

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

7/1985



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 7/1985 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков, А. М. Властовский, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекан, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, С. В. Григорян, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Ю. Б. Казмин, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов, А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА
Амурский Г. И., Бочкарев А. В., Соловьев Н. Н. Тектонодинамическая модель нефтегазообразования	Александров Г. В. Мезозойско-кайнозойская сводово-глыбовая структура Забайкалья
Станов В. В. Метаморфизм углей и скорость нагрева	Андреев А. П., Эйлин Р. А. Глубинная структура земной коры Баканасского синклиория
ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МГК	Гофштейн И. Д. Геологическое развитие Карпат с учетом новых данных стратиграфии неогена
Глебовицкий В. А., Лобач-Жученко С. Б., Митрофанов Ф. П., Хильтова В. Я. Проблемы геологии и геохронологии докембрия	МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ
Родионов Д. А., Злобина Т. М. Математическая геология и геологическая информация	Шмураева Л. Я. Формационная самостоятельность двух типов натриевых метасоматитов
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	Шадрин Л. Ф. Формационные ряды и минерогения байкалит и ранних палеозойских севера Полярного Урала
Красников Н. Н. Генетические особенности золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах	Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Докембрийские ультрабазит-базитовые ассоциации Юго-Западного Прибайкалья
Мамадбафоев М. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Центрального Таджикистана	ГЕОХИМИЯ
МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ	Нещеткин О. Б. К вопросу о механизме переноса радона
Паталаха Е. И., Смирнов А. В. Тектонофациальный метод составления структурно-тектонических карт	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	Клушин С. В., Тальвирский Д. Б. Изучение седиментационной цикличности методом отраженных волн
Мишаков Г. С., Бабаева Н. И., Ковальчук В. С. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина	Аглонов С. В. Особенности рифтовой зоны полуострова Ямал по гравиметрическим данным
Худолей А. К. Несоответствия в вендско-нижнепалеозойских отложениях Южного Верхоянья	Памяти Николая Иосифовича Погребнова

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.05.85. Подписано в печать 19.06.85. Т-10993. Формат 70×108^{1/16}.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,28.
Тираж 3180 экз. Заказ № 306

Адрес редакции: 123812 ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ



УДК 550.8.072 : 553.98

Г. И. АМУРСКИЙ (ВНИИГаз), А. В. БОЧКАРЕВ (СевКавНИИГаз),
Н. Н. СОЛОВЬЕВ (ВНИИГаз)

Тектонодинамическая модель нефтегазообразования

Большинство крупнейших нефтегазовых бассейнов (НГБ) мира приурочено к древним или современным пограничным поясам сочленения континентов и океанов (М. С. Моделевский и др., 1983 г.). Многие из них (НГБ Персидского залива, Венесуэлы, Западной Канады и др.) в современной структуре выражены зонами перехода от континентальных плит к горно-складчатым сооружениям, которые еще Э. Блюмер и И. М. Губкин относили к областям, наиболее благоприятным для нефтегазообразования (В. Е. Хаин, 1981 г.). Аномально высокие плотности запасов нефти и газа в НГБ такого типа кажутся удивительными, если принять во внимание довольно высокую вертикальную раскрытость их складчатых элементов и большие возможности латерального выноса углеводородов в наплитные окраины. По мнению Б. А. Соколова и В. Е. Хаина [13], нефтегазоносные территории пограничного типа проходят два этапа эволюции: миогеосинклинальный, который завершается горообразованием (в это время формируются месторождения в надвиговых зонах), и краевого прогибания (нефтегазоносность предгорного прогиба определяется в значительной степени ресурсами УВ на предшествующем этапе).

На наш взгляд, резкое повышение общего уровня генерации УВ, способное компенсировать довольно значительные потери их на орогенном этапе, могло быть связано с тектонодинамическим усилением темпов реализации нефтегазоматеринского потенциала пород. Оно может быть спровоцировано интенсивным горизонтальным сжатием и сейсмостектоническими явлениями [1, 2, 12, 14, 15, 16 и др.]. Эта точка зрения еще не имеет широкого признания из-за отсутствия прямых доказательств и неоднозначности интерпретации результатов изучения ис-

ходного катагенеза пород и органического вещества складчатых бортов предгорных прогибов. Мы проанализировали роль тектонодинамики в эволюции ОВ на примере более изученных угольных бассейнов складчатого типа, во многом сходных с НГБ подвижных поясов.

Тектонодинамика и катагенез углей. Характерными чертами инверсионно-складчатых и угленосных бассейнов с большой мощностью сохранившихся угольных пластов являются газообильность, возрастание степени катагенеза углей по направлению к центру современных синклиналей и более низкая степень их преобразованности в поднадвиговых зонах. Последнее характерно для автохтонов угольного бассейна Кроуснест провинции Альберта [18], Китчанского поднятия Лено-Вилуйского бассейна (Б. А. Соколов, О. В. Япаскурт, 1981 г.). Эти данные свидетельствуют о том, что процессы преобразования углей продолжались после формирования складчатости, а глубинный тепловой поток не был ведущим фактором син- и постдеформационных катагенетических изменений угольных пластов и вмещающих пород. Кроме того, они ставят под сомнение правомерность вывода М. Л. Левенштейна [7], который связывает постинверсионный (посторогенный) катагенез ОВ в Донецком, Карагандинском, Кузнецком и других бассейнах [4, 7, 18 и др.] с большей длительностью воздействия температур при относительно низких их значениях.

Исходя из положения, согласно которому поверхности равного катагенеза ОВ ортогональны источнику энергии, обуславливающей катагенетические превращения, за счет тепловых потоков из недр Земли (тепловой фактор катагенеза, или статокатагенез) формируется субвертикальная литогенетическая зональность, а за счет направленного горизонтального сжатия

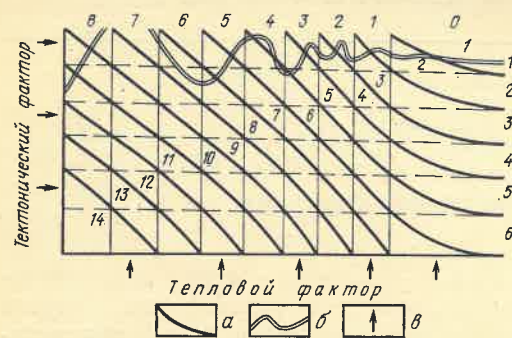


Рис. 1. Модель формирования диагональной литогенетической зональности

а — линии равного катагенеза исходных субвертикальной (за счет теплового фактора), субгоризонтальной (за счет тектонодинамического фактора) и производной диагональной литогенетических зональностей; б — условный угольный пласт; в — направление действия силового поля; цифры на схеме характеризуют уровень градаций катагенеза

(тектонодинамический фактор катагенеза, или динамокатагенез) — субгоризонтальная (рис. 1). При их наложении формируется диагональная зональность катагенеза (угленосные образования Скалистых гор Западной Канады [18]). В разрезах бассейнов она имеет сложный характер, отражая многообразие форм проявления орогенных процессов.

Диагональная зональность катагенеза углей характеризует северную окраину Восточного Донбасса (рис. 2).

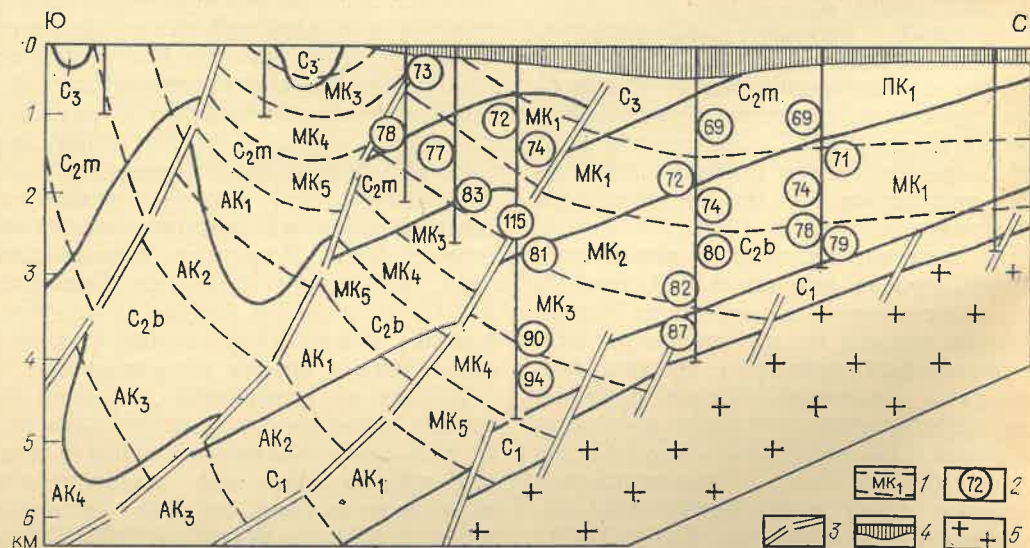


Рис. 2. Схема катагенетической зональности ОВ северных окраин Восточного Донбасса

1 — изореспленды и градации катагенеза; 2 — отражательная способность витринита (10 Ra, %); 3 —

дизъюнктивные нарушения; 4 — покровные мезозойско-кайнозойские отложения; 5 — кристаллические породы Украинского щита

Инверсионные подвижки блоков чехла увеличивали изгиб и изменяли положение изореспленд в складчатой зоне прогиба. Но не следует преувеличивать значение инверсии осадочной толщи в формировании диагональной зональности. Например, максимальная мощность денудированной толщи карбона в районе Шахтинско-Несветаевской синклинали Южного Донбасса составляет 5,5 км, в результате чего на дневную поверхность выведены суперантрациты [8], хотя до инверсии этот уголь на такой глубине был преобразован лишь до градаций МК₃—МК₄ [2]. Первый этап преобразования ОВ (статокатагенез) в Донбассе отражается в увеличении степени углефикации по стратиграфической нормали, а для угольных пластов с запада на восток и от периферии бассейна к его центру — в соответствии с изменением мощности осадков. Следующий этап изменения ОВ (динамокатагенез) фиксируется по более высокой степени углефикации пластов в синклиналях по сравнению со смежными антиклиналями [7].

Сужение подзона катагенеза на постскладчатом этапе отмечается в угленосных отложениях Карагандинского бассейна. Здесь на доороженной стадии мощность подзоны катагенеза МК₂ со-

ставляла 1700 м, ныне фиксируется 1365 м; для МК₃ ее величина соответственно 900 и 500 м; МК₄—2500 и 920 м [4]. Зависимость интенсивности нарастания катагенеза ОВ от увеличения мощности отложений в прискладчатых зонах Западно-Кубанского прогиба и Лено-Вилуйского бассейна, где доороженная катагенетическая зональность усилена динамокатагенезом, не прямая (В. И. Горбачев и др., 1979 г., Б. А. Соколов, О. В. Япаскурт, 1981 г., Б. К. Чичуа, 1981 г.). По площади смена градаций катагенеза в стратиграфически более древних (нижних) горизонтах происходит быстрее, чем в молодых (верхних). Так, в Донецко-Макеевском и Алмазно-Марьевском районах ширина зоны развития углей марок Ж, К, ОС в свите С₂³ в 1,5 раза меньше, чем в С₂⁷ [7].

Возрастание катагенеза рассеянного и концентрированного ОВ в направлении приложения сил горизонтального сжатия обнаруживается во многих угольных бассейнах. Ю. А. Жемчужников (1948 г.) подчеркивал, что там, где бурые угли захвачены складчатостью, на их месте формируется широкий диапазон марок углей с линейной катагенетической зональностью по площади. Угольные пласты тех бассейнов, которые не испытали сжатия, независимо от их геологического возраста остаются слабо преобразованными (бурые угли нижнего карбона Подмосковья и др.).

Показательны в этом отношении угольные месторождения, близко расположенные друг к другу, но с разной тектонической историей. Третичные угли Артемовского месторождения (Угловский бассейн), находящиеся в условиях пологого и спокойного залегания, оказываются бурными, тогда как одновозрастные угли соседнего Тавричанского месторождения, вовлеченные в складчатость, — каменные (Ю. А. Жемчужников, 1948 г.). При одинаковых глубинах Ткварчельское месторождение (Закавказье) со значительной тектонической нарушенностью в условиях сжатия сложено углями более высоких градаций катагенеза (МК₃—МК₅), чем Ткибули-Шаорское (МК₁—МК₂) и Ахалцихское (ПК), которые не подвергались заметному сжатию (Ю. Д. Цинцадзе, 1979 г.). Угли

Иркутского бассейна никогда не опускались на значительную глубину, и их степень углефикации низкая (Б, БД), но с приближением к Саянам они переходят в каменные.

При достаточно активном геодинамическом давлении в незащищенных кристаллическими массивами со стороны сжатия осадочных бассейнах мощности подзона катагенеза ОВ за относительно короткое геологическое время уменьшаются, а в близких к экстремальным условиям в конечном итоге образуются лишь антрациты и суперантрациты. Такова история палеозойских отложений восточной части Донбасса и вала Карпинского. О высокой тектонической напряженности недр свидетельствуют сокращение Донецкого прогиба по ширине от 35 до 17 км (М. Л. Хацкель, 1975 г.) и предельная степень преобразованности углей (антрациты и суперантрациты) к северу от Ростовского выступа. Следующие от этого выступа блоки Украинского щита, приняв нагрузку движущейся плиты, передавали сжимающие напряжения палеозойским отложениям Днепровско-Донецкой впадины в меньшей степени, а более отдаленные северо-западные блоки в близгоризонтальных подвижках, по-видимому, не участвовали.

Таким образом, характер катагенеза ОВ палеозойской толщи к северу от Украинского щита может свидетельствовать об участии тектонодинамического фактора в преобразовании ОВ (рис. 3). Особенно подвержены сильному сжатию и воздействию динамокатагенеза узкие прогибы. В качестве примера можно привести Горловский бассейн шириной 1,5—7,5 км и длиной около 120 км. Во всем объеме угленосных палеозойских отложений этого бассейна (мощность 4—4,5 км) ОВ преобразовано до антрацитов (А. И. Маркус, К. А. Ефремов, 1979 г.).

Прямые геологические исследования, указывающие на влияние тектогенеза на отражательную способность витринита (ОСВ), проведены И. Стоуном и А. Куком [20]. Изучив ОСВ ориентированных образцов углей, отобранных из подземных выработок Южного угольного месторождения Сиднейского бассейна (Австралия), они установили

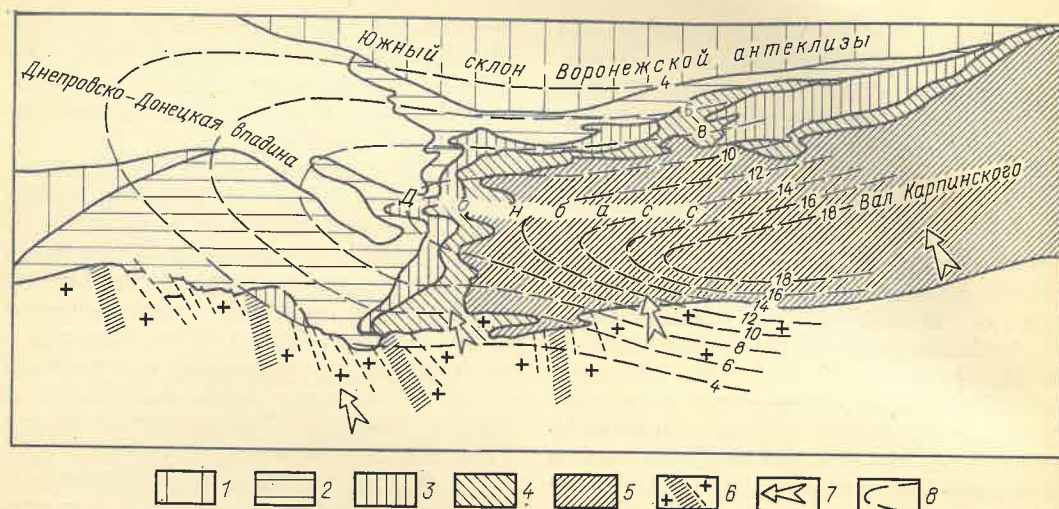


Рис. 3. Схема катанетических полей Донбасса (по М. Л. Левенштейну, 1963, 1975 г.)

Градации катагенеза (марки углей): 1 — ПК₅—МК₁ (Б—БД); 2 — МК₁—МК₂ (Д—Г); 3 — МК₂—МК₃ (Ж—К—ОС); 4 — АК₁—АК₂ (Т—ПА); 5 — АК₂—АК₃

(А₁₀₋₁₁—А₁₂₋₁₅); 6 — глубинные разломы и дизъюнктивы в кристаллических породах Украинского щита; 7 — направление сжимающих напряжений; 8 — палеозоолиты каменноугольных отложений, км

закономерно проявляющуюся оптическую двуосность витринита. По мнению авторов, двуосный характер ОСВ объясняется асимметричным ростом молекулярной структуры под влиянием поля напряжений в процессе углефикации.

Динамокатагенез фиксируется в разных по возрасту породах: от рифейских отложений в западных районах Сибирской платформы (А. И. Ларичев, 1984 г.) до палеоген-неогеновых осадков на северо-западе Тихоокеанского пояса (Ю. К. Бурлин и др., 1981 г.).

Влияние тектонодинамического фактора на процессы нефтегазообразования. Различные аспекты механохимического инициирования процессов преобразования ОВ как результата работы тектонических сил рассматривались в ряде публикаций [1, 2, 10, 12, 14, 15, 16 и др.]. Ю. А. Пецюха для описания механохимических реакций предложил представить уравнение Аррениуса

$$K = Ae^{\frac{-E}{RT}}$$

в виде

$$K = Ae^{\frac{-E}{pV}},$$

где снижение энергии активации E достигается не тепловым воздействием RT , а механической энергией pV

[10]. Очевидно, что величина механохимического обеспечения реакций преобразования ОВ увеличивается с глубиной по мере возрастания напряженности недр под влиянием горизонтального сжатия. В Донбассе, например, происходит сокращение в том же направлении мощности подзон катагенеза пород и ОВ [2]. Отсюда не случаен, по-видимому, и рост катагенеза ОВ от поверхности современного эрозионного среза (одно из основных правил угольного пласта). Кроме того, становится понятным, почему на малых глубинах влияние тектонодинамических процессов оказывается небольшим.

При оценке роли давления при метаморфизме обычно не уточняется, о каком давлении идет речь. Между тем барическая компонента, как правило, представлена тремя видами: нормальной геостатической нагрузкой, давлением сдвига (в условиях негидростатического распределения напряжений при активном тектоническом сжатии — растяжении) и, наконец, давлением пара (газа) при выделении летучих. Первая составляющая даже при ее очень больших абсолютных значениях приводит лишь к сильному деформированию минеральных решеток, но не создает новых модификаций. В то же время не очень существенное повышение давления пара обуславливает появление новых видов пород. В частно-

сти, возрастание давления пара приводило к сильному увеличению скорости углефикации, хотя в открытой системе при той же температуре (250 °С) изменение углей было крайне незначительным [11].

Мощным фактором метаморфической эволюции пород может служить давление сдвига, значение которого в химических преобразованиях экспериментально было продемонстрировано еще в 30-х годах П. В. Бриджменом. Механохимические реакции типа давление — сдвиг уже давно стали основой механохимических процессов в химии высоких давлений. В опытах на образцах каменных углей шахты Петровская Донецкого бассейна было установлено, что в условиях неравномерного сжатия под влиянием касательных напряжений их деформация сопровождалась резким увеличением количества парамагнитных центров, а это указывает на радикальный механизм механохимической деструкции угля с образованием алифатических и ароматических радикалов [9].

В областях высокой тектонической активности энергия тектонических процессов оказывается соизмеримой с энергией теплового потока (Б. Г. Поляк и др., 1972 г.). С удалением от наиболее мобильных поясов ее роль снижается, но даже на смежных с ними территориях она может быть достаточной для активного влияния на катагенез ОВ. Вместе с тем необходимо подчеркнуть сложность выделения тектонодинамической составляющей катагенеза ОВ осадочных толщ пограничных (прискладчатых) НГБ.

Во-первых, непосредственные определения степени превращенности ОВ из отложений, испытавших интенсивное горизонтальное сжатие на достаточно больших глубинах, как правило, отсутствуют. Во-вторых, зоны интенсивной тектонодинамической переработки внутри НГБ обычно наследуют наиболее погруженные ранее участки пригеосинклинальных прогибов, отличавшиеся максимальными темпами осадконакопления, а при таких условиях, по данным [6], катагенетические изменения ОВ затормаживаются.

Следовательно, к этапу проявления тектонодинамических факторов катагенеза ОВ, накопившееся в будущих

складчатых (прискладчатых) бортах предгорных прогибов на тех же палеоглубинах, что и в сопредельных частях платформ, оказывается менее преобразованным. Поэтому даже при значительном проявлении динамокатагенеза абсолютные показатели превращенности ОВ на складчатых элементах НГБ предгорного типа не всегда могут быть более высокими, чем во внешних наплитных частях. При экстремальных величинах скорости погружения темпы преобразования ОВ (выхода УВ) на отдельных временных отрезках могут резко снижаться за счет:

1) превышения темпов нарастания внутрипорового давления над скоростью удаления продуктов преобразования ОВ, что обуславливает резкое торможение химических процессов, сопровождающихся повышением давления в системе;

2) отрицательной тепловой инерции, из-за чего содержащие ОВ толщи испытывают тепловое воздействие, соответствующее их новому положению, с запозданием.

Эти в целом негативные факторы при дальнейшем тектонодинамическом возбуждении оказываются компенсированными (при прочих благоприятных условиях) по следующим причинам:

1) в условиях нелинейно напряженного состояния осадочных толщ происходит периодическая пульсация значений петрофизических характеристик пород*, вмещающих ОВ и первичные продукты его преобразования, что обеспечивает дискретно-импульсный вынос последних из генерирующих систем;

2) в негидростатическом поле напряжений резко повышается химическая активность генерирующих систем за счет возникновения многочисленных и разнообразных дефектов в кристаллических решетках минеральных ассоциаций их твердой фазы, благодаря чему резко интенсифицируются процессы преобразования ОВ;

3) в результате стрессово-тектонических возмущений возникают интенсивные периодические флуктуации электромагнитного поля Земли, усиливаю-

* В частности, открытие и закрытие микротрещин при дилатансии.

щие и регулирующие интенсивность течения радикально-сопряженных реакций.

Кроме того, следует иметь в виду, что из-за вероятного торможения процессов генерации УВ на предшествующих этапах активного прогибания при тектонодинамической активизации может возрасти и мощность нефте- и газовыделения.

Поскольку в негидростатических термодинамических системах химическая активность веществ в значительной мере зависит от флуктуаций их напряженного состояния, внутренняя энергия деформирующихся тел существенно влияет на тепловой эффект химических превращений, снижая энергию активации реакций (Л. М. Трускинский, О. Л. Кусков, 1982 г.). При этом важно подчеркнуть высокую вероятность проявления в таких условиях радикального механизма преобразования ОВ, значение которого в генерации УВ впервые отмечено С. П. Максимовым, Н. А. Еременко и др. (1959 г.), а наиболее детально рассмотрено Э. М. Галимовым (1973 г.). Темпы и степень завершенности радикально-сопряженных реакций, ведущих к образованию УВ, могут регулироваться переменными электромагнитными полями стрессового происхождения. Мощные всплески электромагнитного излучения сейсмической природы зафиксированы, например, при изучении многих сильнейших землетрясений (Ташкентского в 1966 г., Газлийского в 1976 г.) и связаны с областями разрушения горных сред, представляющими собой гигантские источники тока размерами до нескольких сотен километров [17].

Следовательно, этапы тектонодинамической активизации катагенеза ОВ можно рассматривать как периоды генерационных всплесков (скачков) в эволюции НГБ или их элементов, оказавшихся в ареалах зон активного тектогенеза (мощного горизонтального стресса). При этом совершенно не обязательно, чтобы тектонодинамическая составляющая катагенеза полностью компенсировала недостаточное преобразование ОВ на предшествующих этапах. Для генерации УВ важна не абсолютная величина катагенетической превращенности, а темпы ее дос-

тижения [15]. Главное же значение тектонодинамического усиления этих процессов состоит в том, что на отдельных отрезках времени возникают такие условия катагенеза УВ, при которых темпы образования УВ существенно превышают темпы их естественной диссипации в подземной гидросфере.

Особенности эволюции ОВ осадочных бассейнов подвижных поясов. За длительную историю угольные пласты подвижных территорий проходят три основные геотектонические стадии развития осадочных бассейнов: доорогенную, орогенную и посторогенную, или реликтовую (В. Е. Хаин, Б. А. Соколов, 1973 г.). Для сравнения с бассейнами, пережившими все три указанные стадии, на рис. 4 показана модель флюидообразования в угольных пластах, которые в незначительной мере испытали влияние геодинамического давления (южный склон Воронежской антеклизы) либо совершенно не связаны с региональными складкообразующими движениями чехла (Подмосковный бассейн). Интенсивность горизонтального сжатия показана в условных единицах.

Доинверсионная стадия осадочных бассейнов сравнительно хорошо изучена и достаточно полно освещена в литературе. Для различных бассейнов ее длительность составляет 50—100 млн. лет, после чего достигается равновесие температурного и тектонического режимов [8, 19]. Катагенез ОВ закономерно возрастает с глубиной захоронения субаквальных пелитовых осадков. Это условие остается в силе до смены знака преобладающих напряжений в земной коре. Из анализа большого числа бассейнов установлено, что глубинная зональность катагенеза на этой стадии растянута (градиация ПК до глубины 3,2 км; МК₁ до 4,2 км; МК₂ до 5 км и более), а темпы обуглероживания керогена замедлены [6].

Ранний этап этой стадии (этап заложения, по Б. А. Соколову, 1968 г.) отвечает условиям растяжения земной коры, зарождения и становления нефтегазоносных бассейнов. Процесс их формирования в некоторых случаях, например, внутри континентов, может не пойти дальше, как это имело место во впадинах Гудзонова залива

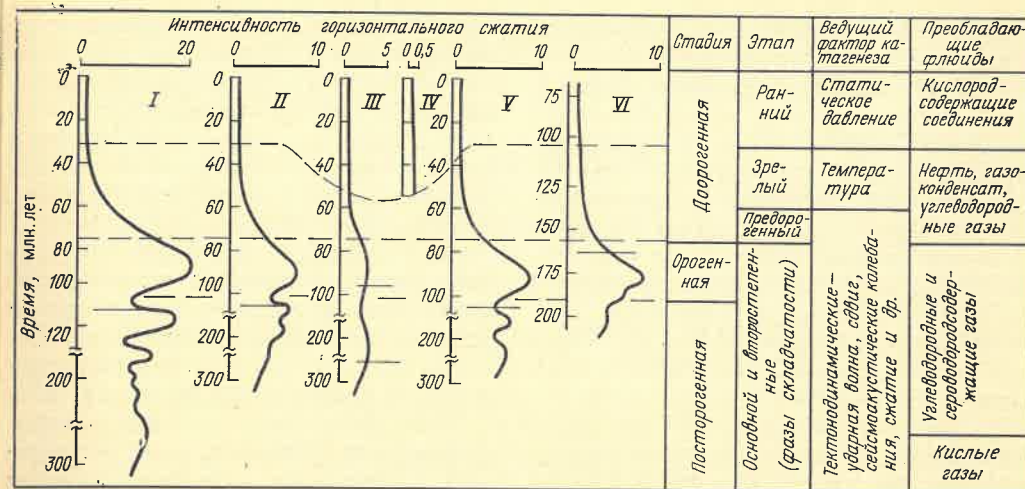


Рис. 4. Модель флюидообразования в тектонодинамически активных бассейнах

Угольные пласты: I — антрацита i_2 среднего карбона Шахтинско-Несветаевского района Южного Донбасса; II — i_2 среднего карбона северной зоны мел-

(Северная Америка), Паранской (Южная Америка), Мали-Нигерийской (Африка) и др. При общей мощности отложений до 3 км катагенез в таких бассейнах обычно не заходит дальше протокатагенеза иногда в течение сотен миллионов лет (Подмосковный буроголовый бассейн). Для этой подстадии (ПК₁₋₃) характерно резкое уменьшение интенсивности газообразования по отношению к стадии диагенеза и подстадии мезокатагенеза, а генерируемые в небольших объемах продукты углефикации представлены в основном кислородсодержащими соединениями (CO₂, H₂O и др.) [3].

На зрелом этапе накапливаются мощные толщи осадочных образований и достигается максимальная преобразованность ОВ. Катагенетический диапазон ограничивается в основном подстадиями мезокатагенеза. Ведущим фактором изменения ОВ является температура при подчиненной роли статического давления. Возрастные роли этих факторов с глубиной носит монотонно-прогрессирующий характер, обуславливая увеличение степени катагенеза в том же направлении. Тем не менее сам по себе факт нарастания степени катагенетической превращенности ОВ еще не является достаточным условием для формирования месторождений УВ.

кой складчатости Донбасса (шахта Шолоховская); III — i_1 свиты C₃ южного склона Воронежской антеклизы; IV — новомосковского горизонта нижнего карбона Подмосковного бассейна; V — свиты C₃мз Анжерского района Кузбасса; VI — батского возраста юры Ткварчельского месторождения

При невысоких темпах энергообеспечения генерирующих УВ систем выход продуктов переработки ОВ оказывается настолько сильно растянутым во времени, что диссипативные процессы приводят к невозможности их значительной концентрации. Поэтому мало развивающиеся осадочные бассейны практически не содержат промышленных скоплений УВ. Отсюда понятно, почему эффективность реализации нефтегазового потенциала НГБ зависит от темпов и времени прохождения наиболее благоприятного для генерации УВ интервала (К. Н. Кравченко, 1981 г.; Б. А. Соколов, А. М. Серегин, 1983 г.). Однако усиление мощности теплового воздействия является не единственным, а для НГБ рассматриваемого типа, вероятно, и не главным фактором активизации выноса УВ в аккумулярующие комплексы.

Орогенной стадии осадочных бассейнов предшествует достаточно продолжительный подготовительный этап, когда зарождаются и набирают мощность внешние продольные тангенциальные напряжения сжатия в осадочном выполнении прогибов и впадин под влиянием периодически повторяющихся импульсных смещений литосферной плиты. На этом этапе тектонодинамическое воздействие стимулирует процессы углеводородообразова-

ния, намечается формирование складчатых и разрывных деформаций осадочных пород, их ускоренное уплотнение и многие другие сопутствующие явления. Такие условия, в частности, характеризуют кайнозойские осадочные бассейны активной континентальной окраины северо-запада Тихоокеанского пояса, которые могут рассматриваться как очаги термомеханической и механохимической активизации процесса преобразования ОВ [12, 14] и узлы углеводородообразования (И. И. Тютрин и др., 1981 г.).

Процессы генерации УВ определяются здесь не только составом нефтематеринских толщ, но и степенью вовлечения бассейна в складчатость. Так, наибольшие масштабы образования УВ связаны с терригенно-туффи-кремнистыми формациями указанных районов в области резонансной позднекайнозойской складчатости (Ю. К. Бурлин и др., 1981 г.). Горизонтальное сжатие, специфика турбидитовых кремнисто-терригенных отложений в структурах желобов обуславливают ускоренную литификацию осадков при низких (до 60 °C) температурах (А. А. Геодекян и др., 1979 г.).

Начиная с предорогенного этапа, НГБ при- и межскладчатого типов оказываются в качественно новых условиях. На этом и последующих этапах энергетика процессов нефтегазообразования начинает в значительной мере определяться тектонодинамическими факторами катагенеза ОВ. На орогенной стадии в сминаемом и раскалываемом осадочном массиве складчатых бассейнов периоды и зоны накопления энергии активного импульсного сжатия чередуются с периодами и зонами разрядки напряжений. Пространственно-временная связь максимумов и минимумов напряженного состояния земной коры способствует принудительному выносу УВ из генерирующих систем, что также благоприятствует усилению их генерации.

В результате последовательного накатывания растущего вширь горноскладчатого сооружения за счет вовлечения в горообразование внешних зон бывшего миогеосинклинального прогиба ось палеобассейна мигрирует в сторону континентальной плиты [13, 14]. В конечном итоге доороген-

ный бассейн трансформируется в предгорный, а большая часть орогена превращается в аконсервационную зону. Вместе с тем тектонические события, сопровождающиеся активным горообразованием, продолжают существенно влиять на эволюцию теперь уже предгорного НГБ. На этом этапе основной формой тектонодинамического воздействия, вносящего энергетический вклад в процессы нефтегазообразования, становятся сейсмотектонические явления, анализ которых содержится в работах [12, 16 и др.].

Масштабы нефтегазоаккумуляции предгорных прогибов и на определенных частях плит в значительной мере определяются продолжительностью гидравлического взаимодействия тектонодинамически активизированных миогеосинклинальных узлов (или очагов) генерации УВ с внешними (на плитными) элементами бассейнов. Особенно важную роль приобретает характер их структурных связей, зависящих от степени выраженности субпоперечной зональности, и структурно-морфологической дифференциации нефтегазоносных комплексов. Например, в Западно-Канадском НГБ отличающемся весьма высоким генерационным потенциалом, из-за слабо структурной расчлененности нефтегазоносных комплексов большая часть нефти оказалась вытесненной на ее далекую периферию, где она деградировала до состояния битумов (Дж. Деру и др., 1980 г.).

В восточной части Предкопетдагского бассейна хорошо развита система погребенных диагональных валов разных структур, западные горны продолжения которых лишь на заключительных этапах орогенной стадии приобрели более высокое гипсометрическое положение. Благодаря этому здесь стало возможным формирование крупного Прикопетдагского ареала газоаккумуляции (Даулетабадское, Шатлыкское, Хангиренское газовые месторождения и др.). На западе бассейна из-за больших региональных уклонов осадочных пород на внешнем борте прогиба, лимитировавших формирование замкнутых структур, газ был вытеснен на Центрально-Каракумский свод, где оказался рассредоточенным в большом количестве мелких ловушек

Кроме того, в этой части Предкопетдагского прогиба отмирание и отсечение миогеосинклинального очага генерации произошли раньше, чем на востоке бассейна.

Многие складчатые сооружения, не перекрытые покровом или с покровом незначительной мощности, на длительной посторогенной стадии остаются в напряженном состоянии. Продолжающееся активное коробление осадочных толщ, как правило, препятствует формированию крупных скоплений УВ. По этой же причине разрушаются или перестраиваются существовавшие ранее месторождения, как это имело место в Донбассе.

Благоприятные условия консервации УВ сохраняются лишь в хорошо закрытых поднадвиговых зонах [13]. В большинстве же процессы рассеивания УВ в бассейнах открытого типа (выведенных или приближенных к дневной поверхности вследствие денудации отложений) находятся в равновесии с процессами их генерации или доминируют над ними на конечном этапе орогенеза, когда преобразование ОВ и пород достигает высоких и максимальных значений. Катагенез нередко заходит в таких районах так далеко, что ОВ любого типа генерирует преимущественно газообразные УВ. В Донбассе посторогенный катагенез обуславливает активные процессы генерации природных газов в дислоцированных отложениях складчатого сооружения (таблица).

На это, в частности, указывают возрастание газового давления, газонасыщенности и метанообильности горных выработок с глубиной и ростом катагенеза ОВ; наличие метановой зоны в палеозойских отложениях непосредственно под покровом мезозойско-кайнозойской толщи с абсолютным возрастом газов не древнее поздне мелового; предельная заполненность газом приразломных ловушек в испытывавших инверсионный подъем (до 1500 м) отложениях карбона междвиговой зоны северных окраин Донбасса и многие другие признаки постскладчатого (в том числе и современного) газообразования [2, 5, 7 и др.]. Аномальные концентрации метановых газов в напряженно-деформированном массиве сопряжены с зонами современных региональных и

контрастных тектонических движений, что подтверждается прямыми измерениями в шахтах (В. С. Панов и др., 1981 г.).

Наряду с этим установлено, что локализация частых для Донбасса газодинамических явлений (внезапные выбросы) и связанная с ними аномально высокая газонасыщенность угольных и вмещающих пластов в шахтах обусловлены концентрацией тектонических усилий в определенных направлениях (А. И. Кравцов, 1983 г.). Там, где породы-покрышки еще не деградировали, под ними формируются небольшие по запасам залежи газа (Астаховское, Скосырское газовые месторождения и др.). К югу с усилением катагенеза (МК₃₋₄—АК₄), рельефности и нарушения складок фиксируется изобилие углеводородных газов, хотя условия для их сохранности практически не существует. Большинство шахт Донецкого, Кузнецкого и других бассейнов, где разрабатываются угли марок от Г до А₁₀₋₁₁, опасны по метану, а на отдельных шахтах Карагандинского и Донецкого бассейнов метанообильность достигает десятков и даже сотен тысяч кубометров в сутки [3, 5].

В интенсивно дислоцированных отложениях катагенетическое изменение ОВ достигает предельных значений апокатагенеза (суперантрациты) и метаногенеза, когда генерация УВ в связи с полной реализацией материнского потенциала прекращается. Об этом свидетельствует отсутствие метана в суперантрацитах Торезско-Снежинского, Шахтинско-Несветаевского и некоторых других районов Центрального и Южного Донбасса. На стадиях позднего апокатагенеза продолжается генерация кислых газов и водорода. Среднее содержание двуокиси углерода в газах суперантрацитов 40—50 % при максимальных значениях до 90 %, а углекислотообильность угольных шахт достигает 27—30 м³/т (Восточный Донбасс) [3]. С учетом этих и других особенностей выделена нижняя (апокатагенетическая) зона образования кислых газов (А. Л. Козлов, 1978 г. и др.).

Несмотря на то что многие аспекты рассматриваемой проблемы остаются спорными, изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

Характеристика антиклинальных складок и нефтегазоносности отложений Восточного Донбасса

Складка	Размеры, км	Амплитуда, м	Прирост амплитуды за счет сжатия, м	Степень трещиноватости пород	Надежность покрышки	Градация катагенеза ОВ	Характер нефтегазоносности
<i>Платформа (южный склон Воронежской антеклизы)</i>							
Крутовская (Курнолитовская, Северная)	3,3×1,5	До 10	Нет	Слабая	Надежная	ПК ₃ —МК ₁	Нефтяные и газообразные УВ (УТ — залежи газа, КК — нефтепроявления)
Платоновская (Тишкинская)	5×2	До 20	"	"	"	ПК ₃ —МК ₂	Нефтяные и газообразные УВ (УТ — залежи газа, КК — залежи нефти)
Глубокинская (Кружиловская)	6×2	До 20	"	"	"	ПК ₃ —МК ₅	Газообразные УВ (УТ и КК — залежи газа)
<i>Переходная (межнадвиговая) зона от платформы к складчатому Донбассу</i>							
Скосырская	13×2	150	120	Сильная	Относительно надежная	МК ₁ —АК ₁	Газообразные УВ (УТ — залежи газа)
Северо-Белая	6×2	200	170	"	То же	МК ₁ —АК ₁	То же
<i>Складчатое сооружение Донбасса</i>							
Горняцко-Татинская	1,5×1,3	220	>180	Интенсивная	Ненадежная	МК ₃₋₄ —АК ₄	Газообразные УВ (УТ — высокая метаноносность пластов, многочисленные газопроявления и газодинамические явления в шахтах)
Большая Каменская	12×3	1100	>1000	То же	То же	МК ₃₋₄ —АК ₄	
Линейные складки Центрального и Южного Донбасса	До 100	1500	>1000	"	Отсутствует	АК ₄ (суперантрациты)	Кислые газы (УТ — повышенная углекислотобильность в шахтных выработках)

УТ — угленосная толща, КК — карбонатная толща.

1. При существующих в природе темпах передачи эндогенной тепловой энергии осадочным толщам, содержащим ОВ, взаимодействие процессов генерации и рассеивания УВ далеко не всегда завершается появлением избытка УВ, способного обеспечить формирование зон нефте- и газонакопления.

2. Главнейшим следствием периодического тектонодинамического ускорения процессов преобразования ОВ являются такие промежуточные состояния, при которых темпы генерации УВ оказываются достаточными для реализации аккумуляционного потенциала НГБ.

3. В предлагаемой модели основные этапы аккумуляции УВ синхронны этапам тектонодинамического усиления нефтегазообразования в НГБ, на которых генерирующие УВ системы оказываются в новом термодинамическом состоянии.

4. Гигантские месторождения в наплитных частях НГБ формируются, когда миогеосинклинальные (а позднее предгорные) узлы нефтегазообразования связаны с зонами нефтегазообразования путями миграции. При далеко зашедшем орогенезе возможности аккумуляции УВ лимитируются глубокой расконсервацией недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амурский Г. И., Берето Я. А. Роль горизонтального сжатия при газогенерации и газонакоплении. — Геология нефти и газа, 1980, № 8, с. 22—26.
- Бочкарев А. В. Катагенез органического вещества на постинверсионном этапе развития Донбасса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 123—129.
- Бочкарев А. В. Катагенез и газонасность угленосных толщ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 4, с. 108—115.
- Голицын М. В. О возможности установления первоначальной мощности частично размытых толщ. — В кн.: Геология угольных месторождений, т. 2. М., Наука, 1971, с. 23—31.
- Джамалова Х. Ф., Брижанев А. М., Приименко А. Ф. Закономерности размещения скоплений газа в угленосных отложениях карбона юго-западной части Донбасса. — В кн.: Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей, ч. 2. Львов, 1981, с. 91—93.
- Катагенез и нефтегазоносность. Под ред. С. Г. Неручева. Л., Недра, 1981.
- Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. Под ред. Г. А. Иванова. М., Недра, 1975.
- Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. Особенности геологического развития Донецкого бассейна. — Геотектоника, 1976, № 1, с. 74—86.
- Некоторые физико-химические изменения угля при гидропрессовании/А. А. Галкин, С. Н. Баранов, Н. К. Неронин, Г. В. Самойленко. — В кн.: Влияние высоких давлений на свойства материалов. Киев, Наукова думка, 1983, с. 102—105.
- Пецюха Ю. А. Пластические деформации нефтепроизводящих пород — источник энергии преобразования органического вещества и генерации углеводородов. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М., МГУ, 1984, с. 146—147.
- Садецкий-Кардош Э. Метаморфическая эволюция континентальных коровых частей в свете опытов с высоким давлением. М., Наука, 1969.
- Сейсмоструктурные процессы — фактор, вызывающий преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород/А. А. Трофимук, Н. В. Черский, В. П. Царев и др. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 6, с. 1460—1464.
- Соколов Б. А., Хаин В. Е. Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений. — Сов. геология, 1982, № 12, с. 53—58.
- Соловьев Н. Н., Амурский Г. И. Особенности газонакопления в тектонодинамически активных поясах. — В кн.: Обоснование направлений поисково-разведочных работ на газ и методы разведки газовых месторождений. М., ВНИИГаз, 1982, с. 20—29.
- Соловьев Н. Н., Амурский Г. И. Тектонодинамика и нефтегазоносность. — Геотектоника, 1984, № 1, с. 34—35.
- Черский Н. В., Царев В. П. Причины приуроченности крупнейших зон нефтегазоаккумуляции к краевым участкам литосферных плит. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 3, с. 683—685.
- Электромагнитные предвестники землетрясений. Под ред. акад. М. А. Садовского. М., Наука, 1982.
- Macquebard P. Pre- and postdeformational cvalification and its significance for oil and gas exploration. — Coll. International petrographie de la matiere organique des sediments. (Paris, 17—19 September, 1973). Paris, 1975.
- Li-Ping-Tan. The metamorphism of Taiwan Miocene coals. — Bull. Geol. Surv., Taiwan, 1965, N 16, p. 44.
- Stone I., Cook A. The influence of some tectonic structures upon vitrinite reflectance. — I. Geology, 1979, v. 87, N 5, p. 497—508.

УДК 552.57+551.251

В. В. СТАНОВ (ИЛСАН)

Метаморфизм углей и скорость нагрева

Исследование метаморфизма углей ряда месторождений и угольных включений в породах показало, что кроме известных факторов метаморфизма — температуры, давления и времени — существенное влияние на эти процессы оказывает скорость нагрева, зависящая от скорости погружения толщ.

Согласно расчетам, скорость нагрева изменяется от 0,1—0,3 для месторождений, характеризующихся медленным погружением (3—10 м/млн.

лет, например Шебелинское), до 7—10 °С/млн. лет для месторождений со скоростью погружения до 300 м/млн. лет (Северный Сахалин, Восточная Камчатка). Типичные палеозойские угольные бассейны (Донбасс, Кузбасс, Рурский и др.) обычно характеризуются скоростью нагрева 1—3 °С/млн. лет и скоростью погружения 60—100 м/млн. лет.

Автором установлено, что степень метаморфизма углей, выраженная по-

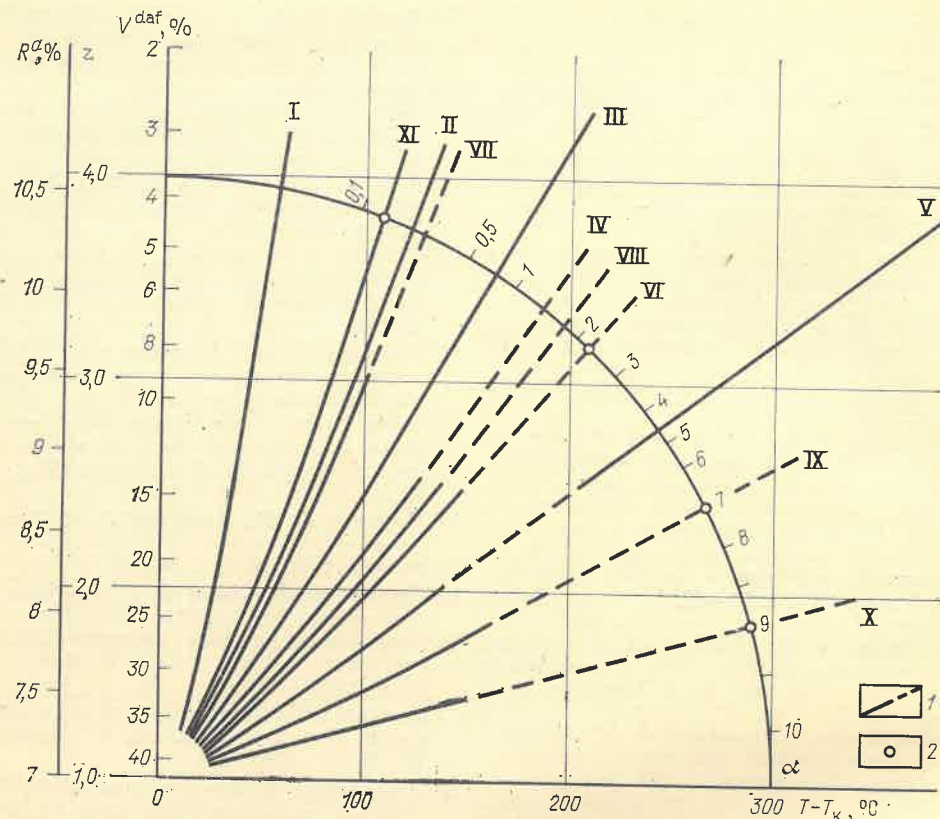


Рис. 1. Диаграмма скорости нагрева

1 — линии метаморфизма: I — скв. Монстерланд-1, Рур; II — Коробковская структура, Поволжье; III — Горловский бассейн, Западная Сибирь; IV — Шебелинская структура, Днепровско-Донецкая впадина; V — Гуковский район, Донбасс; VI — Центральный район Донбасса и Западно-Медведовская структура Северный Кавказ; VII — Абашевский купол, Кузбасс; VIII — Осиновское месторождение, Кузбасс; IX — Пойменная структура, Северный Сахалин; X — Восточно-Камчатский район; XI — Шебелинская структура (для $\alpha=0,12$); 2 — опорные точки

казателем z , обратно пропорциональна скорости нагрева. Этот показатель связан определенной зависимостью с выходом летучих (V^{daf}) для витре-нов

$$z = \ln \frac{v_0}{v} m,$$

где $v = \frac{V^{daf}}{100 - V^{daf}}$ — приведенные лету-чие; V^{daf} — выход летучих на горю-чее; m — метаморфическая функция, показывающая зависимость z от тер-модинамических условий недр; v_0 — приведенные летучие для торфа. В на-шем случае z имеет следующую вели-чину: для бурых углей $z=0-1$, для каменных $z=1-3$ и для антрацитов $z>3$.

