая лаборатория Института литосферы АН СССР принимает заявки

на выделение мономинеральных фракций любых минералов
из всех видов горных пород

Расценки — на уровне государственных

**ВЫСОКОЕ КАЧЕСТВО НАШИХ РАБОТ —
ГАРАНТИЯ ВАШЕГО УСПЕХА!**

Наш адрес: 109180, Москва, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы АН СССР, минералогическая лаборатория. Телефон 231-26-84

НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «НЕДРА»

Способ диффузионного борирования стальных деталей узлов трения гидравлических забойных двигателей, применяемых в СССР для бурения глубоких и сверхглубоких скважин

Диффузионное борирование в твердых средах при одновременном нагреве деталей под закалку обеспечивает создание поверхностных защитных слоев с высокой твердостью и износостойкостью.

Детали, подвергнутые способу упрочнения, могут применяться для работы в условиях гидроабразивного износа при высоких температуре (до 350°C) и давлении (≥ 220 МПа).

Повышенная твердость, пониженная хрупкость, отсутствие трещин в слоях на углеродистых сталях, значительное увеличение долговечности деталей узлов трения (в 5—10 раз по сравнению с цементированными слоями) позволяют применять способ борирования поверхностей для изготовления деталей гидравлических забойных двигателей.

Техническая характеристика защитного диффузионного слоя

Фазовый состав	FeB, TiB, Fe ₂ B
Глубина с переходной зоной, мм	1—1,5
Микротвердость HV 0,05	(1850—2265) $\pm$ ± 50
Микротрещины	Отсутствуют

Технологический прогресс диффузионного борирования предусматривает использование обычного термического обораживания (температура нагрева $850\text{—}1000^{\circ}\text{C}$) и доступных материалов, образующих борирующую смесь — технический карбид бора, бура и титан в виде порошка.

Contents

ENERGY RESOURCES

Geodekhan A. A., Zabanbark A., Konyukhov A. I.

Geological history and oil and gas presence beneath the continental margins in the central sector of the Tethys ocean 3

METALS AND NON-METALS

Shayakubov T. Sh., Tsoy R. V., Golovanov I. M., Donskoy V. M., Yakovlev V. G.

Muruntauskaya super deep hole 10

Serokurov Yu. N.

The application of space images for the purpose of prediction of metalliferous territories 22

Babenko V. V., Nikulin I. A.

A relative entropy method to appraise promising territories for copper-molybdenum mineralization 28

Kuleshov V. N., Gornostay B. A., Choporov D. Ya., Stepanets M. I., Simonov I. L.

Isotope composition and origin of carbonate manganese ores within Bezmoshit-skoe mineralization 34

Gnidash M. I., S'edin V. T.

On the relation of phosphate accumulation and submarine volcanism 39

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Shiryaev E. E., Vasil'ev A. S.

The geometric lay-out of cartographic space digit model and principles of agorithmisation of its construction 43

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Serova M. Ya., Fat'yanova L. I.

Methodic aspects of Cenozoic stratigraphy of the Far East region 52

MARINE GEOLOGY

Mirlin E. G., Komarova O. I.

The cyclic recurrence of oceanic rifting 58

Andreev S. I., Mirchuk I. M., Anikeeva L. I., Vanshtein B. G., Zadornov M. M.

Mode of occurrence and composition of cobalt-bearing crusts in the central part of the Pacific 67

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Khamrabaev I. Kh., Akhundzhanov R. A., Zuev Yu. N., Ziyakhanov Z., Magzumov I., Ryabova S. D., Seiduzova S. S., Sheikh-Zade E. R., Ergeshev T. E., Yusupkhodzhaev Kh. I.

A generalized model of the Earth's crust and upper mantle for Tashkent—Zerkul lake geotranssection 75

Bulin N. K., Egorkin A. V.

Prediction of regions with kimberlite magmatism in the north of the Russian Platform according to seismic records 82

NEWS IN BRIEF, INFORMATION

Belyaeva G. V., Zhamoida A. I., Krasniy L. I., Turbin M. T.

The Fourth Stratigraphic Conference on the Far East and Baikal Region 91

EDITORIAL CORRESPONDENCE

Mikhailov A. E.

On geological maps 94

Rybin A. M.

Geotectonics as an information science 95