Вывод и обоснование указанной зависимости z приведены в работе [11]. Сопоставление показателя z с вы-ходом летучих V^{daf} и с отражательной

способностью витринита R^a приведено на рис. 1, где хорошо видна также за-висимость между показателем z и ско-ростью нагрева α .

Линии метаморфизма, изображен-ные на рис. 1, иллюстрируют зависи-мость показателя z от температуры для каждого пласта месторождения. Показатель z определялся по выходу летучих или по отражательной способ-ности витринита, а температура — по фактическим замерам или по макси-мальной глубине погружения и геотер-мическому градиенту.

Для выявления более четкой зави-симости показателя метаморфизма от скорости нагрева на горизонтальной оси нанесены величины $T - T_k$, где T_k — температура перехода от бурых углей к каменным. На оси z эта точка отве-чает значению $z=1$. Благодаря тако-му построению все линии метаморфиз-ма выходят из одной точки, что позво-

ляет их сравнивать. По дуге круга с центром в точке $z=1$ и $T=T_k$, прове-денной через координату $T - T_k = 300^\circ\text{C}$, нанесены точки, в которых должны пересекаться линии метамор-физма с определенным значением α , равным величине скорости нагрева, выраженной в градусах за миллион лет. Положение этих точек установле-но по данным некоторых опорных раз-резов, а в промежутках — путем интер-поляции. В качестве опорных разрезов использовались месторождения, харак-теризующиеся монотонным погружени-ем пластов, без резких изменений ско-рости погружения. Температуры на участках расчета скорости нагрева оп-ределялись по фактическим замерам или по разности глубин и геотермиче-скому градиенту, а промежутки вре-мени — по абсолютной геохронологи-ческой шкале. Для бассейнов и место-рождений с инверсией геотектониче-ского режима скорость нагрева уста-навливалась на участках максималь-ного погружения до инверсии.

Из рис. 1 видно, что наряду с тем-пературой скорость нагрева существен-но влияет на метаморфизм углей и антрацитов, определяя их разнообра-зие по степени метаморфизма. По рис. 1 и уравнению (2) можно объяс-нить наблюдаемую относительно низ-кую степень метаморфизма углей и угольных включений быстро погру-жающихся толщ в районах, подобных Северному Сахалину, и, наоборот, по-вышенную в районах, характеризую-щихся медленным погружением и со-ответственно медленным нагревом. Ряд месторождений с монотонным по-гружением хорошо укладывается на линии метаморфизма по показателю α . Если же монотонность нарушается (например, на Шебелинском или Абашевском месторождениях) или погру-жение сменяется воздыманием (в слу-чае инверсии), то показатель α место-рождения не совпадает с его значением по шкале диаграммы (см. рис. 1).

Прекращение метаморфизма после инверсии при подъеме толщ или пони-жении температуры объясняется сле-дующим. Опытами по термическому разложению углей [9] установлено, что после достижения при данной тем-пературе определенной степени дест-рукции не происходит дальнейшего

разложения угля при этой температу-ре. Увеличение деструкции может быть вызвано только повышением темпера-туры против ранее достигнутой.

Подобные явления, т. е. прекраще-ние процесса метаморфизма в случае инверсии и понижения температуры, наблюдаются при метаморфизме углей на ряде месторождений. Большая ско-рость нагрева и здесь вносит свои кор-рективы. Как отмечалось ранее [13], при большой скорости нагрева процес-сы метаморфизма угля происходят медленнее, чем рост температуры. Это приводит к тому, что при инверсии и соответствующем понижении темпера-туры толщи и заключенные в них уг-ли некоторое время еще будут нахо-диться в условиях хотя и более низкой температуры, но все же выше той пре-дельной, при которой достигается рав-новесие с разложением угля. Следова-тельно, процесс метаморфического из-менения угля будет некоторое время продолжаться, что отразится в несоот-ветствии между температурой макси-мального погружения и степенью ме-таморфизма угля. Такие явления из-вестны в палеозойских угольных бас-сейнах — Донбассе, Кузбассе, Руре и др., где после относительно быстрого погружения следует довольно длитель-ный период инверсии. Это иллюстри-руется рис. 2, на котором показаны так называемые хронотектонические разрезы ряда месторождений, изобра-жающие изменение глубины залегания определенного пласта угля с V^{daf} 30 % в его геологической истории.

Продолжение процесса метаморфиз-ма после инверсии объясняет постин-версионный метаморфизм, о котором иногда упоминается в литературе. Как видно из изложенного, для этого тре-буется очень быстрое погружение и, следовательно, очень быстрый нагрев до инверсии. Это явление можно про-следить на примере метаморфизма уг-лей Осиновского месторождения Куз-басса (рис. 3). Линия I построена по хронотектоническому разрезу место-рождения для максимальной глубины погружения (см. рис. 3, а). Глубины взяты по стратиграфическому разрезу той части бассейна, на которую при-ходится зона максимального метамор-физма. Температуры определены по геотермическому градиенту. Линия II

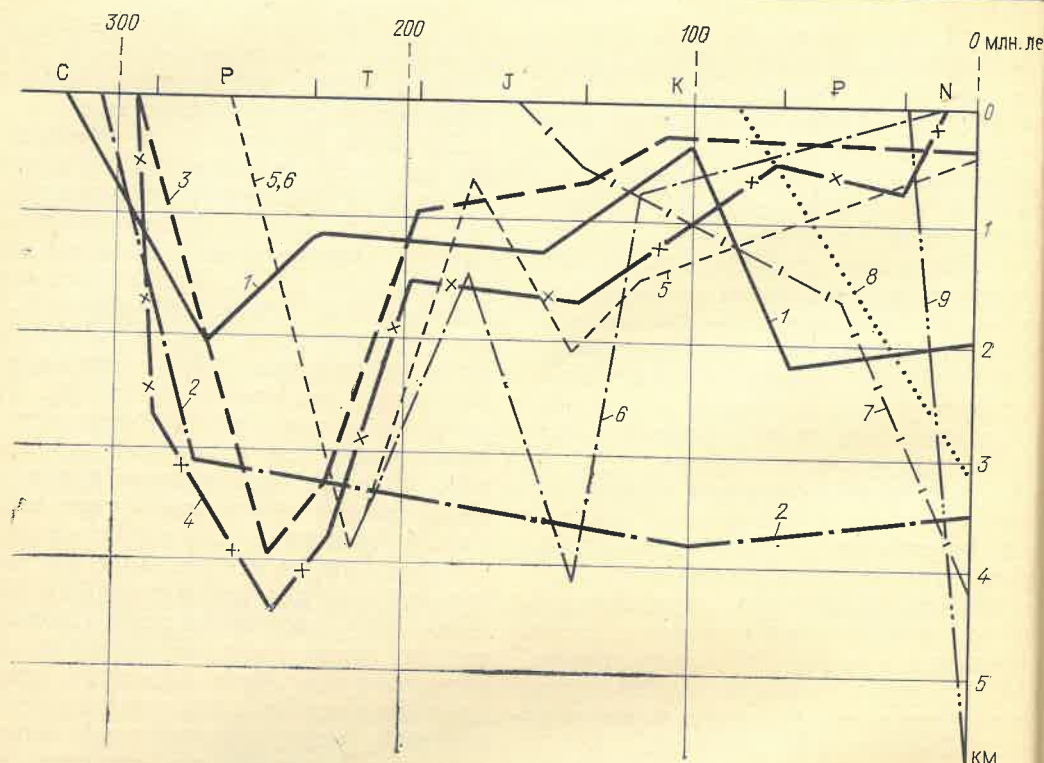


Рис. 2. Схематические хронотектонические разрезы для горизонтов углей с $V_{daf}=30\%$ для различных районов
1 — скв. Монстерланд-1, Рур; 2 — Шебелинская структура, Днепро-Донецкая впадина; 3 — Центральный район, Донбасс; 4 — Гуковский район, Донбасс;

5 — Осинское месторождение, Кузбасс; 6 — Абашевский купол, Кузбасс; 7 — Кочубеевская структура, Северный Кавказ; 8 — Западно-Медведовская структура, Северный Кавказ; 9 — Поименная структура, Северный Сахалин.

построена по величине $\alpha=3,1$, определенной по скорости нагрева на первом этапе геологической истории месторождения до инверсии (наклон ее взят с рис. 1). Эта линия характеризует достигнутую степень метаморфизма к моменту инверсии, а температуры взяты с линии I. Для определения температуры, влияющей на угли после инверсии, привлечена линия метаморфизма Шебелинского месторождения, которое на предпоследнем этапе своей истории характеризуется очень медленным нагревом ($\alpha=0,12$), и было принято, что в этом случае угли достигли равновесного с температурой состояния (см. рис. 3, III). Соединение точек соответствующих пластов угля на линии II с точками на линии III, характеризующими конечную степень метаморфизма этих пластов, дает температуру прекращения их метаморфизма. На хронотектоническом разрезе этого месторождения (см. рис. 3, б) жирной линией показаны стадия мета-

морфизма каждого пласта и температура прекращения процесса метаморфизма.

Часто наблюдаемое в этих бассейнах новое погружение в юрское или меловое время, если была достигнута температура выше равновесной, могло повести к дальнейшему повышению степени метаморфизма. Подобные случаи зафиксированы по скв. Монстерланд-1 [8, 13, 14], в геологической истории Абашевского купола (Кузбасс) и некоторых других.

Диаграмма скорости нагрева (см. рис. 1) подтверждает изложенное. На месторождениях, характеризующихся монотонным погружением пластов и таким же нагревом, наблюдается хорошее совпадение величины α , определенной по хронотектоническому разрезу, с наклоном линии метаморфизма и соответствующей ей величине α . В случае прекращения погружения и инверсии, что рассмотрено на примере Осинского месторождения, или из-

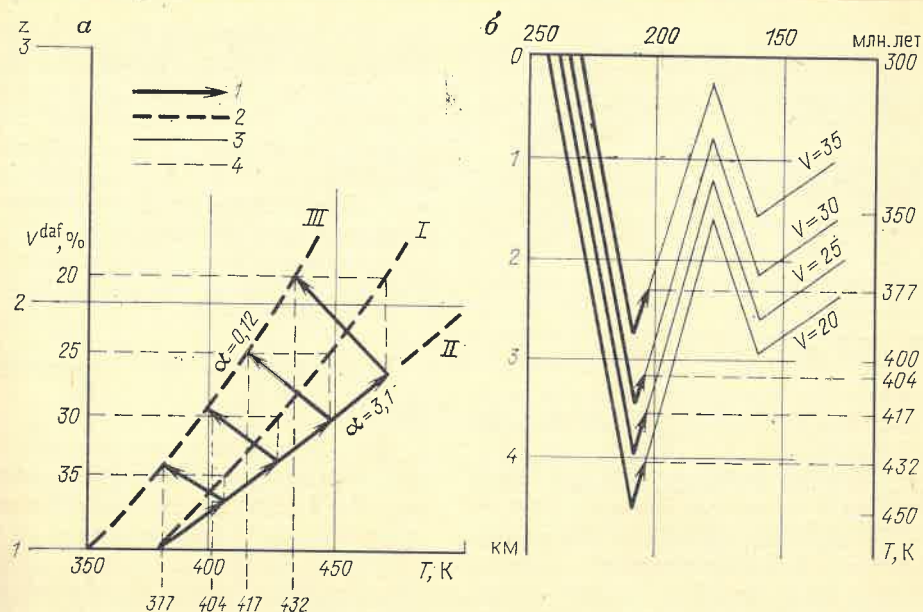


Рис. 3. Схема метаморфизма углей Осинского месторождения в системе координат $z-T$ (а) и на части хронотектонического разреза (б)
1 — линии хода процесса метаморфизма, 2 — линии метаморфизма в системе координат $z-T$, 3 — пласты угля, 4 — линии построений

менения скорости нагрева такое соответствие нарушается (месторождения Шебелинское в Днепро-Донецкой впадине, Гуковское в Донбассе и др.).

Изложенное выше относится к каменным углям и антрацитам. Для бурых углей ранее установлено [11], что их метаморфизм определяется в основном давлением. На рис. 4 показано положение линий метаморфизма ряда буроугольных и буроугольной стадии каменноугольных месторождений. Здесь также определяется кроме давления является скорость погружения, которая характеризуется шириной полосы линий метаморфизма этих углей. На рис. 4, а изображен график, на котором более четко показана зависимость степени метаморфизма z от скорости погружения. Этот график позволяет получить формулу для определения h_k — глубины перехода от бурых углей к каменным, имеющую важное значение при анализе явлений метаморфизма:

$$h_k = h_0 + \lambda w, \quad (1)$$

где $h_0=1220$ м, $\lambda=9,25$ и w — скорость погружения в м/млн. лет. При пересечении линий метаморфизма координаты $z=1$ угли переходят в каменноугольную стадию и, как это вид-

но на рис. 4, они расходятся веером. Здесь начинает оказывать влияние температура нагрева.

Для определения влияния скорости нагрева на основные параметры, характеризующие метаморфизм углей, привлечем уравнение метаморфизма, выведенное автором [11]. Оно в несколько преобразованном виде выглядит так:

$$z = 2Ax_1 \frac{1}{Pz_1} \frac{\Delta G^2_1}{R^2} (\phi_1 - \phi_2) \frac{1}{\alpha_1} + \\ + 2Ax_2 \frac{1}{Pz_2} \frac{\Delta G^2_2}{R^2} (\phi_2 - \phi_1) \frac{1}{\alpha_2} + \dots \quad (2)$$

Здесь z — метаморфический показатель, связанный с выходом летучих из витренов, как это было показано ранее; ΔG — изобарный потенциал, характеризующий скорость и направление реакции метаморфизма; R — универсальная газовая постоянная; $2Ax$ — трансмиссионный коэффициент, показывающий затрудненность реакции в твердом теле, каким является уголь; $\phi = - \int \frac{e^{-y}}{y^3} dy$ — функция, определяющая влияние температуры на реакцию; $y = \frac{\Delta G}{RT}$, где T — абсолютная

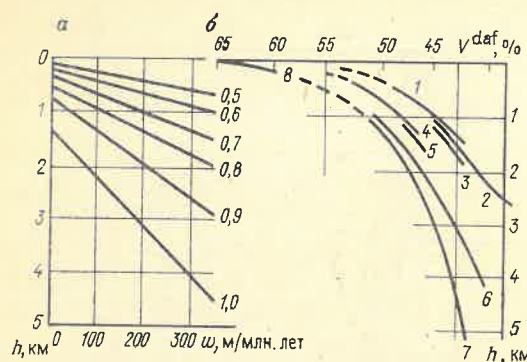


Рис. 4. Схема метаморфизма бурых углей в зависимости от скорости погружения (а) и в системе координат $V_{daf}-h$ (б)

1 — Канско-Ачинский бассейн; 2 — Иркутский бассейн; 3 — Артемовское месторождение, Дальний Восток; 4 — Бикинское месторождение, Дальний Восток; 5 — Нурумгурская структура, Средняя Азия; 6 — Пойменная структура, Северный Сахалин; 7 — Восточно-Камчатский район; 8 — торф Македонии

температура и α скорость нагрева, выраженная в градусах за миллион лет; P — давление. Величина α в пределах участка принята постоянной и это служит основой для разделения всего хода метаморфизма на участки (см. рис. 2).

Для упрощения вычислений преобразуем уравнение (2), используя только первый его член. Применив это уравнение к двум точкам и подставив значения членов $2\Delta k$, ΔG и T для этих точек, после соответствующих преобразований получим новое уравнение, характеризующее метаморфизм

$$z_2 - z_1 = \tau_2 \Phi_2 - \tau_1 \Phi_1, \quad (3)$$

где $\tau = z'T$. Здесь z' — производная от z по T , численно равная в соответствующем масштабе тангенсу угла наклона линии метаморфизма к оси T ; $\Phi = e^y y^2 \phi$, где $\phi = -\int \frac{e^{-y}}{y^3} dy$, $y = \frac{\Delta G}{RT}$; Φ — новая функция зависимости метаморфического показателя от величины изобарного потенциала.

Для дальнейшего упрощения вычислений используем следующую особенность линий метаморфизма. Расчеты и построения показали, что в системе координат $z-T$ для зоны каменных углей линии метаморфизма для каждого месторождения хорошо аппроксимируются ветвью параболы, имеющей уравнение следующего вида:

$$z - z_k = a [(T - T_b)^2 - (T_k - T_b)^2], \quad (4)$$

где z_k — координата по оси z точки перехода от бурых углей к каменным; T_k — соответствующая этой точке температура, T_b — координата вершины параболы по оси T , a — параметр параболы.

Дифференцируя это уравнение по T и решая его совместно с (3), после необходимых преобразований получим:

$$\Phi = \frac{(3+n)n^2}{(1+n)^3}.$$

Это уравнение для определения n , где $n = \frac{T - T_b}{T}$.

Для дальнейших вычислений применим уравнение термодинамики $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$, где ΔG — изобарный потенциал, ΔH — энтальпия и ΔS — энтропия реакции, а точнее изменение этих величин при образовании активированного комплекса [10] в процессе метаморфизма. Подставив это уравнение в (2) и произведя соответствующие преобразования, получим уравнение, аналогичное (3), но в этом случае

$$\Phi = e^x x^2 \phi, \quad \phi = -\int \frac{e^{-x}}{x^3} dx,$$

$$x = \frac{\Delta H}{RT}.$$

Ниже приведены значения Φ , x и y в зависимости от параметра n , в свою очередь связанного с величиной T_b в формуле для параболы кривой линии метаморфизма:

n	Φ	x	y
0,00	0,0000	—	2,34
0,02	0,0011	—	2,34
0,04	0,0043	—	2,33
0,06	0,0093	105,0	2,32
0,08	0,0156	61,5	2,31
0,10	0,0233	39,7	2,29
0,12	0,0320	28,0	2,27
0,14	0,0413	22,4	2,25
0,16	0,0520	16,5	2,22
0,18	0,0620	13,3	2,20
0,20	0,0740	10,66	2,18
0,30	0,1352	4,75	2,05
0,40	0,1980	2,50	1,92
0,50	0,2590	1,42	1,80
0,60	0,3170	0,83	1,70
0,70	0,368	0,48	1,60
0,80	0,417	0,25	1,51
0,90	0,460	0,10	1,43
1,00	0,500	0,00	1,35
1,10	0,535	0,075	1,28

Для антрацитов, как это видно из рис. 1, уравнение параболы непригодно. Здесь нужно применить уравнение

гиперболы, или, если пренебречь точностью, уравнение прямой линии:

$$z - z_k = \psi (T - T_k).$$

Это уравнение следует применять только для антрацитов; для каменных углей оно дает слишком большое отклонение от фактических данных. Здесь зависимость коэффициента ψ от скорости нагрева α представляется следующей:

α	ψ	α	ψ
0,1	28,2	5,0	6,9
0,5	17,0	6,0	6,1
1,0	14,0	7,0	5,2
2,0	10,8	8,0	4,3
3,0	9,1	9,0	2,8
4,0	7,2	10,0	1,41

Несколько слов о значении изобарного потенциала ΔG и энергии активации ΔH (она всегда положительна) при метаморфизме углей. Уголь по современным взглядам [7] является сложным органическим соединением и метаморфизм его в свете этих взглядов представляется процессом поликонденсации — образования конденсированных ароматических систем и обрыва боковых радикалов, вещество которых удаляется из угля в виде воды и газов, преимущественно CO_2 и CH_4 , что обеспечивает необратимость этого процесса.

Уравнение метаморфизма было выведено исходя из теории переходного состояния [10] или активированного комплекса; на этой основе изобарный потенциал определяет скорость и направление реакции при указанных выше процессах. При прямой реакции, в данном случае при отщеплении радикалов и выделении их вещества из угля, изобарный потенциал имеет отрицательную величину. Поскольку обратная реакция при метаморфизме вследствие необратимости этого процесса невозможна, также невозможно положительное значение ΔG .

Энергия активации ΔH в теории переходного состояния определяется как превышение энергии активных частиц в момент их отрыва над средним уровнем их энергии. При метаморфизме угля это можно определить как превышение энергии разрыва связей, в частности, указанных выше радикалов в активированном состоянии, над средним уровнем энергии их связей.

Для определения энергии активации ΔH и изобарного потенциала ΔG необходимо определение T_b , а по этой величине и n .

Применив (7) к двум точкам, после соответствующих преобразований получим формулу для T_b .

$$T_b = \frac{1}{2} \frac{(z_2 - 1)(T_1 - T_k) - (z_1 - 1)(T_2 - T_k)}{(z_2 - 1)(T_1 - T_n) - (z_1 - 1)(T_2 - T_n)}.$$

Используя эту формулу, определим n , а затем x и y . Далее найдем для зоны каменных углей ΔH и ΔG для ряда месторождений при различных значениях α . Построение линий для этих величин показало, что энергия активации ΔH хорошо аппроксимируется ветвью равнобедренной гиперболы, кроме точек, близких к ее вертикальной оси. Ее уравнение

$$\Delta H = \frac{r^2}{K} \frac{1}{(z - z_0)},$$

где z_0 — координата вертикальной оси гиперболы по оси z , r — параметр гиперболы и K — масштабный коэффициент для z . Изобарный потенциал ΔG может быть представлен ветвью параболы уравнением

$$z - z_k = m [(\Delta G - \Delta G_b)^2 - (\Delta G_k - \Delta G_b)^2],$$

где ΔG_k — величина ΔG в точке перехода от бурых углей к каменным, ΔG_b — координата вершины параболы по оси ΔG и m — параметр параболы. Построение линий этих гипербол в системе координат $\Delta H-z$ и парабол в системе координат $\Delta G-z$ показало, что они образуют довольно узкие полосы и практически не зависят от скорости нагрева.

В заключение рассмотрим возможность использования диаграммы скорости нагрева (см. рис. 1) для решения уравнения (2), понимая под этим решением определение по заданной максимальной глубине погружения степени метаморфизма угля и наоборот по степени метаморфизма z , на каком-либо разрезе, максимальной глубины погружения угольных пластов.

Действительно, выяснив возраст пород и часть геологического разреза исследуемого месторождения, можно определить скорость погружения w , а затем по геотермическому градиенту

γ с помощью формулы $\alpha = \gamma w$ — скорость нагрева; далее по формуле (1) — глубину h_k и температуру перехода от бурых углей к каменным $T_k = T_0 + \gamma h_k$ (T_0 — температура нейтрального слоя) в районе месторождения. Затем по величине α по диаграмме скорости нагрева (см. рис. 1) найдем линию метаморфизма этого месторождения и по координате $T - T_k$ против данной температуры определим искомую величину z . В другом случае по линии метаморфизма для найденной величины α и определенным по анализам величинам V^{daf} и z можно найти искомую температуру и соответственно максимальную глубину погружения.

В качестве примера рассмотрим метаморфизм антрацитов Горловского бассейна Кузбасса [12]. Мощность пород нижне- и верхнебалахонской свит, слагающих продуктивную толщу, 1150 м. Промежуток времени, приходящийся на средний карбон — раннюю пермь, согласно [8], 65 млн. лет. Скорость погружения

$$w = \frac{1150}{65} = 18 \text{ м/млн. лет.}$$

Если геотермический градиент (γ), учитывая встречающийся на месторождениях кристаллический кварц, принять равным $35^\circ/\text{км}$, то скорость нагрева будет

$$\alpha = \gamma w = 35 \times 0,18 = 0,63^\circ/\text{млн. лет.}$$

В этой формуле скорость погружения нужно выражать в километрах. Глубина и температура перехода от бурых углей к каменным по формуле (1)

$$h_k = 1220 + 9,25 \times 18 = 1386 \text{ м,}$$

$$\text{или } h_k = 1,39 \text{ км}$$

$$T_k = T_0 + \gamma h_k = 300 + 35 \times 1,39 = 349 \text{ К.}$$

Температуру нейтрального слоя примем согласно [12] $T_0 = 300^\circ \text{ К}$. По скорости нагрева $\alpha = 0,63$ определим линию метаморфизма (см. рис. 1). Для исследования возьмем пласт Главный Листвянского месторождения. По данным горных работ [12], $V^{daf} = 3\%$. Для этой величины по диаграмме скорости нагрева на линии метаморфизма для $\alpha = 0,63$ найдем $T - T_k = 200^\circ$, отсюда $T = 349 + 200 = 549 \text{ К}$. Опреде-

лим максимальную глубину погружения

$$h = \frac{1}{\gamma} (T - T_0) = \frac{1}{35} (549 - 300) = 7,1 \text{ км.}$$

Для сравнения приведем данные по Гуковскому антрацитовому району Донбасса. Для пласта атрацита k с выходом летучих $V^{daf} = 3\%$ глубина определяется в 8,17 км. Оценка возможной максимальной глубины погружения на Абашевском куполе в Кузбассе для пласта с возможной степенью метаморфизма $V^{daf} = 3\%$ также получилась 7,5 км. Это показывает хорошее соответствие величин.

Таким образом, изложенный метод позволяет довольно точно определять максимальную глубину погружения, а следовательно, и полную мощность стратиграфического разреза месторождения с учетом, конечно, геологической его истории.

Изучение влияния скоростей погружения и нагрева на процесс метаморфизма углей показало, что эти параметры тесно взаимосвязаны. На приведенной диаграмме (см. рис. 1) графически отражена зависимость этих параметров, в частности видно, что одна и та же степень метаморфизма угля в зависимости от скорости нагрева может обуславливаться различными температурами (разница может составлять $100 - 200^\circ$). Поэтому приводимые в литературе температуры образования углей той или иной степени метаморфизма должны быть обязательно привязаны к скорости нагрева.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аммосов И. И., Уткина А. И. Палеотемпературы, литификация и нефтегазоносность неогеновых отложений Северного Сахалина. — В кн.: Палеотемпературы зон нефтеобразования. М., Наука, 1975, с. 70—90.
2. Баженова О. К. Восточно-Камчатский нефтегазоносный район геосинклинального типа. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 31—57.
3. Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР. М., Недра, т. 8, 1964, с. 389—674; т. 7, 1969, с. 415—715; т. 9, кн. 1, 1973, с. 521—607.
4. Геохронологическая шкала и принципы ее построения/И. Н. Красилова, Д. П. Наидин, Г. И. Немков, М. А. Ахметьев. В кн.: Итоги науки и техники. Сер. Стратигра-

фия и палеонтология, т. 11. М., ВИНТИ, 1981, с. 3—33.

5. Дородницкий В. С. Гуково-Зверевский угленосный район. — В кн.: Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 870—885.
6. Количественная оценка температуры и геологического времени как факторов углефикации/П. А. Карпов, А. Ф. Степанова, Н. В. Соловьева и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3, с. 103—117.
7. Касаточкин В. И., Ларина Н. К. Строение и свойства природных углей. М., Наука, 1975.
8. Лопатин Н. В. Температура и геологическое время как факторы углефикации. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973, № 3, с. 95—106.
9. Матасова К. А., Лисин Д. М. Процессы пиролиза углей в изотермических условиях. — В кн.: Процессы термического превращения каменных углей. Новосибирск, Наука, 1968, с. 32—47.



ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МГК

УДК 551.72

В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ, С. Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО, Ф. П. МИТРОФАНОВ,
В. Я. ХИЛЬТОВА (ИГГД АН СССР)

Проблемы геологии и геохронологии докембрия

Среди проблем геологии и геохронологии докембрия, рассмотренных на XXVII сессии Международного геологического конгресса, можно выделить важнейшие: 1) периодизация докембрия, границы архея и протерозоя, докембрия и кембрия; 2) древнейшие изотопные датировки и поиски первичного вещества земной коры; 3) состав и возраст коры по геологическим и изотопно-геохронологическим данным; 4) тектоника литосферных плит в раннем докембрии.

Периодизация докембрия. В связи с тем что данные изотопной геохронологии систематически рассматриваются на международных конференциях, вопросы методики исследования, изотопной геологии, датирования, разработки геохронологических шкал обсуждались на сессии не в полном объеме. Тем не менее содержавшийся в докладах материал заслуживает самого пристального внимания, особенно решение задач периодизации докембрия,

10. Панченков Г. М., Лебедев В. И. Химическая кинетика и катализ. М., Химия, 1974.
11. Станов В. В. Общее уравнение метаморфизма. — Химия твердого топлива, 1979, № 6, с. 53—64.
12. Тарабукин А. К. Горловский бассейн. — В кн.: Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР, т. 7. М., Недра, 1969, с. 789—816.
13. Hedemann H. A. Die Gebirgstemperaturen in der Bohrung Munsterland-1 und die geothermische Tiefenstufe. — Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf., b. 11, 1963, s. 403—418.
14. Lensch G. Die Metamorphose der Kohle in der Bohrung Munsterland-1 auf Grund des optischen Reflexionsvermögens der Vitrite. — Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf., b. 11, 1963, s. 197—204.
15. Teichmüller M. Zur Petrographie und Diagenese eines fast 200 m mächtigen Torfprofil im Quartar von Philippi (Mazedonien). — Geol. Mitt., 1968, N 8, s. 65—110.

проблемы границы архея и протерозоя, докембрия и кембрия.

На XXV сессии МГК в Австралии обсуждалась проблема выделения главных рубежей геохронологической шкалы докембрия. Полученные за последние восемь лет новые данные привели многих исследователей к мнению о невозможности создания единой геохронологической шкалы. Это прежде всего связано со смещением во времени установленных геологических границ между крупными подразделениями. Наиболее острая дискуссия ведется по поводу геологического и геохронологического рубежа архея и протерозоя. Именно так ставился вопрос в докладах А. Ф. Трендалла «Рубеж архея и протерозоя, существует ли он?», А. Дональдсона и К. Эриксона «Осадконакопление в бассейнах и на шельфе в связи с рубежом архея и протерозоя», И. Н. Крылова с соавторами, Т. Ф. Негруца, Ф. М. Фёрбера и др.

Термин «протерозой», введенный в 1887 г. геологами Канады, относился к формациям чехлов платформ, которые лежат на фундаменте, сложенном деформированными и метаморфизованными зеленокаменными поясами и прорывающими их гранитоидами. В настоящее время показано, что возраст зрелых осадков, исторически рассматривавшихся на Канадском щите в качестве основания разреза протерозоя, в разных районах различен. Например, возраст формации Пагола в Африке 3 млрд. лет, группы Витватерсранд 2,7 млрд. лет, ятулия Карелии 2,1—2,2 млрд. лет.

На примере Канады, Южной Африки, Западной Австралии и Карелии установлены вариации возраста похожих зеленокаменных поясов в пределах одного и того же кратона или даже более мелких блоков литосферы. В Австралии для блока Пилбара смещение во времени становления зеленокаменных поясов достигает 700 млн. лет (от 3,5 до 2,8 млрд. лет), для Балтийского щита (Карелии) — 350 млн. лет. В целом для всех континентов можно констатировать, что зеленокаменные пояса формировались в течение по крайней мере 1 млрд. лет, от 3,8—3,7 до 2,7 млрд. лет.

Все эти факты представляют большой интерес. Они заставляют по-новому подойти к решению проблемы периодизации и выделения геологически оправданных рубежей докембрийской истории. Но есть и другая сторона проблемы, которая почти не затрагивалась на сессии, хотя известно, что архейские зеленокаменные пояса отчетливо эволюционируют в смысле направленного изменения характера седиментации, состава слагающих их вулканитов, режима эндогенных процессов, количественных соотношений генетически различных комплексов пород [1]. В силу смещения во времени зон максимальной тектонической активности в гранит-зеленокаменных областях наблюдается латеральная зональность в расположении разнотипных зеленокаменных поясов, и, что самое важное, — конформная с нею металлогеническая зональность.

В связи с проблемой появления континентальных фаций интересны данные об их присутствии среди глубоко ме-

таморфизованных и геохронологически датированных древнейших образований Земли. Они установлены в гнейсах района Миннесоты с возрастом 3,8 млн. лет, породах центральной зоны пояса Лимпопо, где они прорваны интрузией, с возрастом более 3,3 млрд. лет, древних породах Алданского щита и др.

Последние данные свидетельствуют о том, что появление слабо или метаморфизованных континентальных фаций не связано с рубежом 2,6 млрд. лет, однако с этого времени такие фации начали развиваться на всех древних (эпиархейских) кратонах, и в этом основное значение названного рубежа в эволюции континентальной коры, хотя в каждом конкретном регионе он имеет свое геологическое содержание. По-видимому, конец архея, ограниченный рассматриваемой датой, ознаменовался накоплением столь значительных масс континентальной литосферы, которые определили существенный перелом в истории эндогенных процессов.

К выводу о длительном существовании условий для накопления осадочно-вулканогенных формаций, ранее принимавшихся за жесткие возрастные реперы, можно прийти на основании материалов по таким типичным раннедокембрийским формациям, как железисто-кремнистые. В сообщении К. Клейна и Р. Ф. Димека, например, были рассмотрены железистые кварциты пояса Йсуа, имеющие возраст 3,8 млрд. лет. Детальный анализ их геохимии показал, что они принципиально сходны с более молодыми образованиями. В частности, доказано интракратонное положение вмещающих их тектонических зон. Есть и менее существенные различия, определяемые, например, составом источников сноса, что не зависит от возраста.

В связи с создавшейся ситуацией в стратиграфии и геохронологии докембрия были высказаны различные предложения: отказаться от названий архей и протерозой, разделить докембрийскую историю на определенные отрезки времени и привязать к ним геологические события (А. Ф. Трендалл, Австралия), оставить границу архея и протерозоя как хроностратиграфическую, не придавая ей глубокого геоло-

гического смысла (канадские геологи).

Нам кажется, что проблема геолого-геохронологической периодизации докембрия, установления примерно синхронных на всех континентах геолого-геохронологических рубежей требует новых кардинальных решений. Одним из путей является изучение характерных эндогенных процессов, которые могли бы выступить в качестве возрастных реперов.

Выделенные более 15 лет назад в результате анализа изотопно-геохронологических данных главные рубежи (2,7; 1,8 и 1,0 млрд. лет) определялись в основном плутоническими породами. Поэтому, естественно, они рассматривались как этапы активных эндогенных процессов, или импульсы эндогенной и вместе с тем металлогенической активности. Последующий анализ новых геолого-геохронологических данных выявил некоторое смещение этих рубежей от континента к континенту, показал их различную роль в истории Земли, и прежде всего ее континентальной коры. Кроме того, были намечены и другие рубежи, значение которых еще предстоит оценить.

На XXVII сессии МГК не было внесено принципиальных изменений в состояние данной проблемы, однако представлены интересные материалы, относящиеся к характеристике главных рубежей. Так, в докладе Р. Горбачева «Докембрийское развитие Балтийского щита — аналогии и различия с новейшей тектоникой плит» продемонстрировано, в том числе и с помощью изотопной геохимии, что этап $1,8 \pm 0,2$ млрд. лет характеризуется значительным латеральным разрастанием коры щита за счет привноса огромных масс мантийного материала благодаря действию механизма тектоники плит. Судя по докладу М. Т. Мак Каллоха и Х. Д. Хенсела, то же можно сказать о Западной Австралии. Рубеж $1,0 \pm 0,2$ млрд. лет выражен, как было установлено ранее, значительной тектонической и термической переработкой зоны свекофеннид (доклады Р. Горбачева и А. С. Тоби «Глубоко-метаморфизованный докембрий в Рогаланде-Вест-Агдере (Норвегия). Протерозойский термальный купол, образованный вследствие удвоения литосферы»).

В докладе В. А. Глебовицкого и Г. М. Друговой о соотношениях гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых ареалов показано, что импульсы эндогенной активности с возрастом $2,7 \pm 0,2$ и $3,6 \pm 0,2$ млрд. лет сыграли весьма существенную роль в формировании значительных масс сиалической коры в пределах упомянутых структур литосферы. Во время позднеархейского эндогенного цикла, по-видимому, на нескольких его этапах формировались первые в истории Земли эклогитогнейсовые комплексы в низкоградиентных режимах. Этот же цикл ознаменовался интенсивным известково-щелочным магматизмом островодужного типа, определившим вещественное своеобразие толщ этого времени, проявленным в фундаменте всех эпиархейских кратонов и не свойственным более древним эпохам геологического развития. Вместе с тем было выдвинуто представление о существовании еще одного важного рубежа — 3,2 млрд. лет [2], начиная с которого появляются пояса высокобарического гранулитового метаморфизма. Подобные данные позволяют предполагать, что выделенные ранее геохронологические рубежи, отмеченные проявлением весьма специфических, часто неповторимых эндогенных процессов, приобретут новый геологический смысл, утраченный в последние годы, а сами эндогенные процессы будут играть роль временных реперов. По-видимому, изучение эволюции литосферы в этом аспекте — одна из актуальных проблем геологии докембрия.

Большое внимание на сессии было уделено верхней границе докембрия, в том числе и на специальном заседании проекта № 29 «Граница кембрия и докембрия» МПГК. В настоящее время много неясных вопросов как в палеонтологической характеристике пограничных отложений, так и в корреляции опорных разрезов. Новые геохронологические данные, приведенные в докладах Н. Снеллинга, М. А. Семихатова, а также в ряде выступлений китайских геологов, показали, что возраст границы кембрия и докембрия в различных регионах варьирует от 530 до 610 млн. лет.

Древнейшие датировки и поиски первичного вещества коры. До сих пор

наиболее древними (более 3,6 млрд. лет), надежно датированными являются супракрустальные сравнительно слабо метаморфизованные образования пояса Исуа в Западной Гренландии, глубоко метаморфизованные гнейсы комплекса Макувил в поясе Лимпопо, вулканиты некоторых зеленокаменных поясов типа Барбертон, парагранулиты ассоциации Акилия в Западной Гренландии и др., а также некоторые ассоциации тоналитовых гнейсов, геохронологически не отличимые от названных супракрустальных пород, но считающиеся древнейшими сиалическими дифференциатами примитивной мантии раннего архея. В связи с этим особый интерес представляет доклад Р. У. Пейджа с соавторами «Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии», обобщающий все современные данные. Наряду с материалом по геохронологии раннего докембрия, в нем еще раз приводятся древнейшие на Земле датировки детритовых цирконов из кварцитов горы Нарриет. Измерение их возраста стало возможным благодаря созданию в лаборатории проф. У. Компстона (Канберра, Австралия) ионного масс-спектрометра, предназначенного для микрозондирования. Получены конкордантные значения возраста от 4,1 до 4,2 млрд. лет. Минимальный же возраст метаморфизма пород, содержащих этот древнейший циркон, 3,1—3,3 млрд. лет. Источники сноса исследованных образований неизвестны, но сам этот факт имеет огромное значение, так как свидетельствует о существовании столь древнего сиалического вещества.

Анализ геохронологических данных по всей территории СССР позволил Н. П. Щербаку и Е. В. Бибиковой продемонстрировать значительные успехи в изотопно-геохронологическом исследовании раннего докембрия, хотя оно и не отличается необходимой равномерностью, а также подтвердить идею об асинхронности сходных геологических процессов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Но самое важное заключается в том, что на территории Украинского щита получены новые данные о наличии комплекса тоналитовых гнейсов с возрастом, превышающим 3700 млн. лет, что

согласуется с данными по другим континентам и подтверждает идею о существовании такой древней коры континентального типа.

Состав и возраст континентальной коры. Проблема состава, объема и возраста, а также механизма образования раннедокембрийской коры материков по-прежнему актуальна и разрабатывается специалистами разных научных направлений. Она рассматривалась на секциях «Геология докембрия», «Геохимия» и на специальной сессии по международной программе «Литосфера». Наряду с обобщениями приводился материал по докембрию конкретных регионов.

Выдающиеся успехи в решении рассматриваемой проблемы достигнуты прежде всего благодаря широкому применению новейших методов изотопной геохимии и геохронологии. Особенно отчетливо это проявилось в докладах Д. Дж. Де Паоло с коллегами (США) и австралийских ученых Р. У. Пейджа, М. Т. Мак Каллоха, Л. Блека, Х. Д. Хенсела. У последних впечатляет не только убедительная обоснованность геологическими и геохронологическими данными основных событий докембрийской геологической истории, но и постоянное применение комплекса методов, что позволяет датировать главнейшие эндогенные процессы и оценить возраст вещества земной коры. Получается, что в архее и протерозое были сформированы примерно равные массы континентальной коры Западной Австралии. Такие же соотношения установлены на Североамериканском кратоне и на Балтийском щите, где примерно половина территории относится к свекофенидам с возрастом корового вещества 1,8 млрд. лет (данные Р. Горбачева).

Такие материалы и позволили предложить весьма популярную в настоящее время концепцию о постепенном наращивании континентальной коры в течение всего докембрия. Однако предлагалось и альтернативное суждение, сущность которого сводится к тому, что значительные объемы сиалического вещества выделялись уже на самых ранних этапах геологической истории; в последующие же эпохи происходила его переработка и частичное поглощение мантией. Сторонником этой кон-

цепции является американский геохимик Д. Дж. Де Паоло, который выступил со специальным докладом «Изотопные ограничения степени крутизны поворота коры в архейское и более позднее время». В нем показано, что изотопный состав современной мантии мог возникнуть только в том случае, если мантия поглотила значительное количество корового материала. Это утверждение основано на сравнении изотопных данных по Nd, Sr, Pb и He. Первичные изотопные отношения Nd и Hf в современных и древних мантийных породах определяют отклонение мантийных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ от хондритов меньше, чем можно было бы ожидать на основании отношения Lu/Hf и Sm/Nd в мантийных породах срединно-океанических хребтов. На основании расчетных данных утверждается, что каждый миллиард лет в мантию поступало около 0,3 континентальной коры. Это дает основание предполагать значительно большие массы коры, чем мы видим теперь, что, по Д. Дж. Де Паоло, несовместимо с представлением о постоянном наращивании коры.

Среди зарубежных исследователей преобладает точка зрения о существенно сиалическом составе первичной коры, что подтверждается как геологическими, так и изотопно-геохронологическими данными. В частности, в докладе австралийских геологов С. Р. Тейлора и С. М. Мак Леннана «Химический состав континентальной коры и эволюция» доказывается, что первичная кора соответствует гранодиориту до глубин 10—15 км и андезиту на более низком уровне. По мнению этих исследователей, основная масса коры сформировалась 2,6 млрд. лет назад; они являются сторонниками непрерывной сиализации коры, по крайней мере в течение архея.

Таким образом, на сессии высказывались противоположные точки зрения по поводу основных тенденций эволюции вещества континентальной коры в раннем докембрии. Приводившиеся данные не позволяют присоединиться ни к одной из них, что говорит об актуальности проблемы и необходимости дальнейшего ее исследования.

В связи с рассматриваемой пробле-

мой большой интерес представляют материалы симпозиума «Ранние стадии развития литосферы», на котором был заслушан ряд интересных докладов, посвященных всестороннему исследованию комплекса серых гнейсов, супракрустальных пород зеленокаменных поясов, гранулитовых комплексов. Такие крайние точки зрения, как представление о планетарном раннеархейском гранулитовом метаморфизме и формировании зеленокаменных поясов после становления гранулитогнейсовых ареалов, в настоящее время не популярны. Правда, А. Крёнер связывает появление высокометаморфизованных гранулитовых комплексов с тектоническим скучиванием и предполагает в связи с этим, что гранулитогнейсовые ареалы представляют нижние, глубоко эродированные части архейской коры, верхи которой сохранились в гранит-зеленокаменных областях. Однако в таком выводе не учтено генетическое разнообразие гранулитовых комплексов, уже давно продемонстрированное советскими исследователями [1, 3].

В настоящее время распространено представление о полихронности гранит-зеленокаменных областей и гранулитогнейсовых ареалов. Геохимически (данные Дж. Тарни и др., Д. Дж. Де Паоло и др.) показаны различия между ними вследствие разных режимов их формирования. Дискуссия показала, что выводы о синхронном развитии в различающихся геодинамических обстановках в течение всего архея гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых областей согласуются с имеющимися данными. Один из наиболее важных итогов изучения гранит-зеленокаменных областей и гранулитогнейсовых ареалов состоит в том, что глубокий региональный метаморфизм гранулитовой фации не является сам по себе признаком древнего, тем более раннеархейского возраста. Процессы такого рода периодически повторялись в течение всей докембрийской истории, испытывая направленную эволюцию в сторону формирования все более высокотемпературных гранулитовых поясов, что связано с остыванием литосферы.

Тектоника плит в раннем докембрии. Большой интерес вызвали симпозиумы «Складчатые пояса и тектоника

плит в докембрии» и «Геодинамика земной коры в протерозое и эволюция литосферы». Зарубежные исследователи раннего докембрия практически всех континентов в подавляющем большинстве склонны к трактовке многих наблюдаемых явлений с позиции тектоники литосферных плит. Советские ученые относятся к таким идеям весьма сдержанно, если не считать таких специалистов в области физики Земли, как А. С. Монин и О. Г. Сорохтин, которые в своем докладе показали, что механизм тектоники плит «включался» с момента отделения первых порций ядра, когда возникали первые коровые породы (3,7—3,8 млрд. лет назад или раньше). Не разбирая подробно концепцию этих ученых, отметим, что теоретически выделенный ими максимум термической активности Земли в раннем архее согласуется с установленными петрологически основными закономерностями термической эволюции литосферы, а максимумы выделения некоторых главных коровых и малых элементов совпадают с упомянутыми импульсами эндогенной и металлогенической активности.

Тон в обсуждении проблемы был задан докладом А. Крёнера (ФРГ), который проанализировал возможности концепции тектоники плит применительно к раннему докембрию, сосредоточив главное внимание на типе деформаций земной коры (наличие или отсутствие признаков значительного тангенциального перемещения) и выявлении признаков островодужного вулканизма.

Многие участники конгресса пошли тем же путем, рассматривая конкретные вопросы геологии докембрия. Так, Т. Гиббс изучил складчатый пояс Циркум-Сьюпириор с позиции тектоники «двойного штампа». П. Ф. Хофман попытался оценить масштабы горизонтального сокращения континентальной окраины в складчатой области Уопмей при субдукции под кратон Слейв, связать с этим известково-щелочной магматизм и более широко осветить эволюцию коры Канадского щита в протерозое. Следует обратить внимание на исключительную обоснованность выводов, подкрепленных структурным анализом значительных терри-

торий и прецизионными изотопными датировками.

В упоминавшемся докладе Р. Горбачева о возрасте и механизме формирования протерозойской континентальной коры в пределах свекофеннид Балтийского щита также приведены аргументы в пользу плейттектоники, хотя здесь были найдены существенные отличия от фанерозоя. На эти отличия указывали и советские исследователи. Так, в докладе авторов, развивающих идеи К. О. Кратца, «Структура и эволюция архейской литосферы» подчеркивалась специфика геодинамики тонких плит архейской литосферы, связанная в первую очередь с формированием в коре того времени протяженного астеносферного слоя, представленного мигматитами. Отрицалось наличие на материках архейской океанической коры и соответственно зон океанического спрединга и субдукции. Кстати, в докладах Д. И. Мусатова и др., а также А. Крёнера утверждалось, что настоящий механизм субдукции неизвестен даже в протерозое.

В докладе Р. Каби, обосновавшего выделение позднепротерозойских офиолитов в Африке, утверждается, что в этом регионе проявился полный цикл Вильсона. Сам по себе этот факт интересен, а вывод не вызывает особых возражений, но не является новым, так как в работах советских геологов и петрологов имеются многочисленные доказательства того, что начиная со среднего рифея во многих структурах Урала, Средней Азии, Алтае-Саянской области, Монголо-Охотского пояса формировались настоящие офиолиты. С этого момента и начали действовать в полной мере механизмы тектоники литосферных плит [4]. В более ранние эпохи они не проявлены так совершенно, и для раннего докембрия можно говорить лишь о некотором подобии плитовой тектоники.

В докладах А. Крёнера, П. Ф. Хофмана и особенно Р. К. Ньютона многие раннедокембрийские структуры интерпретируются как коллизионные орогены. Особенно интересна такая интерпретация гранулитовых поясов. Правда, зарубежные исследователи мало используют возможности палео-

геотермических реконструкций на основании анализа термодинамического режима глубинного петрогенезиса. Опыт советских исследователей [1, 2, 4] показал, что в тектонических зонах на конвергентных границах литосферных плит на определенных этапах независимо от их возраста, как правило, развиваются эндогенные процессы в низкоградиентных (высокобарических) режимах в связи со значительной ролью быстрых нисходящих движений.

Подводя итоги краткого анализа проблем геологии докембрия на XXVII сессии МГК, попытаемся сформулировать некоторые выводы о перспективных направлениях исследований, особенно в изучении раннего докембрия СССР.

1. Геолого-геохронологическое датирование комплексом методов геологических образований и процессов типовых раннедокембрийских структур СССР. Всестороннее изотопно-геохимическое исследование этих объектов для целей геолого-петрологического анализа.

2. Выделение типов раннедокембрийских структур, особенно в супракрустальной части архейской литосферы, где так называемые зеленокаменные пояса не определяют всего множества супракрустальных прогибов разного возраста и природы (ранне- и позднеархейские, вулканогенные фемические и сиалические, седиментогенные, различно метаморфизованные и др.).

3. Изучение состава и строения инфраструктуры архейских супракрустальных поясов. Зарубежные материалы, даже по таким исследованным территориям, как Финляндия, Австралия, Канада, Южная Африка, относятся в основном к супракрустальным образованиям и в меньшей степени — к инфракрустальным.

4. Дальнейшая разработка идеи о множественности типов гранулитов как образований, характеризующих разные этапы развития Земли. Доклады были посвящены в основном одному, лапландско-гренильскому типу гранулитов, характеризующему коллизионные структуры. Между тем известны алданский, ладожский, саксонский типы, характерные для других геодинамических обстановок.

5. Установление сходства и различий раннего докембрия древних платформ и складчатых поясов неогей как элементов их предистории, возможно, определявших геологическую судьбу этих двух главнейших типов современных структур континентальной земной коры.

6. Определение природы докембрийских дайковых поясов с выделением среди них континентальных, межконтинентальных, океанических и прочих типов.

7. Разработка геодинамического аспекта тектоники литосферных плит в раннем докембри на основании изучения специфики древнейших геологических образований и процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры*/Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук и др. Л., Наука, 1982.
2. *Глебовицкий В. А., Московченко Н. И., Митрофанов Ф. П.* Проблема эндогенных режимов формирования земной коры в докембрии. — В кн.: *Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразование в раннем докембрии*. Л., 1985, с. 8—24.
3. *Гранулитовая фация метаморфизма*/Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, Л. В. Климов и др. Л., Наука, 1972.
4. *Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир)*/В. А. Глебовицкий, И. С. Седова, М. С. Дюфур и др. Л., Наука, 1981.

УДК 550.05 : 519+681.3

Д. А. РОДИОНОВ, Т. М. ЗЛОБИНА (ИГЕМ АН СССР)

Математическая геология и геологическая информация

Впервые вопросы применения математических методов в геологических исследованиях были рассмотрены на

XXIII сессии МГК в Праге (1968 г.). В работе секции «Математическая геология и геологическая информация»

на XXVII сессии МГК, проходившей в Москве (1984 г.), приняли участие ученые из 23 стран. Работа секции проходила по трем темам и трем межсекционным симпозиумам.

По теме «Математическое моделирование геологических процессов» заслушано 20 докладов ученых из СССР, ГДР, ВНР, ЧССР, КНР, Великобритании, США, Югославии, Канады, Сирии и Греции. Данная тема имеет сравнительно длительную историю, это направление научных исследований продолжает развиваться и совершенствоваться. Большая часть связанных с ней докладов посвящена результатам применения стохастического моделирования для изучения таких геологических процессов, как седиментация, кристаллизация пород из расплавов и др. Некоторые авторы предложили использовать для изучения геологических процессов математическую теорию двумерных и трехмерных марковских цепей [3, 8]. В докладах рассматривались два подхода к проблеме стохастического моделирования. Первый разработан академиком А. Н. Колмогоровым (СССР) и А. Уинтером (США), второй У. Крамбейном (США). Основное положение подхода Уинтера — Колмогорова состоит в том, что модель отнесена к явлению, процессу, динамике процесса, а Крамбейн и его последователи определяют модель как математическое описание объекта. Разный подход к решению одной проблемы вызвал споры, поэтому были проведены две дискуссии. Геологи заинтересованы не в описании объекта, а в изучении процесса. Обоснование этого тезиса аргументировал примером А. В. Вистелиус (СССР). Такой же подход отражен и в работах Е. Х. Т. Уиттена (США) [7].

В целом на XXVII сессии МГК по данной теме не были представлены принципиально новые математические приемы моделирования геологических процессов.

Интенсивное развитие научных исследований за последние годы наблюдалось в области моделирования на ЭВМ геологических процессов в ситуациях, заданных условиями задачи. Интересные результаты получены ка-надскими учеными, которые модели-

ровали на ЭВМ развитие надвиговых структур [11].

По теме «Геологическая классификация на математической основе» было заслушано 19 докладов ученых из СССР, ВНР, ГДР, НРБ, Канады, Норвегии, Турции, США и Франции. В докладах освещались математические методы классификации для решения различных геологических задач: прогнозирования, классификации пород геологического районирования, определения возраста в палеонтологической классификации толщ и др.

Наибольший интерес вызвали доклады, посвященные методам классификации для прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Ранее при прогнозировании использовались преимущественно эвристические математические методы. На XXVII сессии МГК прозвучало, что прогнозирование, рассматриваемое исследователями как задача классификации рудоносных и нерудоносных объектов, осуществляется главным образом с помощью статистических методов и методов математической логики. Пример такого теоретического исследования изложен в докладе Д. А. Родионова (СССР) [4], предложившего для прогнозирования месторождений полезных ископаемых сочетание многомерной математической статистики и методов алгебры логики на единой классификационной основе. В сообщениях об исследованиях, развивающих это теоретическое направление, показаны результаты конкретного использования аппарата многомерной математической статистики и булевой алгебры для прогнозирования рудных и нефтегазовых месторождений Средней Азии.

В целом исследования в области геологического прогнозирования по использованному математическим методам можно отнести к четырем основным направлениям: многомерная математическая статистика, математическая логика, тензорный анализ, постординатные операции. На стадиях региональных геологических исследований при обработке качественной информации для прогнозирования рудных месторождений используются преимущественно логические математические методы [5], при детальном ра-

боте — методы многомерной математической статистики. Последние нашли широкое применение при прогнозировании нефтегазовых месторождений [1, 6].

По вопросу применения логических методов для прогнозирования эндогенных рудных месторождений состоялась дискуссия: «О преимуществах применения в геологических исследованиях аппарата k-значной или двузначной логики». В результате дискуссии сформировалось мнение о том, что использование аппарата k-значных логик так же, как и двузначных, требует построения соответствующих логико-математических моделей изучаемых геологических объектов. Чисто формальный подход может привести к ошибкам в интерпретации. Применение аппарата двузначных или k-значных логик для прогнозирования обусловливается геологическими особенностями объектов прогноза.

По теме «Геостатистика» заслушано 14 докладов ученых из СССР, НРБ, ВНР, Западного Берлина, США, Финляндии и Норвегии. Основная часть докладов была посвящена характеристике геостатистических процедур крайгинга, адаптированных для решения задач по подсчету запасов, геолого-экономической оценки месторождений, для геометризации и подсчетных параметров месторождений различного типа. Рассмотрены и геостатистические методы оценки запасов руд при добыче.

Наметилась тенденция к разработке методов, способных учитывать влияние на величину запасов в недрах, наряду с изменчивостью геологических параметров, экономических и технико-экономических критериев. При этом, кроме традиционных математических методов геостатистики используются методы исследования операций.

Важным научным направлением, развивающим данную тематику, является разработка сложных математических моделей для автоматизированного прогнозирования величины запасов потенциальных месторождений на основе распределений химических элементов или их соединений в земной коре. Такие современные геостатистические модели прогноза запасов (Дж. Бринк, 1976 г.; М. У. Дрю, 1977 г. и др.) учитывают, кроме геохимических параметров распределения

рудных элементов, бортовое содержание, себестоимость единицы ресурсов, глубину, на которой планируется открытие месторождения. Подобную модель для оценки ресурсов и перспектив месторождений на конгресс представили П. Харис и Л. Чавез (США) [9]. Используя экспертные оценки геолого-экономических параметров, с помощью модели можно определить математические ожидания запасов руд с учетом вариантов бортовых содержаний и оценить максимальную прибыль при добыче. Существует ряд нерешенных задач, в частности, способы оценки трансформационных функций для перехода к оценкам тоннажа руды от оценок параметров распределения содержаний полезного компонента в пределах месторождений. Прямых способов этих оценок в модели Хариса — Чавеза не существует, поэтому необходимы косвенные, т. е. экспертные методы.

По теоретическим и практическим вопросам применения крайгинга для решения геолого-экономических задач мнения ученых разделились. В результате дискуссии о преимуществах использования интерполяции и экстраполяции подход Н. Винера и А. Н. Колмогорова признан лучшим.

На межсекционном симпозиуме «Прогнозирование и оценка геологических ресурсов с помощью ЭВМ» было заслушано 13 докладов, с которыми выступили ученые СССР, ПНР, ЧССР, Норвегии, Западного Берлина и США. Тематика докладов охватывала следующие направления научных исследований:

- методология и методы построения автоматизированных систем прогноза рудных и нефтегазоносных месторождений;

- построение с помощью ЭВМ карт для прогнозирования;

- прогнозирование с помощью ЭВМ отдельных свойств геологических объектов;

- технология построения автоматизированных систем обработки геологических данных для прогнозирования.

Наиболее полно освещены современные методологические подходы к разработке автоматизированных систем прогноза и оценки геологических ресурсов [2], методы и технология пост-

роения систем. Для решения прогнозных задач в современных автоматизированных системах использованы математические методы визуализации, теории размытых множеств, метод Монте-Карло и др.

Интересными были доклады, посвященные построению тематических и прогнозных карт слабо изученных районов. При этом использовались математические модели линейного тренда, сплайн-функций, ортогональных разложений, Монте-Карло.

Среди математических методов, применяемых для прогнозирования, по итогам обсуждения признаны перспективными методы: статистические, теории размытых множеств и Монте-Карло.

В области технологии построения автоматизированных систем прогноза наметились тенденции к созданию достаточно простых программных комплексов, ориентированных на использование мини-ЭВМ, цифровых и графических технических средств.

В дискуссиях, прениях по докладам и в частных научных беседах обсуждались следующие основные вопросы:

- о способах и методах оценки прогнозных ресурсов и особенно геолого-экономической оценки;

- общее состояние исследований по применению математических методов и ЭВМ для прогнозирования месторождений полезных ископаемых в разных странах;

- использование ЭВМ четвертого и пятого поколений, в частности ЭВМ японского производства.

На межсекционном симпозиуме «Геологическая информация: способы сбора, хранения, передачи и использования геологических данных» приняли участие ученые из СССР, НРБ, ЧССР, Кубы, Австрии, Франции, США, Японии и Финляндии.

Было заслушано 17 докладов по следующим направлениям: 1) теоретические и методологические проблемы создания информационных систем в геологии, разработки и применения информационно-поисковых языков; 2) вопросы разработки и анализ эксплуатации действующих автоматизированных систем НТИ в геологии.

Результаты работ, освещаемые в докладах первого направления, пока-

зали, что существуют два различных принципа построения многоязычного тезауруса по геологическим наукам. Первый принцип использован в исследованиях, проводимых под руководством Международной комиссии по геологической документации (КОГЕС ДОК). Были рассмотрены две версии тезауруса (русская и французско-американская). Второй принцип построения тезауруса применен в исследованиях, проводимых международной организацией «Геоинформ». На XXVI сессии МГК была обсуждена разработка тезауруса для геологических служб стран — членов СЭВ. Несмотря на различные принципы построения многоязычных тезаурусов могут служить единой базой для международного обмена информацией между геологическими службами различных стран. После соответствующей стандартизации терминологии возможно слияние всех тезаурусов [10].

В докладах, освещающих вопросы второго направления, были изложены принципы построения и опыт эксплуатации крупных международных, национальных и специализированных локальных информационно-поисковых информационно-обрабатывающих автоматизированных систем. Итоги обсуждения работ этого направления таковы: политика создания общегосударственных автоматизированных систем НТИ, принятая в социалистических странах и Франции, признана эффективной. Анализ разработок локальных целевых автоматизированных систем НТИ показал целесообразность их использования для решения конкретных задач в общегосударственных системах (при условии совместимости технических средств и данных).

Комплексное использование средств связи и вычислительной техники, особенно средств дистанционного индивидуального доступа пользователей массовым научно-технической информации, осуществляется на самом высоком техническом уровне в Японии, Франции, США.

На межсекционном симпозиуме «Количественные и качественные методы корреляции юрской системы» было заслушано 10 докладов, сделанных учеными из СССР, Канады, Индии и США. На этом симпозиуме предпола-

лось обсудить результаты научных исследований, проводившихся в соответствии со 171 и 148 проектами Международной программы геологической корреляции (МПК). Однако в докладах были освещены лишь вопросы связи биостратиграфических данных с данными определения абсолютного возраста и палеомагнитных исследований юрских толщ, что соответствует только тематике «Стратиграфия».

Доклады об исследованиях по теме «Количественная стратиграфическая корреляция с помощью ЭВМ» прозвучали на заседаниях 148 проекта МПК. Здесь было заслушано восемь докладов представителей СССР, Канады, Великобритании, Норвегии, Италии. Результаты работ, представленные в докладах, свидетельствуют о том, что алгоритмы, составленные на палеонтологической основе, используются и будут использоваться при разработке региональных или глобальных палеонтологических стандартов (шкал времени). Все выступавшие высказались за продолжение работ по 148 проекту МПК. В итоге обсуждения докладов приняты предложения об интенсификации разработки методов стратиграфической корреляции на основе литологических и геофизических данных с привлечением малых ЭВМ. Конкретные рекомендации о направлениях развития этих научных исследований предложено собрать лидеру проекта — Ф. Агтербергу (Канада).

На заключительном пленарном заседании секции обсуждались вопросы дальнейшего развития научных направлений математической геологии. Предложено теснее связывать научные исследования с решением конкретных геологических задач, созданием математических моделей реальных геологических процессов. Прогрессивными направлениями научных исследований следует считать развитие и совершенствование методов использования математического аппарата для прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых; разведки и геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых; информационного обеспечения этих геологических проблем.

Для решения задач прогнозирования и поисков месторождений полез-

ных ископаемых наиболее эффективно применение методов многомерного статистического анализа (при обработке на ЭВМ количественной геологической информации) и методов алгебры логики (при обработке качественной геологической информации). Практическое значение для геологии имеет создание автоматизированных систем поиска и прогноза месторождений полезных ископаемых, обрабатывающих большое число геолого-экономических и технических данных. Решение задач геолого-экономической оценки месторождений эффективно проводится с привлечением геостатистических процедур, математических методов для оценки точности подсчета запасов и геометризации геологоразведочных параметров месторождений, экономикоматематического моделирования. Информационное обеспечение упомянутых задач целесообразно осуществлять с помощью автоматизированных информационно-поисковых систем документографического и фактографического типов.

Представленные на XXVII сессии МГК доклады свидетельствуют о том, что многие математические методы успешно используются в геологии. Однако необходимо признать приоритет математического аппарата теории вероятностей и математической статистики. При вероятностной оценке случайных геологических характеристик большое значение имеют вопросы надежности, устойчивости статистических процедур. Этому пока еще уделяется мало внимания.

Анализ технических реализаций алгоритмов на ЭВМ показал, что имеется тенденция к созданию достаточно простых программных комплексов для решения геологических задач, ориентированных на использование мини-ЭВМ, цифровых и графических технических средств, к максимальному упрощению процесса «общения» специалиста-геолога с ЭВМ.

В процессе работы секции был также рассмотрен вопрос о публикации научных трудов в периодических изданиях Международной ассоциации математической геологии. Рекомендовано уделить особое внимание дискуссионному разделу. Обсуждены вопросы математической подготовки специалистов-гео-

логов в высших учебных заведениях.

Одновременно с научной программой конгресса в рамках секции проведены организационные заседания пяти международных обществ и групп.

На Генеральной ассамблее Международной ассоциации математической геологии состоялись выборы Совета и Президиума. Президентом избран Дж. Синдинг (США), вице-президентом — Р. Маккеммон (США), генеральным секретарем — Р. Синдинг-Ларсен (Норвегия), Кларк (Великобритания), Д. Маршал (Франция), Г. М. А. Н. Бугаец (США) и А. Н. Бугаец. Обсуждались вопросы о международных симпозиумах, экономических аспектах с международными общими усилиями, о продолжении проекта в рамках МАМГ и др.

Состоялись выборы исполкома Международной комиссии по хранению, математической обработке и выдаче геологических данных (КОГЕОДАТА). Президентом избран Г. Гаал (Финляндия), вице-президентом — Д. А. Родионов (СССР), генеральным секретарем — Р. Гаррет (Канада), пост-президентом остался Р. Синдинг-Ларсен (Норвегия). Руководители рабочих групп: Р. Маккеммон (США), Г. Габерт (ФРГ), И. Грушка (ЧССР), П. Леймари (Франция). Заслушан отчет Р. Синдинг-Ларсена о деятельности комиссии по осуществлению исследовательских программ: по оценке ресурсов и обработке на ЭВМ геологических данных стран Африки, Южной и Северной Америки, Западной Европы; по обработке геологических данных на ЭВМ при поисках нефти и газа в шельфовых зонах Юго-Восточной Азии. Цель работы КОГЕОДАТА по исследовательским программам — передача современных технологий обработки геологических данных на ЭВМ и обучение специалистов.

На заседании Международного комитета по документалистике (КОГЕОДОК) заслушан отчет генерального секретаря — Ж. Гравештейна (Фран-

ция), обсуждены вопросы разработки и совершенствования многоязычного тезауруса, а также сотрудничества КОГЕОДОК и КОГЕОДАТА. На пленарном заседании КОГЕОДОК (Прага, 1984 г.) президентом был избран Г. Рассем (США), вице-президентом И. Грушка (ЧССР), генеральным секретарем Ж. Гравештейн (Франция).

На заседаниях группы проекта 1 МАМГК заслушан доклад руководителя проекта Ф. Агтерберга (Канада), обсуждены пути дальнейшего совершенствования методов количественной корреляции.

На заседаниях группы проекта 1 МАМГК обсуждались вопросы создания банка данных для глобального обмена и обработки геохимической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багиров Б. А. Комплексирование классификационных моделей в нефтяной геологии. В кн.: Тезисы докл. 27 МГК, т. VIII. М., Наука, 1984, с. 323.
2. Бекжанов Г. Р., Бугаец А. Н., Лось В. М. Методология и методы оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых с помощью ЭВМ. — В кн.: Математическая геология и геологическая информация. 27 МГК, т. 20. М., Наука, 1984, с. 103—108.
3. Вистелиус А. Б. Модель КОММИНГЛИГА и ее критерий (на материале зонального интрузива близ с. Гульшад). — В кн.: Математическая геология и геологическая информация. 27 МГК, т. 20, М., Наука, 1984, с. 18—28.
4. Родионов Д. А. Геологическое прогнозирование как задача классификации. — В кн.: Математическая геология и геологическая информация. 27 МГК, т. 20, М., Наука, 1984, с. 58—62.
5. Сиротинская С. В. Методы алгебры логики при металлогенических исследованиях. — В кн.: Математическая геология и геологическая информация. 27 МГК, т. 20. М., Наука, 1984, с. 62—68.
6. Спивак Т. Ю., Грабенко В. И. Статистический метод прогноза нефтегазоносности по данным геохимических поисков. — В кн.: Тезисы докл. 27 МГК, т. VIII. М., Наука, 1984, с. 422.
7. Уиттен Е. Х. Т. Задачи математической геологии. — В кн.: Математическая геология и геологическая информация. 27 МГК, т. 20. М., Наука, 1984, с. 5—11.
8. Харбух Дж. Распространение марковских моделей на два и три измерения. — В кн.: Математическая геология и геологическая информация. 27 МГК, т. 20. М., Наука, 1984, с. 28—31.
9. De Verle P., Haris, Chavez M. L. Estimation of mineral resources and potential

supply by geostatistical crustal abundance models—some recent investigations. — Тезисы докл. 27 МГК, т. VIII. М., Наука, 1984, с. 348.

Gravesteyn J., Rassam G. N. Le thesaurus multilingue pour les sciences de la terre. —



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

ДК 553.41 : 552.3/4 : 551.71

Н. КРАСНИКОВ (ИГГД АН СССР)

Кинетические особенности золотого оруденения архейских зеленокаменных поясах

Докембрийская металлогеническая эпоха ознаменовалась интенсивным формированием месторождений железа, никеля, платины, полиметаллов и золота. По данным Р. Шенка, доля докембрийских золоторудных месторождений в общей мировой добыче составляет 87 % [5].

Если рассматривать отдельные докембрийские регионы, то можно установить, что золоторудные месторождения в них приурочены к структурам типа зеленокаменных поясов. Эта закономерность хорошо прослеживается на территории различных шитов мира, которыми непосредственно тесно связаны и древние золотоносные конгломераты. Породы зеленокаменных поясов служили источниками рудного вещества, осаждавшегося в цементе конгломератов [14]. Отсюда становится очевидной необходимость изучения зеленокаменных поясов и приуроченных к ним золоторудных месторождений как главных поставщиков первичного золота в докембрийское время.

Архейские зеленокаменные пояса представляют собой, как правило, линейные геоструктуры, сложенные довольно слабо метаморфизованными толщами, чаще всего вулканогенными и осадочными. Для разрезов указанных поясов характерно наличие вулканогенных циклов, включающих породы ультраосновного, основного, среднего и в меньшей мере кислого состава. Среди осадочных пород развиты кlastические (граувакки, аркозы), реже карбонатные (известняки) образо-

Тезисы докл. 27 МГК, т. IX, ч. 2. М., Наука, с. 408.

11. Linsser H., Jones P. Computer-synthesized models of thrust belt structures. — Тезисы докл. 27 МГК, т. VIII. М., Наука, 1984, с. 383.

вания. Часто встречаются согласные интрузивные основные, реже ультраосновные тела [3]. Присутствуют железистые кварциты, приуроченные в большинстве случаев к основным породам, но иногда переслаивающиеся с метаосадками. Такие кварциты рассматриваются некоторыми исследователями как результат метасоматического замещения базитов.

Метаморфизм пород зеленокаменных поясов варьирует от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации андалузит - силлиманитового типа, обычно с признаками метаморфической зональности. Часто встречаются интрузии гранитоидов (тоналитов, нормальных гранитов), иногда со щелочным уклоном [3].

К зонам метасоматических преобразований, протекающих по типу кислотного выщелачивания, приурочено золотое оруденение. Участки интенсивного развития метасоматоза, сопровождающегося высокими концентрациями золота, сложены различными по составу породами, главным образом основными. Это обусловлено сидерофильными свойствами золота, проявляющимися в его повышенном кларковом содержании в породах основного состава по сравнению с кислыми. Так, в основных вулканитах оно достигает $6,8 \cdot 10^{-7} \%$, в кислых — на порядок ниже [6]. Для образования промышленных запасов высокое содержание золота во вмещающих породах не обязательно. Согласно теоретическим расчетам, для того чтобы путем метасома-

тической переработки из 1 км³ вулканитов сформировались золотоносные жилы с запасами около 3 т, вполне достаточная концентрация его до 5·10⁻⁷ % [10]. Таким образом, основные и ультраосновные вулканиты сами по себе могут представлять первичный источник рудного вещества. Это подтверждается следующей эмпирической закономерностью: почти все золоторудные месторождения размещены среди метабазальтов толеитового состава.

На перераспределение золота процессы магматической дифференциации не оказывают существенного влияния, в отличие от метаморфических и связанных с ними метасоматических преобразований. Детальное изучение поведения золота в условиях регионального метаморфизма показало, что наиболее богатыми полезным компонентом оказываются области проявления сравнительно низкотемпературного метаморфизма (до эпидот-амфиболитовой фации). Основным вынос металла из пород начинается с дистен-ставролитовой субфации метаморфизма при температуре 450—500 °C и давлении 400—600 МПа. В более низкотемпературных зонах оно ведет себя инертно. Максимальное обеднение золотом пород отмечается на ранних стадиях гранитизации и сопровождается удалением летучих компонентов — сероводорода, двуокиси углерода и т. п. Поэтому области проявления высоких степеней метаморфизма бедны золотом. Однако изменение *P-T* условий метаморфических процессов вызывает разнообразные метасоматические явления, в том числе и кислотное выщелачивание, приводящее к формированию значительных золоторудных концентраций [1].

В растворах золото переносится в виде комплексных соединений двух типов — тимо- и хлорокомплексов. Первые характерны для низкотемпературных, вторые — для высокотемпературных растворов. Тиокомплексам присуща максимальная растворимость золота в нейтральных растворах и выпадение его в осадок при отклонении значений pH либо к кислотным, либо к щелочным. Для хлорокомплексов особенно резкий скачок растворимости золота происходит при температуре 480—510 °C в ус-

ловиях низкой фугитивности кислото- и нормальной щелочности [соматических образований. Он содержит этот металл в растворе, выносом всех оснований, резко увеличивается по мере повышения является вполне подвижным ния кислотности [4]. В ходе регомпонентом. Золото осаждается на сивного метаморфизма флюид эвольфидах (пирите и пирротине, в ционирует вследствие понижения еньшей степени на галените, халькопературы при неоднократном измари и арсенипирите).

Сходные процессы происходили и в Термодинамические условия рассранных провинциях Канады, например, риваемой гидротермальной систьюпириор (регион Поркьюпайн) и взаимообуславливают друг друга ренвилл [7], а также в рудных позависимости от внешних факторов, их индийских зеленокаменных поясов,

На увеличение концентрации зоркий представитель которых — местовлияет повышение содержания кождение Колар. Оно приурочено к лексообразующих лигандов. Для рше метаэффузивов (толеитовых и комплексных соединений это достоматиитовых метабазальтов), протяется, например, повышением содерывающейся узкой полосой среди граия сероводорода, парциального итто-гнейсов и гнейсов (рис. 2). С меления серы. С возрастанием обатолейтами тесно связаны желези-массы тиокомплексов увеличиваеые кварциты, а с последними — гра-количество переносимого золота. итсодержащие породы. Значительно часть разреза слагают осадочные приводящих к локализации золотобразования, к ним также приуроче-руденения, выполненный для разны графитистые сланцы.

Золоторудная минерализация развивается в рассланцованных разностях олеитов [15]. Отдельные рудные пла-конечным, кислотным стадиям метатты ассоциируют с графитсодержащи-матоза. Типичным примером мож породами, залегающими среди же-служить месторождение Джиянт иезистых кварцитов. Некоторые золо-лоунайф (Канада). Расположено оносные пачки присутствуют и в оса-среди вулканитов и осадочных обра-сочных толщах, где также тяготеют к-ваний одноименного зеленокаменн-графитистым сланцам, играющим роль-пояса, испытавших зональный ме-оллекторов. Регионально проявлен-морфизм, не превышающий эпидот-ый на месторождении метаморфизм-фиболитовой фации (рис. 1). Под-де превышает условий эпидот-амфибо-ляющее большинство золоторудн-итовой фации. Имеются находки гра-жил размещается в толеитовых ме-тата с амфиболом, характерные для-базальтах и приурочено к зонам-внешних ореолов метасоматической-метасоматической переработки. П-ральности, обогащенных железом. В-этом отмечена следующая характер-роде кислотного выщелачивания фор-для кислотного выщелачивания ме-мировались сланцы, состоящие из тон-соматическая зональность (от в-окристаллической смеси кварца и се-щающих пород к рудным жилам-ицита. К ним и тяготеет золоторуд- I — хлорит+амфибол+эпидот+о-ая минерализация. Как показало изу-гоклаз+карбонаты+кварц; II — х-ение структуры месторождения Ко-рит+эпидот+альбит+анкерит+рар, рудные тела приурочены здесь к-+кварц; III — анкерит+серицит-системам разрывных нарушений, в це-+альбит+кварц; IV — серицит+а-лом параллельных зонам разломов,-бит+кварц; V — кварц+серицит-оторыми, в свою очередь, контроли-+ (сульфиды); VI — кварц+ (сульф-руются поздние дайки долеритов.

Аналогичная направленность мета-Из этой колонки, составленной соматических процессов, также конт-материалам Р. Бойля [6], отчетли-ролирующих золотое оруденение, от-виден низкотемпературный проце-мечена и на месторождениях Родезий-кислотного выщелачивания, относ-ского кратона Южной Африки. С эти-щийся к мусковит-кварцевой фаци-ми процессами связано формирование



Рис. 1. Схема геологического строения зеленокаменного пояса Йеллоунайф (Канада), по Г. Дженнеру и др. [9] с использованием материалов Р. Бойля [6]. Вулканиты: 1 — основные, 2 — средние, 3 — полосчатые кислые; 4 — конгломераты, песчаники; 5 — граувакки; 6 — диабазы; 7 — граниты; 8 — разрывные нарушения; 9 — золоторудные жилы

более 50 % запасов золота Родезии. Вмещающие породы метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, оруденение приурочено к метасоматитам, развивающимся по метабазальтам. Как и в предыдущих случаях, золото ассоциирует с пиритом и пирротинном [8].

Иногда метасоматические кварцевые жилы локализованы в зоне контакта основных вулканитов с кислыми туффитами или метаосадками. В данном случае участки различных по составу вулканитов, будучи в большинстве случаев тектонизированными, благоприятны для проникновения рудоносных растворов. Наиболее широко подобные месторождения распространены в зеленокаменных поясах Каапвальского кратона Африки (Барбер-

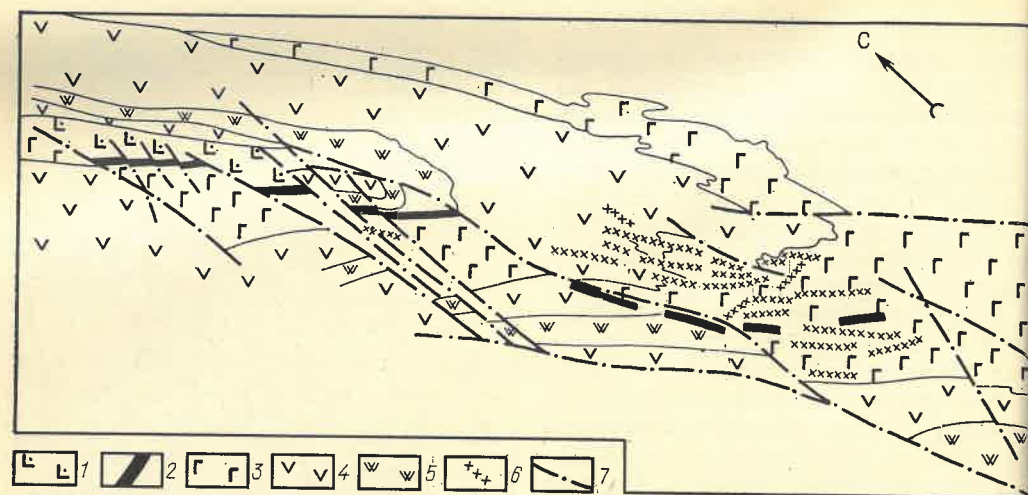


Рис. 4. Схема геологического строения золоторудного поля Калгурли (Юго-Западная Австралия), по Г. Тревису и др. [13]

1 — серпентиниты; 2 — туфогенные прослои; 3 — зо-

лотоносная долеритовая интрузия Золотая Милл; 4 — безрудные долериты Вильямстоун; 5 — метазальты; 6 — золоторудные жилы; 7 — разрывные нарушения

нированию золоторудных жил, может происходить неоднократно под влиянием постмагматических процессов, в частности, прогрева и газовых эманацій, вызванных внедрением гранитоидных интрузий в толщу вулканитов. Поэтому часто в таких интрузивных телах кислого состава залегают месторождения золота. Последние также неразрывно связаны с метавулканитами, несущими первичные золоторудные концентрации. Граниты играют роль мобилизатора рудного вещества, рассеянного в породе, с последующим его переотложением в благоприятных зонах. Кислые интрузии могут внедряться в виде силлов, штоков и даек диоритовых порфиров или сиенит-порфиров [7].

Примером подобных месторождений является Мак-Интайр, провинция Сьюпириор Канады [7]. Рудное тело приурочено к толще основных вулканитов в зоне их контакта с трубообразным порфировым штоком. Регионально проявленные процессы серицитизации и хлоритизации были первичной причиной мобилизации рудного вещества, которое в дальнейшем под термально-метасоматическим воздействием порфиров переотлагалось. Аналогичная картина наблюдается и на месторождениях района Красного Озера (Канада) [6], где метасоматические преобразования связаны с постмагматическими явлениями в гранитоидах.

Золотое оруденение в разрезах зеленокаменных поясов часто развивается в определенных горизонтах пор, нередко в железистых кварцитах [7, 15], хотя большого промышленного значения эти концентрации не имеют. Железорудные формации часто ассоциируют со сланцами, обогащенными сульфидами и графитом, в которых образуются кварц-сульфидные жилы, аналогичные им по составу послонителю типа «stratabound». Из сульфидов наиболее характерны пирит, пирротин и арсенипирит.

Некоторые авторы считают, что первичными источниками золота в данном случае были непосредственно сами железорудные формации, в которые оно привносилось в ходе эксгальтации [8], осаждаясь на сульфидах, широко распространенных в этих породах. Однако выяснение генезиса формации железистых кварцитов и рудных графитоносных толщ — самостоятельная проблема, поскольку им присущи признаки образования в результате метасоматоза при замещении пиритов, почти постоянно с ними ассоциирующих (рис. 2). Такие зоны формируются вместе с железистыми кварцитами, но при различных условиях pH среды и меняющемся парциальном давлении отдельных компонентов (H_2S). Иногда золото приурочено магнетиту непосредственно в самих золоторудных толщах.

Отдельные месторождения золота залегают в терригенных толщах зеленокаменных поясов. Они встречаются в виде двух формационно различных групп — кварцито-граувакковой и сульфидно-карбонатной. Подобные аннедокембрийские месторождения не имеют большого промышленного значения, но тем не менее они достаточно широко развиты в некоторых регионах, например, в провинции Черчилл Канады [6].

Таким образом, перспективность на золото того или иного зеленокаменного пояса определяют следующие признаки.

1. Наличие основных — ультраосновных вулканитов, которые в силу своих геохимических особенностей являются первичными источниками рудного вещества. Даже кларкового содержания золота в них вполне достаточно для формирования промышленных запасов, не говоря о дериватах, обогащенных золотом в ходе ликвации расплава на силикатную и рудную (сульфидную) составляющие.

2. Присутствие определенных вещественных горизонтов в разрезе зеленокаменных поясов (обогащенных сульфидными основными или средних вулканитов, небольших прослоев риолитов или туфогенных разностей кислого состава, кремнистых сланцев) — косвенный признак. Как было показано, золотое оруденение формируется в этих горизонтах в ходе метасоматических преобразований, а данные породы являются коллекторами-концентраторами рудного вещества. Наличие таких золотоносных горизонтов особенно важно для поисков золота в архейских зеленокаменных поясах.

3. Сравнительно невысокая степень метаморфизма пород, не превышающая низкотемпературной амфиболитовой фации, благоприятна для концентрации золота. Такие слабометаморфизованные участки гранитно-зеленокаменных областей играют роль своеобразных «ловушек». Более высокие значения температуры и давления, а также гранитизация приводят к интенсивному выносу золота и соответственно к обеднению им пород.

4. Метасоматические преобразования по типу кислотного выщелачива-

ния, теснейшим образом связанные с метаморфическими процессами и приуроченные к их регрессивной стадии, — немаловажный фактор. Многократно проявленные метасоматические растворы, эволюционирующие во времени, меняют свой состав, а такие параметры, как температура и давление, pH-условия тоже варьируют, вследствие чего возникает среда, благоприятная для растворения золота. Приобретение растворами кислотных свойств на конечных стадиях их эволюции способствует разложению комплексных соединений, переносящих золото, и его осаждению.

5. Наличие интенсивно проявленных зон разрывных нарушений, где наиболее часто происходит концентрация золота. Благоприятными для осаждения рудного вещества могут оказаться апикальные части складок. К ним нередко и приурочены золоторудные проявления. Это особенно характерно для поздних стадий дислокаций. Структурный фактор играет большую роль в образовании не только золотого оруденения, но и месторождений многих других полезных ископаемых.

6. Присутствие гранитоидных интрузивных тел, которые, внедряясь, вызывают прогрев толщ вулканитов. Они также несут большое количество летучих веществ и щелочей, что обуславливает проявление кислотного выщелачивания. Гранитоиды могут иметь и нормальный, и щелочной состав. Избыток щелочей особенно необходим для образования хлорсодержащих растворов, переносящих золото.

Совокупность всех перечисленных признаков отмечается на большинстве архейских месторождений золота и определяется самим типом геоструктуры зеленокаменных поясов, к которым они приурочены. Однако существуют и незолотоносные зеленокаменные пояса, где рудоконтролирующие факторы представлены не в полной мере. Это означает, что намеченные критерии проявления золотого оруденения в зеленокаменных поясах необходимы, но не достаточны. В качестве определяющего признака следует рассматривать специфичность эндогенного развития зеленокаменных поясов, для оценки которой данных пока недостаточно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982.
2. Вилор Н. В., Казьмин Л. А. Физико-химическое моделирование метаморфогенно-гидротермального золотого оруденения. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. [Тезисы докладов на IV Межведомственном совещании по проблеме метаморфогенного рудообразования и V Всесоюзного симпозиума по метаморфизму]. Винница, 1982, с. 179—181.
3. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., Мир, 1983.
4. Флюидные постмагматические системы/ Н. В. Вилор, Л. А. Казьмин, В. В. Лашкевич, А. Ш. Минцис. Новосибирск, Наука, 1983.
5. Шенк Р. Дж. Разработка и экономика месторождений докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1982, с. 15—21.
6. Boyle R. W. Geochemistry of gold and its depositions. — Geol. Surv. Can., 1979, bul. 280.
7. Economic minerals of the Canadian Shield/ A. H. Lang, A. M. Goodwin, R. Milligan et al. — In: Geology and economic minerals of Canada. Ottawa, 1970, p. 151—226.
8. Fripp R. E. P. Gold metallogeny in the Archaean of Rhodesia. — In: The early history of the Earth. London, 1976, p. 455—466.
9. Jenner G. A., Feyer B. J., McLennan S. Geochemistry of the archaean Jellowkn Supergroup. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1981, v. 45, no 1, p. 1111—1129.
10. Saager R., Meyer M., Muff R. Gold distribution in supracrustal rocks from archaean greenstone belts of Southern Africa and from paleozoic ultramafic complexes of the European Alps: metallogenic and geochemical implications. — Econ. Geol., 1982, v. 77, no 1, p. 1—24.
11. Seward T. M. Hydrothermal transport and deposition of gold. — In: Gold mineralization. Univ. exten., Univ. West. Austr., Nedlands, 1979, publ. 3, p. 45—55.
12. Stephenson J. F. Gold deposit of the Rose Lake-Beresford Lake greenstone belt Southern Manitoba. — In: Geology and geophysics of the Rose Lake region, Southern Manitoba (Project Pioneer). — Mines. Br. Publ., 1971, v. 71, no 1, p. 33—376.
13. Travis G. A., Woodall R., Bartram G. The geology of the Kalgoorlie goldfield. Geol. Austr. Sp. Publ., 1971, v. 18, no p. 175—190.
14. Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. Some thoughts on the origin and process responsible for the concentration of gold in the early Precambrian of Southern Africa. — Miner. Depos., 1970, no 5, p. 164—180.
15. Viswanatha M. N., Ramakrishnan M. Kolamb belt. — In: Early precambrian supracrustal of Southern Karnataka. Calcutta, 1978, p. 221—246.

УДК 553.497/499 : 553.065.3

М. М. МАМАДВАФОЕВ (Таджикский гос. ун-т)

О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Центрального Таджикистана

Закономерности размещения эндогенных месторождений в крупных регионах определяются многими факторами (магматогенными, геотектоническими, структурными, стратиграфическими, возрастными и др.), обычно используемыми в качестве предпосылок для поискового прогнозирования. Наиболее важная роль среди них принадлежит возрастным предпосылкам. Однако для ртутно-сурьмяных месторождений, относящихся к телетермальным, установление точного возраста представляется крайне сложным.

Оруденение ртутно-сурьмяной формации в Центральном Таджикистане тяготеет главным образом к Зеравшано-Гиссарской (Зеравшано-Алайской) структурно-формационной зоне, где известны многочисленные рудопроявления

и месторождения этих металлов. Небольшие проявления сурьмы и ртути располагаются и в пределах Южно-Гиссарской зоны (рис. 1).

Несмотря на хорошую геологическую изученность рудоносных площадей и региона в целом, вопрос о возрасте ртутно-сурьмяного оруденения до сих пор остается дискуссионным. На ранних этапах планомерных работ по геологии Тянь-Шаня первые исследования Южно-Ферганского рудного пояса (Д. И. Щербakov, 1926 г.; А. А. Сауков, 1930 г.; В. И. Смирнов, 1947 г.) относили месторождения данного типа к альпийским образованиям. Эти представления разделяются некоторыми геологами (А. А. Луцкий, 1970 г.; И. В. Мушкин, 1973 г.; М. Розин, 1970 г.; В. В. Могаровский,

1975 г.) и в настоящее время. Большинство же авторов [1, 9, 10, 13, 14, 15] (В. Э. Поярков, 1936 г. и др.) считает оруденение позднегерцинским.

Сторонники концепции о молодом — мезозойском или кайнозойском — возрасте ртутно-сурьмяного оруденения в качестве главных аргументов приводят следующие.

1. Ртуть и ее соединения обладают высокой упругостью паров (летучестью), что создает невозможность образования при высоких температурах ртутных месторождений. Они формируются вблизи земной поверхности (в эпитепимальной зоне), и поэтому сохранение от эрозии древних, например позднепалеозойских, месторождений за время их длительной геологической истории менее вероятно, чем мезозойских и кайнозойских.

2. Поскольку ртутные месторождения мира вообще и СССР в частности имеют преимущественно мезозойский или кайнозойский возраст, такими же молодыми следует считать и тянь-шаньские.

3. Ртутно-сурьмяные месторождения Тянь-Шаня образуют единый, дискорданный по отношению к структурам региона, пояс, имеющий форму дуги, обращенной выпуклостью к северу и простирающейся согласно с дугообразными структурами Памира. Учитывая, что последние некоторыми исследователями считаются альпийскими, оруденение пояса следует рассматривать как альпийское.

4. Близкие по генетическому типу месторождения (ртутно-полиметаллические), расположенные на крайнем юго-западном окончании пояса (хр. Кугитанг), приурочены к мезозойским (позднеюрским) отложениям. К мезозойско-кайнозойским покровным формациям Афгано-Таджикской депрессии тяготеет эпигенетическая (наложенная) минерализация целестин-баритового, целестин-кварц-кальцитового, сульфидно-целестинового, медного и полиметаллического состава, а сурьмяно-ртутная минерализация известна в Зеравшано-Гиссарской зоне в нижнеюрских угленосных отложениях.

5. Наиболее молодые магматические образования Центрального Таджикистана — щелочные базальтоиды — содержат вкрапленную ртутную минера-

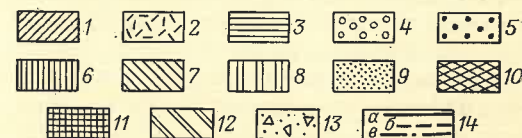
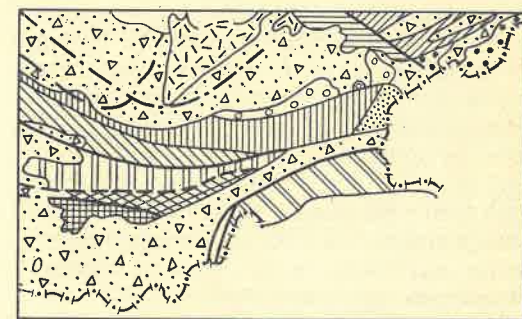


Рис. 1. Схема расположения Зеравшано-Гиссарской (Зеравшано-Алайской) и Южно-Гиссарской структурно-формационных зон в складчатых областях Тянь-Шаня и Памира (по Е. Н. Горещкой, 1968 г.)

Складчатые системы: 1—2 — Среднетяньшаньская каледонско-герцинская (1 — Каратау-Нарынская, 2 — Чаткало-Кураминская зоны), 3—11 — Южно-Тяньшаньская герцинская (3—4 — Фергано-Кокшаальская система; 3 — Баубашатинская, 4 — Ясинская зоны; 5—11 — Туркестано-Алайская система: 5 — Карачатурская, 6 — Туркестано-Алайская, 7 — Зеравшано-Туркестанская, 8 — Зеравшано-Гиссарская, или Зеравшано-Алайская, 9 — Восточно-Алайская, 10 — Южно-Гиссарская, 11 — Байсунская зоны); 12 — Северо-Памирская герцинская; 13 — мезозойско-кайнозойские отложения; 14 — главные разломы: а — установленные, б — предполагаемые, в — по геофизическим данным

лизацию. Поскольку абсолютный возраст этих пород (172 ± 5 — 215 ± 10 млн. лет [3]) соответствует мезозою, мезозойским следует считать и время формирования оруденения.

Попытаемся проанализировать факты, свидетельствующие о позднепалеозойском возрасте оруденения.

1. Выполненные исследования позволили установить, что сурьмяное, сурьмяно-ртутное и ртутное оруденение Центрального Таджикистана контролируется позднегерцинскими разломами субширотного простириания. Оно приурочено к «межантиклинальным» зонам и вулканотектоническим депрессиям, отличающимся устойчивой тенденцией к опусканию в течение всего среднего и позднего палеозоя. Образование вулканотектонических депрессий происходило в ранней перми в постинверсионно-орогенических условиях и сопровождалось возникновением интрузивно-вулканогенной дацит-липаритовой формации. С этим тектоно-магматическим этапом развития, как будет показано ниже, связано формирование главной массы ртут-

но-сурьмяного оруденения региона. В поздней перми денудация привела к образованию поверхностей выравнивания (пенеплена), срезающих окварцованные зоны с ртутно-сурьмяным оруденением, и к накоплению в прогибах («остаточных мульд») продуктов размыва. К началу раннего триаса процессы сноса и осадконакопления затухали, а в среднем триасе полностью прекратились.

Следующий послерудный этап геологической истории региона, охватывающий мезозойско-палеогеновое (T_3 — P_2) время, характеризуется субплатформенными условиями. Судя по однотипности соответствующих ему отложений, которые сохранились в виде островков в разных частях региона, преимущественно в тектонических клиньях и депрессиях*, можно полагать, что платформенный режим осадконакопления существовал на всей территории Центрального Таджикистана.

Таким образом, на протяжении достаточно длительного геологического времени, начиная с позднего триаса и до олигоцена включительно, область развития ртутно-сурьмяного оруденения, оказавшись в зоне преобладающего осадконакопления, не размывалась в сколько-нибудь заметных масштабах. Это способствовало консервации позднепалеозойского пенеплена, а следовательно, и ртутно-сурьмяного оруденения. Сравнительно слабые послерудные поднятия, происходившие в позднегерцинское (P_2) и раннемезозойское (T_1 — T_2) время, не привели к формированию сильно расчлененного рельефа, о чем свидетельствует наличие в регионе позднепалеозойских молассовых отложений. Интенсивные процессы размыва, обусловленные проявлением эпиплатформенного орогенеза, начались с второй половины палеогена и продолжаются до настоящего времени. Вследствие указанных движений, носивших складчато-глыбовый характер и достигавших амплитуды 5000—6000 м, на поднятых блоках были эродированы не только мезозойско-кайнозойские покровные отложения, но и древняя денудационная по-

верхность, выработанная на палеозойских образованиях и срезающая, как уже отмечалось, окварцованные зоны с ртутно-сурьмяным оруденением. Таким образом, известны следующие факты. В районах развития указанной минерализации синхронные оруденению магматические проявления мезозойско-кайнозойского возраста отсутствуют. По имеющимся геологическим и геофизическим данным, альпийский орогенез в Южном Тянь-Шане был обусловлен разуплотнением «базальной» оболочки Земли и не сопровождался процессами магматизма. Следовательно, нет оснований связывать эпигенетическое (наложенное) минералообразование в покровных мезозойско-кайнозойских отложениях Тянь-Шаня с предполагаемой постмагматической деятельностью.

Легко представить себе, что при подобных темпах размыва (3000—3500 м) близповерхностные месторождения мезозойского или кайнозойского возраста уничтожились бы эрозией полностью. Итак, анализ геологического развития территории Центрального Таджикистана не подтверждает концепцию о маловероятном сохранении от эрозии месторождений более древнего возраста, чем мезозойский или кайнозойский.

2. Уже стал общепризнанным факт, что фанерозойские структуры Южного Тянь-Шаня, включая рудооконтралирующие межзональные и внутризональные разломы, имеют форму дуги, обращенной выпуклостью к югу (см. рис. 1). Такая ориентировка рудонесных структур региона не только не согласуется с расположением дугообразных структур Памира, но и представляет его полную противоположность. Более того, основные черты альпийского структурного плана Памира, как показал Н. М. Синицын [13], отчетливо наметились еще в позднем протерозое. Поэтому вряд ли следует синхронизировать возникновение оруденения исследуемого региона с развитием альпийских структур Памира.

3. Многие особенности минерализации, приуроченной к мезозойско-кайнозойским покровным формациям Южного Тянь-Шаня, аналогичны таковым низкотемпературных постмагматических образований. Это некоторые исследователи считают косвенным доказательством проявления мезозойского

Стронциевая минерализация на юге СССР имеет четкий возрастной (палеоцен, средний сармат) и литологический (сульфатно-карбонатная формация) контроль, «образует единую провинцию, протягивающуюся от структур Памира на востоке до Ставропольского поднятия на западе» [2, с. 91].

В палеогеновых отложениях Афгано-Таджикской депрессии отмечается неуклонный рост содержания дисперсного (седиментного) целестина от глинистых образований к сульфатным и далее к карбонатным (доломитовым) [7].

Стронциевая и свинцово-цинковая минерализация приурочена, как правило, к гипсоносным (Sg) и карбонатным, чаще доломитовым (Sr, Pb, Zn), отложениям, т. е. к фациям осолоняющейся среды аридного литогенеза. Медная же минерализация, располагаясь стратиграфически ниже (K_1) свинцово-цинковой (K_1 , P), тяготеет к песчаникам красноцветной континентальной формации и развита в виде вкрапленности, а также желваков и линз, что указывает на ее седиментационно-диагенетическое происхождение. Но в определенных условиях дисперсный целестин осадков наряду с другими компонентами (Pb, Zn и др.) мог служить источником и для образования осадочно-эпигенетических рудных залежей. Об этом, в частности, свидетельствует исключительная обогащенность галенита, барита и особенно киновари ртутно-полиметаллических рудопроявлений хр. Кугитангтяжелым изотопом серы, что, согласно А. А. Саукову и др. [12], связано с преобладающей ролью в рудообразовании вод морского генезиса. Не исключается, однако и некоторое участие в этом процессе вод вадозного происхождения [8, 12]. Убедительным доказательством осадочно-эпигенетического образования рассматриваемой минерализации служит также наличие диапиров позднеюрской каменной соли, прорывающих всю надъярскую толщу меловых и кайнозойских (до миоцена) отложений Кулябской мегаинклинали (Ходжа-Мумин, Ходжа-Сартис и др.). Но на эту модель генезиса минерализации сторонники кон-

* Общая мощность мезозойских и палеогеновых отложений здесь составляет 3000 м.

цепции постмагматического рудонакопления не обращают внимания.

На основании изложенного можно заключить, что минерализация, приуроченная к мезозойско-кайнозойским покровным формациям Афгано-Таджикской депрессии и ее горного обрамления, сформировалась в результате последовательного проявления процессов диагенеза и эпигенеза за счет накопления первичных концентраций элементов при седиментации. Возникновение же позднеальпийских флюоритовых жил вадозно-гидротермального генезиса [8] обусловлено мобилизацией позднегерцинского оруденения.

Приведем ряд других фактов, свидетельствующих о позднепалеозойском возрасте ртутно-сурьмяного оруденения. Известно, что в Центральном Таджикистане оно находится в аналогичных с Южно-Ферганским поясом геологических условиях. В последнем Н. М. Синицын [13] отмечал явление срезания рудоносных кварцево-джаспероидных брекчий позднепермско-раннетриасовой денудационной поверхностью, что прямо указывает на раннепермский возраст оруденения. В тех же случаях, когда эта поверхность (пенеплен) уничтожена эрозией, наблюдается трансгрессивное перекрывание рудоносных зон нижнемезозойскими отложениями. Так, В. П. Федорчуком [14] в районе Сохского перевала установлен факт непосредственного перекрывания породами мезозоя (юры—мела) крутопадающих ртутьсодержащих карбонатных жил, рассекающих толщу конгломератов позднего палеозоя. Т. И. Новиковой [9] на Джижикрутском рудном поле (Зеравшано-Гиссар) отмечалось перекрывание нижнеюрскими отложениями широтного регионального разлома (Гиссаро-Каратегинского), служащего рудоконтролирующей структурой для месторождений и рудопоявлений Пасруд-Ягнобской зоны.

Аналогичные соотношения оруденения и мезозойских структур отмечаются также в районе перевала Тавосанг и в бассейне р. Тагобикуль [11], причем мезозойские отложения на крыльях разломов нигде не обнаруживают следов деформации. И это в условиях, когда амплитуда движений по

заведомо альпийским разломам достигает 2000—2500 м. В то же время известны многочисленные факты надвигания по зонам альпийских разломов палеозойских отложений на мезозойско-кайнозойские (Фараб-Фан-ягнобская, Пенджикентская, Каракуль-Зиндская и другие впадины). Надвигнутые палеозойские толщи местами заключают ртутно-сурьмяную минерализацию (район рудопоявления Новиматек и др.). Если учесть, что в Центральном Таджикистане, как и Тянь-Шане вообще, все известные значительные ртутно-сурьмяные проявления приурочены к палеозойским породам, то приведенные данные также можно рассматривать как свидетельство домезозойского возраста оруденения.

Убедительный пример оруденения позднепалеозойского, точнее раннепермского, возраста — сурьмяное рудопоявление Зарды в Зеравшанской Алайской зоне (рис. 2). Здесь наблюдалось непосредственное трансгрессивное перекрывание верхнепермскими молассовыми отложениями раннепермского разлома. Породы повсеместно интенсивно березитизированы кварцевыми фельзитами, порфирами, заключающих крутопадающих кварц-антимонитовых жилы. Это, как будет изложено ниже, подтверждает химический состав березитов (табл. 1) показал высокое содержание

Рудопоявление Зарды (рис. 2) расположено на водоразделе рек Ягноб и Куль. Рудовмещающая экзотрузия имеет овальную слаболинзовидную в плане форму и северо-западную ориентировку. Она вскрыта эрозией на глубину от 150 до 200 м. Вулканическими прорывами кварц-хлорит-альбит-серицитовые сланцы позднего ордовика с образованием в последнем дайкоподобных апофиз. Контакты экзотрузии с вмещающими сланцами интрузивные, местами осложнены тектоническими нарушениями и падают по экзотрузии. Вулканическое тело, сложенное туфобрекчиями, туфами, нимбридами и игнимбридами кварцевыми фельзит-порфирами, контролируется субширотным Зардинским дизъюнктивом — ответвлением суби

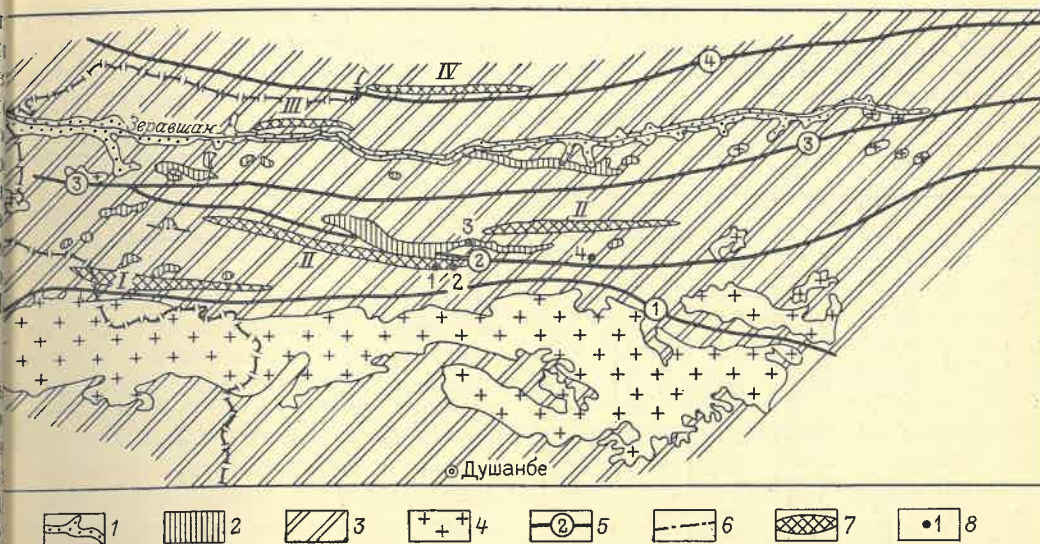


Рис. 2. Схема геологического строения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса [15]

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные породы мезозоя; 3 — то же, палеозоя; 4 — средне- и позднегерцинские инверсионные гранитоиды Гиссарского плутона; 5 — герцинские разломы (цифры в кружках); 1 — Главный Гиссарский, 2 — Гиссаро-Ка-

ратегинский, 3 — Зеравшанский, 4 — Туркестано-Алайский; 6 — альпийский разлом; 7 — ртутно-сурьмяные рудные зоны: I — Магнан-Каракульская, II — Пасруд-Ягнобская, III — Северо-Зеравшанская, IV — Северо-Туркестанская; 8 — ртутно-сурьмяные месторождения (1 — Джижикрутское, 2 — Новиматек) и рудопоявления (3 — Хиперт, 4 — Зарды)

жание в них SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , S, составляющих 98,09 % от суммы всех петрогенных компонентов.

Окварцованные метасоматиты, наложенные на березиты, имеют алюминиево-кремниевый состав (содержание $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ в них достигает 91,8—

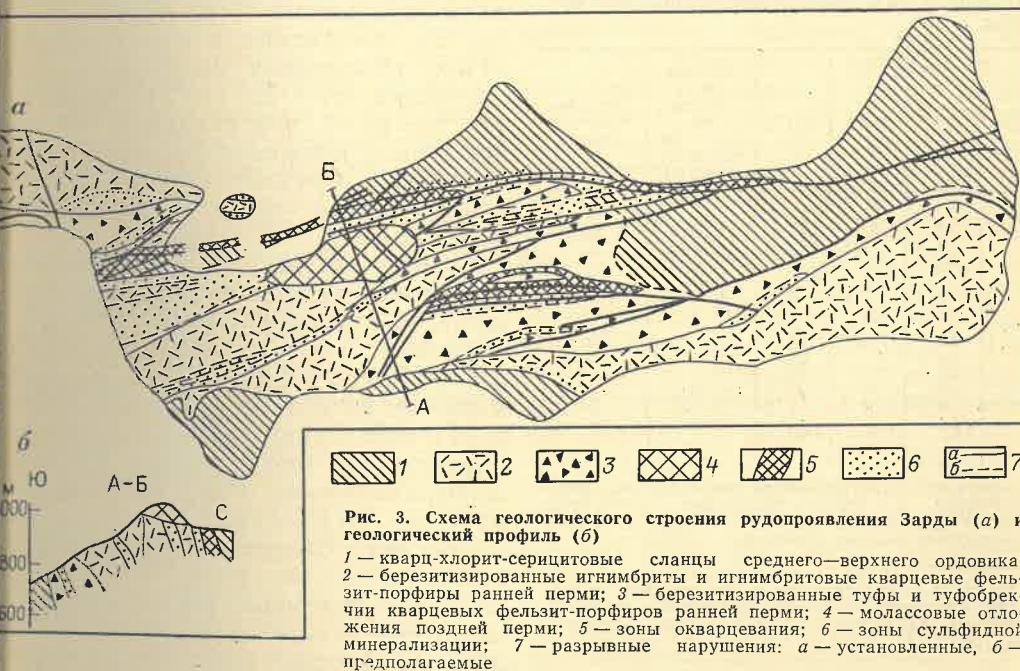


Рис. 3. Схема геологического строения рудопоявления Зарды (а) и геологический профиль (б)

1 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы среднего—верхнего ордовика; 2 — березитизированные игнимбриды и игнимбристые кварцевые фельзит-порфиры ранней перми; 3 — березитизированные туфы и туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров ранней перми; 4 — молассовые отложения поздней перми; 5 — зоны окварцевания; 6 — зоны сульфидной минерализации; 7 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые

Таблица 1

Средний химический состав березитов и вторичных кварцитов, вмещающих рудопоявления Зарды, %

Компоненты	1 (9)*	2 (17)	3 (3)	4 (3)	5 (10)
SiO ₂	76,03	79,69	85,80	79,70	80,00
TiO ₂	0,07	0,04	0,13	0,00	0,39
Al ₂ O ₃	12,20	12,38	7,90	12,10	10,42
Fe ₂ O ₃	3,50	0,53	0,20	0,53	1,18
FeO	0,77	0,57	0,59	0,60	1,50
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
MgO	0,21	0,19	0,34	0,15	0,62
CaO	0,25	0,37	0,51	0,37	0,93
Na ₂ O	0,14	0,09	0,03	0,07	0,11
K ₂ O	3,50	3,51	2,03	3,42	0,77
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,03	0,04	0,27
S	2,86	0,36	0,17	0,16	0,01
CO ₂	0,09	0,08	0,09	0,10	0,16
H ₂ O	0,11	0,09	0,09	0,19	0,34
П. п. п.	2,70	2,07	2,70	2,26	3,83
Сумма	102,51	100,01	100,62	99,62	100,11

1 — апокварцфельзит-порфировые березиты; 2—5 — вторичные кварциты, развитые по: 2 — игнимбрикам кварцевых фельзит-порфиров, 3 — туфам кварцевых фельзит-порфиров, 4 — туфобрекчиям кварцевых фельзит-порфиров, 5 — аполитаритовым вторичным кварцитами бассейна р. Арджанак [2].

* Здесь и в табл. 2 в скобках указано количество проб.

Таблица 2

Средние содержания ряда элементов в метасоматитах, вмещающих рудопоявления Зарды, г/т *

Элемент*	1 (22)	2 (6)	3 (15)	Кларки литосферы, по А. П. Виноградову (1962 г.)	Чувствительность анализа
Sb	160	190	150	0,5	5
Hg	5,4	2,9	2,8	0,083	5
As	400	280	200	1,7	20
Bi	6,7	7,2	6,2	0,009	10
Cu	80	60	34	47	1
Zn	63	68	44	83	50
Pb	48	34	80	16	1
Sn	58	52	50	2,5	3
W	9,0	8,4	11,0	2,2	5
B	147	146	146	12	5

1 — окварцованные игнимбриковые кварцевые фельзит-порфиры; 2 — березитизированные игнимбрики кварцевых фельзит-порфиров; 3 — то же, туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров.

* Sn и B определялись количественным спектральным анализом, остальные элементы — полуколичественным. Аналитик Л. П. Скосырская (Упр. геологии ТаджССР).

93,4 %) и соответствуют кварц-серусловленного уменьшением температурной фации вторичных кварцитизации и давления при подъеме рас- Они весьма близки к раннепермским.

аполитаритовым вторичным кварцитами. Связь между оруденением, метасоматам Южно-Гиссарской зоны (титанами и вулканитами доказывает табл. 1). Рассматриваемые метасоматы средне-низкотемпературным характером образовались, по-видимому, в кварц-антимонитовых жилах, безрезультате воздействия на вулканитов и вторичных кварцитов; соответственно восходящих гидротерм, действием набора типоморфных элементов HS⁻ и H₂S, в меньшей мере примесей в пирите из березитов, в условиях прогрессирующей минерализации по кварц-антимонитовым жилам; соответственно фаций уменьшения глубинности. Для глубинности оруденения (эпитермально-типичны аномальные концентрации) и аповулканических метасоматитов Sb, Hg, As, Bi, Sn, В (табл. 2); сред (экструзивной); локализацией рудного содержания перечисленных элементов жилах и метасоматитов в конкоментах в метасоматитах преобладают вулканитов; возрастной близостью кларк (по А. П. Виноградову, 1962 г.) формирования рудных жил, около десяти и сотни раз, характеризуют жильных метасоматитов и вулканитов эти породы как потенциально рудные, устанавливаемой по непосредственноносные.

Уже отмечалось, что экструзия рудных зон и измененных вулканитов низана густой сетью кварцевых проломными (2—3 м) верхнепермских жилков и жил, несущих сульфидную минерализацию. Размеры жил варьируют от микроскопических до значительных, простираются их субширотном падении близко к вертикальному.

В минеральном составе жил преобладают кварц и антимонит, в качестве примеси (3—5 %) присутствуют гематит, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит. В антимонитовых спектральным (полуколичественным) анализом, помимо Mn, Ni, Ti, V, Zn, Sn, Bi, отмечаемых в малых количествах, установлена повышенная концентрация (г/т) As (4000), Pb (500), Zn, Cu (200), что находится в соответствии с минеральным парагенезисом жил и отражает, очевидно, специфику химизма среды рудообразования.

Особый интерес в этом отношении представляет пирит из дорудных березитов. В нем обнаружены высокие содержания (г/т): Zn (50), Pb (200), Cu, Sb (300), As (3000), т. е. типоморфных элементов кварц-антимонитовых жил. Таким образом, отчетливо проявляется геохимическое родство аповулканических кислотных метасоматитов и рудных жил. Процесс рудотложения следует рассматривать, очевидно, как результат выпадения из растворов оснований, выщелоченных кислотную стадию метасоматизма, мере ослабления волны кислотности

Тянь-Шаня формировалась аллитовая кора выветривания, то наиболее вероятным возрастом интересующих нас отложений следует считать позднюю пермь. Сделанный вывод дает основание говорить о принадлежности подстилающих молассы вулканитов, сопровождающих их метасоматитов и кварц-антимонитового оруденения к ранней перми.

В свете изложенного находит объяснение давно известный факт о том, что в Центральном Таджикистане наиболее молодыми образованиями, вмещающими сурьмяное, ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение, являются раннепермские кислые вулканиты. С ними ассоциируют кварцево-киноварные рудопоявления Арджанак, Зачау-I, Зачау-II и Суффа, сурьмяно-ртутные Ширкентское и другие в Южно-Гиссарской зоне, ртутные (кальцит-киноварные) Чильбой и Дуоба, ртутно-сурьмяное (с флюоритом) месторождение Кончок в Зеравшано-Гиссарской зоне.

Все это дает основание для выделения в Центральном Таджикистане раннепермской эпохи вулканогенного ртутно-сурьмяного рудообразования. Некоторые аспекты данной проблемы рассматривались автором ранее [5, 6]. Вместе с тем, как уже отмечалось, имеет место наложение вкрапленной ртутной минерализации на дайки и трубки взрыва щелочных базальтоидов [10], датируемые калий-аргоновой геохронометрией триас-юрским временем [3 и др.]. Однако абсолютный возраст жильного серицита из Джижикрутского месторождения, ассоциирующего с киноварью и антимонитом, указывает на позднепермский возраст оруденения (251,6, 257,5 и 268,7 млн. лет [14]). Следовательно, позднепермский возраст имеют и дорудные щелочные базальтоиды. Поэтому следует признать, что некоторая часть ртутно-сурьмяных проявлений Центрального Таджикистана датируется, вероятно, поздней пермью. Что касается непромышленной ртутно-сурьмяной минерализации, приуроченной к раннеюрским покровным формациям региона (рудопоявление Хшерг), то она, как установлено нами ранее [6], сформировалась в ходе последовательного проявления про-

цессов диагенеза и катагенеза (эпигенеза) за счет первичных накоплений рудогенных элементов при седиментации.

В заключение отметим следующее.

1. Геологическая позиция сурьмяно-рудопроявления Зарды позволяет выделить в Центральном Таджикистане раннепермскую эпоху вулканогенного ртутно-сурьмяного рудообразования, находящегося в парагенетической связи с вулканитами дацит-липаритовой формации.

2. Возраст некоторой части ртутно-сурьмяных проявлений здесь, вероятно, позднепермский.

3. Ртутно-сурьмяная минерализация, приуроченная к мезозойским (юрским) покровным отложениям региона, имеет катагенетическое (осадочно-эпигенетическое) происхождение.

4. Поиски значительных концентраций ртути и сурьмы в Центральном Таджикистане следует ориентировать на площади развития пермских вулканотектонических структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баратов Р. Б., Горецкая Е. Н., Шуккин С. И. Дацил-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе, Дониш, 1973.
2. Баранов Ю. Е., Соловьева А. А., Артюхов Б. А. Закономерности размещения и условия формирования молодого эпигенетического целестинового оруденения Мангышлака. — В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах. М., 1979, с. 91—92.
3. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара/Р. Б. Баратов, Н. М. Кухтиков, И. В. Мушкин и др. Душанбе, Дониш, 1970.
4. Закономерности распространения и формирования месторождений рассолов/Г. А. Голева, М. В. Торикина, А. П. Алексинская, Н. А. Солодов. М., Недра, 1981.

5. Мамадвафоев М. М., Нюппенен Т. И., Ковков Ю. Н. Ртуть в палеозое Южного Гиссара. — Сов. геология, 1981, № 7, с. 77.
6. Мамадвафоев М. М., Юсупов Х. М. К вопросу о генезисе сурьмяно-ртутной минерализации рудопроявления Хшерт в Центральном Таджикистане. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 5, с. 129.
7. Мамонтов А. Н. О целестине в отложениях акджарских и бухарских слоев восточной части Таджикской депрессии. — Докл. ТаджССР, 1969, т. 12, № 11, с. 34—37.
8. Могаровский В. В. О возможном вадогидротермальном происхождении целестинных месторождений Таджикской депрессии. — Литология и полезные ископаемые, 1964, № 3, с. 77—83.
9. Новикова Т. И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяного месторождения Джикрукрут. Душанбе, Дониш, 1959.
10. Новикова Т. И., Вазиров К. В. Проявление базальтоидного вулканизма на флорах месторождения Кончок и отношении к сурьмяно-ртутному оруденению. Докл. АН ТаджССР, 1975, т. 18, № 1, с. 48—50.
11. Новые данные о геологии и возрасте кварц-золоторудного рудопроявления Гиссарского хребта/А. Х. Хасанов, М. М. Мамадвафоев, В. Н. Ефименко и др. — Докл. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1978, № 4, с. 105—109.
12. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озиев Н. А. Очерки геохимии ртути. М., Недра, 1972.
13. Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1959, № 2, с. 105—117.
14. Федорчук В. П., Шишкин П. Т. К вопросу о возрасте ртутно-сурьмяного оруденения и вопросы прогнозирования рудных залежей в осадочных породах. — В кн.: Закономерности размещения и вопросы прогнозирования рудных залежей в осадочных породах Средней Азии. Ташкент, 1969, с. 63—68. (Тр. САИГи, вып. 8).
15. Юсупов Х. М. О возрасте оруденения Гиссаро-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса. — Сов. геология, 1975, № 12, с. 108.

как или иначе выхваченные из общего структурного ансамбля, или парагенезиса, который сам по себе остается вне таких карт. На тектонических картах обзорного масштаба изображаются весьма обобщенные тектонические категории: платформы, складчатые пояса и т. п. Однако уже на картах мелких масштабов (1:1 000 000 и 1:1 500 000) появляется необходимость разделения информации о первичных (формационных) и вторичных (деформационных) тектонических структурах, которая реализуется изображением крупнейших разломов и складчатых форм. Последние отражаются в очертаниях геологических границ. Эти изобразительные средства оказываются достаточными лишь для выделения крупнейших блоков, которые обладают малым количеством разломов и плавными изометричными контурами геологических тел, и крупнейших тектонических швов. Однако такая информация недостаточна для отображения особенностей деформационных структур структурно-формационных и металлогенетических зон, представляющих собой основной элемент тектонических и металлогенетических карт мелких масштабов.

Еще острее необходимость концентрированного изображения деформационных структур на генетической основе ощущается при переходе к картам более крупных масштабов (1:500 000, 1:200 000 и крупнее), на которых данные о составе толщ присутствуют в виде геологических формаций, тогда как адекватное обобщение структурно-тектонической информации пока вообще не находит себе места.

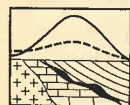
Именно по этой причине в течение двух последних десятилетий в ИГН АН КазССР разработан тектонофацальный анализ как метод обобщения информации о деформационных структурах толщ горных пород на структурно-парагенетической, кинематической и термодинамической основе, как способ создания принципиально новых структурно-тектонических карт [1—2]. Ниже мы продемонстрируем результаты его применения на примере карты деформационных структур Джунгарского Алатау (рис. 1). В северной части региона развиты герциниды широтного простирания, а в юж-

ной — каледониды (рис. 2). Сочленение их происходит в зоне широтного простирания, расположенной приблизительно посередине региона.

Карта составлена на тектонической основе, несколько упрощенной и генерализованной. Выделяются стандартные структурные этажи: байкальский (В), альпийский (А), каледонский (С) и герцинский (Н) с более детальным, ставшим уже общепринятым подразделением двух последних (раннегеосинклинальный, инверсионный, раннеорогенный, позднеорогенный). Структурные этажи отображают основные этапы эволюции Джунгарского Алатау. Более детальная историко-тектоническая информация в принятом масштабе изображения лишь загромождала бы карту ненужными деталями и мешала восприятию специальных тектонофацальных данных.

Легенда деформационных структур имеет форму классификационной таблицы. По вертикали расположены глубинные зоны земной коры, отвечающие изменению термодинамических условий формирования деформационных структур и последовательной смене механизмов деформации. Выделяются деформационные структуры, отвечающие трем уровням глубинности — эпизональному (нулевого метаморфизма), мезозональному (метаморфизму цеолитовой и зеленосланцевой фации) и катазональному (амфиболитовая фация, ультраметаморфизм и т. д.). На верхнем (эпизональном) уровне господствуют механизмы гидрорастического течения осадков и изгибно-разрывных деформаций, на среднем (мезозональном) — действует преимущественно механизм кливажного течения, на нижнем (катазональном) — механизм метаморфического течения. Кровлей мезозоны служит фронт кливажа, а катазоны — фронт кристаллизационной сланцеватости. Каждой глубинной зоне присущи специфические генетические типы складчатости: мезозоне — шовный кливажный, катазоне — глубинно-гравитационный метаморфический, эпизоне — поверхностно-гравитационный (олистостромы и пр.), шовный бескливажный и др.

Типы складчатости каждого из глубинных уровней подразделяются на



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 551.243(084.3) : 528.942

Е. И. ПАТАЛАХА, А. В. СМЕРНОВ (ИГН АН КазССР)

Тектонофацальный метод составления структурно-тектонических карт

Структурные карты независимо от масштаба и назначения (рудные, нефтяные и др.) имеют один существ-

енный недостаток: на них показаны частные элементы (оси складок, разломы, трещины, зоны кливажа и др.)

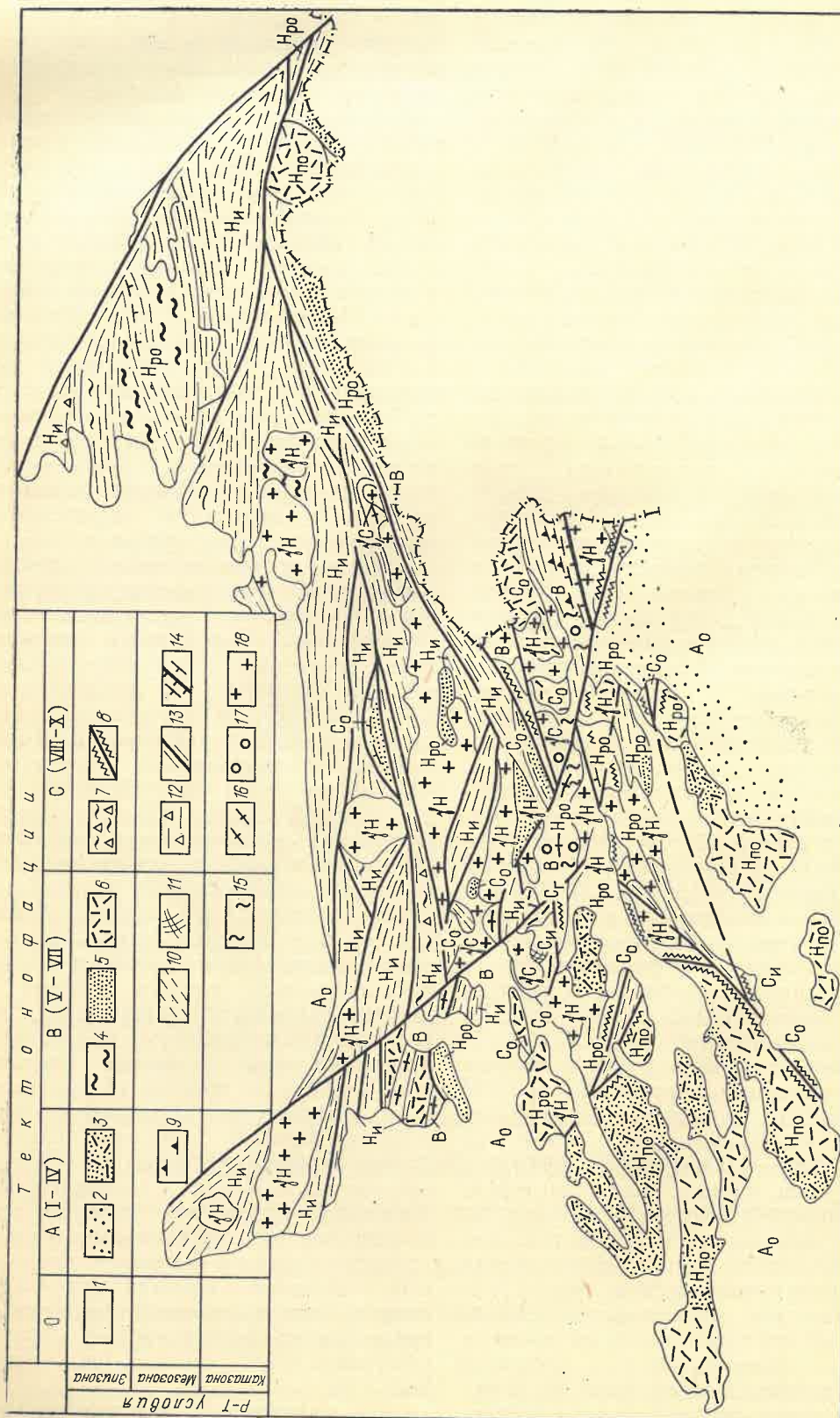


Рис. 2. Схема соотношения структурных этажей и термодинамических (метаморфических) зон в поперечном сечении Джунгарского Алатау

1 — эпизона; 2 — типичная мезозона (течение под углом к слоистости); 3 — нижняя область мезозоны (течение послойное); 4 — участки совмещения 2 и 3

(течение под углом к слоистости, наложенное на предыдущее полойное течение); 5 — катазона; 6 — гранитоиды; 7 — границы термодинамических зон; 8 — границы структурных этажей (К — карельский этаж); 9 — основные разломы; остальные усл. обозн. см. рис. 1

три группы тектонофаций (или на три тектоноформации) — низшей степени деформированности А (тектонофации I—IV), промежуточной В (V—VII) и высшей С (VIII—X) *. Таким образом, само расположение выделяемых типов складчатости в таблице-легенде (в координатах нарастания *PT*-уровня сверху вниз и увеличения степени деформированности слева направо) как бы имитирует их естественную локализацию в разрезе земной коры

* Тектонофазии — естественные ряды пород по степени деформированности с присущим им структурным парагенезисом. В основу выделения их положена тектонофациальная шкала, обоснованная в специальной работе [2]. Там же дан анализ PT -зон.

складчатой области и в какой-то мере историческую эволюцию.

Эпизона. Нулевым тектонофациям отвечают недеформированные горизонтально лежащие отложения в близповерхностных условиях (1)*. К низшим тектонофациям А в Джунгарии отнесены два типа деформационных структур. Это слабо деформированные осадочные толщи, смятые в пологие складки и разорванные сравнительно небольшим количеством хрупких разрывов (2) и такие же структуры с участием форм вулканической тектоники на периферии вулка-

* Цифры отвечают номерам условных обозначений в таблице-легенде на рис. 1.

Рис. 1. Структурно-тектоническая карта Джунгарского Алатау, составленная по методике тектонофа-
циального анализа

Структуры эпизоны. Нулевые тектонофа-
ции: 1 — недеформированные горизонтально лежащие
отложения в благоприятных условиях; низшие
тектонофаии А: 2 — в слоистых осадочных толщах,
3 — то же, с элементами вулканической тектоники
(периферия вулканических построек); промежуточ-
ные тектонофаии В: 4 — подвонополезные (по-
верхностно-гравитационная складчатость), 5 — склад-
чато-блоковые, 6 — вулкано-тектонические; высшие
тектонофаии С: 7 — олистомеры, 8 — бесклина-
ная приразломная (шовная складчатость); струк-
туры мезозоны: А — низшие тектонофаии:
9 — пологоскладчатые с посылоним кливмом; про-
межуточные тектонофаии В: 10 — разрывно-склад-
чатые, 11 — пересекающиеся (интерференционная
складчатость), высшие тектонофаии С: 12 — серпен-
тинный меланж, 13 — шовные изоклинально-че-
шечные и линзовидно-линейные крутые структу-
ры, 14 — надвиги и шарьяжи. Структуры ка-
пазоны. Промежуточные тектонофаии В: 15 —

сложно-складчатые структуры ближней периферии гнейсово-мигматитовых куполов; высшие тектонофазии С: 16 — шовная метаморфическая складчатость, 17 — метаморфические купола, 18 — гранитоидные массивы; буквенные обозначения — структурные этажи: А₀ — альпийский орогенный (палеоген-четвертичный); Н_{п0} — герцинский позднеорогенный, или переходный между орогенным и платформенным (позднекарбово-триасовый); Н_{р0} — то же раннеорогенный (фаменско-нижнекарбовый), Н_и — инверсионный (силуро-девонский), С₀ — каледонский орогенный (девонский), С_ж — то же инверсионный (позднеордовикско-силурийский), С_г — раннегеосинклинальный (венд-среднеордовикский), В — байкальский чехольного типа (рифейский), У_Н — герцинские (карбон-пермские) гранитоидные плутоны, УС — то же каледонские (ордовикские, девонские). Тектонофазии группы А мезозой палеозой на карте не показаны. На участках их развития отображены предшествующие им эпизодические структуры

но-тектонических структур (3). В промежуточных тектонофациях В выделяются три типа складчатости: подводнооползневые (поверхностно-гравитационные) структуры, образованные в нелитифицированных осадках морских и океанических бассейнов на инверсионном этапе геосинклинального развития (4); складчато-разрывные структуры средней степени деформированности, возникшие преимущественно на орогенном этапе в литифицированных толщах (5); образованные на том же этапе вулканотектонические структуры с ярко выраженными формами вулканической тектоники кальдерных и околожерловых фаций (6). В высших тектонофациях С выделены в качестве наиболее ранних структур олистостромы (7), в качестве структур орогенного этапа приразломные фации с густой сетью ветвящихся разломов, мелкоблоковой структурой и весьма крутыми углами падения слоистости (вертикальными и опрокинутыми залеганиями), но без явного кливажа течения. Главные разломы выделяются жирными линиями (8).

Мезозона. Низшие тектонофации А представлены своеобразным типом складчатости, распространенным в рифейских толщах чехла разрушенной палеозойским тектогенезом эпикарельской платформы (9). Это полого-складчатые формы с довольно значительным развитием субгоризонтальных почти послойных вязких срывов, с которыми сопряжены резко асимметричные складки с субгоризонтальными длинными крыльями и крутыми (до вертикальных) короткими крыльями. Кливаж явно выражен в глинисто-карбонатных породах, а в массивных представлен лишь редкими субпараллельными трещинами. Появляются мелкие конгруэнтные подобные складочки; это формы, переходные от низших тектонофаций А к промежуточным В. Своеобразие структурного парагенезиса объясняется преобладанием субгоризонтальных послойных деформаций над крутыми, по-видимому, вообще характерных для рифейских толщ складчатых областей там, где на них не наложены крутые молодые шовные структуры. В целом складчатость представляет самые ранние де-

формации и относится скорее всего геосинклинальному каледонскому этапу.

Промежуточные тектонофации представлены широко распространенными в герцинидах Джунгарии шовными кливажными линейными складчато-разрывными формами с преимущественно крутыми падениями поверхностей кливажа, осевых поверхностей складок и разрывов (10, 11). Это структуры инверсионного этапа герцинид, определяющие основные черты структурного стиля девонских толщ. Кроме того, в данной тектонофацальной группе выделены в качестве самостоятельного типа переслаивающаяся складчатость, развитая в байкальском структурном этапе. Интерференционные складчатые формы очень сложные, со значительным участием послойных деформаций, образованные в результате неоднократных разрывов, будинаж-структур и смятия байкальскими, каледонскими и в меньшей мере более поздними деформациями.

Высшие тектонофации С представляют как геосинклинальными, так и орогенными деформационными структурами (12, 14). К первым относятся складки в ядрах и столь же серпентинитовый меланж, незначительно сжатыми крутыми формами на территории распространения в герцинидах. Кроме того, в деформационной Северной Джунгарии в форме узких приразломных полос. Среди орогенных структур выделены типы с крутыми условиями развития. Первые из них сопряжены со сдвигами, взбросными полной или почти полной пересадками и придвигами, вторые — с надвигами метаморфических пород кристаллического фундамента. Простиранию переходят во взбросы, а в некоторых случаях дают совершенно определенное разделение данных типов структур. Высшие тектонофации IX и X соответствуют главным типам деформационных структур, образом выделенным на карте линий разломов (швам). Окаймляющие их зоны представлены линейными складчатыми структурами изоклинального чешуйчатого стиля.

Катазона. Деформационные структуры этого глубинного уровня в Джунгарии представлены выходами кристаллического фундамента карельского и отчасти байкальского структурных этажей, а также интрузива гранитоидов, внедрившимися в толщу разных структурных этажей. Окаймление структур динамометаморфического течения в данных тол-

щам является кристаллизационная сланцеватость. Низшие тектонофации А в катазоне отсутствуют. К промежуточным тектонофациям В отнесена складчатость межкупольных зон, характеризующаяся весьма сложной и менчивой морфологией складок и незначительным развитием вязких разрывов (15). Это деформационные структуры орогенного этапа и определяющие распространение и развитие складчатости названного типа гнейсо-мigmatитовые купола.

Среди катазональных деформационных структур высших тектонофаций С могут быть выделены три типа (16—18). Это реликтовые древние глубинные шовные структуры, сохранившиеся в некоторых межкупольных зонах. Они отличаются ярко выраженной личиностью, дезинтеграцией складчатых форм, преобладающим развитием вязких разрывов, будинаж-структур и других форм тектонического разложения геологических тел.

Сюда же отнесены гнейсо-мigmatитовые купола, характеризующиеся развитием пологой кристаллизационно-сланцеватости, лежащих изоклинальных складок в ядрах и столь же серпентинитовый меланж, незначительно сжатыми крутыми формами на территории распространения в герцинидах. Кроме того, в деформационной Северной Джунгарии в форме узких приразломных полос. Среди орогенных структур выделены типы с крутыми условиями развития. Первые из них сопряжены со сдвигами, взбросными полной или почти полной пересадками и придвигами, вторые — с надвигами метаморфических пород кристаллического фундамента. Простиранию переходят во взбросы, а в некоторых случаях дают совершенно определенное разделение данных типов структур. Высшие тектонофации IX и X соответствуют главным типам деформационных структур, образом выделенным на карте линий разломов (швам). Окаймляющие их зоны представлены линейными складчатыми структурами изоклинального чешуйчатого стиля.

В качестве реликтов присутствуют останцы поверхностно-гравитационных подводнооползневых структур. Несущим субстратом для этих структур служат флишевые и флишеобразные формации инверсионного этапа развития герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Такой набор формационных и деформационных признаков совершенно однозначно характеризует геодинамиче-

скую обстановку активной окраины каледонского континента с контрастным тектоническим рельефом.

Данная зона как гигантский тектонический шов близширотного простирания на карте особенно выразительна благодаря преобладанию здесь мезозональной шовной складчатости высших тектонофаций С, сгущению крупнейших разломов, линзовидной форме разделяемых ими блоков. Большая длительность развития тектонического шва определяется развитием подводно-оползневых и шовных деформационных структур не только в инверсионных формациях, но и в раннеорогенных карбонатных толщах. Ширина его достигает первых сотен километров и соответствует всему Северо-Джунгарскому синклинию. Вдоль оси его имеются выходы раннегеосинклинальных офиолитов, превращенных в серпентинитовый меланж. Таким образом, обнаруживается шовный характер внутренней зоны Джунгаро-Балхашской системы. Первично близширотное простирание этого крупнейшего шва литосферы нарушено системой трансрегиональных правосторонних сдвиговых нарушений, которые также четко видны на карте деформационных структур и сопровождаются зонами складчатости шовного типа, отличающимися от зон широтного простирания меньшей шириной.

Вдоль южной окраины крупнейшей шовной зоны флишеидные формации включают линзовидные блоки кристаллического фундамента континентального массива с остатками слабо деформированного чехла — карбонатных, карбонатно-терригенных и вулканических формаций. В таком чехле наблюдаются переходы от шовных мезозональных структур по краям блоков к примитивным складчато-блоковым эпизональным бескливажным структурам во внутренних частях. Площадь блоков достигает сотен квадратных километров. Эта блоковая зона обычно рассматривается как внешняя зона Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Разный формационный состав разновозрастных образований в блоках, принадлежность их как к каледонским, так и к герцинским образованиям, возникшим в условиях инверсионного и орогенного ре-

жимов, характеризует данную зону как некое подобие области тектонического сгущения у края континентального массива. Описанные две зоны определяют в Джунгарском Алатау собственно герциниды Джунгаро-Балхашской складчатой области. Они прорваны интрузивами гранитоидов, секущими по отношению к шовной деформационной структуре этой складчатой области.

2. К югу от области преимущественного развития мезозональной складчатости шовного типа в герцинидах располагается область, характеризующаяся весьма сложной мозаикой разных типов складчатости, отвечающая краевой зоне каледонид, а точнее фрагментарному останцу Атасу-Джунгарского срединного массива, испытывавшего активизацию в связи с каледонским и герцинским тектогенезом. Эта зона отвечает Текелийскому антиклинорию. В фундаменте массива залегают гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты карельского комплекса (на карте не выделены из-за малого размера выходов). Они перекрыты толщами байкальского этажа, представленными породами эпикарьского платформенного чехла и собственно орогенными и посторогенными (субплатформенными) формациями, образующими в совокупности чехол срединного массива.

В карельском этаже развита катазональная складчатость, представленная гнейсово-мигматитовыми куполами, содержащими в ядрах толщи карельского этажа, и межкупольной складчатостью в карбонатных и терригенных толщах байкальского этажа. В межкупольных зонах видны реликты линейной шовной метаморфической складчатости. Купольно-межкупольная (глубинно-гравитационная) складчатость развита локально в центральной части Текелийского антиклинория и по простиранию сменяется мезозональной кливажной складчатостью с преимущественным развитием послойных кливажных деформаций — послойных срывов и резко асимметричных дисгармоничных складок. Все описанные типы деформационных структур нарушены в зонах герцинских разломов шовными мезозональными деформациями.

На западе Текелийского антиклинория в чехле массива присутствуют сингеосинклинальные каледонские формации, вулканогенные и карбонатные. Они нарушены сложной системой мезозональных шовных зон разных направлений, образующих пересекающуюся складчатость, т. е. ансамбль складок и вязких разрывов со сложными изогнутыми по падению и простиранию главными структурными поверхностями (осевыми поверхностями и поверхностями сместителей разрывов).

Байкальские и каледонские породы описываемой области со структурной несогласностью перекрыты вулканическими орогенными каледонскими образованиями, слагающими локальные вулкано-тектонические структуры центрального типа, нарушенные в свою очередь узкими зонами мезозональной шовной складчатости, а в большинстве случаев примитивными разломно-блоковыми деформациями (эпизональные тектонофазии А). Байкальский, каледонский и герцинский этапы развития завершились внедрением крупных интрузивных гранитоидных масс.

Вся эта сложная мозаичная картина деформационных структур в целом представляет результат весьма контрастных блоковых движений. Как герциниды, краевая зона каледонид нарушена системой трансрегиональных правосторонних сдвигов северного западного простирания, с которыми сопряжены крупные взбросо-надвиговые нарушения, протягивающиеся вдоль внешнего края рассматриваемой зоны.

3. Тектоническая структура каледонид Южной Джунгарии представляет собой крупную синклинорную структуру, образованную в результате мощных вулканических процессов, протекавших в течение всей средне- и позднепалеозойской геологической истории. Поэтому зона в целом характеризуется господством вулканической тектоники, несколько осложненной складчато-блоковыми деформациями. Как правило, невысокой интенсивности. Последние показаны на карте линиями, где они представлены промежуточными тектонофазиями В, а на участках со складчато-блоковыми структурами низших тектонофаций А изображены первичные вулкано-тектонические типы деформационных структур. Среди них выделены в качестве промежуточных тектонофаций В жерловые и околожерловые структуры, характеризующиеся массовым развитием субвулканических жерловых интрузивов, вулканокуполов, кальдер, радиальных и концентрических разрывов, зачастую несущих многочисленные дайки. Вулкано-тектонические структуры А как таковые представлены линзовидно-слоистыми телами вулканитов и осадочных пород с преобладающим развитием быстрого выклинивающегося периферического вулканических покровов и потоков, косослоистых осадочных толщ. Более выразительны здесь складчато-блоковые деформационные структуры малой интенсивности (низшие тектонофазии А), представленные моноклиналями и брахискладками с углами падения слоистости до первых десятков градусов, осложненными мелкими довольно многочисленными разломами, преимущественно крутопадающими, разбивающими толщи на блоки треугольной, ромбической или ногоугольной формы. Интенсивность складчато-блоковых деформаций значительно увеличивается вблизи разломов первого порядка, разделяющих крупнейшие блоки и пограничных Текелийским антиклинорием. Здесь выделяются узкие зоны складчато-разрывных структур промежуточных и низших тектонофаций В и С. Формы первичной вулканической тектоники здесь затухают и распознаются только по многочисленным субвулканическим интрузивам.

Слоистые толщи смяты в складки с субвертикальными углами падения слоистости на крыльях. Замки таких складок округлые, нарушены продольными разломами. Около краевых разломов фиксируются опрокинутые моноклинали. В зонах некоторых наиболее крупных разломов, связанных с тектоникой, осложняются кливажными складчатостью мезозонального характера, отражающие локальные приразломные тепловые аномалии в областях разломов. Описанная вулкано-тектоническая и складчато-разрывная

структура осложнена многочисленными интрузивными массивами, резко дискордантными по отношению к ней.

Демонстрируемая карта несет информацию о связи деформационных структур с различными глубинными процессами в земной коре (магматизмом, метаморфизмом) и раскрывает широкие возможности для геодинамической интерпретации. Эти связи показаны на рис. 2, представляющем схематический разрез региона с изображением глубинных зон, главных интрузивных комплексов и структурных форм. Сущность взаимоотношений структурных форм с глубинными РТ-зонами состоит в том, что границы последних совпадают с поверхностями определенных структурных этажей в синклинориях и резко воздымаются, пересекая эти границы, в зонах важнейших разломов и участков гранитизации в антиклинориях.

Верхняя граница катазоны в синклинориях совпадает с подошвой байкальского этажа, что соответствует соотношению карельского и байкальского комплексов как фундамента и чехла эпикарьской платформы. Она испытывает воздымание по отношению к этому уровню в антиклинориях на периферии гнейсово-мигматитовых куполов, где катазона охватывает и нижнюю часть байкальского этажа. Таким образом, структурообразование в земной коре на данном уровне непосредственно связывается с температурным фактором. Кроме того, описываемая граница очень резко воздымается в зонах некоторых крупнейших разломов, достигая даже каледонского орогенного структурного этажа. Это происходит в зонах крупнейших швов, разделяющих антиклинорные и синклинорные блоки первого порядка, в контактах с крупнейшими приразломными плитообразными интрузивами. Здесь причинно-следственные связи тектонической структуры с магматическими и метаморфическими процессами меняются, тектонические швы как проводники тепла в земной коре становятся причиной метаморфических и магматических процессов.

Верхняя граница мезозоны, представляющая собой с точки зрения деформационных структур фронт массового развития кливажа, также совпа-

дает с границами структурных этажей в крупных однородных синклиналих. Как правило, это граница инверсионного и орогенного этажей, но она внедряется в орогенный этаж в зонах крупных разломов как межблоковых, так и внутриблоковых, образуя узкие приразломные области кливажной складчатости. Поэтому в разрезе граница имеет пилообразный характер, испытывая воздымания и опускания в зависимости от густоты разрывной тектоники. В нижней части мезозоны структуры с секущим по отношению к слоистости положением кливажа сменяются структурами с полойным кливажом, поперечное тектоническое течение делается продольным, что обеспечивает возможность горизонтальных перемещений блоков геосинклинальных толщ по кристаллическому фундаменту.

Как видно из приведенного выше описания, полученная методом тектонофациального анализа структурно-тектоническая карта региона оказалась значительно информативнее карт, составляемых другими методами, на которых, как правило, изображаются не структурные парагенезисы определенных генетических типов складчатости с учетом *РТ*-условий, а лишь некие частные структурные элементы (складчатые либо разрывные и др.), как правило, на основе чисто

формальных морфологических признаков, лишенных исторического начала. Главная специфика таких карт состоит в обобщенности изображенной в них деформационной структуры и протекающей из этого возможности структурного прогноза: для каждого из выделенных тектонофациальных зон есть основания предсказать вероятный характерный набор и морфогенетические особенности деформационных структурных элементов, что может иметь важные последствия в отношении металлогении. Например, в зоне развития эпизональных деформационных структур Южной Джунгарии можно с уверенностью прогнозировать пластовые, штокверковые и морфогенетически сложные тела рудных месторождений, подчиненные слоистой структуре и разломам, а в зоне мезональной шовной складчатости Центральной и Северной Джунгарии — жильные и линзовидные формы тел, подчиненные кливажу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука, 1981.
2. Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обобщение, методика, приложение). М., Недра, 1985.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.782 : 552.14 (571.642-17)

[Г. С. МИШАКОВ], Н. И. БАБАЕВА,
В. С. КОВАЛЬЧУК (СахалинНИПИнефтегаз)

Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина

Верхнепалеоген-неогеновые отложения Северо-Восточного Сахалина приурочены к Северо-Сахалинскому седиментационному прогибу, общая характеристика которого приведена в работе [3]. Особенности формирования неогенового осадочного комплекса обусловлены положением бассейна в дан-

ное время на периферии окраинного моря и образованием дельты Прапекции. В связи с указанными палеогеографическими факторами в восточных частях бассейна происходило длительное накопление преимущественно мелкозернистых, глинистых, относительно густых комплексов, образующие в осадочном бассейне последова-

тельно довольно сокращенными мощностями, а в западных структурно-фациальных зонах (СФЗ) — глинисто-песчаных мелководно-морских и угленосных субконтинентальных фаций.

Скорость накопления осадков в палеогене — нижнем миоцене, а также более глубоководных средне- и верхнемиоценовых образований составляла примерно 100—200 м за 1 млн. лет, мелководных верхнеогеновых 500—800 м за 1 млн. лет (возможно, и более). Плиоценовые отложения, развитые в крупных синклиналях (Байкальской, Пильтунской и Тайвинской), главным образом на прибрежном шельфе и западном склоне впадины Дерюгина, накапливались со скоростью до 1000 м за 1 млн. лет.

На палеогеографических схемах (рис. 1) отражена смена обстановок осадконакопления в Северо-Сахалинском морском бассейне в определенные моменты позднепалеоген-неогенового времени. В качестве стратиграфической основы использована схема, принятая Вторым межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в июне 1974 г. в г. Петропавловске-Камчатском [7], уточненная и дополненная в процессе дальнейших исследований.

При определении условий осадконакопления и реконструкции глубин морских бассейнов авторы руководствовались материалами Н. А. Волошиновой [4] по палеоэкологии фораминифер, Л. С. Жидковой, Л. В. Криштофович, И. И. Кузиной и других специалистов по биофацциальному анализу кайнозойских образований Сахалина. Литологические показатели обстановок осадконакопления получены в результате макроскопического изучения пород, петрографического описания шлифов керн, отобранного при бурении поисковых и параметрических скважин.

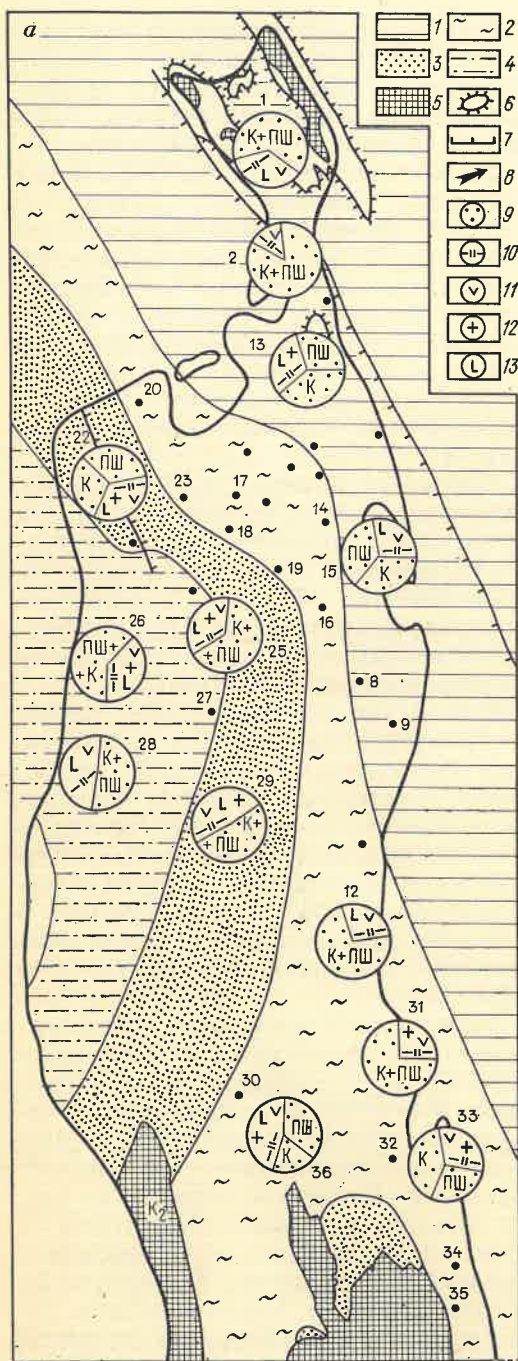
Учитывались также особенности строения разрезов и изменений отложения на детально разбуренных площадях и месторождениях по материалам ГИС (в основном электрокаротажных частей бассейна происходило длительное накопление преимущественно мелкозернистых, глинистых, относительно густых комплексов, образующие в осадочном бассейне последова-

тельный ряд литофаций от наземной части дельты (аллювиальной озерно-болотистой низменности) до отложений шельфа и верхней батии. Только на основании литологических, палеонтологических и петрографических признаков выделяются обстановки верхней батии, характеризующиеся накоплением кремнистых (диатомовых), глинистых и алевроито-глинистых илов; обстановки, связанные с вулканическими постройками, обстановки относительно крупных полуизолированных пресноводных озер и лагун, периодически заболачиваемых, и ряд других.

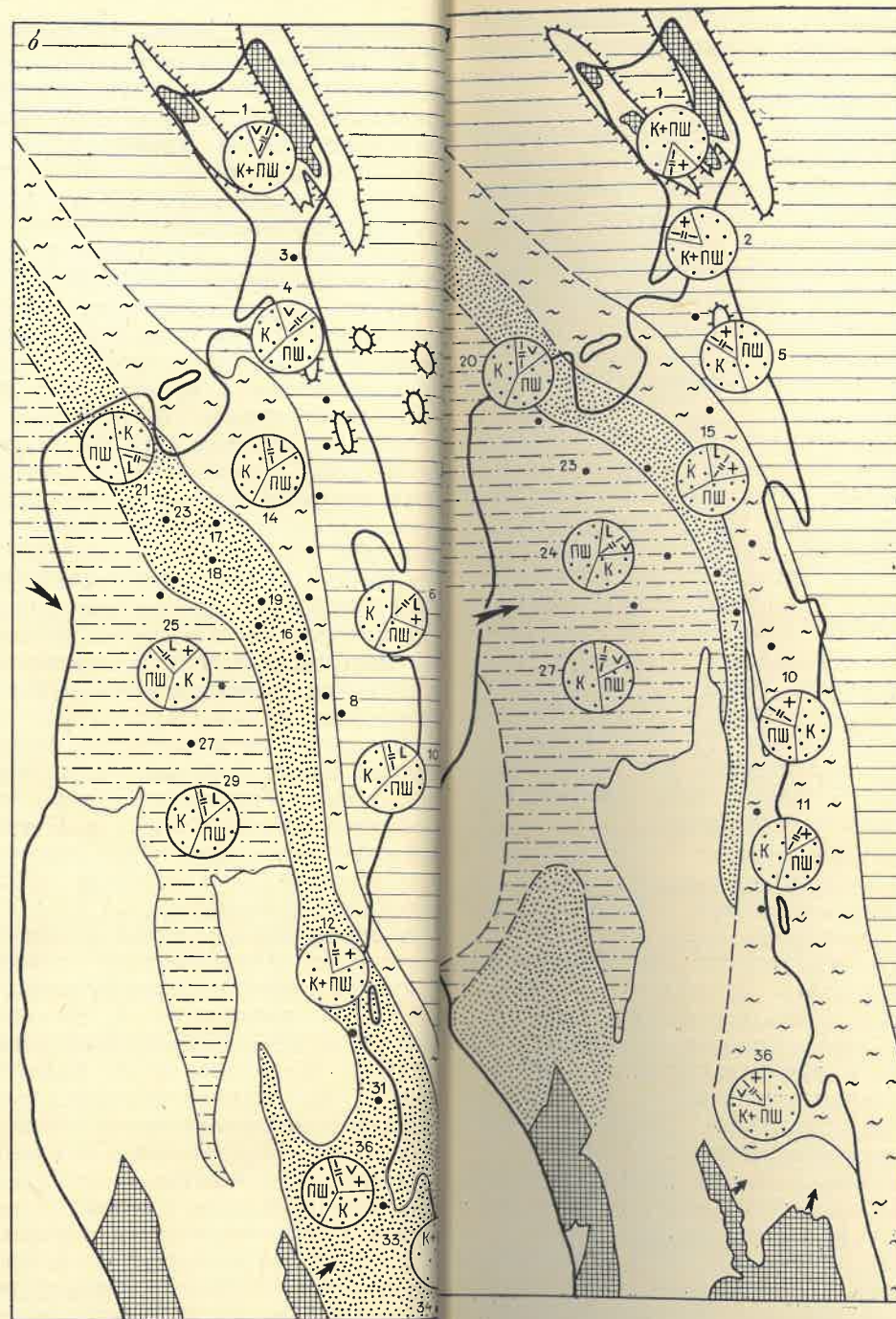
Заложение Северо-Сахалинского седиментационного бассейна в целом произошло в палеогене в западной части Северного Сахалина. Здесь на продолжении Западно-Сахалинского прогиба накапливались преимущественно субконтинентальные и вулканогенно-осадочные образования.

Для мацигарского времени характерно расширение области седиментации на значительной территории Северо-Сахалинского бассейна. Морские мелководные условия установились в его юго-западной части, расположенной на продолжении Западно-Сахалинского прогиба, главным образом в пределах современного Северо-Восточного Сахалина, включая п-ов Шмидта.

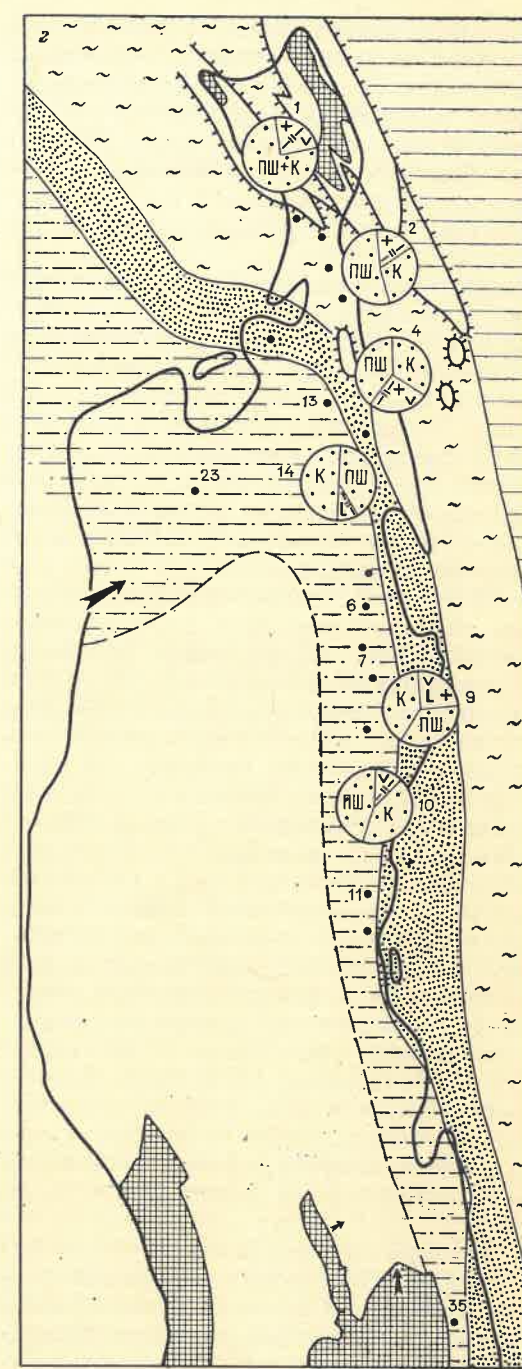
Наряду с упомянутыми обстановками осадконакопления существовали участки суши с низкорным и холмистым рельефом, приуроченные в основном к северному продолжению Восточно-Сахалинского срединного поднятия. Косвенные признаки расчлененного рельефа — присутствие в субконтинентальных образованиях мацигарского времени многочисленных остроугольных и плохоокатанных галек различной размерности кирпично-красных, серых и бурых яшм, аргиллитов в разрезах скважин Южно- и Среднепыркинской площадей, уменьшение их размеров и количества в разрезе Ныйденской скважины. В том же направлении чаще встречаются гальки и обломки кварцитов, филлитовидных аргиллитов, алевролитов и сланцев, а из тяжелых минералов — хромшпинель (хромит?), характерная для серпентинитов. Содержание в



Палеогеографические схемы неогеновых отложений
 а — конца уйинского времени; б — конца дагинского времени; в — начала окобыайского времени; г — конца ранненеотетского времени; 1 — батиналь; 2 — нижняя и средняя сублитораль; 3 — мелководная и прибрежная зоны; 4 — прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, с широко развитыми



лагунами; 5 — низкие горы; 6 — подводные горы; 7 — конседиментационная ступень; 8 — главные направления сноса обломочного материала; 9 — состав обломков (на диаграммах); 10 — кварцевый полевой шпат (ПШ), 11 — осадочные породы (песчанники, алевролиты и глины), 12 — метаморфические породы, 13 — граниты и гранитоиды, 14 —



инные породы; площади: 1 — Полянская, 2 — Колен-ская, 3 — Хангуз, 4 — Оха, 5 — Эхаби, 6 — Мухто, 7 — Армай, 8 — Пильтун, 9 — Восточный Оссой, 10 — Армай, 11 — Нижний Эвай, 12 — Монгинская, 13 — Ялякко-Абуин, 14 — Эрри, 15 — Сабо, 16 — Южная, 17 — Северная Глухарка, 18 — Большереченская, 19 — Северная Гыртылань, 20 — Астраханов-ская, 21 — Узловая, 22 — Центральнотамлевская, 23 — Пойменная, 24 — Блокпостовая, 25 — Среднеангрий-ская, 26 — Среднепыркинская, 27 — Южно-Комулан-ская, 28 — Ныйденская, 29 — Аскасайская, 30 — Сред-неншская, 31 — Катангли, 32 — Южно-Гамадейская, 33 — Старонабильская, 34 — Ясынг, 35 — Конгинская, 36 — Восточный Везли

осадках мачигарского горизонта обломков кислых, средних — основных эффузивов и гранитоидов свидетельствует о привносе терригенного материала и с материковой части Дальнего Востока, осуществлявшемся реками малой протяженности и путем площадной эрозии сложного комплекса пород.

Остроугольный и слабоокатанный валунно-галечный материал, состоящий из темно-зеленых песчаников и кремнистых аргиллитов, порфиритов, средних — основных эффузивов верхнего мела, отмеченный в базальных конгломератах даехурийского горизонта на Притокской площади, также служит косвенным подтверждением наличия расчлененного рельефа в мачигарское время.

На древних поднятиях Шмидтовского антиклинория, судя по отсутствию мачигарских образований в сводах Трехбратской антиклинали, в группе Охинских структур (Оха, Северная Оха) и по литобифациальному составу отложений, развитых в непосредственной близости к участкам размыва (Западная Оха, р. Малая Лонгри), в морском мелководном бассейне располагались небольшие острова. Вещественный состав галечно-песчаного материала (кремнисто-вулканогенные породы, гранитоиды и серпентиниты, алевролиты, аргиллиты и др.) обусловлен размывом пород, слагающих складчатое основание. И. И. Ратновский [8] и Н. Б. Вассоевич обращали внимание на присутствие в нижних слоях мачигарской свиты галек, валунов, обломков гранитов и ультраосновных пород (серпентинитов).

Плохая сортировка терригенного материала мачигарских отложений всего Северного Сахалина и преимущественно граувакковый характер алевро-песчано-гравийных разностей, пестрый литологический состав и неодинаковое соотношение обломков однотипных пород на площади, а также различные ассоциации тяжелых минералов — все это свидетельствует о накоплении осадков в основном за счет местных областей размыва. Состав материнских пород каждого из размываемых участков суши был неодинаковым или своеобразным; хотя в ряде

питающих провинций и были развиты однородные породы, но они в различной степени изменены и имели неодинаковый объем.

В западной части п-ова Шмидта мачигарское время размещались дахурийские вулканы, приуроченные к разлому северо-западного простирания. Излияния лав происходили из нижних слоев даехурийских приповерхностных условиях (миндакого комплекса). Литологический и минералогический состав пород также сложен ракушечниками с крупными ракушками (видеоподобиями), так и в подводных (морском рельефе). Для хорошо отмученных базовых порфиритов разреза Колдунитово-глинисто-кремнистых образований (подводного) рельефа.

Присутствие в отложениях мачигарского горизонта фауны моллюсков (*Nucula*, *Yoldia*, *I. (Chesterium)*, *Papyrogonia*, *Linnaea*, *Mya*, *Clinocardium*, *Saxidomus*, *Mytilus*, *Modiolus*, *Cyclonema*, *Thyasira* и фораминифер *Islandiella*, *Elphidiella*, *Melonis*, *Cibicides*, *Budashevaella*, широко представленных в разрезах Камчатки и Южного Сахалина, указывает на существование связи между морскими бассейнами этих регионов [3]. Остатки фораминифер, характерные для верхнемачигарских — тумских пород, установлены в ратмановской свите.

В даехурийское время морские отложения распространялись почти на весь седиментационный бассейн. Значительная часть островных сооружений, находившихся на месте Восточно-Сахалинского поднятия, по-видимому, погрузилась под уровень моря. Лишь на месте Среднелангрийского поднятия в раннедаехурийское время сохранились небольшие скалистые острова, сложенные главным образом верхнемеловыми песчаниками и аргиллитами, а также порфиритами (различных скоплений), отсутствие их в нижних слоях эффузивов, в результате размыва которых сформировалась базальная пачка даехурийских свит. В нижней ее части присутствуют обломки толстостенных раковин (возможно, устриц), а в верхних — обломки раковин (подводного) рельефа. Вблизи резкого перехода от конгломератов к преобладающим кремнистым аргиллитам и алевролитам, — останки раковин фораминифер открытого моря — *Bathysiphon*, *Martinottiella*, *Hydrobia*, *Loxostoma*, *Cyclammina*, *Euomphalus*, *Melonis*, *Cibicides*, *Budashevaella*.

На отдельных участках Шмидтовского антиклинория тоже находились небольшие подводные поднятия (на севере Охинской и Северо-Охинской структур, в пределах Трехбратской антиклинали, по-видимому, на своде Восточно-Одоптинской и других структур), к ним приурочены сокращенные излияния лав происходили из нижних слоев даехурийских приповерхностных условиях (миндакого комплекса). Литологический и минералогический состав пород также сложен ракушечниками с крупными ракушками (видеоподобиями), так и в подводных (морском рельефе). Для хорошо отмученных базовых порфиритов разреза Колдунитово-глинисто-кремнистых образований (подводного) рельефа.

Н. Б. Вассоевич, как известно, связывал наличие экзотических галек и валунов в нижних слоях третичного разреза п-ова Шмидта с выпадением их при таянии льда. Видимо, так можно объяснить присутствие в отложениях мачигарской свиты крупных валунов гранитов, т. е. пород, не известных среди образований фундамента этого полуострова. Не исключено и перемещение подобных валунов береговыми течениями с северо-запада, где данным сейсморазведки установлено поднятие в акватории Сахалинского залива (на продолжении структур Эспенбергской СФЗ).

Для тумского времени значительное количество в осадках остроугольных галек и гравия (часто в виде гнездовых скоплений), отсутствие их в нижних слоях тумской свиты (даехурийских и нижнелангрийских свит) свидетельствует о перемещении их с материковой части в условиях сильных штормов в условиях расчлененного (подводного) рельефа. В конце тумского времени поднятия в пределах Шмидтовского антиклинория сохранились на значительную глубину, о чем свидетельствуют почти полные отсутствие экзотических галек и валунов в осадках. В выходящих породах пильской свиты

восточных районов п-ова Шмидта [5] преобладают высококремнистые образования (до 40,0—87,3 % SiO_2), в которых терригенный материал представлен главным образом частицами мелкоалевритовой размерности (обычно 2—5 %).

В южных и западных районах бассейна количество грубообломочного материала в осадках даехурийского горизонта заметно снижается. Лишь вблизи материковой части Нижнего Приамурья и вулканических построек Энгизпальской СФЗ, а также в самом конце даехурийского времени вследствие начавшегося воздымания дна бассейна оно увеличивается. Терригенный материал в Сахалинский седиментационный бассейн поступал преимущественно с запада, где размывались разнообразные по составу породы.

Большое участие в накоплении осадков даехурийской свиты и ее возрастных аналогов принимал кремнезем, имеющий, как нам представляется и как считают многие исследователи [9], биовулканогенную природу. Его накопление способствовало образованию высококремнистых пород на северо-востоке (Пограничный район) и юго-западе (Энгизпальский район). Такое же происхождение свойственно, видимо, и фосфатам, встречающимся в виде примеси и мелких конкреций.

Вулканическая деятельность данного времени в Северо-Сахалинском бассейне унаследована от предыдущего этапа. Вулканы, как и в мачигарское время, по-видимому, были приурочены к разлому, проходящему через Эспенбергскую СФЗ в юго-восточном направлении. Кроме того, в западной части бассейна на продолжении Западно-Сахалинского глубинного разлома возникла цепочка подводных вулканов.

В преддунинское время произошли уменьшение глубин морского бассейна в центральных районах Сахалина, кратковременный подъем и общее обмеление его на западных и северо-западных участках Северного Сахалина. В глубоководной северо-восточной зоне движения раннеуининского времени, отражением которых, по-видимому, следует считать присутствие относительно мелкообломочных образований в

нижней части пильской свиты Западно-Охинской площади и Охинского месторождения (слои с *Ammonia*), продолжались и в среднем миоцене. На ряде площадей, входящих в состав древнего Шмидтовского поднятия (Хангуза, Береговая, Тропунская, Полянская, Пильский разрез), уйинские отложения, которым соответствует большая часть колендинских слоев, видимо, выпадают из разреза вследствие подводных размывов (рецессий). На значительной части Северо-Сахалинского прогиба в уйинское время резко изменился гидродинамический режим (см. рисунок, а).

По сравнению с неочетливо-слоистыми кремнистыми аргиллитами даехурийской свиты во всех изученных разрезах уйнинская свита северных и северо-западных участков Лангерийской, Байкальской, Гыргыланьинской, Дагинской СФЗ, начиная с подошвы, сложена преимущественно отчетливо-слоистыми крепкими глинами с многочисленными прослоями и прослойками мелкозернистых граувакковых песчаников и крупнозернистых песчаных алевролитов с пологоволнистыми и косослойчатыми текстурами придонных течений. Размер обломочного материала в таких прослоях возрастает, увеличивается также и их мощность снизу вверх по разрезу и с востока на запад по площади бассейна.

В Сабинской СФЗ количество косо-слоистых прослоев в уйнинских отложениях при переходе к более глубоководным образованиям заметно сокращается. Следы течений отмечаются только на подводных поднятиях (Охинском). В южных разрезах северо-восточного побережья (Монгинском) текстуры течений развиты главным образом в верхней части свиты. Характерно, что породы с текстурами подводных течений практически не содержат остатков ископаемой фауны. Это, видимо, связано с частой сменой типов грунтов и увеличением скорости осадконакопления в среднем миоцене, а также с изменением солености вод. В северо-западной части бассейна из единичных остатков фауны моллюсков встречаются *Tellina*, *Macoma*, *Nucula*, хорошо переносящие понижение солености вод.

С уйнинского времени в Северо-Сихалинском бассейне возникло постоянное вдольбереговое течение, направленное с северо-запада на юг, подобное современному циклоническому течению вод Охотского моря [1, 2]. Компенсировало его, видимо, глубинное течение, имевшее противоположное направление — с юга (из южных морских бассейнов) на север.

Наличие вдольберегового течения казывается, помимо данных о распределении текстур в сублиторальных разованиях уйнинского и более по него (дагинского, окобыкайского и товского) времени, особенностями строения и изменения литологического состава на северо-восточном по режье. Присутствие же в коллендических слоях остатков теплолюбивого глауковидного бентоса, обильного планктона, форм, характерных для миоцена Японии, обогащенность отложений фосфатами и кремнеземом, указывающая, видимо, на привнос этих компонентов океанскими водами, служит подтверждением вывода о направлении глубинного течения.

На южных участках северо-восточного побережья преудинский поем бассейна приводил в одних случаях проявлению стратиграфического согласия в основании борской свита в других (площади Восточный Ели, Ясынг) — к накоплению грауковых песчаников в ее нижней части. Относительная амплитуда перемещения дна бассейна составляла в течение ориентировочно не менее 0,5 км. Вероятно, с такими движениями связано возникновение небольших островов на Припограничном шельфе современных Восточно-Сахалинских горах, с которых грубообломочный материал поступал в морской бассейн, образуя сравнительно узкие шлейфы. Острова сложены в основном вулканогенно-осадочными (яшмы, кремнистые алевриты и др.) и метаморфическими (сланцы, кварциты и др.) породами, в меньшей мере эффузивами с основного состава, а возможно, и гранитоидами. Неодинаковое отношение пород на всех участках суши обусловило несколько различные ассоциации тяжелых минералов в составе обломков пород на ближайших площадях.

Во второй половине уйнинского времени на северо-западе бассейна начала формироваться наземная часть дельты, по-видимому, Праамура, которая в дальнейшем надстраивалась и распространялась в восточном и юго-восточном направлениях. Если в мацгарское и тумское время на минерало-петрографический состав отложенный главный влияние оказывали местные источники сноса, то начиная с раннего—среднего миоцена в бассейне накапливались сероцветные осадки, обломочный материал которых, как правило, не менее чем на 50—75 % был представлен кварцем и полевыми шпатами. Очевидно, только за счет площадного сноса из прибрежных районов Нижнего Приамурья, где распространены преимущественно эффузивные породы палеоген-неогенового возраста, не мог формироваться мощный комплекс в основном кварц-полевошпатовых отложений неогена Северо-Сахалинского бассейна.

Для дагинского времени (см. рисунок, б) намечается разнообразный набор палеогеографических условий — от субаэральных на западе до относительно глубоководных на востоке. В это время произошло значительное расширение наземной части дельты. Береговая линия неогенового бассейна проходила примерно по площади Астахановская — Верхнекобзакская — Осиновская и далее, по-видимому, несколько западнее линии Болодек — Нижний Эвай, через Нижнедагинскую площадь, между Монгинской и Усть-Томинской площадями, по восточному крылу Венинской структуры и протягивалась южнее — в Луньский байон, а затем уходила в прибрежную акваторию.

Учитывая продолжительность ранне-среднедагинского времени, можно считать, что скорость продвижения наземной части дельты составила около 0 км за 1 млн. лет. Особенно быстро заполнялась часть бассейна, находящаяся западнее Гырғыланьинско-Дагинского поднятия, где в предыдущий этап уж накопились мелководные образования. Огромные массы терригенного материала поступали в дагинский седиментационный бассейн с запада в еще более дезинтегрированном (до 0,0—85,0 % кварца и полевого шпата).

та) состоянии, чем в уйнинское время. По периферии наземной части дельты располагались лагуны, периодически затапливаемые мелким морем. Судя по хорошо прослеживающимся пачкам глин, вмещающим пласты углей, в разрезах угленосной подсытки на участках Большереченская — Северо-Гыргыланьинская — Катангли — Восточный Катангли — Старый Набилъ лагуны по протяженности и размерам (до 35 км) приближались к современным, развитым на северо-восточном побережье.

Переход лагунных угленосных отложений в резко преобладающие прибрежные пески латерали изучен недостаточно. Эти фации могли разделяться барами или намывными косами. Поскольку в зонах смены отложений лагунного и прибрежно-морского происхождения пробурены единичные скважины, вопрос о наличии и размерах баров остается нерешенным.

Относительно крупная изолированная лагуна, интенсивно заболачиваемая, существовала во время формирования нижней части разреза угленосных отложений в пределах Набильской мульды. На площадях Паркатинской и Восточный Везли эта часть разреза сложена резко преобладающими глинами с многочисленными пластами углей. Восточнее, в разрезах Южно-Гамадейской, Маячной и Прибрежной площадей, где угленосные слои занимают наиболее низкое стратиграфическое положение (до XVIII пласта), в отложениях дагинской свиты появляются пласты и пачки песчаников. Далее к востоку ее нижняя часть замещается безугольными прибрежно-морскими (песчаными) и мелководно-морскими (пласты глин) образованиями.

Ширина полосы прибрежных песков (литераль и сублитераль) достигает 20 км, главным образом в центральной субмеридиональной части Северного Сахалина, соответствующей Гыргыланьинско-Дагинской СФЗ. Шельфовая зона почти во все отрезки дагинского времени была относительно узкой (до 10 км) и переходила в верхнюю батиаль, где накапливались кремнистые, кремнисто-глинистые и песчано-глинистые осадки.

На широте Паромайской СФЗ, и, по-видимому, севернее в бассейне существовали значительные перепады глубин, а наклон дна по линии Южная Кенига—Мухто был не менее 5°. Как известно [6], наличие такого уклона создает условия для выведения толщ из состояния стабильности (сползание, гравитационное перемещение материала). Не исключено, что именно с процессами гравитационного оползания, срыва, коробления и перемещения осадочного материала следует связывать возникновение отдельных погребенных структур, наличие в разрезах пластов песчаников со следами явного мелководья (скв. 27 Пилтун, глубина более 3200 м), аномально мелководный литолого-фациальный состав части дагинской свиты из разреза Гиляко-Абунана (пласты XXI—XXIII), залегающей среди батинальных образований, развитие песчаников на западных склонах древних структур Охинского района. Аналогичные явления происходили во время накопления низов окобыкайского горизонта. На большей части Северо-Восточного Сахалина в среднем миоцене формировались относительно глубоководные (батинальные) кремнисто-глинистые толщ небольшой мощности.

В центральных и юго-восточных районах Сахалина проявлялась вулканическая деятельность, начавшаяся в уйнинско-позднеборское время. Судя по значительному разному туфогенного материала (площади Аскасайская, Нуумпал, Набил, Южно-Гамадейская, Восточный Везли и др.), вулканизм сопровождался интенсивной эксплозивной деятельностью, способствовавшей накоплению пирокластического материала в виде отдельных прослоев. С этой же вспышкой вулканизма, возможно, связано формирование псефито-псаммитовых туфов и андезито-базальтов на Восточно-Эхабинской площади (скв. 587), залегающих в глубоководных слоях нижней части пильской свиты.

Начало окобыкайского этапа осадконакопления совпало с резким, хотя и относительно небольшим (примерно 100 м) углублением дна бассейна. Оно устанавливается в районах, где глинистые образования внешнего шельфа подстилаются прибрежными мелко-

водно-морскими осадками дагинского горизонта. Зона прибрежных песчаников картируется с трудом в связи со сложной изученностью западных участков бассейна. В раннеокобыкайское время морские (шельфовые) обстановки преобладали в зонах, где ранее в среднем миоцене существовала подводная аккумулятивная равнина, периодически осушаемая в результате перекомпоновки бассейна.

В окобыкайский этап (см. рисунок, в) в восточной части бассейна накапливались преимущественно глинистые и алевроито-глинистые осадки, в наиболее глубоководных условиях (п-ов Шмидта, Охинский перешеек, Охинско-Эхабинский район) — со значительной примесью органогенного кремнезема. Алевроито-песчаные породы окобыкайского горизонта в подавляющем большинстве относятся к козовому типу.

Ассоциации тяжелых минералов в начальном этапе накопления окобыкайских осадков мало отличались от таковых дагинского горизонта. Они постепенно изменялись, особенно вблизи питающих провинций, в зависимости от уменьшения ареалов размыва осадочных толщ и увеличения площадей развития метаморфических пород, а также кислых эффузивов широко распространенных в прибрежной части Нижнего Приамурья. Это способствовало, кроме того, расширению гидрографической сети в материковой части Дальнего Востока вследствие чего в размыв вовлекались все более разнообразные по составу материнские породы. Вместе с возраставшей степенью дезинтеграции и транспортируемого с запада территории материала (см. рисунок, в), и ранее, в окобыкайский этап в восточной части бассейна большое влияние на состав отложений оказывали процессы сноса, находящиеся в Восточном Сахалинских горах.

Углубление бассейна и связанное с ним ингрессивное залегание нижнеокобыкайских глин на прибрежных песках, по-видимому, приводило к перемещению водных масс, обусловленному в свою очередь, подводными течениями. Об этом свидетельствуют течения I и II пластов на Западно-Камчатской площади и наличие в

основании окобыкайской свиты.

Переход к батинальным обстановкам бассейна намечается, судя по литологическому составу отложений, ориентировочно по линии, проходящей через Волчинскую, южную часть Сабинской, к западу от Паромайской СФЗ, т. е. режим бассейна существенно не изменился по сравнению с предыдущим этапом его развития. Именно в этой полосе среди верхнебатинальных отложений отмечено присутствие локально развитых пластов песчаников, в которых содержится привнесенная мелководная фауна (пласты VII—XVIII площадей Сабо и Малый Сабо).

Н. А. Волошинова отмечает, что в данном районе наряду с типичным, относительно глубоководным, фаунистическим комплексом, характерным для верхней части материкового склона, присутствует в значительном количестве род *Ammonia*. Вообще же для этих слоев обычны следующие виды: *Ammonia edurus* Volosh., *Harpagophragmoides renzi* Asano, *H. indentatus*, *H. carinatus* Cushman et al., *Plectina nipponica* Asano, *Ammodiscus matilentus* Cushman (редко), *Cyclammina* ex gr. *pilvoensis* Volosh., *C. praecancellata* Volosh., *Martinottiella* cf. *communis* (Ord.), *Epistominella pacifica* Cushman, *Nonionella miocenica* Cushman, *Globobulimina pacifica* Cushman, *Globigerina auberina* Orb., *Globigerina woodi* Tenkis, *C. falconensis* Low., *G. bulloides* Orb. Кроме прибрежного глубоководного комплекса, здесь встречаются *Ammonia* sp. sp. indet. и единичные *Cribrononion rotundatus*, *Cribrononion* sp. особенно много до (40 % от общего состава) перемешанной мелководной фауны наблюдается на площадях Западный Сабо и Малый Сабо.

Вероятно, к так называемым «глубоководным пескам» следует относить тонкие пласты XVIII—XX Гиляко-Абунана, спорадически распространенную в северной части Сабинской СФЗ. В этой пачке обнаружены типично батинальные образования — слабокремнистые аргиллиты с глубоководным пильским фаунистическим

комплексом. Все пласты пачки последовательно выклиниваются в южном направлении до широты южной части Эрринского месторождения. На формирование пачек с аномально высоким содержанием песчаных пород верхней части пильской свиты на западных погружениях древних структур Охинско-Эхабинского района, помимо самих подводных поднятий, «улавливающих» обломочный материал, по-видимому, оказывал влияние вынос песчаного материала из мелководных зон моря.

Позднедагинское — раннеокобыкайское время в Северо-Сахалинском седиментационном бассейне ознаменовалось вспышкой конседиментационных складчато-блоковых движений, в результате которых образовался ряд погребенных и полупогребенных структур, проявились многочисленные конседиментационные разрывы. С такими движениями связаны наиболее контрастные на Северо-Восточном Сахалине изменения мощности нижнеокобыкайских отложений, трансгрессивное залегание последних на дагинской свите различными стратиграфическими пачками.

Большое число разрывов, затухающих в верхнеокобыкайско-нижнеуловских отложениях, установлено по данным бурения на Монгинско-Нижедагинской площади и по материалам сейсморазведки. Разрывы, конседиментационная природа которых достаточно уверенно определяется для интервала, соответствующего нижнеокобыкайским отложениям, известны на Малосабинской, Сабинской, Северо-Эрринской и других площадях северо-восточного побережья Сахалина.

Не исключено образование некоторых конседиментационных сбросов, развитых в полосе значительных перепадов глубин раннеокобыкайского бассейна или на склонах древних поднятий (Западная Оха), обусловленное гравитационным сползанием осадочных толщ. Следует заметить, что гравитационное оползание осадков, характерное для других регионов [6, 10], на Северном Сахалине изучено весьма слабо. Возможность его проявления на Северо-Восточном Сахалине рассматривается нами в качестве одного из предположений, вытекающих

замыкание намечается по отложениям усть-кирбинской свиты, хотя не исключено, что он соединялся с Охотской геосинклиналью.

Несоогласия в основании юдомской серии на восточном палеосклоне Сибирской платформы, западе палеопргиба и большей части Охотского массива относятся к типу географических, поскольку разница в углах падения пород выше и ниже поверхности несогласия почти везде не превышает 1—2°, обычно это доли градуса. Исключение представляет только район Ингилийской структуры, где в приконтактовой зоне ультраосновного массива, внедрившегося в доюдомское время, породы сильно деформированы и перекрыты юдомской серией с резким угловым несогласием [11, рис. 44]. В более восточной зоне ситуация иная. Наблюдения автора в верховьях р. Чухоней подтверждают нередко подвергавшиеся сомнению данные В. А. Ян-Жин-шина о наличии там предъюдомского углового несогласия величиной до 10—15°. В пределах хр. Улахан-Бам В. И. Сухорук (1983 г.) отмечает проявление интенсивной складчатости в предъюдомское время. По-видимому, эта складчатость и последовавшие за ней поднятия происходили и в более восточных частях региона; как уже говорилось, в верховьях р. Юдомы в указанное время на поверхность были выведены и размывались гранитоиды и метаморфические породы.

Важно отметить, что предъюдомское угловое несогласие и в восточной части прогиба проявлено не везде одинаково четко. Так, в междуречье Мая — Северный Уй присутствует мощная (до 1000 м) толща красноцветных песчаников, которые, по материалам автора и А. М. Занина, с размывом залегают на отложениях рифея и без видимого несогласия перекрываются алевролитами и песчаниками аимской свиты юдомской серии. Накопление этой толщи осуществлялось в континентальных условиях одновременно со складчатостью и значительно затухало формировавшееся угловое несогласие.

Следующее несогласие располагается в основании сарданинской свиты юдомской серии и ее возрастных ана-

логов. Хотя местами эта свита свива с подстилающей юкандинской иности отложений оценить амплитудой постепенными переходами, оу размывов и проследить их на площади в ее основании наблюдается большой размыв амплитудой до 150 м, который приводит к полувывклиниванию в западном направлении юкандинских толщ и налега сарданинской свиты на различные горизонты рифея. Таким образом, омирование данного несогласия оловлено исключительно расширением бассейна осадконакопления; оно может считаться трансгрессивным. Внутри сарданинской свиты в личных частях хр. Сетте-Дабан отмечались перерывы. Так, В. И. хоруков (1983 г.) описал следы мыва в нижней части свиты на Улахан-Бам, а автор статьи в верьях р. Чухоней проследил исчезнов в ее верхней части пачки мощно около 150 м. Эти несогласия лока и не прослеживаются на значительной площади.

Третье крупное несогласие находится в основании пестроцветной свиты нижнего кембрия [3, 9]. В бассейне р. Аллах-Юнь установлено ее залегание на различных горизонтах сарданинской свиты. Наибольшая амплитуда размыва последней оценивается здесь примерно в 100 м (для удаленных друг от друга на 60 км). Южнее, в междуречье Мая — А. М. Занин и автор статьи установили, что на расстоянии около 20 км преднижнекембрийским размывом уничтожено около 200 м долом усть-юдомской свиты — возраст аналога сарданинской свиты. Тем не менее повсеместно пестроцветная свита залегает на сарданинской или ее возрастных аналогах. Сходная картина наблюдается и в центральной части Охотского массива [8, 10]. Это несогласие классифицируется как параллельное и связано с региональным перерывом в осадконакоплении.

В пестроцветной свите, как и в сарданинской, неоднократно наблюдаются локальные размывы. Особенно они к югу от р. Юдомы, где пестроцветная свита представлена толщей из дующихся пестрых песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями известняков и конгломератов. Ввиду сильно фациальной из-

менности отложений оценить амплитуду размывов и проследить их на площади не удалось.

Несоогласие в основании инниканской свиты нижнего — среднего кембрия наблюдалось только к югу от р. Юдомы. Так, в бассейне р. Иоткан и междуречье Нет — Северный Уй установлено (В. Р. Алексеев, 1960 г.; А. А. Константиновский, 1967 г.), что эти отложения залегают на различных горизонтах юдомской серии. Величина углового несогласия ничтожна и составляет десятки доли градуса, лишь на отдельных участках она достигает 1—2°. Амплитуда прединниканского размыва, по-видимому, тоже невелика, но определить ее трудно из-за фацальной неустойчивости нижележащих отложений. Сколь велико латеральное распространение этого несогласия, ясно. На Сибирской платформе оно отсутствует, а результаты исследований А. П. Кропачева (1983 г.) и С. И. Трельникова (1983 г.) в бассейне Иоткан противостоят имеющимся данным о наличии там указанного несогласия. В наиболее восточных выходах (центральная часть хр. Сетте-Дабан) инниканская свита залегает на эригено-карбонатной сытыгинской свите, обычно относимой к нерасчлененному венду — нижнему кембрию. Однако нижнекембрийская фауна в породах последней была найдена только в бассейне р. Аллах-Юнь [3], и поэтому вопрос о наличии или отсутствии в разрезе сытыгинской свиты кембрийских отложений в бассейнах рек Теты и Восточной Хандыги остается открытым. До проведения дальнейших работ указанное несогласие следует считать локальным.

Несоогласие в предордовикское время формировалось перед началом накопления глинисто-карбонатных осадков саккырьской свиты и ее аналогов. Основные элементы предордовикской структуры показаны на палеогеологической схеме (рис. 2). На Сибирской платформе в предордовикское время обнажались толщи среднего и верхнего кембрия, перекрытые в дальнейшем образованиями юрских и меловых времен. Аналогичная картина наблюдается и в наиболее западных районах Южного Верхоянья, где присутствие верхнего кембрия доказано

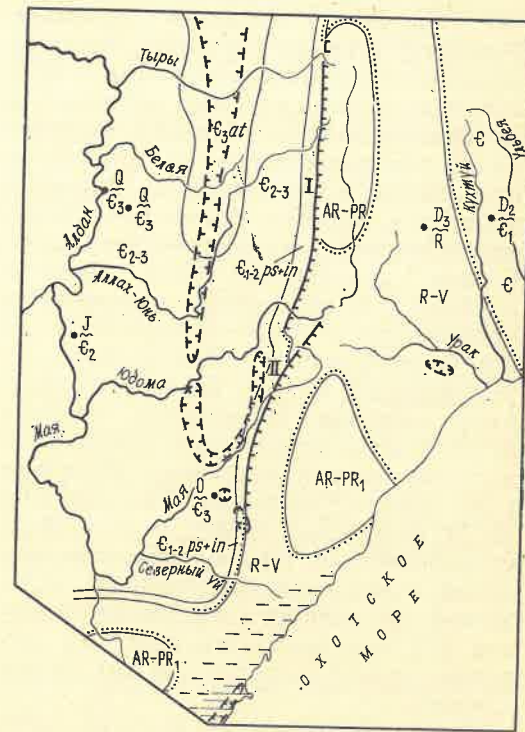


Рис. 2. Палеогеологическая схема предордовикского времени

Основные разломы: I — Юдомский, II — Биликчанский; E₂₋₃at — верхний кембрий, атырбахская свита; E₂₋₃ — средний-верхний кембрий нерасчлененные; E₁₋₂ps+ln — нижний-средний кембрий нерасчлененные (пестроцветная и инниканская свиты); E — кембрий нерасчлененный; R-V — рифей-венд нерасчлененные; остальные усл. обозн. см. рис. 1

фаунистически [4]. В центральной части Сетте-Дабана отложения ордовика налегают на аргиллиты атырбахской свиты, условно считающейся верхнекембрийской. В бассейне р. Саккырь Г. А. Гурьев и автор статьи наблюдали в основании саккырьской свиты линзы конгломератов с галькой нижележащих пород. В южном направлении мощность атырбахской свиты сокращается и в междуречье Бейлая — Аллах-Юнь свита полностью исчезает. Устанавливается сокращение мощности и в широтном направлении — от 1100 м в среднем течении р. Белой [12] до 400—450 м в ее верховьях (наблюдения Г. А. Гурьева и автора).

Это позволяет наметить примерные контуры распространения атырбахской свиты в предордовикское время. От р. Аллах-Юнь на севере до р. Май на юге ордовикские отложения залегают на кербинской и усть-майской сви-

тах среднего — верхнего кембрия. Наиболее верхние горизонты кембрия обнажаются в междуречье Мая — Нет, где непосредственно под ордовикскими базальными песчаниками залегает пачка пестроцветных известняков и аргиллитов, в которых А. М. Заниным и автором статьи собраны трилобиты, характерные, по заключению И. Я. Гогина, для верхней части верхнего кембрия. В восточном направлении ордовикские отложения налегают на все более древние образования — от усть-майской свиты среднего — верхнего кембрия в среднем течении р. Май до пестроцветной свиты нижнего кембрия в бассейнах верховьев рек Мая — Северный Уй (данные И. М. Фердмана, 1964 г. и А. А. Константиновского, 1967 г.). Имеются сведения о залегании ордовикских отложений на толщах рифейского возраста [7], что позволяет наметить восточное крыло предордовикского палеопрогиба.

Судя по изменениям размера зерен и мощности кварцевых песчаников в базальных горизонтах ордовика Южного Верхоянья, основной источник сноса находился в западной части Охотского массива, скрытой сейчас под эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Менее важный источник обломочного материала располагался к востоку от Южно-Верхоянского синклинория. Вероятно, область размыта была приурочена к верховьям р. Юдомы, там, где в предъюдомское время существовали крупные поднятия.

В центральной части Охотского массива фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения известны только на Юровском поднятии. Они залегают на 300-метровой терригенно-карбонатной толще, условно относимой к верхнему кембрию, а последняя, в свою очередь, перекрывает рифей. Однако не исключено предположение о нижнеордовикском возрасте упомянутой толщи. В Кухтуй-Ульбейском междуречье обнажаются отложения моложе рифейских — юдомские и нижнекембрийские [2]. Поэтому можно считать, что амплитуда предордовикского размыта уменьшается к востоку от Кетандинского разлома.

Приведенные данные о предордовикском, в настоящее время можно с уверенностью показывать, что предордовикское угловое несогласие является региональным в пределах Охотской геосинклинали и во всех же остальных частях излагается к типу параллельных. На юго-востоке оно относится к геостатальной площади региона оно прифическому типу. Величина угла несогласия постепенно возрастает и является локальным. Локальные несогласия существуют и в основании геосинклинали ордовикские толщи. Последующее несогласие формируются на смятых в складки отложениях в основании среднедевонских ниях предположительно вендского возраста. Оно хорошо выражено по всему региону и связано с началом нового этапа его тектонического развития, ния несогласия расположены в основании в настоящей статье не рассматриваются.

Более поздние по времени проявления этапа его тектонического развития несогласия расположены в основании в настоящей статье не рассматриваются. Анализ материалов о несогласиях распространения образований между различными толщами венда — возраста (они отсутствуют на Сибирийском палеозоя в Южном Верхояньской платформе и Охотском массиве соседних регионах (рис. 3) дает возможность уточнить представления об их разнообразии. Наличие угловых несогласий, установленных в предтерритории. Наличие угловых несогласий Охотской геосинклинали (В. И. Гий в основании юдомской серии в денберг, 1971 г.). В более северно-Верхоянском синклинории и районах в междуречьях Юдома — вероятно, на западной окраине Охотской Мая — Нет присутствует размытый массива указывает на то, что имеющиеся материалы не позволяют однозначно утверждать, является ли это предордовикским или предордовикским. Локальное несогласие отмечалось на хр. Матриваемого региона (за исключением Хан-Бам (В. И. Сухоруков, 1983 г. Ингильской структуры) юдомской. Оно обосновывалось сопоставлением серии перекрывает нижележащие разрезы по литологическому признаку лишь с географическим несогласием. В пределах Охотской геосинклинали в это время проявлялись одни и те же случаи, когда наклонные нисходящие движения, наличие как предордовикского, о чем свидетельствуют как отложения и предордовикского возраста толщи, сопоставляемые с юдомской серией, так и их несогласия не установлены.

Далее на север от р. Аллах-Таша предположительно согласный нижний карбонат тасканской серии верх Точка зрения о существовании акордовика — силура на карбонатных предордовикских тектонических лонской свиты среднего ордовика. Присутствие линз конгломератов тасканской серии, наблюдаемая ранее; последнее время в тасканской серии, наблюдается В. А. Ян Жин-шин Г. А. Гурьевым и автором. Соглашаясь с этим исследованием в бассейне р. Саккыры, по основному вопросу о существовании допустимости возможности фазы складчатости в предордовикской фазе складчатости, нельзя не отметить, что его детали палеонтологические представления о Майско-Кыллахской дования, выполненные в бассейне как о структуре, консолидированной р. Восточной Хандыги [1], свидетельствуют о непрерывности среднего тектогенеза, противоречит данным викско-силурийского разреза.

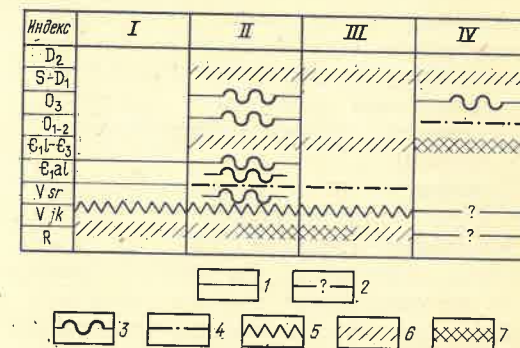


Рис. 3. Основные типы контактов стратиграфических подразделений в отложениях венда — нижнего девона Южного Верхоянья и соседних регионов

I — юго-восточная окраина Сибирской платформы; II — Южно-Верхоянский синклинорий; III — Охотский массив; IV — Охотская геосинклинали; тип контакта: 1 — согласный, 2 — предположительно согласный, 3 — локально несогласный, 4 — регионально несогласный, 5 — параллельное, перерыв в осадконакоплении, 6 — трансгрессивное, 7 — географическое, 8 — угловое несогласие; подразделения юдомской серии венда: Vsr — сардинская свита и ее возрастные аналоги, Vjk — юкандинская свита и ее возрастные аналоги

об отсутствии в этой зоне угловых несогласий.

Не произошло консолидации и Южно-Верхоянского синклинория. Здесь, с одной стороны, мощность отложений вендско-нижнекембрийского возраста заметно возрастает в направлении к востоку от Сибирской платформы, а с другой, — именно в пределах Южно-Верхоянского синклинория появляются региональное предкембрийское (в основании пестроцветной свиты) и локальное внутринижнекембрийское (в основании инниканской свиты) несогласия, отсутствующие на юго-востоке Сибирской платформы. Это свидетельствует о продолжении активной тектонической деятельности в Южно-Верхоянском синклинории. В течение среднего — позднего кембрия он интенсивно прогибался. Нисходящие движения преобладали в это время и на Сибирской платформе.

В Охотской геосинклинали толщи указанного возраста отсутствуют, но, по-видимому, они здесь накапливались и были уничтожены предордовикским размытом. Предордовикская складчатость была ясно выражена в пределах Охотской геосинклинали. Однако она, как и предордовикская складчатость в Южно-Верхоянском синклинории, не привела к полной консолидации региона. Нисходящие

движения, начавшиеся в ордовике, прерывались в предпозднеордовикское и предсилурийское время, причем соответствующие несогласия уверенно выделяются только в Охотской геосинклинали.

Обращает на себя внимание, что события, происходившие в Южно-Верхоянском синклинии в венде — раннем кембрии и ордовике в Охотской геосинклинали, сходны между собой. Их сходство, по-видимому, свидетельствует о том, что тектонический режим, существовавший в ордовике — силуре в рассматриваемой части Охотской геосинклинали, был близок к тектоническому режиму венда — раннего кембрия в Южно-Верхоянском синклинии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волкова К. Н., Латыпов Ю. Я., Хайзничова К. Б. Ордовик и силур Южного Верхоянья (биостратиграфия и палеонтология). М., Наука, 1978.
2. Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1:1 500 000. Гл. ред. М. Е. Горюхинский. Л., 1982.
3. Гогин И. Я., Кропачев А. П., Иогансон А. К. Вендско-нижнекембрийские отложения Сетте-Дабана. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1978, с. 62—75.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.243+553.078(571.54/55)

Г. В. АЛЕКСАНДРОВ (ВСЕГЕИ)

Мезозойско-кайнозойская сводово-глыбовая структура Забайкалья

Многие исследователи рассматривают Забайкалье в качестве классического примера мезозойско-кайнозойской области сводово-глыбового развития [2, 3, 8 и др.]. Однако до сих пор не установлено точное соотношение между сводовой и глыбовой составляющими региона. Оконтурено, да и то условно, всего несколько сводовых структур первого порядка: Хэнтей-Даурская (Даурская), Яблоново-Становая (Становая), Олекминская, Вос-

точно-Забайкальская. Не ясны так взаимоотношения с указанными составляющими межгорных впадин региона как забайкальского (ранне-мел), так и байкальского (кайнозойских) типов, хотя именно они, как оказалось, позволяют по-новому осветить особенности строения Забайкальской сводово-глыбовой системы.

Взаимоотношение впадин и их горного обрамления. Тектоническое строение межгорных впадин Забайка-

долгое время было предметом оживленных дискуссий; по мнению одних — следователей, они являются грабен-инклиналими, а по мнению других — типичными грабенами. В настоящее время после разбуривания и детального геофизического изучения многих впадин можно считать установленным, что форма впадин как забайкальско-байкальского типа ближе к одностороннему грабену (рис. 1, а). Существуют определенные отклонения от указанной идеальной формы впадин (см. рис. 1, б, в, г), но главная особенность — пологое сочленение с горным обрамлением одного борта и крутое с обрамлением другого — четко проявлена в строении этих структур. Однозначно устанавливается, что крутой борт всегда имеет дизъюнктивный характер, причем бортовой разлом конседиментационный и контролирует распределение грубообломочных фаций. Обычно эти крутые разломы трактуются как сбросы, хотя при детальном изучении, как правило, оказываются взбросами, часто трансформирующимися вблизи от дневной поверхности в крутые и даже пологие надвиги; в последнем случае кристаллическое обрамление впадин называется надвинутым на их осадочное (осадочно-вулканогенное) вышележащее. Нередко и пологие бортовые впадин осложнены разломами (рис. 1, д), но последние в подавляющем большинстве случаев оказываются постседиментационными, а морфологически определяются как сбросы. Одной из главных задач наших исследований было выяснение взаимоотношений межгорных впадин региона с горным обрамлением. При этом мы ориентировались на известный популат, обоснованный рядом исследований [6, 7, 13 и др.]: современная морфологическая структура региона в своих главных чертах унаследована от раннемеловой и неогеновой и, следовательно, современное соотношение структур в системе впадины — горного обрамления в основном соответствует таковому в раннем мелу и кайнозое.

Установлены три варианта взаимоотношения впадин региона с их горным обрамлением: 1) впадины ориентированы относительно обрамления

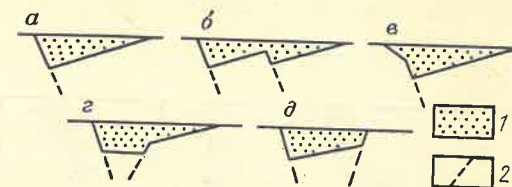


Рис. 1. Форма нижнемеловых и кайнозойских межгорных впадин Забайкалья в разрезе
1 — впадины; 2 — бортовые разломы

«вразбежку»: пологие борта плавно примыкают к нему, а крутые замыкают систему; такое взаимоотношение возможно только в том случае, когда обрамление представляет собой сводовую структуру (рис. 2, а); 2) впадины ориентированы навстречу друг другу: крутые борта примыкают к обрамлению, а пологие замыкают систему; это возможно, когда обрамление представляет собой горстовую структуру (см. рис. 2, б); 3) впадины ориентированы «вдгонку» друг другу: крутые и пологие борта закономерно чередуются по принципу трансляции; разделяющее их обрамление имеет один крутой, а другой пологий склоны и отвечает асимметричным горным хребтам (см. рис. 2, в). Анализ сочетаний рассмотренных вариантов (см. рис. 2, г, д) позволяет прийти к выводу, что ведущими являются первые два: впадины — свод и впадины — горст, а третье представляет собой взаимодействие первых двух и реализуется путем разрушения крыльев свода на контакте последнего с горстом.

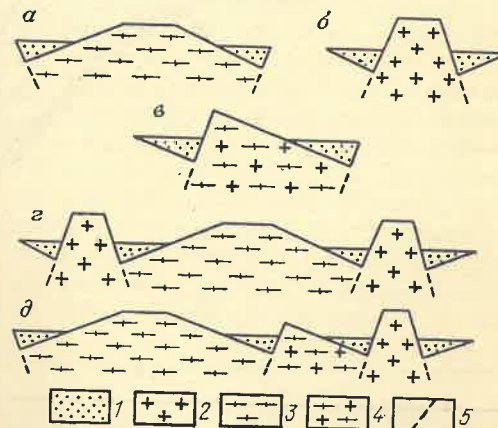
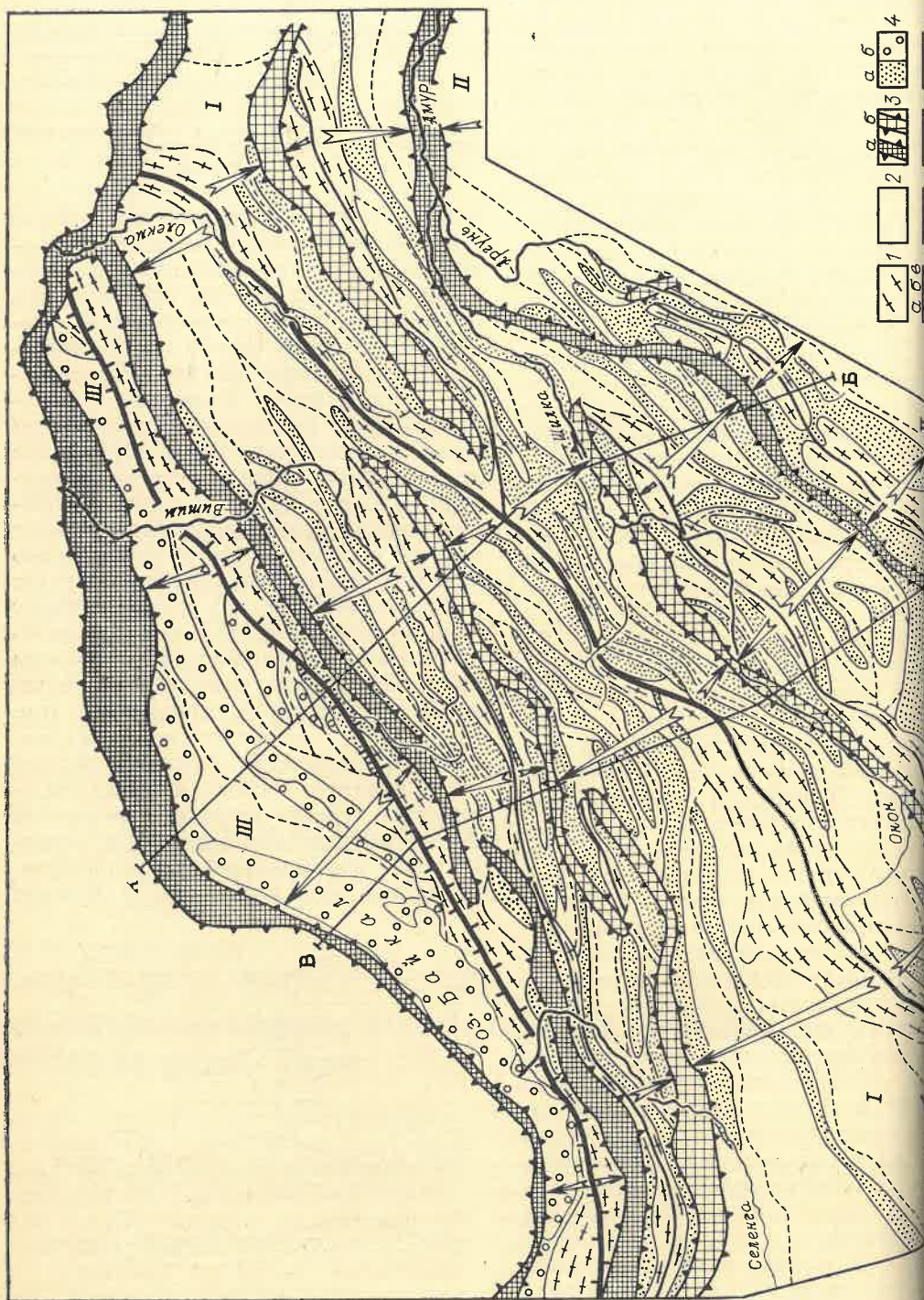


Рис. 2. Соотношение нижнемеловых и кайнозойских впадин Забайкалья с горным обрамлением в разрезе
1 — впадины; 2 — горсты; 3 — своды; 4 — расколотые крылья сводов; 5 — бортовые разломы



При учете отмеченного выше взбросо-надвигового характера дизъюнктивных нарушений, ограничивающих крупные борта впадин, выявляется чрезвычайно интересное динамическое взаимоотношение горстов и сводов.

В противовес существующим представлениям [2, 14, 15 и др.] получается, что наиболее активными тектоническими агентами в областях сводово-глыбового развития являются горсты, представляющие собой резко поднимающиеся горные сооружения клинообразной (с расширением на глубину) формы, вовлекающие в поднятия пассивное окружающее пространство, трансформируя его в своды и раскалывая непосредственно примыкающие к ним части этих сводов. Естественным выводом является заключение о том, что выпирающим горстам отвечает интенсивное сжатие, а сводам — растяжение; на крыльях сводов реализуются оба напряжения: на крутых ограничениях разломанных крыльев — сжатие, а на пологих — растяжение. При этом, однако, нельзя исключить существование общего, поднимающего всю сводово-глыбовую область тектонического импульса, но и при данном допущении тектонические силы неизбежно реализуются горстами.

Нижнемеловая сводово-глыбовая структура. Для расшифровки данной структуры проделано следующее: 1) составлена карта распространения нижнемеловых межгорных впадин региона и обрамляющих их горных хребтов; 2) для всех впадин выявлены особенности их строения, и прежде всего крутизна бортов; 3) выделены зоны развития впадин, имеющих одинаковое соотношение с окружающим горным обрамлением, т. е. системы впадины — свод и впадины — горст, а внутри первых — подсистемы, отвечающие различным частям расколовых крыльев сводов. Составлена схема сводово-глыбовой структуры Забайкалья и прилегающих территорий

(рис. 3), анализ которой позволяет сделать следующие выводы.

1. Исследованная территория представляет собой закономерное сочетание оконтуренных горстов и сводов, причем горсты локализируются в виде относительно узких зон (10—50 км), разделяющих широкие сводовые пространства.

2. Собственно Байкальская нижнемеловая сводово-глыбовая область ограничена с севера и с северо-запада так называемой Байкальской рифтовой системой. Граница между ними проходит по горстовой зоне хребтов Хангар-Ульского, Голондинского гольца, Южно-Муйского и других и ориентирована примерно по азимуту 60° . С северо-востока указанная область ограничена горстовой зоной Станового хребта, а с юго-востока — горстовой зоной, отделяющей рассматриваемую область от Хинганской сводово-глыбовой области и ориентированной примерно по азимуту 30° . На юго-западе Байкальская область уходит на территорию Монголии, и ее замыкание в этом направлении не установлено. Приведенные данные позволяют прийти к заключению, что Урулюнгуйский и Урюмкано-Уровский геотектонические блоки, нередко объединяемые в Аргунский срединный массив, являются составными частями Хинганской, а не Байкальской сводово-глыбовой области.

3. Ось Забайкальской сводово-глыбовой области проходит по хребтам Барун-Бархийн-Даба, Хэнтийн-Нуру, Даурскому, Черского, Нерчинско-Кунгинскому, Муройскому, Моклинскому, Олекминскому. В связи с этим совершенно закономерно осуществляется преимущественный «развал» нижне-меловых впадин к северо-западу от оси на северо-запад, а к юго-востоку от оси на юго-восток. Осевой части Забайкальской сводово-глыбовой области соответствует главная сводовая структура региона — Забайкальский мегасвод. Субпараллельно или при-

ис. 3. Схема сводово-глыбовой структуры Забай-
альских и прилегающих территорий

— центральные части сводов; 2 — периферические
части (расколоте крылья) сводов; 3 — горстовые
зоны и их структуры (а — пограничные, б — внутрен-
ние); 4 — депрессионные зоны (а — нижнемеловые,
б — кайнозойские); 5 — оси сводов (а — Забайкаль-

ского мегасвода, 6 — Байкальского свода, 8 — дочерних сводов; 6 — падение крыльев сводов; 7 — границы депрессионных зон; 8 — границы подсистем впадины — расколотые крылья сводов; I — Забайкальская; II — Хинганская сводово-глыбовые области, III — Байкальская рифтовая система

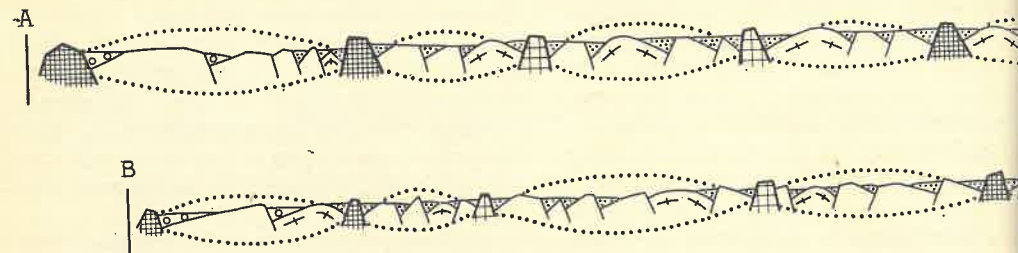


Рис. 4. Разрезы сводово-глыбовой структуры Забайкалья и прилегающих территорий. Условные обозн. см. рис. 3; точечные линии — синусоиды, характеризующие сводовую составляющую региона.

членяясь к нему под пологими углами, располагается ряд дочерних сводов, отделенных от мегасвода так называемыми внутренними горстовыми зонами.

4. Распределение горстов и сводов на территории Забайкальской и прилегающих частей Хинганской сводово-глыбовых областей имеет симметричный характер, особенно наглядно выявляющийся на разрезах северо-западной ориентировки (рис. 4). Данное симметричное распределение может быть описано периодической тригонометрической функцией вида

$$y = a \sin(\omega x + \varphi_0),$$

где a — амплитуда синусоиды; ω — частота, равная π/b (b — ширина полуволны синусоиды); φ_0 — начальная фаза.

При помещении оси y на северо-западной граничной для Монголо-Забайкальской складчато-глыбовой области горстовой зоне ($\varphi_0=0$) указанная формула приобретает вид

$$y = a \sin\left(\frac{\pi}{b} x\right)$$

и однозначно характеризует сводовую составляющую региона. При этом амплитуда сводов варьирует от 3 до 7 км, обычно равняясь 5 км (с учетом последующей денудации), ширина сводов изменяется от 70 до 280 км, но наиболее часто составляет примерно 140 км. Распределение горстов в регионе также подчиняется приведенной выше формуле и определяется узлами синусоиды.

5. Ось Забайкальской сводово-глыбовой области и одноименного мегасвода ориентирована примерно по азимуту 45° , среднему по отношению к

двум главным продольным тектоническим направлениям, характерным для этой области: 30 и 60° . Ориентировка осевых частей дочерних сводов и горстовых зон отвечает всем трем направлениям, лишь иногда отклоняясь от них и приобретая субширотное простираие, которое особенно характерно для восточного и западного фронтов области. На этих участках ширина горстовых зон существенно увеличивается.

Приведенные данные позволяют предполагать, что энергетическое поле сводово-глыбовой области и сформировавшихся в ней других нижнемеловых сводовых областей сформированы в результате меридионального взаимодействия крупных масс — Сибирской платформы с севера и Китайской платформы с юга, но не непосредственно, «в лоб», а со значительным разобщением. Анализировать векторы встречного сжатия с использованием тех же методик. Главное усилие с севера приходилось на Ангарский выступ Сибирской платформы, т. е. путем формирования на Хинганский и Китайский выступы. Представляется весьма вероятным, что именно эти тектонические напряжения и обусловили как формирование Забайкальской сводово-глыбовой области, так и ее ориентировку в соответствии с правилом разложения сил (правило параллелограмма). Воздействие со стороны южных масс, возможно, было более интенсивнее, о чем свидетельствует более значительный раскол северной стороны Забайкальской мегасводной области дочерних сводов по сравнению с южной.

В качестве сопутствующих выводов следует отметить: а) принципиально иное, обоснованное с геодинамической позиций, выделение депрессионных зон, т. е. зон, объединяющих нижне-меловые межгорные впадины сходного строения и развития; ранее в такие впадины часто объединялись впадины, принадлежащие к разным структурным системам «впадины — свод» и «впадины — горст», что значительно затрудняло корреляцию разрезов впадин и составление сводных литолого-стратиграфических схем нижнемеловых осадочно-вулканогенных образований для различных частей региона; обоснованное выделение нижнемеловых сводовых структур, конфигурация которых резко отличается от провальной выделенных ранее сводов.

б) Кайнозойская сводово-глыбовая структура. В поздне-меловое и отчасти палеогеновое время горные сооружения Забайкалья и прилегающих областей испытали интенсивную денудацию, результатом которой было формирование относительно выровненного рельефа на всей территории региона (рис. 11, 13 и др.). В кайнозое (начиная с неогена) возродился нижнемеловой рельеф на территории Забайкальской сводово-глыбовой области и сформировалась Байкальская рифтовая система других нижнемеловых сводовых областей, главными структурными элементами которой являются кайнозойские впадины (байкальского типа), декомпенсированные и некомпенсированные (оз. Байкал), и разделяющие юга, но не непосредственно, «в лоб» горные хребты. Строение Байкальской рифтовой системы анализировать с использованием тех же методик. Главное усилие с севера приходилось на Ангарский выступ Сибирской платформы, т. е. путем формирования на Хинганский и Китайский выступы. Представляется весьма вероятным, что именно эти тектонические напряжения и обусловили как формирование Забайкальской сводово-глыбовой области, так и ее ориентировку в соответствии с правилом разложения сил (правило параллелограмма). Воздействие со стороны южных масс, возможно, было более интенсивнее, о чем свидетельствует более значительный раскол северной стороны Забайкальской мегасводной области дочерних сводов по сравнению с южной.

и, т. е. зон, объединяющих нижне-меловые межгорные впадины сходного строения и развития; ранее в такие впадины часто объединялись впадины, принадлежащие к разным структурным системам «впадины — свод» и «впадины — горст», что значительно затрудняло корреляцию разрезов впадин и составление сводных литолого-стратиграфических схем нижнемеловых осадочно-вулканогенных образований для различных частей региона; обоснованное выделение нижнемеловых сводовых структур, конфигурация которых резко отличается от провальной выделенных ранее сводов.

б) Кайнозойская сводово-глыбовая структура. В поздне-меловое и отчасти палеогеновое время горные сооружения Забайкалья и прилегающих областей испытали интенсивную денудацию, результатом которой было формирование относительно выровненного рельефа на всей территории региона (рис. 11, 13 и др.). В кайнозое (начиная с неогена) возродился нижнемеловой рельеф на территории Забайкальской сводово-глыбовой области и сформировалась Байкальская рифтовая система других нижнемеловых сводовых областей, главными структурными элементами которой являются кайнозойские впадины (байкальского типа), декомпенсированные и некомпенсированные (оз. Байкал), и разделяющие юга, но не непосредственно, «в лоб» горные хребты. Строение Байкальской рифтовой системы анализировать с использованием тех же методик. Главное усилие с севера приходилось на Ангарский выступ Сибирской платформы, т. е. путем формирования на Хинганский и Китайский выступы. Представляется весьма вероятным, что именно эти тектонические напряжения и обусловили как формирование Забайкальской сводово-глыбовой области, так и ее ориентировку в соответствии с правилом разложения сил (правило параллелограмма). Воздействие со стороны южных масс, возможно, было более интенсивнее, о чем свидетельствует более значительный раскол северной стороны Забайкальской мегасводной области дочерних сводов по сравнению с южной.

и, т. е. зон, объединяющих нижне-меловые межгорные впадины сходного строения и развития; ранее в такие впадины часто объединялись впадины, принадлежащие к разным структурным системам «впадины — свод» и «впадины — горст», что значительно затрудняло корреляцию разрезов впадин и составление сводных литолого-стратиграфических схем нижнемеловых осадочно-вулканогенных образований для различных частей региона; обоснованное выделение нижнемеловых сводовых структур, конфигурация которых резко отличается от провальной выделенных ранее сводов.

б) Кайнозойская сводово-глыбовая структура. В поздне-меловое и отчасти палеогеновое время горные сооружения Забайкалья и прилегающих областей испытали интенсивную денудацию, результатом которой было формирование относительно выровненного рельефа на всей территории региона (рис. 11, 13 и др.). В кайнозое (начиная с неогена) возродился нижнемеловой рельеф на территории Забайкальской сводово-глыбовой области и сформировалась Байкальская рифтовая система других нижнемеловых сводовых областей, главными структурными элементами которой являются кайнозойские впадины (байкальского типа), декомпенсированные и некомпенсированные (оз. Байкал), и разделяющие юга, но не непосредственно, «в лоб» горные хребты. Строение Байкальской рифтовой системы анализировать с использованием тех же методик. Главное усилие с севера приходилось на Ангарский выступ Сибирской платформы, т. е. путем формирования на Хинганский и Китайский выступы. Представляется весьма вероятным, что именно эти тектонические напряжения и обусловили как формирование Забайкальской сводово-глыбовой области, так и ее ориентировку в соответствии с правилом разложения сил (правило параллелограмма). Воздействие со стороны южных масс, возможно, было более интенсивнее, о чем свидетельствует более значительный раскол северной стороны Забайкальской мегасводной области дочерних сводов по сравнению с южной.

и, т. е. зон, объединяющих нижне-меловые межгорные впадины сходного строения и развития; ранее в такие впадины часто объединялись впадины, принадлежащие к разным структурным системам «впадины — свод» и «впадины — горст», что значительно затрудняло корреляцию разрезов впадин и составление сводных литолого-стратиграфических схем нижнемеловых осадочно-вулканогенных образований для различных частей региона; обоснованное выделение нижнемеловых сводовых структур, конфигурация которых резко отличается от провальной выделенных ранее сводов.

Байкальским сводом, осевая часть которого вплотную примыкает к юго-восточной пограничной горстовой зоне, отделяющей рассматриваемую систему от Забайкальской сводово-глыбовой области. Такое расположение осевой части свода определяет его резкую асимметричность и развитие только одного северо-западного крыла, которое и было подвергнуто расколам и на котором в кайнозое образовались впадины.

3. Рассматриваемая система закономерно наращивает к северо-западу сводово-глыбовую структуру Забайкальской области и, очевидно, является не первичной, а вторичной. Такое предположение подтверждается тем, что «зародыш» рифтовой системы был сформирован уже в раннемеловое время, когда непосредственно к северо-западу от граничной линии Забайкальской сводово-глыбовой области вблизи от ее средней части произошло заложение Байкальского свода и было образовано несколько нижнемеловых межгорных впадин. Этот «зародыш» можно рассматривать в качестве динамического центра всей рифтовой системы, от которого по волновому принципу на северо-запад наступали кайнозойские сводово-глыбовые структуры.

4. Вторичность Байкальской рифтовой системы по отношению к сводово-глыбовой структуре Забайкальской области подтверждается тем, что она, будучи асимметричной структурой, закономерно включается в симметрию указанной области и ее строение также успешно описывается периодическими (тригонометрическими) функциями (рис. 4).

5. Развитие и дробление только одного (северо-западного) крыла Байкальского свода, увеличение ширины пограничных горстовых зон в участках субширотного простираия и резкое уменьшение в участках, ориентированных примерно под 45° , смещение последних на северо-запад относительно осевой части Забайкальской сводово-глыбовой области свидетельствуют о резко преобладающей активности южных масс, как бы накатывающихся на Сибирскую платформу, вызывая смятие ее краевых частей, и о сближении в широтном направлении векторов

встречных меридиональных тектонических усилий.

Проявление раннемелового и кайнозойского магматизма. Исследование проявленности раннемелового магматизма в истории формирования и структуре Забайкальской сводово-глыбовой области показало следующее.

1. Раннемеловой магматизм в регионе представлен исключительно вулканическими образованиями так называемой базальт-липаритовой ассоциации [4, 5]. Эта ассоциация состоит из двух несмешивающихся составляющих — липаритовой и базальтовой, причем последняя представлена двумя сериями пород: более ранней, дифференцированной от умереннокислого до основного состава, и более поздней, недифференцированной, основного состава. По геологическим (соотношение с фаунистически и флористически охарактеризованными континентальными отложениями различных ярусов нижнемелового отдела) и радиологическим (определения возраста $K-Ar$ и $Rb-Sr$ методами) данным, время формирования ассоциации на всей территории рассматриваемой сводово-глыбовой области охватывает интервал от 130 до 110 млн. лет [4]. Липаритовая составляющая ассоциации сформировалась в интервале от 130 до 120 млн. лет, а базальтовая — от 120 до 110 млн. лет; при этом дифференцированная серия базальтовой составляющей была образована примерно 120, а недифференцированная 110 млн. лет тому назад. Следует, однако, отметить, что в примыкающей к рассматриваемой области с юго-востока периферической части Хинганской сводово-глыбовой области (Урулюнгуйский геотектонический блок) формирование базальт-липаритовой ассоциации (липаритовая составляющая) начинается значительно раньше [4]: в диапазоне 140—135 млн. лет. По данным изучения первичного изотопного состава стронция (IR) [4, 5], липаритовая составляющая имеет коровое происхождение ($IR=0,709-0,710$), базальтовая составляющая характеризуется либо мантийной природой (в недифференцированной серии $IR=0,705-0,706$), либо смешанной мантийно-коровой (в дифференцированной серии $IR=0,705-0,710$).

2. Продукты базальт-липаритовой ассоциации в указанных сводово-глыбовых областях локализуются исключительно в пределах сводовых структур, но их распределение в этих структурах отчетливо контролируется горстовыми зонами.

3. На юго-восточном крыле Забайкальской и в прилегающей к ней части Хинганской сводово-глыбовых областей встречены обе составляющие базальт-липаритовой ассоциации, причем наиболее интенсивное ее проявление при равных количественных соотношениях обеих составляющих контролируется горстовой зоной, разделяющей указанные области. В пределах Хинганской области (Урулюнгуйский, Урюмкано-Уровский, Чойбалсанский геотектонические блоки) интенсивность развития ассоциации максимальная. Вдоль рассматриваемой граничной горстовой зоны многократно проявляются магматические продукты обеих составляющих с постепенным усилением значения базальтовой составляющей в ходе вулканического процесса. В остальной части юго-восточного крыла Забайкальской сводово-глыбовой области базальт-липаритовая ассоциация развита интенсивно и характеризуется кратным проявлением ее составляющих в ярко выраженной антидромной последовательности.

4. На северо-западном крыле Забайкальской сводово-глыбовой области липаритовая составляющая вообще не проявлена, и ассоциация представлена только базальтовой, которая распространяется вплоть до горстовой зоны, разграничивающей эту область и Байкальскую рифтовую систему. Степень дифференциации базальтовой составляющей уменьшается в северо-западном направлении, и существенных очагов разной глубины залегания дифференциации надежно фиксируется только в самой юго-восточной примыкающей к оси части этого крыла.

5. Локализация производных базальт-липаритовой ассоциации в различных частях Забайкальской сводово-глыбовой области отчетливо контролируется внутренними горстовыми зонами, причем наиболее четко контроль проявлен по отношению к базальтовой составляющей. Из вы-

ященного следует, что на фоне симметричного строения нижнемеловой Забайкальской сводово-глыбовой области синхронный магматизм проявлен асимметрично: его интенсивность и полнота проявления уменьшаются от юго-восточного к северо-западному ограничению области. Такое распределение продуктов раннемелового магматизма свидетельствует о том, что глубинная энергия, определяющая этот процесс, имеет характер вектора, ориентированного вкострости простирающейся области с максимумом на юго-востоке и минимумом на северо-западе.

Исходя из приведенных данных, предлагается следующее объяснение механизма формирования и локализации продуктов раннемелового магматизма на территории Забайкальской сводово-глыбовой области.

1. На юго-восточном крыле области мантийные источники тепловой энергии и вещества, кроме непосредственного продуцирования базальтоидных магм на дневную поверхность (недифференцированная серия базальтовой составляющей базальт-липаритовой ассоциации), приводили к формированию в земной коре вторичных очагов смешанной мантийно-коровой природы (дифференцированная серия базальтовой составляющей) и типичных в ярко выраженной антидромной последовательности коровых очагов, родоначальных для липаритовой составляющей ассоциации [4, 5]. Весь объем коры в этой области был интенсивно переработан мантийными эманациями. Характерно, что в периферической части юго-восточного крыла области (как и в прилегающей части северо-восточного крыла Хинганской области) имела место долговременная пульсационная деятельность магматических очагов разной глубины залегания при постепенно возрастающем значении более глубинных очагов. В противоположность этому, в остальных частях Забайкальской сводово-глыбовой области однократно проявлялись магматические очаги различной глубины при постепенном перемещении уровней магмообразования на большую глубину.

2. На северо-западном крыле области прогрев земной коры и подток глубинных эманаций были значитель-

но слабее и не приводили к формированию типично коровых очагов; глубинные мантийные продукты, обусловившие формирование нижнемеловых базальтоидов, либо непосредственно транспортировались через земную кору на дневную поверхность (недифференцированная серия), либо, взаимодействуя с веществом коры, обуславливали образование вторичных очагов смешанной мантийно-коровой природы, родоначальных для пород дифференцированной серии; очаги второго типа, по-видимому, формировались только вблизи от осевой части области.

3. Приуроченность продуктов раннемелового вулканизма к горстовым зонам свидетельствует о магмоконтролирующем значении последних. Оно заключается, по-видимому, в нарушении этими зонами сплошности и динамического равновесия земной коры до больших глубин, формировании в их контактах, отвечающих участкам резкой смены механических напряжений (сжатия и растяжения), магматических очагов различной природы и глубинности и в выводе на дневную поверхность магматического материала по разломам, ограничивающим и опережающим эти горстовые зоны.

Исследование проявленности кайнозойского базальтоидного магматизма в Байкальской рифтовой системе показало, что он четко контролируется пограничной горстовой зоной, отделяющей эту систему от Забайкальской сводово-глыбовой области. Именно к этой зоне приурочены все три главных центра кайнозойской магматической деятельности: Джидда-Тункинский, Витимский и Каларский. В то же время весьма характерна приуроченность указанных центров к определенным структурным участкам системы в целом: первого и третьего — к местам ее выклинивания, а второго — к ее «зародышу». Интенсивное сжатие, характерное для рассматриваемой горстовой зоны, определяет локализацию кайнозойских вулканических продуктов непосредственно в пределах этой зоны, а вдоль секущих и опережающих ее тектонических нарушений (в основном северо-западного простираения), развивающихся в условиях растяжения.

Из вышеизложенного следует, что именно юго-восточная пограничная горстовая зона является «энергетическим шнуром» Байкальской рифтовой системы, определяющим зарождение магматических очагов и вывод на поверхность магматического материала. Этим обстоятельством и объясняется характерное для рассматриваемой системы разобщение районов кайнозойского впадинообразования и одновозрастного магматизма.

Как известно, кайнозойские базальтоиды Байкальской рифтовой системы содержат нодули ультраосновного состава, указывающие на их мантийное происхождение. Изучение первичного изотопного состава стронция (IR) в указанных базальтоидах и нодулях дало величину 0,705, которая была принята нами в качестве региональной мантийной метки [4]. Развитие на территории Байкальской рифтовой системы только базальтоидов, имеющих мантийное происхождение, и локализация их исключительно вдоль юго-восточной границы системы свидетельствуют о том, что глубинные энергетические процессы в пределах системы имели весьма ограниченный характер и, по-видимому, вообще не активизировали ее земную кору.

Совместное рассмотрение особенностей магматизма в Забайкальской сводово-глыбовой области и Байкальской рифтовой системе выявляет однотипную асимметричность его проявления в их пределах: максимальная интенсивность процесса характерна для юго-восточных ограничений обеих структур, что свидетельствует о скачкообразном, но однонаправленном (с юго-востока на северо-запад) передвижении мамообразующих энергетических импульсов в раннемеловое и кайнозойское время. Таким образом, подтверждается высказанное ранее представление о преобладающем энергетическом воздействии южных масс на северные в процессе формирования как Забайкальской сводово-глыбовой области, так и Байкальской рифтовой системы.

Проявление раннемелового эндогенного рудогенеза*. В геологической ли-

* Достоверных проявлений кайнозойского эндогенного оруденения в регионе не установлено.

тературе неоднократно излагались представления о том, что в Забайкалье эндогенные месторождения различных полезных ископаемых [3, 6, 12 и др.] локализуются преимущественно на крыльях или периклинальных сводовых поднятий. Однако конкретно для него особенно характерна тесная выделенность и на карте не изображались. Выделение Забайкальской территории объектов непосредственно на границах этих зон (Солонечное месторождение и др.). Таким образом, все месторождения в их пределах нижнемелового поликомпонентного гидротермальных проявлений полептермального рудного комплекса, ных ископаемых. Ранее нами известные на изученной территории, показано, что вся нижнемеловая гирасполагаются в пределах сводовых ротормальная минерализация регионотруктур. Это представляется вполне общество [1], которое может быть так как указанные структуры звано поликомпонентным эпитермазвиваются в условиях растяжения, ным рудным комплексом, включающего подъему рудоносных щим две рудных формации: золотостворов в верхние части земной ко- сурьмяно-вольфрамо-ртутную и флюсы по принципу поршневого механизма [14] и их свободной циркуляции.

Исследование локализации руд в сводово-глыбовой области рассматриваемого рудного комплекса не в осе- структуре Забайкалья выявило в крыльях сводов, а на их крыльях

1. Все существенные проявления в сводово-глыбовой области будут иметь излишне открытый характер и соответствующие им рудо- Барун-Шивейское сурьмяно-вольфрамо-ртутное месторождения и др.) [10]. Все вышеперечисленные месторождения локализованы на юго-восточном крыле.

Оптимальные для рудоотложения в крыльях сводовых структур, где растягиваются усилия значительно слабее, чем в глыбовой области (северо-западное крыло) известно только одно месторождение — Солонечное сурьмяно-вольфрамо-ртутное месторождение. Приуроченность оруденения рассматриваемого рудного комплекса к горстовым зонам имеет, на наш взгляд, энергетическую природу, так как, по- видимому, именно эти зоны, нарушающие сплошность земной коры до больших глубин, контролируют подток мантийного вещества и энергии к земной поверхности.

2. Проявление оруденения флюоритовой формации установлено на территории

Забайкальской и в прилегающих частях Хинганской сводово-глыбовых областей. Это оруденение локализуется в пределах сводовых структур (на крыльях Забайкальского мегасвода и дочерних сводов), однако особенно характерна тесная приуроченность к горстовым зонам. Вплоть до расположения рудных объектов непосредственно на границах этих зон (Солонечное месторождение и др.). Таким образом, все месторождения в их пределах нижнемелового поликомпонентного гидротермальных проявлений полептермального рудного комплекса, ных ископаемых. Ранее нами известные на изученной территории, показано, что вся нижнемеловая гирасполагаются в пределах сводовых ротормальная минерализация регионотруктур. Это представляется вполне общество [1], которое может быть так как указанные структуры звано поликомпонентным эпитермазвиваются в условиях растяжения, ным рудным комплексом, включающего подъему рудоносных щим две рудных формации: золотостворов в верхние части земной ко- сурьмяно-вольфрамо-ртутную и флюсы по принципу поршневого механизма [14] и их свободной циркуляции.

Характерные для объектов флюоритовой формации независимость локализации от особенностей проявления раннемелового магматизма и степени активизации земной коры в регионе, а также часто устанавливаемая пространственная взаимосвязь с горстовыми зонами позволяют предполагать мантийный источник для главного компонента формации — фтора.

Главными выводами из проделанной работы являются следующие.

1. В пределах нижнемеловой сводово-глыбовой системы Забайкалья и прилегающих частей Монголии и Китая однозначно выделяется Забайкальская и намечается Хинганская сводово-глыбовые области; в кайнозое к ним с северо-запада приключается Байкальская сводово-глыбовая область, обычно называемая рифтовой системой.

2. Главной особенностью рассматриваемых областей является их отчетливая делимость на участки сжатия и растяжения, что позволило впервые использовать геодинамический подход к расшифровке их внутреннего строения и на основании этого однозначно диагностировать и оконтурить на их территории сводовые (участки преобладающего растяжения) и горстовые (участки сжатия) структуры. Распределение структур в рассматриваемых сводово-глыбовых областях характер-

ризуется вполне определенной симметрией, успешно описываемой периодическими (тригонометрическими) функциями. Таким образом, строение и формирование сводово-глыбовых областей подчиняются строгим физико-механическим закономерностям волнового типа и являются предсказуемыми.

3. Формирование указанных областей нельзя объяснить отдельно взятыми теориями рифта (главный тип тектонических усилий — растяжение) и рампа (основной тип тектонических усилий — сжатие), но оно вполне может быть объяснено закономерным сочетанием названных двух типов тектонических усилий с преобладанием сжатия.

4. Энергетической причиной формирования рассматриваемых сводово-глыбовых областей является взаимодействие крупных коровых масс ранга платформ или плит при более активной роли южных масс.

5. На фоне симметричного строения сводово-глыбовой структуры Забайкалья распределение продуктов раннемелового и кайнозойского вулканизма имеет асимметричный характер, свидетельствующий о скачкообразном передвижении магмаобразующих энергетических импульсов с юго-востока на северо-запад.

6. Сводово-глыбовая структура региона контролирует локализацию рассматриваемого магматизма и раннемелового рудогенеза и имеет вполне определенное значение для прогнозирования.

7. Представляется весьма вероятным, что разновозрастные сводово-глыбовые области в различных частях Земли должны характеризоваться принципиально сходными с рассмотренными областями особенностями строения и развиваться по единым геодинамическим законам волнового типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Г. В., Строна П. А. Принципы прогнозирования эндогенного орудене-

- ния на примере раннемеловой гидротермальной минерализации Восточного Забайкалья. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1977, ч. 102, вып. 5, с. 612—624.
2. Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., Наука, 1967.
3. Вишняков В. Е., Сейфуллин Р. С. Обобщенная модель позднемезозойских впадин и их рудоносность. — Геология и геофизика, 1981, № 8, с. 30—35.
4. Возраст и генезис базальт-липаритовой ассоциации Восточного Забайкалья по петрологическим данным/Ю. П. Шергина, А. Г. Рылева, Г. В. Александров и др. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, Наукова думка, 1982, с. 54—55.
5. Возраст и генезис позднемезозойских вулканогенных пород и руд Северо-Восточного Забайкалья (по изотопным данным Ю. П. Шергина, С. В. Александров, Г. В. Александров и др. — В кн.: Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления. Тбилиси, Мецниереба, 1982, с. 179—181.
6. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. Д. И. Горжевский, Н. А. Фогельман, Е. А. Алекторова и др. М., Недра, 1973.
7. Зорин Ю. А. Геофизические аспекты проблемы эпох выравнивания рельефа (на примере Восточной Сибири). — Геоморфология, 1972, № 2, с. 13—18.
8. Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — Труды ВСЕГЕИ, 1968, т. 155, с. 223—250.
9. Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., геолтехиздат, 1960.
10. Кормилицын В. С. Рудные формации: процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л., Недра, 1973.
11. Корнутова Е. И. О диагностике и картировании рельефа стадий расчленения поверхности выравнивания. — В кн.: Геофизическое картирование. М., Недра, 1978, с. 115—120.
12. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М., Изд-во МГУ, 1974.
13. Уфимцев Г. Ф., Сизиков А. И. Направление тектонического движения в Центрального и Восточного Забайкалья. Олекминского становика. — В кн.: Направление тектонического движения в Прибайкалья и Забайкалья. М., Недра, 1974, с. 245—296.
14. Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах лотородных месторождений. Л., Недра, 1968. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 84).
15. Щеглов А. Д. Металлогения областей тономной активизации. Л., Недра, 1974.

УДК 551.241(574.4)

А. П. АНДРЕЕВ (НПО «Рудгеофизика»),
Р. А. ЭЙДЛИН (НПО «Нефтегеофизика»)

Глубинная структура земной коры Баканасского синклинория

Баканасский синклинорий расположен в северо-восточном Прибалхашье и представляет собой краевую структуру Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы. На западе и юго-западе он граничит с Северо-Балхашским антиклинорием и Калмак-Эмельским синклинорием, на юге — с Тастауским синклинорием. Северная Джунгария, на востоке примыкает к каледонидам Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы.

Наиболее характерной чертой синклинория является почти сплошное вулканическое выполнение, позволяющее отнести его к структурам типа вулканических впадин. Синклинорий входит в состав Балхашско-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса, описанного рядом исследователей [2, 4]. В классификации Г. Ф. Ляпичева вулканиды Баканасского синклинория объединены в структурно-формационный мегакомплекс магматических поясов, генетически связанный с деструктивными зонами вторичного растяжения [5]. Возрастной диапазон формирования вулканических покровов синклинория лежит в пределах от среднего карбона до поздней перми. Вулканиды образуют очень пологие широкие брахискладки, а пермские трахибазальты, трахидацилиты и трахилипариты залегают почти горизонтально. Субщелочная формация оливин-пироксеновых базальтов бакалинской свиты верхней перми имеет трапповый характер и возникла, по-видимому, в условиях растяжения [4].

Довольно значительная мощность (около 4 км) и сплошное покровное залегание верхнепалеозойских вулканидов не позволяют судить о структурно-формационных комплексах, составляющих фундамент. О структуре земной коры в целом высказывались различные предположения, основанные главным образом на интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей, а в последнее время — на изучении характерных особенностей магматизма и в первую очередь свой-

ственных различным плутоническим ассоциациям торий-урановых соотношений [7]. С учетом последних для Токрауского и Баканасского синклинориев сделано предположение о заложении и развитии герцинских структур на незрелой континентальной коре. В целом геологическая карта для познания глубинного строения рассматриваемой структуры малоинформативна. В этом отношении существенный интерес представляют геофизические данные.

На схеме аномалий гравитационного поля Баканасский синклинорий расположен на юго-восточном продолжении Акбастауского гравитационного максимума (рис. 1). Экстремальная область региональной аномалии приходится на одноименную каледонскую структуру Чингиз-Тарбагатайской системы. Субширотный Чингиз-Балхашский разлом срезает на юге структуры Акбастауского мегантиклинория, которые через узкую зону девонских вулканитов граничат с пермскими вулканитами Баканасского синклинория. Для объяснения региональной положительной аномалии в пределах Баканасского синклинория логично предположить, что нижнепалеозойские комплексы Акбастау продолжают на небольшой глубине под синклинорием.

В магнитном поле Баканасский синклинорий фиксируется интенсивной региональной положительной аномалией, входящей в зону аномалий, связанных со средне-позднепалеозойским вулканическим поясом. Поскольку Акбастаускому мегантиклинорию свойственно существенно пониженное магнитное поле, то предполагая его погружение под Баканасский синклинорий, необходимо признать, что значительная часть положительной магнитной аномалии обусловлена вулканоплутоническими ассоциациями карбона и перми, развитыми в пределах синклинория.

Сейсмические материалы, на основе которых изучена глубинная структура Баканасского синклинория, получены

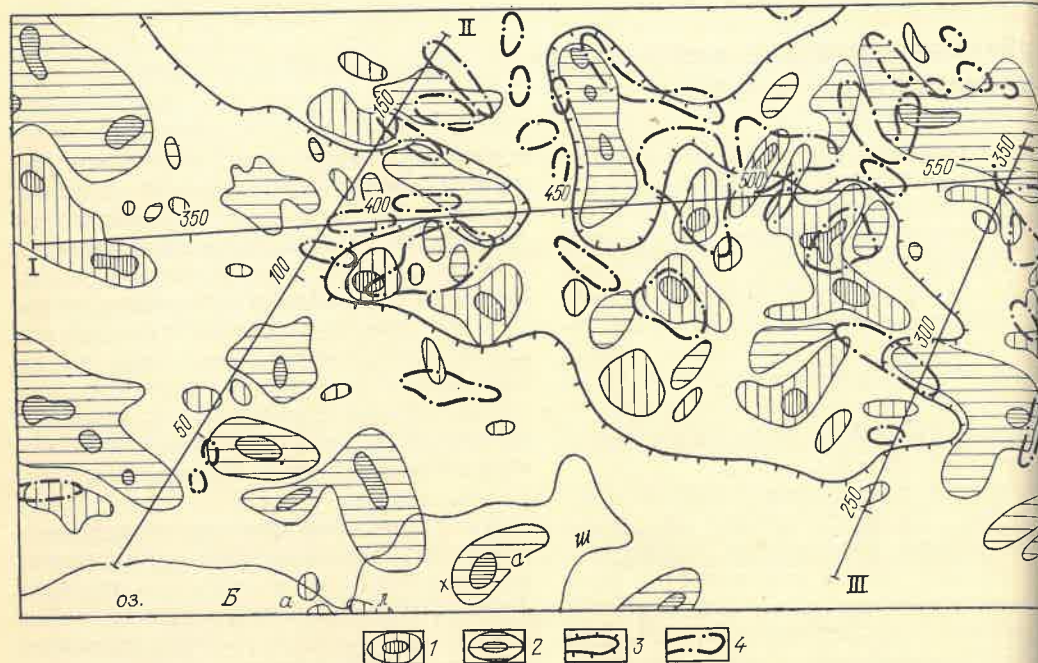


Рис. 1. Схема аномалий гравитационного и магнитного полей Баканасского синклинория

1—2 — локальные аномалии гравитационного поля и их экстремальные области: 1 — положительные, 2 — отрицательные; 3 — контур региональной положительной аномалии гравитационного поля (штрихи на-

на Кентерлауском, Актогайском и отчасти Саякском профилях МОВЗ — ГСЗ, отработанных НПО «Нефтегеофизика» в 1978—1980 гг. Методика работ заключалась в регистрации сейсмических волн, возбужденных землетрясениями и взрывами, 40 станциями АСС-3 и АСС-3М «Черепаша», расположенными на профиле через 3 км. Каждая стоянка простреливалась из семи пунктов со взрывным интервалом 60 м. Максимальная длина годографа 240 км. Время наблюдений на каждой стоянке (10—15 сут) обеспечивало представительность материалов по обменным волнам землетрясений. Трехкомпонентные наблюдения дали возможность регистрировать различные типы волн и получить достаточно надежные материалы для картирования поверхности Мохоровичича и внутрикоровых границ раздела. На основании расчета годографов рефрагированных волн с учетом материалов по внутрикоровым отражениям были построены скоростные разрезы (рис. 2), характеризующие вещественный состав и структуру геологических комплексов и

правлены в сторону уменьшения поля); 4 — положительные локальные магнитные аномалии поля высокой интенсивности (более 1 мкТл в экстремуме); профили глубинных сейсмических исследований МОВЗ—ГСЗ: I—Кентерлауский, II—Саякский, III—Актогайский

использующиеся для нахождения связи с плотностным разрезом земной коры и для комплексной геологической интерпретации геофизических данных. Отдельные геофизические методы позволяют однозначно судить об особенностях глубинного строения Баканасского синклинория. Для решения задачи осуществлялась комплексная интерпретация пометодных результатов и геофизических полей, что позволило получить принципиально новую информацию о структурно-вещественных особенностях строения земной коры. Анализировались материалы о магнитном и гравитационном полях, опубликованные данные глубинных сейсмических исследований, геологическая информация и данные дешифрирования космических фотоснимков.

Опорные данные сейсмических исследований и специальная редукция гравитационного поля позволили построить схему рельефа поверхности Мохоровичича и получить представление о крупных неоднородностях консолидированной земной коры. Проведенная редукция отражает латер-

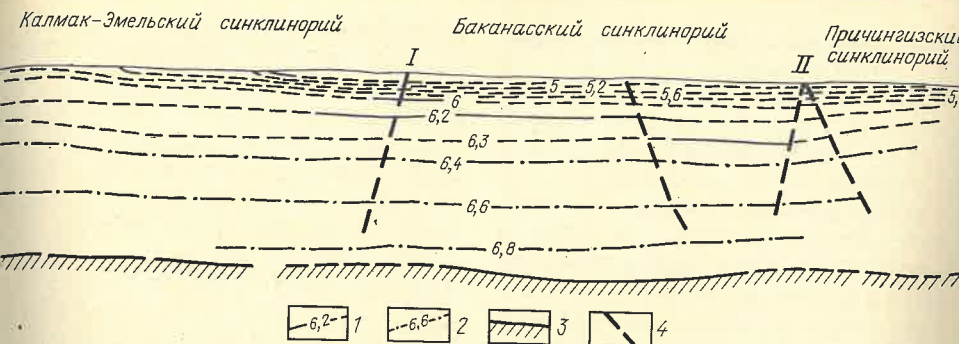


рис. 2. Скоростной разрез земной коры по Кентерлаускому профилю МОВЗ—ГСЗ

1 — линия истинной скорости продольных волн, км/с: 1 — по годографам рефрагированных волн; 2 — по со-

е изменение максимальных амплитуд гравитационного поля и земной коры:

$$\Delta g_m = \Delta g^{\max} - \Delta g^{\min},$$

где Δg_m — поле максимальных амплитуд силы тяжести; $\Delta g^{\max}$ — интенсивность поля, построенного по максимальным значениям положительных гравитационных аномалий; $\Delta g^{\min}$ — интенсивность поля, построенного по минимальным значениям отрицательных аномалий.

Если земная кора находится в изостатическом равновесии, то ее плотностные неоднородности должны проявляться в рельефе поверхности Мо-

хоровичича. Следовательно, на основании корреляционной зависимости $H_m(\Delta g_m)$ можно использовать предложенную редукцию гравитационного поля для площадного распространения данных о глубинах залегания поверхности Мохоровичича, полученных по сейсмическим профилям. Такие построения были выполнены для территории Баканасского синклинория и обрамляющих его структур (рис. 3).

Отметим, что эта схема рельефа поверхности Мохоровичича и схема, построенная только по сейсмическим данным с учетом геологических и гео-

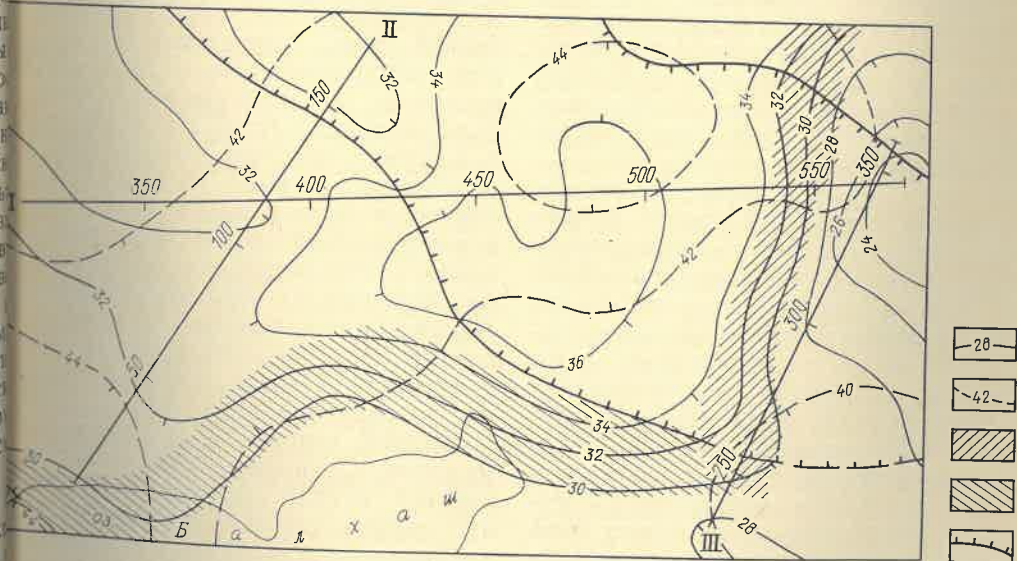


рис. 3. Схема гравитационного влияния плотностных неоднородностей земной коры Баканасского синклинория

1 — линия истинной скорости продольных волн, км/с: 1 — по годографам рефрагированных волн; 2 — по со-

коры); 2 — изогипсы рельефа подошвы земной коры, км (штрихи направлены в сторону увеличения глубин); 3 — Аягуз-Актогайский линеймент; 4 — Балхашский линеймент; 5 — контур Баканасского синклинория, по геологическим данным; I, II, III — профили глубинных сейсмических исследований (см. рис. 1)

морфологических особенностей, сходны [8]. Максимальная глубина залегания поверхности Мохоровичича зафиксирована в центральной части синклинория — примерно 44 км. Мощность земной коры увеличивается в сторону Северо-Балхашского и Акбастауского антиклинориев, которые в гравитационном поле характеризуются соответственно небольшим минимумом и значительным максимумом аномалий силы тяжести. Глубина поверхности Мохоровичича в пределах антиклинориев, по сейсмическим данным, достигает 50 км. Происхождение прогибов в верхней мантии под антиклинориями, по-видимому, объясняется широким развитием плотных масс верхнепротерозойских — нижнекембрийских океанических комплексов, в том числе офиолитов. При этом различия в интенсивности гравитационного поля, возможно, связаны с большей мощностью океанических комплексов в Акбастауском антиклинории, чем в Северо-Балхашском. Следует отметить, что океанические комплексы антиклинориев, вероятно, разновозрастные, хотя структуры, которые они составляют, принадлежат к разновозрастным складчатым системам: Джунгаро-Балхашской герцинской и Чингиз-Тарбагатайской каледонской.

Анализ полученных результатов выявляет интересную особенность: по характеру рельефа подошвы земной коры объединяются такие разнородные геологические структуры, как Северо-Балхашский антиклинорий и Баканасский синклинорий. Общим структурам соответствует прогиб в кровле мантии с амплитудой около 2 км, протягивающийся в северо-восточном направлении. Если прогиб подошвы земной коры в пределах антиклинория объясняется наличием высокоплотных масс океанических серий, способствующих увеличению средней плотности земной коры, то возникновение прогиба в пределах синклинория нельзя трактовать однозначно. Увеличение средней плотности земной коры здесь может быть обусловлено наличием эффузивов карбона — перми значительной мощности, но более вероятно — мафическими комплексами пород в более глубоких частях разреза земной коры, так как эффузивы имеют преимущественно

смешанный и кислый состав и не обладают высокой плотностью. Эффузивы основного состава в центре прогиба на поверхности не зафиксированы. Следовательно, вулканический покров карбона — перми не вызывает увеличения средней плотности земной коры. В то же время анализ морфологии рельефа подошвы земной коры подтверждает предположение об общности глубинной структуры Акбастауского антиклинория и Баканасского синклинория, сделанное на основании качественного анализа гравитационного поля.

Дополнительная информация была получена при комплексной интерпретации гравитационного поля и скоростей продольных волн. На основании прямой зависимости плотности горных пород и скорости распространения в них упругих волн $\rho(v_p)$ скоростные разрезы в плоскости сейсмических профилей (см. рис. 3) пересчитаны в плотностные. Была выбрана зависимость, близкая к полученной Вуллардом:

$$\rho = 1,46 + 0,22v_p,$$

где ρ — плотность, г/см³; v_p — скорость продольных волн, км/с.

Полученные плотностные разрезы легли в основу расчета гравитационного эффекта от консолидированной земной коры. Вычисления по профилям выполнялись на едином уровне: плотность верхней мантии принята равной 3,2 г/см³. Из значений полученного гравитационного эффекта и одновременно исключая влияние рельефа поверхности Мохоровичича. Аномалии разностного Δg_k (см. рис. 3) отражают преимущественно гравитационный эффект неоднородностей консолидированной коры, поскольку разовку рассматриваемого участка ($\times 200$ км²) позволяют пренебречь возможным влиянием неоднородностей верхней мантии. Данные о плотностных неоднородностях консолидированной коры могут быть использованы при районировании ее по плотностным неоднородностям. Границей выделенных крупных геологических комплексов и по уровню гранитного происхождения. К западу от неци, а следовательно, в определенной степени и по зрелости континентальной

ной коры [7]. Высоким значениям поля Δg_k соответствует более плотная кора, а низким — менее плотная.

Охватывающая центральную и западную части Баканасского синклинория положительная коровая аномалия обусловлена, по-видимому, океаническими комплексами докембрия — раннего палеозоя, вскрытыми в Акбастауском и Северо-Балхашском антиклинориях. Аномалия продолжается в пределах антиклинориев и резко обрывается на востоке и юге зоной высоких градиентов соответственно субмеридионального и субширотного направлений. В соответствии с приведенными данными восточное обрамление существенно более плотной плиты в консолидированной коре Баканасского синклинория прослеживается в полосе Аягуз — оз. Колдар — Актогай. Характерно, что на поверхности эта зона не имеет заметных геологических признаков, указывающих на наличие здесь линейamenta: базальты, трахибазальты и андезиты бакалинской свиты практически идентичны по обе стороны. Можно отметить более широкое развитие в западной части субвулканических пород, главным образом трахитов, трахипаритов, слагающих разномасштабного размера тела центрального типа, преобладание в восточной части трахитов и андезитов, образующих преимущественно линейные тела Северо-западного простирания.

В районе выявленной зоны отмечены разломы идентичной ориентировки, что подтверждается результатами дешифрирования космических фотоснимков. Зоне градиентов поля Δg_k соответствует отчетливый линейament, так же хорошо дешифрируемый на космических фотоснимках. Локальные гравитационные и магнитные аномалии в зоне линейamenta изменяют ориентировку, а некоторые приобретают простирание в направлении зоны. Таким образом, исходя из перечисленных признаков, фундамент вулканических верхнепалеозойских образований Баканасского синклинория неоднороден. Границей выявленных неоднородностей служит Аягуз-Актогайский линейament, по-видимому, разломного происхождения. К западу от неци, а следовательно, в определенной степени и по зрелости континентальной

разованиями океанических серий, в том числе офиолитами; наиболее вероятно идентификация их с океаническими структурно-формационными комплексами докембрия и ранних палеозойских, вскрытыми в Северо-Балхашском и Акбастауском антиклинориях. Предполагаемое аллохтонное залегание этих комплексов практически не нарушено в Акбастауском антиклинории, где гранитный магматизм, судя по сейсмическим гравиметрическим данным, почти не проявился. Не гранитизирован фундамент и в западной части Баканасского синклинория. Его быстрое погружение стимулировало мощный вулканизм, облегченный разломами типа Аягуз-Актогайского линейamenta. Консолидированная кора Северо-Балхашского антиклинория прорвана многочисленными интрузиями гранитоидов.

Иными свойствами, и в первую очередь плотностью обладает фундамент Баканасского синклинория к востоку от Аягуз-Актогайского линейamenta. Столь высокий градиент перепада плотности в зоне линейamenta говорит о том, что в восточной части синклинория фундамент на значительную глубину, видимо, сложен гранитоидами (рис. 4). Тектоническая принадлежность этой части фундамента неясна. Предположительно рассматриваемый блок отнесен к Причингизской активизированной зоне, где тектономагматическая активизация проявилась в наложении девонского вулканического пояса на консолидированную структуру каледонид.

Таким образом, в Аягуз-Актогайской зоне разлома наблюдается сближение и контакт двух вулканических поясов — девонского и средне-палеозойского [2]. Горизонтальные разновозрастные подвижки сдвигового характера, по-видимому, значительно изменили облик первоначального структурного плана [4].

Общая мощность вулканитов, по сейсмическим данным, составляет 8—10 км, что довольно близко к оценкам суммарной максимальной мощности верхнепалеозойского вулканического покрова Токрауского мегасинклинория, приведенным в работе [3].

Геофизические данные позволяют оценить направление падения Аягуз-

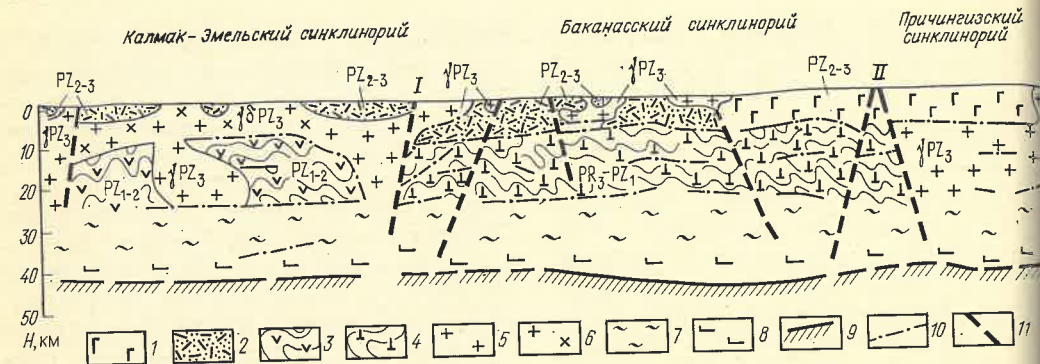


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез через Баканасский синклиниорий (профиль Кентерлауский)
1 — вулканы преимущественно основного и среднего состава (трахибазальты, трахандезиты и др.); 2 — вулканы преимущественно среднего и кислого состава (дациты, трахипариты и др.); предполагаемые геосинклинальные комплексы: 3 — нижне-

среднепалеозойский; 4 — протерозойско-нижнепалеозойский (акбастауского типа); 5 — граниты; 6 — нодулиты; 7 — метаморфические комплексы в нижней части коры; 8 — реликты базальтового состава; 9 — граница Мохоровичича; 10 — внутрикоровые разломы; 11 — разломы (I — Баканасский, II — Актогайский)

Актогайской зоны разлома. Если за положение зоны разлома на уровне дневной поверхности принять линеамент, отдешифрированный по космическим фотоснимкам, то на основании гравитационных данных можно сделать заключение о крутом падении зоны на запад. Аналогичный результат получаем и в случае, если положение разлома в плане определяется зоной максимальных градиентов плотности земной коры (см. рис. 3).

В 20—40 км к западу от Аягуз-Актогайской зоны разлома в гравитационном поле прослеживается цепочка локальных положительных и отрицательных аномалий, вытянутых в соответствии с простиранием зоны. Это также может свидетельствовать о падении Аягуз-Актогайского линеамента на запад.

Южная граница Баканасского синклинория, вероятно, в значительной степени контролируется линейной широтной структурой разломного характера, отражающейся в гравитационном поле консолидированной коры зоной высоких градиентов. С юга она ограничивает высокоплотный фундамент верхнепалеозойских вулканических образований и продолжается на запад, сопровождаясь в Северо-Балхашском антиклинории офиолитами и отдельными телами гипербазитов. Эта зона, названная Балхашским линеаментом, по тектонической значимости соответствует Аягуз-Актогайскому линеаменту, но не так ярко выражена на космических фотоснимках. Вдоль Балхашского ли-

неамента размещен ряд меднопорфировых месторождений, которые располагаются, по-видимому, у южного края плиты, сложенной высокоплотными породами океанических нижнепалеозойских серий. Тектонические структуры, образованные этими комплексами, активизировались в среднем позднем палеозое.

Все это подтверждает предположение о высокой перспективности крупных офиолитовых каледонских зон области их контакта с массивом древних массивов [1]. С другой стороны, отмечается приуроченность меднопорфирового оруденения к тектоно-магматическим структурам в наиболее ослабленных зонах Балхашско-Илийского каледонского пояса [6].

В заключение можно отметить следующее.

На основании новых данных, полученных в результате глубинных смических исследований, и комплексной интерпретации материалов по специально разработанной методике построена модель глубинного строения Баканасского синклинория и его корреляционные уровни, общие для Польско-Украинских и Румынских Карпат. По заключению А. Д. Грузман [9], верхне-менилитовая подсвита относится к верхней части верхнего олигоцена и низам миоцена, нижне-менилитовая подсвита — к нижне-миоцену. Поляничная свита и верхне-менилитовая подсвита относятся к эггенбургской (бурдигалю) подсвите Центрального Паратетиса (бурдигалу, по старому разрезу граница палеогена и неогена проводится не между свитами, как ранее, а между подсвитами).

Балхашского антиклинория. Фундамент восточной части синклинория сложен менее плотными породами (преимущественно гранитоидами) и отнесен к причингизской зоне развития девонского вулканического пояса.

По комплексу признаков выделены субмеридиональный Аягуз-Актогайский и субширотный Балхашский линеаменты, разделяющие разнородный фундамент Баканасского синклинория. Определено крутое падение Аягуз-Актогайского линеамента на запад. Отмечена перспективность Аягуз-Актогайского линеамента в связи с поисками меднопорфировых месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1980.
2. Кошкин В. Я. Тектоническое положение Балхаш-Илийского вулканического пояса. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса. М., 1974, с. 111—123.

УДК 551.781.782(234.421.1)

И. Д. ГОФШТЕЙН (ИГиГГи АН УССР)

Геологическое развитие Карпат с учетом новых данных стратиграфии неогена

Многолетняя дискуссия по поводу возраста поляничной свиты карпатского флиша, которую неоднократно перемещали из олигоцена в миоцен и обратно, завершилась достаточно надежным отнесением ее к нижнему миоцену [1, 8, 9, 14]. Новое определение возраста поляничной, а также кросненской и менилитовской свит основано на изучении планктонных фораминифер и нанопланктона. По комплексам микрофауны произведено детальное подразделение нижнего миоцена и олигоцена, которое сопоставляется с соответствующими подразделениями Центрального Паратетиса, Средиземноморья и Западной Европы. Выделены корреляционные уровни, общие для Польско-Украинских, Украинских и Румынских Карпат. По заключению А. Д. Грузман [9], верхне-менилитовая подсвита относится к верхней части верхнего олигоцена и низам миоцена, нижне-менилитовая подсвита — к нижне-миоцену. Поляничная свита и верхне-менилитовая подсвита относятся к эггенбургской (бурдигалу) подсвите Центрального Паратетиса (бурдигалу, по старому разрезу граница палеогена и неогена проводится не между свитами, как ранее, а между подсвитами).

3. Кошкин В. Я. Позднепалеозойский краевой Балхаш-Илийский вулканический пояс (Северо-Балхашский мегаинклиниорий). Объяснительная записка к геологической карте Казахской ССР, сер. Центрально-Казахстанская. Под ред. С. Е. Чакабаева. Алма-Ата, 1981.

4. Ляпин Ю. И. Вулканизм и тектоника позднего палеозоя. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 90—101.

5. Ляпичев Г. Ф. Эволюция земной коры и тектоническое районирование. — В кн.: Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов. Алма-Ата, 1977, с. 164—174.

6. Остапенко Р. Н., Киселев А. К., Васильев М. А. Медные месторождения Южного Казахстана и Северо-Восточного Прибалхашья. — В кн.: Новые данные о закономерностях размещения полезных ископаемых в Южном Казахстане. Алма-Ата, 1979, с. 63—73.

7. Плутонизм и тектоника/Г. Ф. Ляпичев, А. Н. Нурлыбаев, В. И. Старов и др. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 101—139.

8. Эйдлин Р. А., Эренбург М. С. Земная кора Южного и Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 5, 1982, с. 8—14.

Новые данные о возрасте менилитовой, кросненской и поляничной свит требуют пересмотра сложившихся взглядов на историю орогенного этапа геологического развития и палеогеографию Карпат, а также некоторых вопросов седиментологии. Первые шаги в этом направлении уже сделаны [5, 10], но в то же время новые стратиграфические данные остаются вне поля зрения ряда авторов [3, 11, 13 и др.].

В Украинских Карпатах инверсия колебательных движений началась с общего неравномерного поднятия: в срединной части геосинклинали в раннем миоцене возникла равнинная суша, разделившая флишевую равнину на два мелководных остаточных — поляничский на севере и конечный кросненский на юге, в которых со временем образовались верхняя глинистая часть кросненской свиты и соответствующая ей поляничская свита. В дальнейшем в краевой части Карпат вертикальные колебательные движения дополнились мощными диагональными складчато-разрывными, которые завершились формированием Скибового покрова, состоящего из крупных складок-чешуй (скиб). В данном случае инверсия осуществлялась главным образом за счет вертикальной составляющей надвигов (аллохтонное подня-

тие). Одновременно в срединной части Карпат продолжалось сводовое поднятие, а складчатость проявлялась менее резко.

По геологической карте можно оценить ширину возникшей в начале орогенного этапа равнинной суши, лежащей между полянической свитой и верхнекросненскими слоями в глинистой фации, которая соответствует периоду обмеления бассейна. Допуская, что первоначальная ширина суши за счет складчатости уменьшилась вдвое, получим значение 15—30 км.

О суше, разделявшей остаточные бассейны, обычно упоминают при выявлении источников питания полянического бассейна. Существует мнение о том, что интенсивная эрозия Карпат началась на границе палеогена и неогена. Оно основано на наличии прослоев конгломератов с галькой эоценовых и олигоценовых пород в полянической свите. Но даже учитывая возраст отложений, с этим трудно согласиться. Конгломераты отмечаются лишь в той части свиты, которая распространена в Предкарпатском прогибе вдоль древней погребенной Свентокшиско-Добруджинской гряды. Здесь они наряду с галькой флишевых пород содержат гальку пород, слагающих указанную гряду. Следовательно, происходил размыв древней гряды. Размыв же осадков флиша стал возможен благодаря тому, что они примыкали к гряде и были вовлечены в ее поднятие, совпавшее с осущением срединной зоны Карпат. Только воздыманием гряды объясняется огромное количество «экзотического» материала в составе нижних моласс Предкарпатского прогиба.

В многочисленных разрезах, построенных по данным бурения, поляническая свита составляет лобовую часть краевой Береговой скибы. Но при этом она залегает не в виде тектонической пластины, а повсеместно находится в нормальном контакте с нижележащей менилитовой свитой. В Карпатах в обнажениях, в частности в опорном разрезе по р. Чечва, между этими свитами отмечается постепенный переход. Отсутствие полянической свиты в других скибах позволяет считать полянические слои Береговой скибы отложениями крайней южной прибрежной зоны миоценового бассейна. По всей вероятности, под Скибовым покровом поляническая свита представлена той же преимущественно глинистой фацией, что и в Карпатах. Здесь еще наблюдаются признаки флиша — ритмичное чередование аргиллитов с песчаниками, нероглифы, но в общем поляническая свита отличается от типичного флиша, а включения гипса сближают ее с молассами.

Значительная мощность полянической свиты (до 800 м) говорит о том, что в северной части геосинклинали после общей инверсии возобновилось прогибание земной коры. Еще до того как суша из равнинной превратилась в гористую, т. е. до складкообразования, на флишевом фундаменте стал формироваться Предкарпатский краевой прогиб.

В Покутских Карпатах описан постепенный переход полянической свиты в типично молассовую нижневоротыщенскую свиту. Высказано также мнение: эти свиты «отделены тектоническим контактом — краевым надвигом Карпат на Предкарпатский прогиб, а значит, имеется только видимость постепенного перехода»

[2, с. 88]. Между тем, воротыщенские отложения давно установлены геологической съемкой в Покутских Карпатах в ядрах складок, сложенных флишем, что свидетельствует о совместном смятии. Нами проведены исследования в районе Космач — Бабинополе, где представлены обе свиты. Здесь в ядрах двух синклинальных складок на отложениях полянической свиты залегают серые пластичные глины с прослоями песчаника и гнездами гипса, к которым приурочены соляные источники. Обнаруженные в глинах фораминиферы относятся к единому полянико-нижневоротыщенскому комплексу, по заключению Л. С. Пишвановой [7]. Таким образом, переход полянических отложений в нижневоротыщенские не вызывает сомнений.

В южном миоценовом бассейне также происходила постепенная смена флишевых осадков лагунами. Верхнекросненские глины содержат прослой гипса; с ними связаны соляные источники. В дальнейшем бассейн прекратил свое существование. Разумеется, здесь нет оснований говорить о переходе флиша в молассы, поскольку под молассами понимаются только такие лагуны (и грубообломочные) осадки, которые формируются в краевых прогибах, т. е. при определенных тектонических условиях. Главным же доводом против отождествления верхнекросненских лагуныных отложений с молассами [10] является их образование не в новом глубоком прогибе, который можно сопоставить с краевым, а в остаточном, возникшем в результате инверсии геосинклинали. Заполняясь осадками, прогиб мелел и деградировал. На это указывает небольшая мощность (150 м) глинистых отложений верхнекросненской подсвиты. Мощность полянической свиты свидетельствует о возобновлении прогибания дна северного остаточного бассейна, которое компенсировалось накоплением осадков.

Нет оснований считать, что флиш и молассы абсолютно несовместимые формации [11] и переход между ними невозможен. Наоборот, подчеркивая своеобразие геологического развития Украинских Карпат, вполне допустимо объединить поляническую свиту и нижневоротыщенскую подсвиту в единицу более высокого ранга, например, переходные слои.

С вышеизложенным не согласуются высказанные в работе [5] представления о том, что нижнемиоценовый возраст верхней части кросненских отложений и включения в них гипса и соли «указывают на несомненную тесную генетическую связь отложений внутренней части прогиба (Предкарпатского. — И. Г.) с флишевой областью», а также что «прежний принцип выделения прогиба теряет свою актуальность, и Бориславско-Покутская зона может рассматриваться в виде самостоятельного структурного элемента в составе флишевых Карпат».

Бориславско-Покутская зона — наиболее глубокая прогнутая часть Предкарпатского прогиба. Здесь отложился толща типичных моласс воротыщенской серии — соленосные глины и замещающие их мощные (2000 м) слободские конгломераты. Происхождение нижних моласс связано главным образом с размывом не Карпат, а древней горной гряды, расположенной между внутренней и внешней зонами прогиба.

Но эта особенность Предкарпатского прогиба не меняет сути дела: прогиб остается самостоятельным структурным образованием.

Переход от флишевой формации к молассовой обусловлен не только сменой, но и наложением в течение некоторого времени одного геотектонического режима на другой. Предкарпатский прогиб заложился в пределах флишевой геосинклинали. Когда в ее северной части возобновилось прогибание земной коры, осадки, сохраняя признаки исчезающего режима, одновременно приобретали новые. В этот период совершался переход от флиша к молассам, которым объясняется присутствие осадков флишевого характера в составе нижних моласс.

Особенности геологического строения Покутских Карпат позволяют установить время проявления первой (общекарпатской) фазы складчатости. Отсутствие (как полагали) на остальной территории Карпат отложений моложе олигоцена послужило основанием для вывода о том, что «на границе полянического и нижневоротыщенского времени произошла основная фаза складчатости (первая карпатская фаза)». Именно эта граница является переломным моментом в истории развития Карпат. Закончилась геосинклинальный этап, геосинклиналь замкнулась. Начинается формирование передового прогиба и образование молассовых толщ [2, с. 92]. Однако наряду с таким мнением имелись и другие точки зрения. В частности, на основании структурного соотношения флиша и моласс в Покутских Карпатах возраст первой карпатской фазы складчатости определен как нижнемиоценовый, точнее, как время между отложением нижневоротыщенской и загорской свит [6]. Нами учитывались постепенный переход от полянической свиты к нижневоротыщенской, присутствие в средней части воротыщенской серии мощных конгломератов и угловое несогласие между конгломератами и складками флиша [4, 12] при согласном смятии флиша и нижневоротыщенской свиты.

Установление миоценового возраста полянических и верхнекросненских отложений позволяет вернуться к вопросу о первой фазе складчатости. Исходя из новых данных, такие события, как замыкание геосинклинали, складчатость, начало формирования краевого прогиба и коренное изменение процесса седиментации не совпадают с границей палеогена и неогена. Как отмечалось, замыкание геосинклинали произошло не сразу. Оно началось со срединного поднятия дна и завершилось в процессе складчатости. Еще до складчатых движений в растущем прогибе, там, где ранее отлагался флиш, начали накапливаться молассы.

За пределами Покутских Карпат главный довод для определения возраста фазы складчатости остался прежним — отсутствие отложений моложе известных во флишевых Карпатах. Но самые молодые, как выяснено, не олигоценовые, а нижнемиоценовые отложения. Поэтому если раньше первую фазу обычно оп-

ределяли как савскую (по Г. Штилле), то теперь ее следует сопоставить с новейшей савской фазой (бурдигальской) [15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева-Григорович А. С., Грузман А. Д., Досин Г. Д. К вопросу о границе олигоцена и миоцена Покутско-Буковинских Карпат. — В кн.: Abstracts. Carpatho-Balkan. Geol. Assoc., XII Congress. Bucharest, 1981, p. 57—58.
2. Вялов О. С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев, Наукова думка, 1965.
3. Вялов О. С. Дискуссионные вопросы тектоники и стратиграфии Украинских Карпат. — В кн.: Abstracts. Carpatho-Balkan. Geol. Assoc., XII Congress. Bucharest, 1981, p. 168.
4. Глушко В. В. О свите слободских конгломератов Предкарпатья. — Геологич. сборник Львовского геологич. об-ва, 1957, № 4, с. 77—88.
5. Глушко В. В., Лозыняк П. Ю., Петраш-кевич М. И. Новые представления о строении и районировании Предкарпатского прогиба. — Геология и геотектоника горючих ископаемых, 1982, № 58, с. 19—31.
6. Гофштейн И. Д. Неотектоника и морфогенез Верхнего Приднестровья. Киев, Вид-во АН УССР, 1962.
7. Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
8. Грузман А. Д. Планктонные фораминиферы олигоцена — миоцена Скибовой зоны Украинских Карпат. — В кн.: Abstracts. Carpatho-Balkan. Geol. Assoc., XII Congress, Bucharest, 1981, p. 70—71.
9. Грузман А. Д. Фораминиферы и стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Украинских Карпат. Автореф. канд. дис. Киев, ИГН АН УССР, 1983.
10. Грузман А. Д., Рейфман Л. М., Смирнов С. В. О начале орогенного этапа развития складчатых Карпат. — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 3, с. 664—666.
11. История геологического развития Украинских Карпат. Киев, Наукова думка, 1981.
12. Корнеева В. Г. Геологическое строение и нефтеносность юго-западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат. Л., Гостоптехиздат, 1959.
13. Принципиальные вопросы тектоники запада Украины/О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш и др. — Геологический журнал, 1984, т. 44, вып. 2, с. 1—10.
14. Пишванова Л. С., Грузман А. Д. Планктонные фораминиферы полянической свиты Предкарпатского прогиба. — Палеонтологический сборник, 1980, № 17, с. 27—33.
15. Tollmann A. Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsfasen in der Ostalpen und Westkarpaten. — In: Mitt. Geol. Ges. Bd. 14. Wien, 1964, S. 81—84.



Формационная самостоятельность двух типов натриевых метасоматитов

На одном из участков кристаллического щита натриевый метасоматоз проявлен в различных геологических обстановках — в областях развития анортозит-рапакивигранитной формации среднепротерозойского возраста и мигматит-гранитовых массивов раннего протерозоя (породы рамы). Помимо названных в приконтактной зоне плутонов установлены своеобразные альбититы (олигоклазиты) мозаично-пластинчатой микроструктуры, генезис которых до последнего времени оставался не выясненным.

Проведенные исследования и практика геологопоисковых работ свидетельствуют о том, что разные типы натриевых метасоматитов неравноценны в отношении уранового оруденения, хотя нередко обнаруживают значительное сходство минерального состава. Поэтому первостепенное значение приобретает выявление их формационной принадлежности.

Существуют различные представления о геолого-структурном положении и генезисе натриевых метасоматитов и связанного с ними уранового оруденения. Одни исследователи считают, что потенциально ураноносные приразломные метасоматиты распространены только в метаморфических и ультраметаморфических гранитоидных породах рамы и генетически связаны с последними (Я. Н. Белевцев, Н. П. Гречишников, Г. И. Каляев, А. Н. Комаров, А. П. Никольский, А. И. Стрыгин и др.). Другие полагают, что метасоматиты локализованы как в породах рамы, так и в плутонах рапакиви, но альбитизация вызвана одним и тем же процессом постмагматического щелочного метасоматоза, более молодым по сравнению со временем становления плутонов (В. А. Крупенников, И. Г. Минеева, А. В. Тарханов и др.). По мнению автора, и в плутонах рапакиви, и во вмещающих их породах проявлены два генетически различных

и разновозрастных процесса натриевого метасоматоза; потенциально ураноносны только более древние альбититы в породах рамы.

Альбититы в породах рамы изучены сравнительно хорошо [1—4, 6—9, 11, 13—16, 18 и др.]. Несмотря на некоторые спорные моменты генезиса, а также минералогической и геохимической зональности, формационная принадлежность рудоносных метасоматитов вполне определена. В зависимости от положенных в основу классификаций признаков формация называется карбонатно-альбититовой [13], натриево-урановой [1—3 и др.] или уранотитанатовой [8].* Нами рассматриваемые породы называются приразломными альбититами, что соответствует термину линейные альбититы В. И. Смирнова [12].

В приразломных альбититах выделяются три зоны: внешняя, промежуточная и внутренняя (табл. 1).

Внешняя зона представлена эпидотизированными и хлоритизированными породами с интенсивной тонкодисперсной гематитизацией (покраснением) полевых шпатов. Типоморфный минерал — псевдоморфный хлорит-1, развивающийся по биотиту исходной породы. Отмечается значительная мощность пород, захваченных изменениями подобного рода, обычно не коррелирующая с мощностями альбититов. Нередки случаи проявления в разломных структурах эпидот-хлоритовых изменений, не сопровождающихся альбититами.

Относительно генезиса внешней зоны эпидот-хлоритовых изменений нет единого мнения. Так, А. В. Тарханов и А. Н. Комаров не связывают ее развитие с последующей альбитизацией.

* По нашему мнению, выделение последней неправомерно, так как в ней объединены брахнеритсодержащие минеральные типы различных урановорудных формаций, в том числе и рассматриваемой.

Схема зональности и последовательности минералообразования в приразломных альбититах

Таблица 1

Характеристика зон	Неизменная порода гранитоидного состава	Внешняя зона	Промежуточная зона	Внутренняя зона				Альбититы второй стадии	
				эпидотовые	хлоритовые	рибекитовые	эпидиновые	темноослю- дистые	хлоритовые
Содержание новообразований альбита, %	—	До 15	15—70	> 70				> 70	
Типоморфные силикаты, темноцветные	Биотит, роговая обманка	Хлорит-1 (эпидот)	Микроклин-2, лобой из микробитов I стадии	Эпидот (сфен)	Хлорит-2 (актинолит)	Рибекит	Эпидин (сфен)	Флогопит, биотит, лепидомелан	Хлорит-3
Главные первичные урановые и урансодержащие минералы руд	—	—	—	Давитит, малакон, апатит, сфен, брахнерит, уранинит				Настуран, коффинит	
Типоморфные признаки	Отсутствие изменений	Появление хлорита-1 и раскисление плагиоклаза	Исчезновение кварца или прекращение его замещения альбитом; образование микроклина-2	—				Разрушение титанатов и окислов урана с образованием вторичных уранотитанатов и ураносиликатов	
		—	—	Бескарбонатные породы	Умеренная карбонатизация				Интенсивная карбонатизация
Показатели основности пород (по Т. И. Ивановой и С. Ф. Карпенко, 1970 г.)	—0,200	—0,095	0,383	0,444	0,550	0,644	0,659	—	

Однако наличие таких зон в ореоле альбититов и выклинивание их на нижних глубинных уровнях распространения натриевого метасоматоза и оруденения позволяют связывать их происхождение со становлением альбититов.

Промежуточная зона сложена альбит-микроклиновыми метасоматитами. Ее типоморфные признаки: устойчивость микроклина-1 исходных пород, появление новообразованного микроклина-2, полное замещение кварца исходных пород альбитом или прекращение этого процесса на определенной стадии (иногда реликтовый кварц отмечается и в центральной зоне).

Внутренняя зона метасоматических тел сложена собственно альбититами, среди которых выделяются одно- и двухстадийные. В начале первой стадии щелочного (натриевого) метасоматоза образуются более высокотемпературные (400—350 °C) * эпидотовые и сфенсодержащие альбититы, сопровождающиеся сингенетичной акцессорной давидитовой или апатит-малакитовой минерализацией (с примесью тория). Затем они сменяются альбититами, типоморфными минералами которых являются розетковидный или червеобразный хлорит-2, натриевый актинолит, рибекит или эгирин. Формирование части альбититовых тел заканчивается на этой стадии. На второй стадии (280—150 °C) калий-магний-железистого метасоматоза возникают вторичные наложенные парагенезисы с темными слюдами, хлоритом-3 и гематитом.

Конец каждой стадии сопровождается образованием эпигенетического (наложенного на альбититы) бестолиевого уранового оруденения и карбонатов. Для первой стадии — это уранинит и браннерит, для второй — урановая смолка и коффинит, а также вторичные уранотитанаты и сложные ураносиликаты, возникающие при преобразовании первичных урановых и урансодержащих минералов. Руднометасоматический процесс развивался на фоне многократных тектонических подвижек, вследствие чего в альбититах преобладают бластокатакlastиче-

ские структуры и имеется по нескольку генераций минералов.

Итак, для потенциально ураноносных приразломных альбититов характерны: универсальная приуроченность к зонам объемного катаклаза в пределах долгоживущих разломов и опережающих их структур более высоких порядков; наличие мощного внешнего ореола эпидот-хлоритовых изменений; как правило, двухстадийное образование внутреннего выполнения метасоматических тел — собственно альбититов; относительно повышенная урановорудная продуктивность поздних наложенных парагенезисов (с хлоритом-3, темными слюдами, гематитом) и их высокая карбонатность; отсутствие четко выраженной минералогической и геохимической зональности, обусловленное неоднократным проявлением катаклаза, незакономерным положением и разной степенью интенсивности поздних метасоматических процессов; существенно иттриевый состав редкоземельных элементов руд и присутствие в них уранотитанатов и т. д. Главные отличительные признаки приразломных ураноносных альбититов приведены в табл. 1 и 2.

Серьезные разногласия существуют по поводу генетических взаимоотношений приразломных альбититов с геологическими формациями, источника вещества для их формирования.

При признании ультраметаморфического генезиса метасоматитов [1—3 и др.] в качестве источника растворов и металлов обычно принимаются следующие: ультраметаморфические вмещающие гранитоиды или их поздняя аллохтонная фация (Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль, А. Н. Комаров, Н. П. Никольский, А. И. Стрыгин, Ю. П. Соломатин и др.); метаморфические породы, подвергшиеся гранитизации (А. Н. Сухинин и др.); породы разломных зон, претерпевшие дислокационный метаморфизм (В. К. Титов). Допускается также полигенность источника растворов как за счет вадозовых вод глубинной циркуляции, так и ювенильных при преобладании в них ультраметаморфической составляющей (Я. Н. Белевцев, В. Г. Кушев).

Исходя из главного принципа выделения тектоногенных метасоматических формаций зон региональных раз-

Таблица 2

Сравнительная характеристика натриевых метасоматитов

Признаки сравнения	I тип — приразломные в метаморфических и ультраметаморфических породах рамы (PR ₁)	II тип — в сиенит-гранитах плутонов рапакиви (PR ₂)
Геолого-структурное положение	Мощные зоны объемного катаклаза в связи с глубинными региональными разломами (протяженность до нескольких километров)	Локальные участки трещиноватости (протяженность до нескольких сотен метров)
Характер генетической связи с геологическими формациями	Генетическая связь отсутствует	Генетическая и пространственная связь с сиенит-гранитами анортит-рапакивигранитной формации
Источник натрия	Глубинный (подкорový) флюид	Постмагматический гидротермальный раствор
Степень катаклаза	Интенсивный многократный (до-, син- и постметасоматический)	Слабый однократный (дометасоматический)
Развитие внешней зоны эпидот-хлоритовых изменений	Постоянно развита; многократно превышает мощность альбититов	Отсутствует
Степень проявления натриевого метасоматоза	Весьма полная. Преобладание альбититов при резко подчиненном развитии микроклин-альбититовых пород; наличие нескольких генераций альбита с развитием псевдоморфных и автоморфных индивидов; широкое развитие натриевых амфиболов и пироксенов	Умеренная и чаще слабая. Преобладание альбит-микроклиновых и альбитизированных пород, собственно альбититы весьма редки; преобладание псевдоморфных индивидов альбита; относительно небольшое развитие натриевых амфиболов и пироксенов
Характер альбитизации калишпата	Псевдоморфозы шахматного альбита	Разрастание пертитов
Преобладающие структуры	Катакlastические, метасоматические	Метасоматические
Типоморфные силикаты	Первая стадия: эпидот, хлорит-2, роговые обманки (актинолит, рибекит), щелочной пироксен. Вторая стадия: биотит, лепидомелан, флогопит, хлорит-3	Щелочной пироксен, роговая обманка (рибекит), мусковит
Типоморфизм пироксена	Обычно конечные (железистые) члены изоморфных рядов эгирин	Промежуточные члены изоморфного ряда эгирин—авгит
Степень карбонатности (содержание CO ₂ , %)	>0,2, обычно 1,5, максимально до 17	Около 0,2
Ураноносность	Потенциально ураноносны, часть из них рудоносна	Всегда безрудны, даже потенциально не ураноносны
Радиологические реперы, млн. лет	1900 — альбититы (Pb—Sr изохрона); 1770 — наложенное урановое оруденение (U—Pb метод)	1720 — граниты рапакиви (Pb—Sr изохрона)
Метасоматические формации	Региональная тектоногенная (амагматическая) альбититов в глубинных разломах щитов	Локальная плутоногенная (постмагматическая) микроклин-альбититовых метасоматитов (альбититов) в сиенит-гранитах рапакиви

* По результатам декрепитации минералов.

ломов — отсутствия генетической связи их с геологическими формациями, — мы полагаем, что приразломные альбититы образовались под воздействием глубинных (скорее всего, подкорковых) флюидов, вызывавших и предшествующую региональную гранитизацию. При этом щелочная дифференциация флюидов подкоркового очага оказалась аналогичной таковой остаточных расплавов интрузий с последовательным проявлением калиевого и натриевого метасоматоза. Однако представляется вероятным существование не единого эволюционирующего потока глубинных флюидов, а двух его последовательных импульсов существенно калиевого и натриевого состава. Первый явился причиной региональной гранитизации, приведшей к возникновению нижнепротерозойских ультраметаморфических гранитоидов, в том числе пегматоидов, в полях развития которых известны высокотемпературные кварц-микроклиновые и микроклиновые метасоматиты с уран-торий-редкоземельной минерализацией. Последняя близка по возрасту к вмещающим ультраметаморфическим гранитоидам, но разобщена во времени и пространстве с рассматриваемыми приразломными альбититами.

Во время второго импульса флюид, будучи сначала в надкритическом состоянии, проникал через зону разуплотнения (гранитизации), не вызывая изменения микроклина, что находит объяснение в экспериментах Ж. Виара [17] и И. П. Иванова [5]. Согласно данным Ж. Виара, из-за большей щелочности калия по сравнению с натрием для альбитизации микроклина требуется 82 % Na в виде NaCl по отношению к калию микроклина, что, видимо, не реализовывалось в рассматриваемой природной системе. И. П. Ивановым установлено, что при температурах, превышающих 520 °C, в минералообразующей системе будет возникать только K—Na полевой шпат.

Альбитизация начиналась по достижении флюидами трещинных структур верхнего горизонта земной коры, где они превращались в гидротермы и вызывали среднетемпературную альбитизацию любых вмещающих пород — от гнейсов до гранитов. Эволюция

натрийсодержащего гидротермального раствора с обогащением его к концу процесса углекислотой за счет разрушения щелочно-карбонатных комплексов* при образовании основной массы альбита приводила к интенсивной карбонатизации, сопровождающей монометальное урановое оруденение.

Ювенильность источника металла подтверждается отсутствием в изучаемом районе специализированных по урану метаморфических и ультраметаморфических формаций, а также зон выноса урана из пород с фоновым его содержанием. О ювенильности флюида свидетельствуют соотношения изотопов углерода и серы альбититов, и главное — закономерное их изменение по мере нарастания в породах степени альбитизации (Ф. И. Жуков и др., 1980 г.).

В соответствии с основополагающими работами А. А. Беуса, Л. В. Таусона, Л. Н. Овчинникова и др. породы считаются геохимически специализированными при содержаниях элементов, превышающих кларки литосферы в 1,5—2 раза. В породах района по отношению содержания урана к кларку литосферы, близкому к региональному кларку, существует следующий ряд: архейские метаморфические породы и производные раннепротерозойской гранитизации с существенной ролью архейского субстрата (0,4—0,6), нижнепротерозойские гнейсы (0,8), мигматиты (1,2—1,5), граниты (0,7—1,6). Геохимически специализированными можно считать лишь малые тела биотитовых (двуслюдяных) гранитов в зонах разломов, содержащих урана в которых выше кларка литосферы в 1,6—2,4 раза. Эти граниты с проявлениями эманационной дифференциации, по нашему мнению, не принадлежат к ультраметаморфическим образованиям.

С учетом признаков, положенных Б. И. Омеляненко в основу выделения рудометасоматических формаций

* Экспериментальные данные по синтезу минералов и составу газовой-жидкой включений (Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль, Г. Б. Наумов, Р. П. Рафальский, А. И. Тугаринов, В. В. Шербина и др.) показывают, что перенос урана в среднетемпературных гидротермальных условиях осуществляется преимущественно в виде уранил-натрий-карбонатных комплексов.

[10], рассмотренные метасоматиты представляют собой докембрийскую гидротермально-метасоматическую натрий-урановую (альбититовую) формацию в региональных разломах щитов. Такое название однозначно определяет способ образования рудосных пород, условия их локализации, особенности состава, металлогеническую специализацию, место в истории геологического развития района, характер связи с магматизмом (в данном случае отсутствие таковой).

При отождествлении приразломных альбититов с натриевыми метасоматитами в рапакиви образование их генетически связывается с этими плутонами (И. Г. Минеева, А. В. Тарханов и др.) или с еще более молодыми щелочными интрузиями платформенного этапа развития щита (В. А. Крупеников). Подобные мнения представляются необоснованными. Как будет показано ниже, натриевым метасоматитам в рапакиви присущи специфические черты, позволяющие обосновать их формационную самостоятельность, не говоря уже о геологической позиции метасоматитов и данных геохронологии.

Щелочные (натриевые) метасоматиты в гранитах рапакиви описывались А. Н. Комаровым и др. (1973, 1980 г.), Ю. В. Кононовым (1970 г.), В. Г. Кушевым (1972 г.), В. С. Соболевым (1940, 1947 г.), а также автором (1979, 1980 г.). Однако в целом они изучены значительно хуже, чем альбититы в породах рамы.

Проявления натриевого метасоматоза в плутонах анортозит-рапакиви-гранитной формации пространственно связаны с сиенит-гранитовыми разновидностями пород, приурочены, как правило, к тектонически ослабленным, неясно выраженным зонам и не образуют четко обособленных тел. Для таких зон характерна редкая сеть трещин (иногда выполненных кварцем), между которыми сиенит-граниты рапакиви неравномерно ощелочены, а местами превращены в микроклин-альбитовые или альбитовые метасоматиты. Меньшая контрастность щелочных метасоматитов в рапакиви по сравнению с приразломными альбититами обусловлена отсутствием в них внешних ореолов эпидот-хлоритовых изменений.

Переход к неизменным гранитам через слабо альбитизированные породы постепенный. Разрозненные выходы метасоматитов условно увязываются в линейновытянутые тела, однако для них более типичен площадной характер проявления при отсутствии четко выраженной директивной тектонической структуры.

Натриевые метасоматиты, которые можно было бы отнести к собственно альбититам, образуются сравнительно редко. Обычно это альбит-микроклиновые породы с варьирующим содержанием обоих минералов и кварца. Характер альбитизации полевых шпатов в рапакиви иной по сравнению с альбитизацией в породах рамы. Если в последних по микроклину возникает шахматный альбит, то калишпат в гранитах рапакиви изменяется посредством разрастания пертитов, вплоть до полного замещения минерала. Изменение плагиоклаза происходит не последовательно от периферии к центру зерна, а имеет неравномерно-пятнистый характер с очищением минерала от замутняющих промежуточных продуктов к концу процесса альбитизации.

Карбонат, этот типоморфный минерал приразломных альбититов, отмечается иногда и в альбитизированных рапакиви. Однако количества его ничтожны и характер выделения иной. Помимо тонкой вкрапленности кальцита в альбите по плагиоклазу в ассоциации с апатитом и сфеном наблюдаются также его выделения в составе полиминеральных псевдоморфоз по роговой обманке. Таким образом, карбонаты в целом не характерны для рассматриваемых метасоматитов и их появление в породах лимитируется преобразованием кальцийсодержащих минералов.

Из темноцветных новообразованных минералов в метасоматитах по сиенит-гранитам рапакиви наблюдаются рибекит и эгирин, присутствие которых и послужило поводом к отождествлению натриевых метасоматитов в плутонах рапакиви и в породах рамы. Однако образование щелочных минералов в метасоматитах по сиенит-гранитам рапакиви имеет свою специфику. Обычно не наблюдается полного псевдоморфного замещения роговой

обманки рибекитом. Последний присутствует здесь как составная часть полиминеральных псевдоморфоз в тонкоагрегатном сростании с другими вторичными минералами. Эгириновые метасоматиты — это обычно альбит-микроклиновые* породы с содержанием эгирина до 5—6%. Кварц альбитизирован не полностью и сохраняется в виде реликтов. Отмечается рибекитизация эгирина по периферии его индивидов.

Относительно небольшое распространение в плутонах рапакиви эгириновых разностей метасоматитов, неполное замещение в них минералов исходных пород натриевыми минералами (постоянное присутствие реликтового микроклина и кварца), смена эгиринизации рибекитизацией — все это свидетельствует о неполноте проявления натриевого метасоматоза в сиенит-гранитах рапакиви даже в случае достаточно высокой изначальной щелочности гидротермального раствора (образование высокощелочного натриевого минерала — эгирина). Это обусловлено, видимо, как относительно небольшим объемом гидротерм, так и отсутствием структурных условий, способствующих их длительной циркуляции, что отличает обстановку формирования натриевых метасоматитов в плутонах рапакиви от приразломных альбититов рамы.

Основное отличие обоих типов альбититов заключается в том, что ни альбитизированные породы, ни даже собственно альбититы в рапакиви не сопровождаются урановой минерализацией. В одном случае небольшое повышение радиоактивного фона в рапакиви оказалось связанным (как выяснено микрозондовыми исследованиями; аналитик Л. И. Калинин) с весьма измененным уран-торий-редкоземельным минералом состава (в %): Th_2O 38,6; UO_2 11,5; Ce_2O_3 11,2; La_2O_3 14,3; SiO_2 24,0; Fe_2O_3 0,8; CaO 1,7. Он, видимо, представляет собой

* Наличие в метасоматитах этого типа существенных количеств реликтовых минералов (особенно микроклина) затрудняет сравнение геохимических данных и их интерпретацию. Так, по сравнению с приразломными альбититами натриевые метасоматиты в рапакиви оказываются существенно рубидийсодержащими, что, естественно, не имеет отношения к альбитизации.

смесь урансодержащего торита с редкоземельно-ториевым минералом типа эвкразита, частично заместившихся окислами урана, тория и редких земель. Такие минералы не являются типоморфными для приразломных альбититов, так как имеют существенно ториевую, а не урановую природу, обогащены церием и лантаном, а не иттрием, и не содержат титана. Скорее всего это измененные реликтовые минералы рапакиви, не имеющие отношения к альбитизации.

Рассмотренные метасоматиты, по нашему мнению, сформированы остаточными растворами сиенит-гранитовой фации плутона. Судя по минеральным новообразованиям (альбит, рибекит, эгирин, иногда мусковит), они возникали, как и приразломные альбититы первой стадии, в средне-температурных гидротермальных условиях. Несмотря на это, оба типа натриевых метасоматитов характеризуются рядом специфических признаков, позволяющих обосновать их отличие и формационную самостоятельность (см. табл. 2).

Разновременность рассмотренных типов метасоматитов подтверждается существованием выдержанного экзоконтактового ореола термального воздействия, установленного вблизи одного из плутонов Т. Г. Добрецовой (1979 г.), а затем и другими исследователями. Это сказывается и на породах рамы (мigmatит-граниты, иногда гнейсы), и на попадающих в область непосредственного контакта приразломных альбититах. Трудность выявления признаков экзоконтактовых изменений в ореоле плутона обусловлена тем, что минеральные парагенезисы боковых пород (за исключением альбититов) отвечают амфиболитовой фации регионального метаморфизма, поэтому контактово-термальные изменения пироксен-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций ограничиваются в основном узкой приконтактовой зоной мощностью менее 1 км. Ореол более слабых контактовых изменений распространяется в породы рамы до 3—5 км в зависимости от крутизны погружения контактовой поверхности.

Максимально преобразованы в приконтактовой зоне плутона приразломные альбититы. Нами установлено [14,

15], что в зоне непосредственного экзоконтакта плутонов возникают диопсид-, амфибол- или биотитсодержащие альбититы (олигоклазиты) с характерной мозаично-таблитчатой микроструктурой. Они выделены автором в самостоятельную формацию метаморфизованных приконтактовых альбититов. Ранее такие породы рассматривались В. Г. Кушевым [7] не как специфический тип контактовых пород, а идентифицировались с альбитами, образованными по рапакиви и щелочно-земельным сиенитам (V тип альбититов по В. Г. Кушеву). А. В. Тарханов [13] включил эти же образования в жильную сиенит-аплитовую формацию комплекса рапакиви (IV тип альбититов по А. В. Тарханову).

Признаки контактово-термального воздействия плутона на породы рамы (в том числе на приразломные альбититы) однозначно свидетельствуют в пользу более древнего возраста последних, а также с геологических позиций доказывают несостоятельность представлений о возможности генетической связи приразломных альбититов с комплексом рапакиви. Согласно Е. В. Плюшеву с соавторами (1983 г.), приразломные альбититы могут быть отнесены к тектоногенным амагматическим, а метасоматиты в рапакиви — к плутоногенным постмагматическим. В. В. Жданов (1983 г.) образования, подобные метасоматитам первого типа, относит к региональным внеинтрузивным метасоматическим системам, а второго типа — к локальным внутриинтрузивным.

Таким образом, каждый из рассмотренных типов натриевых метасоматитов, несмотря на сходство минерального состава, занимает определенное место в истории геологического развития региона, имеет свою генетическую природу, обладает различной потенциальной рудоносностью и специфичен по ряду других признаков. Поэтому недопустимо их отождествление и необходима разбраковка на ранних стадиях работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П. Классификация докембрийских месторождений урана по генетическим признакам. — Геологический журнал, 1975, т. 35, № 1, с. 11—17.

- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматозом в кристаллических породах щитов. — Геологический журнал, 1968, т. 28, № 3, с. 3—18.
- Гречишников Н. П., Зинченко В. А., Крамар О. А. Структурные и литологические условия образования эндогенных рудопроявлений урана натриево-урановой формации. — Геохимия и рудообразование, 1973, № 2, с. 57—70.
- Голева Р. В. Особенности минерального состава зональных натриевых метасоматитов. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1973, ч. 102, № 2, с. 162—191.
- Иванов И. П. О природе альбитизирующих растворов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 5—12.
- Казанский В. И., Крупенников В. А., Омеляненко Б. И. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов. — Геология рудн. м-ний, 1968, № 1, с. 3—16.
- Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., Недра, 1972.
- Мигута А. К. Уранотитанатные рудные формации. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 23—36.
- Никольский А. П. О натриевых гидротермальных метасоматитах, связанных с формированием калиевых гранитов. — В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., 1981, с. 92—93.
- Омеляненко Б. И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов. — Геология рудных м-ний, 1975, № 3, с. 34—43.
- Омеляненко Б. И., Минеева И. Г. Предрудная и рудосопровождающая вертикальная зональность в ураноносных натриевых метасоматитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 96—106.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982.
- Тарханов А. В. Ураноносность альбититов докембрия. — Геологический журнал, 1975, т. 35, № 5, с. 106—114.
- Шмураева Л. Я. Генетическая модель становления приразломных метасоматитов натрий-урановой формации (на примере одного из щитов). — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск, 1981, с. 44—45.
- Шмураева Л. Я. О метасоматитах неясного генезиса в экзоконтакте плутона рапакиви. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1982, с. 39—40.
- Шмураева Л. Я. Особенности приразломных ураноносных альбититов, сформированных в разные геологические эпохи. — В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., 1981, с. 109—110.
- Щербина В. В. Миграция элементов и процессы минералообразования. М., Наука, 1980.
- Эндогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования). Под ред. В. И. Казанского. М., Наука, 1978.

Формационные ряды и минерогения байкалит и ранних палеозойских толщ севера Полярного Урала

Существующие попытки формационного анализа докембрийских и палеозойских толщ Урала не уменьшили дискуссий, касающихся истории его развития. Нами они связываются с недостаточной стратиграфической изученностью нижнепалеозойских образований, граничащих с комплексами байкальского и герцинского тектономагматических циклов. Точки зрения на тектоническое развитие Урала далеко не идентичны. Одни исследователи отмечают унаследованность палеозойских тектономагматических циклов и выделяют уральцы как комплекс, сформировавшийся в процессе каледонско-герцинского тектогенеза [1, 12]. Другие [6] выделяют ранние и поздние уральцы, составляющие единую полициклическую уральскую геосинклиналь, которая развивалась последовательно в позднебайкальский (позднепротерозойско - раннекембрийский) и герцинский (позднекембрийско-триасовый) тектонические циклы.

Сторонники третьей точки зрения стремятся к детализации формационных рядов и четкому разделению структурно-формационных комплексов, что позволяет наряду с байкальским и герцинским тектономагматическими циклами выделить и каледонский [2, 5, 7, 9, 11] как самостоятельный в истории развития Урала. Такой подход представляется более перспективным, поскольку выявляет потенциально продуктивные формации, «затерявшиеся» в громоздком каледонско-герцинском тектономагматическом комплексе.

М. А. Гаррис [2], основываясь на формационно-геохронологическом анализе, устанавливает на Урале три разновозрастных эвгеосинклинально-орогенных набора магматических формаций, относящихся к байкальскому (680—520 млн. лет), каледонскому (520—370) и герцинскому (370—230 млн. лет) тектономагматическим циклам. Им соответствуют определенные осадочные комплексы. Более подробные стратиграфические разработки тюменскими геологами докембрийских и нижнепалеозойских толщ осе-

вой зоны севера Полярного Урала, не нашедшие достаточного отражения в унифицированных схемах 1977 г., а также формационный анализ позволяют выделить байкальский (Л. Л. Подсорова, 1977 г.), каледонский осадочные циклы и осадочные образования герцинского цикла. Последние в рассматриваемом районе не имеют широкого распространения, сохранившись лишь в небольших грабеновых структурах.

Геологическое строение северной части Центрально-Уральского поднятия (рисунок) обусловлено структурами добайкальской эпохи тектогенеза северо-западного направления и структурами байкалит и каледонид, простирающимися на север-северо-восток. Породы, слагающие добайкальские структуры, претерпевшие глубокий региональный метаморфизм и многоэтапную гранитизацию, образуют комплекс основания байкальской геосинклинали Полярного Урала. Они обнажаются в ядрах Харбейского и Марункеуского антиклинорий и представлены гнейсами и амфиболитами ханмейхойской и кристаллическими сланцами париквасьшорской свиты (харбейский метаморфический комплекс). Отнесение гнейсо-амфиболитового комплекса к карельскому основывается на сопоставлении его с геосинклинальными комплексами Карелии, а также с уфалейским и няртинским Урала. Уфалейский комплекс датируется верхами нижнего протерозоя, а возраст няртинского устанавливается по наличию водорослей *Murandavia magna* Vologd. в вышезалегающих толщах шекуринской свиты низов рифея. Однако ряд авторов [10] сравнивают харбейский комплекс с беломорским археем, характеризующимся идентичным набором полезных ископаемых (апатит, мусковит, графит, кианит, силлиманит, гранат, рутил), распределение которых определяется литологическим составом и метаморфической зональностью пород.

Начальная дофлишевая стадия геосинклинального развития байкалит Полярного Урала представлена кар-

бонатно-терригенными и вулканогенно-осадочными толщами лонготюганской серии (няровейская и немюрюганская свиты). По-видимому, формирование байкальского осадочного комплекса началось с рифтогенных формаций, слагающих нижнюю грубоэригенную часть няровейской свиты, датируемую поздним протерозоем — кембрием (А. В. Цимбалюк, 1972 г.). Образования этой свиты, по возрасту сопоставимые с хобейнской свитой Ляпинской подзоны, с глубоким размывом и резко выраженным структурным несогласием залегают на гнейсо-амфиболитовых толщах харбейской серии [13]. Внизу разреза няровейской свиты выделяется формация полимиктовых конгломератов мощностью 400 м, включающих гальку микроклин-пертитовых гранитов и гранито-гнейсов, кварцитов, хлорит-слюдяных гнейсов, хлорит-амфиболовых сланцев и амфиболитов, характерных для харбейской серии.

Формация конгломератов перекрывается фалаховой формацией мощностью до 40 м, состоящей из кварцито-песчаников, местами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а также небольших пачек слюдистых кварцитов. Выше она сменяется вулканогенно-сланцевой (аспидного типа) формацией мощностью 1100—1200 м, сложенной в основном графитоидно-кварцевыми, филлитовидными хлорит-серицит-кварцевыми, эпидот-хлорит-альбитовыми (часто с магнетитом) и зелеными вулканогенными сланцами. Кроме того встречаются прослои и линзы белых и кремовых графитосодержащих мраморов, а также серых и темно-серых графитосодержащих кварцитов.

Еще выше залегает карбонатно-кварцито-сланцевая формация (немюрюганская свита), образующая тело, вытянутое в виде полосы вдоль западной границы распространения аспидной формации. Формация (мощность не более 400 м) обладает непостоянным составом и в более полном разрезе представляет собой толщу сложно переслаивающихся серицит-хлорит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых сланцев, светло-серых сливных кварцитов, белых, реже серых мраморизованных и доломитизированных изве-

стняков и доломитов. В прослоях доломитов и доломитизированных известняков найдены микрофитоциты укского уровня, что позволяет, учитывая непрерывность разреза лонготюганской серии, считать отложения няровейской свиты позднеэрифейскими. Об этом в какой-то мере свидетельствует и тот факт, что мощность нижне-, среднеэрифейских образований на Урале заметно снижается с юга на север и с запада на восток до полного их исчезновения за счет все более увеличивающихся стратиграфических перерывов.

Среди магматических образований дофлишевой стадии развития байкалит Полярного Урала выделяются спилит-диабазовая, спилит-кератофировая формации, формация базальтовых и андезитовых порфиритов [8]. К первой отнесены аповулканогенные сланцы низов няровейской свиты. Кроме того, устанавливается дунит-пироксенит-габбровая формация начальной стадии байкальского цикла [8], представленная мелкими телами серпентинитов, локализованных в зонах разломов, и межпластовыми интрузиями ортоамфиболитов.

Карбонатно - кварцито - сланцевая формация, по мнению Л. Л. Подсоровой, напоминающая карбостромовую [3], перекрывается флишевой, сложенной тонкополосчатыми сланцами хуутинской или орангской свит. В ее основании залегает горизонт глыбовых конгломератов мощностью до 100 м с гигантскими обломками карбонатных пород и кварцитов немюрюганской свиты. Подобные конгломератовидные образования, нередко включающие глыбы карбонатных пород размером более 1 м, описаны в основании варисцических флишевых отложений Зилаирского синклинория Б. М. Келлером [4], который считает, что такие конгломераты имеют подводно-оползневой генезис. Формирование флиша происходило в условиях расчлененного рельефа, когда рассматриваемый район вступил в стадию инверсионного предорогового развития, сопровождавшегося широкой вулканической деятельностью.

В орогенную стадию байкалит Полярного Урала формировались серо-, зелено- и пестроцветные толщи хойды-

- | | |
|---|----|
| 1 | 9 |
| 2 | 10 |
| 3 | 11 |
| 4 | 12 |
| 5 | 13 |
| 6 | 14 |
| 7 | 15 |
| 8 | |

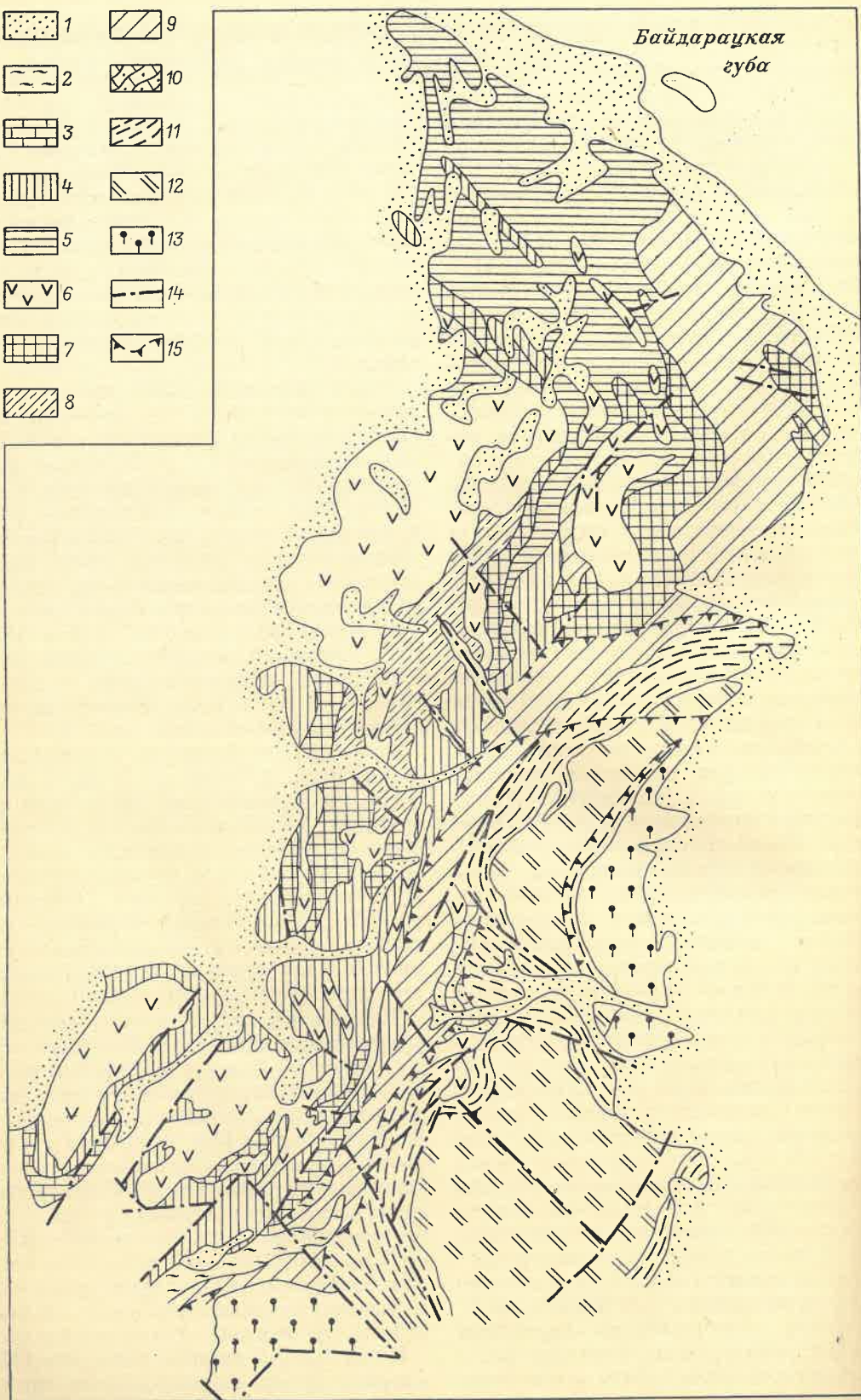


Схема геологического строения осевой зоны севера Полярного Урала

1 — четвертичные рыхлые образования (Q); 2 — каменноугольные флишевые образования (C); 3 — известняки и доломиты силура — нижнего девона (S—D₁); 4 — карбонатно-терригенные образования верхней серии ордовика (O₁²—O₃); 5 — конгломераты, песчаники, известняки и сланцы нижней серии ордовика и верхнего кембрия (E₃—O₁¹); 6 — нерасчлененные осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования энганзейской свиты и бедальской серии; 7 — красно- и пестроцветные кварцито-песчаники и сланцы байдаратской (минисей-

шорской (800—1000 м) и красноцветные кварцито-песчаники байдаратской и минисейской (200—500 м) свит, состав которых свидетельствует об устойчивой тенденции к поднятию области и возникновении предгорных и межгорных прогибов. В пределах этих структур происходило отложение морских (хойдышорская свита) и континентальных (байдаратская и минисейская свиты) моласс. С байкальской орогенцией связан максимум проявления гранитоидного магматизма, нередко с повышенной щелочностью. Накопление моласс сопровождалось внедрением субинтрузивных тел контрастного состава, которыми были прорваны красноцветные кварцито-песчаники до накопления образований тремадокского яруса.

Доордовикский возраст красноцветных минисейских кварцито-песчаников доказывается несогласным наложением на них фаунистически охарактеризованных отложений тремадокского яруса [15]. Несмотря на монотонность литологического состава, упомянутые кварцито-песчаники накапливались в неоднородной фациальной среде. Б. Я. Осадчевым (1950 г.) в районе горы Константинов Камень описаны кварцито-песчаники минисейской свиты, на поверхностях песчинок которых отмечаются следы царапин эолового происхождения. На юго-западном склоне горы Большая Хуута в кварцито-песчаниках наблюдаются косослоистые серии русловых фаций. В районе хребтов Сянгур-Хой и Няргала-Хой обломочный материал песчаников сцементирован карбонатным веществом, что свидетельствует о формировании их в условиях мелководного бассейна. В верховьях р. Няралдей-Яха, пересекающей хр. Сянгур-Хой, в лилово-серых известковистых песчаниках минисейской свиты нами обнаружены отпе-

чатки пралилий, сходных с кембрийскими. Контакт свиты с подстилающими образованиями хойдышорской свиты и нижележащими толщами нечеткий и характеризуется либо постепенной сменой гранулометрического состава от алевроитовых к псаммитовым и более грубым разностям (верховья р. Малая Уса), либо появлением линз и слоев эффузивных пород (юго-западный склон хр. Сянгур-Хой), а также конгломератов (гора Пендырма-Пэ).

Долгое время существовало мнение о непрерывности в ордовике морской трансгрессии, соответствовавшей единому циклу седиментации. Однако при более детальном расчленении ордовикских отложений западного склона Среднего Урала были выделены две серии — орская и промысловская. В результате анализа фактического материала по разрезам ордовикских отложений, собранного на Полярном Урале, сделан вывод о том, что ордовикская седиментация происходила здесь в двух разновозрастных палеобассейнах, отличавшихся режимами седиментации [14]. Это способствовало формированию двух серий ордовика — нижней с признаками молассоидных формаций и верхней, подобной флишеидным образованиям перми, описанным в обнажениях рек Шугор и Илыч Н. Н. Кузкоковой и В. И. Чалышевым, но отличающейся положением в типовом формационном ряду. Молассоидный характер толщ нижней серии ордовика, по нашему мнению, определен накоплением их в условиях рифтогенной стадии при раскрытии одной из грабенообразных структур, вклинившейся с востока в будущую шельфовую зону палеозой.

Формационный ряд рифтогенных образований начинается с груботерригенной конгломератово-песчанниковой

свиты (V—E₁br); 8 — серые, зеленовато-серые, пестроокрашенные сланцы и песчаники хойдышорской свиты (Vhs); 9 — полосчатые сланцы, алевролиты и песчаники хуутинской свиты, внизу — глыбовые конгломераты (R₃—Vhu); 10 — карбонатно-кварцито-сланцевые образования немурюганской свиты (R₃pm); 11 — сланцы различного состава, графитосодержащие кварциты, мраморы, полимиктовые конгломераты и гравелиты няроевской свиты (R₃pr); 12 — гнейсы, кристаллические сланцы париквасшорской свиты (харбейский гнейсо-амфиболитовый комплекс) (AR?); 13 — гипербазиты (σ PZ₁); 14 — дизъюнктивные нарушения; 15 — надвиги

формации, отличающейся полимиктовым составом несортированного обломочного материала, который накапливался в условиях расчлененного горного рельефа. Последний явился областью размыва, поставившей значительное количество обломочного материала, который захоронялся, не успев подвергнуться существенной механической обработке. Мощность формации 450 м и более. Собранный комплекс органических остатков указывает на нижнетремадокский возраст осадконакоплений [14].

Выше следует грубо ритмичная песчаниково-сланцевая формация, сложенная лилово-серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, кварцево-серицитовыми, кварцево-хлорит-серицитовыми сланцами с линзами карбонатных образований в верхней части разреза. Мощность ее в наиболее полных разрезах превышает 1500 м. Песчаниково-сланцевая формация перекрывается светло-серыми комковатыми и петельчатыми, серыми кремнистыми и углистыми известняками с остатками трилобитов позднетремадокского возраста. Петельчатость известняков, по мнению Б. Я. Осадчева (1950 г.), связана с появлением в поверхностных условиях трещин усыхания, которые затем в обстановке мелководья заполнились глинистым материалом. Мощность известняковой формации составляет около 200 м. Завершается рифтогенный ряд формацией углито-глинистых образований (нярминская свита), накопившихся в мелких изолированных и замыкавшихся бассейнах.

Следующая морская трансгрессия, охватившая всю миеосинклинальную область палеозой, обусловила образование верхней серии ордовика. Базальной частью этой серии служит маломощная фалаховая формация, представленная сероцветными средними мелкозернистыми песчаниками, реже гравелитами и мелкогалечными конгломератами преимущественно кварцевого состава. Базальный горизонт с азимутальным несогласием перекрывает отложения нижней серии ордовика и различные допалеозойские толщи, включая красноцветные, местами сероцветные кварцито-песчаники байкальских континентальных моласс,

что в ряде случаев затрудняет их разделение при геологическом картировании и вносит путаницу в стратиграфические построения. Несмотря на малую мощность (не более 20 м), указанная формация присутствует во всех разрезах верхней серии ордовика, начиная обычно разрез манитаньрдской свиты.

В формационном ряду фалаховая формация сменяется песчаниково-сланцевой с флишоидным типом переслаивания. В карбонатных прослоях, тяготеющих к верхней части формации, а иногда и в фалаховой формации присутствуют беззамковые брахиоподы аренига [14]. В составе песчаниково-сланцевой формации преобладают темно-серые, местами до черных тонкопереслаивающиеся сланцы, алевролиты и песчаники. В алевролитах наблюдаются складки волочения и структуры оплывания — реоглифы (сингенетическая деформация), возникшие под влиянием гравитационных сил. На отдельных поверхностях слоев песчаников и алевролитов видны прекрасно выраженные фукоиды, выполненные глинистым материалом, и винтообразные следы перемещения живых организмов. Встречаются языковые и бугорчатые знаки внедрения на нижних поверхностях слоев песчаников, образовавшиеся при оползании песчаной массы по подстилающим пелитовым осадкам. Мощность формации не превышает 200 м.

Выше по разрезу следует фаунистически охарактеризованная лландейлско-ашгиллская терригенно-карбонатная формация (щугорская свита), которая в Пайпудынском синклинории перекрывается карбонатной силура — нижнего девона.

Итак, на основании анализа формационных рядов нижней и верхней серий ордовика севера Полярного Урала можно заключить, что тремадокская трансгрессия (видимо, позднекембрийско-тремадокская) развивалась на фоне раннепалеозойского рифтогенеза, наиболее проявившегося, вероятно, к востоку от изучаемого района. Отложение нижней серии происходило в западной краевой структуре основной рифтовой зоны. Верхняя серия накапливалась в условиях миеосинклинали, возникшей вслед за

рифтогенной стадией и представлявшей собой шельфовую зону с терригенным и карбонатным осадконакоплением, т. е. каледонский этап на Полярном Урале представлен двумя стадиями — рифтогенной тремадокской и дофлишевой (демиссионной) аренигско-раннедевонской.

В послесибирское время, в конце кембрия (?) — начале ордовика, за среднекембрийским затишьем последовало возникновение разломов и заложение структур, в которых накапливались отложения нижней серии, сходные по облику с байкальскими молассами. Однако в отличие от последних молассоидные осадочные толщи нижней серии ордовика имеют неравномерные по простиранию мощности, трансгрессивный характер в низах разреза и регрессивный вверху. Четкое разграничение этих образований от байкальских континентальных моласс, выраженное на Урале резким структурным несогласием и различием в складчатости, подчеркивается сменой порфировой (липаритовой) формации орогенного этапа вулканитами щелочных серий. Продукты трахибазальтового вулканизма, развитые среди фаунистически охарактеризованных осадков тремадокского яруса, описаны Б. Я. Осадчевым (1949 г.) на северо-восточном склоне горы Константинов Камень.

Аренигская трансгрессия, с которой началась собственно геосинклинальная стадия каледонского цикла, охватила более обширные районы севера Урала, чем процессы рифтогенеза. Но каледонский тектонический цикл был прерван на дофлишевой (демиссионной) стадии герцинским тектогенезом, т. е. развитие каледонид в миеосинклинальной зоне Полярного Урала закончилось образованием карбонатных формаций среднего — верхнего ордовика, силура и нижнего девона.

Как уже отмечалось, гнейсо-амфиболитовый комплекс основания байкалит по характеру формационного ряда сопоставим с беломорским комплексом Карелии [10] и по аналогии с последним перспективен на апатит, мусковит, вермикулит, кианит, графит, силлиманит, гранат и рутил. В районе хр. Марун-Кей геологическими съем-

ками прошлых лет установлены проявления мусковита, кианита, рутила и широкое развитие гранатосодержащих гнейсов.

В карбонатных отложениях формаций геосинклинальной стадии байкалит (при наличии триасовой активизации) можно ожидать сульфидно-кварц-флюоритовое метасоматическое оруденение амдерминского типа, которое локализуется в верхних горизонтах известняков амдерминской свиты позднего протерозоя [16]. Подобные известняки вскрываются на южном фланге Лекынтальбейского поднятия, в северной периклинали Манитаньрдского поднятия, а также в поле распространения немурюганской свиты. Такой же тип сульфидно-кварц-флюоритового оруденения обнаружен в тремадокских известняках хр. Пай-Хой, на островах Вайгач и юге Новой Земли, которые перекрываются глинисто-сланцевой толщей аренига, играющей роль литологического экрана [16]. На Полярном Урале подобным экраном может служить каледонская фалаховая формация также аренигского возраста.

Аспидная формация байкальского комплекса при наличии более позднего гранитного магматизма перспективна на графит, проявления которого следует ожидать в приконтактной зоне няровейской свиты с комплексом основания, где наблюдается сосредоточение интрузий кислого состава, прорывающих углистые и углито-графитистые сланцы няровейской свиты.

В терригенно-карбонатной лландейлско-ашгиллской формации Талото-Пайпудынского синклинория открыты барит-полиметаллическое Саурейское месторождение и ряд проявлений этого же типа. Баритовая минерализация жильного типа обнаружена нами западнее оз. Емын-Лор. Баритовые жилы мощностью до 1 м секут вулканогенные формации заключительных этапов байкальского тектономагматического цикла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я. Основные черты структурно-тектонического районирования Тимано-Уральской области. — Докл. АН СССР, 1982, т. 226, № 6, с. 1436—1440.

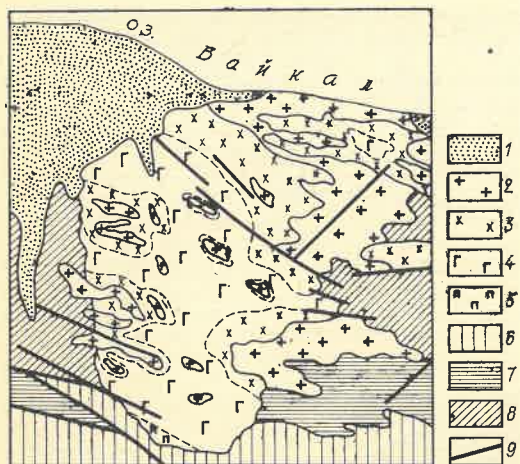


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Осиновского массива (составлена с использованием материалов Г. И. Богарева и др.)

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты; 3 — гранитизированные габбро; 4 — габброиды; 5 — ультрабазиты; 6—8 — метаморфические образования слюдяного кристаллического комплекса: 6 — харагольская свита (кристаллосланцы и гнейсы диопсидовые, роговообманково-биотит-диопсидовые), 7 — безмянская свита (гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-гранат-силлиманитовые), 8 — культукская свита (мраморы, кристаллосланцы роговообманково-пироксеновые, гнейсы биотитовые); 9 — разломы

Осиновский габброидный массив расположен в междуречье Утулик и Хара-Мурун. Его северная оконечность, перекрытая четвертичными отложениями, ограничивается береговой линией оз. Байкал (рис. 2). Вмещающими являются осадочно-метаморфические образования слюдянской и хангарульской серий докембрия [12], представленные роговообманково-пироксеновыми кристаллосланцами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, диопсидовыми гнейсами и мраморами.

Массив имеет вытянутую в субмеридиональном направлении линзообразную форму, протяженность по длинной оси составляет около 4,5 км. Контакты с вмещающими породами осложнены разломами, а сами породы массива часто рассекаются верхнепротерозойскими [12] гранитами, которые к северо-востоку и востоку образуют довольно крупные тела. Воздействие этих гранитов, а также связанных с ними пегматитовых жил привело к интенсивной переработке габброидов вплоть до об-

разования протяженных гранитизированных зон, что создает ложное впечатление о постепенном переходе пород массива во вмещающие породы. Внутреннее строение неизменной части массива определяется чередованием пород основного и ультраосновного состава, что выражается в постепенном переходе одной разновидности в другую (рис. 3). Ультраосновные породы составляют не более 2—3 % от общей площади массива. Массив дифференцирован, в нем представлены породы ультраосновного и основного ряда: перидотиты и пироксениты, нориты и габбро-нориты, оливковые габбро, габбро и лейкократовые габбро.

Перидотиты и пироксениты слагают южную оконечность массива и постепенно переходят в породы основного ряда. Они сложены оливком, ромбическим пироксеном и клинопироксеном, причем содержание этих минералов колеблется в широких пределах. Оливин (от 15 до 60 % в породе) образует небольшие округлые кристаллы, разбитые трещинами; по составу относится к хризолиту (Fa 18—22 %), иногда значительно серпентинизирован, часто оталькован и карбонатизирован. Ромбический пироксен представлен удлиненно-призматическими кристаллами, по составу он приближается к энстатиту (Fs 13—17 %); часто образует каймы вокруг оливина, сложенные мелкозернистыми агрегатами, здесь ортопироксен более железистый (Fs 20—22 %). Реже этот минерал представлен крупными ойкокристаллами, в которые включены оливин и клинопироксен. Моноклиновый пироксен — авгит, содержание в нем минералов энстатита, ферросалита и волластонита соответственно равно 47, 5, 9,5 и 43 % (рассчитаны по химическому анализу, выполненному на микроанализаторе MAP-2, аналитик Г. В. Богданов). Ультраосновные породы часто переходят в плагиоклазо-содержащие разновидности. Плагиоклаз образует крупные кристаллы, реже представлен идиоморфными зернами, относится к лабрадору (60—66 % An), нередко в него включены остальные породообразующие минералы.

Нориты и габбро-нориты пространственно тяготеют к плагиоклазо-содержащим перидотитам и пироксенитам и являются переходными между обычными габбро и ультрабазитами. Текстура этих пород обычно массивная. Плагиоклаз соответствует лабрадору (56—60 % An), клинопироксен — авгиту (+2V=53—55°), а ромбический пироксен, часто образующий удлиненные призматические кристаллы, пойкилитово включен в плагиоклаз и

по составу относится к бронзиту (Fs 18—20 %).

К оливковым габбро отнесены разновидности с содержанием оливина 5—15 %. Для них характерны массивная или трахитонидная текстура; габбровая, габбро-офитовая и келифитовая структура. Оливин образует изометричные неправильной формы зерна, часто окруженные каймами ромбического и моноклинового пироксенов, иногда амфиболов, последовательно сменяющими друг друга. Состав оливина изменяется от хризолита (Fa 22—24 %) до гнаосидерита (Fa 30—35 %), по трещинам в нем развивается серпентин, иногда появляются агрегаты карбоната, талька, тремолита.

Габбро слагают около половины площади массива. Структура породы габбровая, габбро-офитовая или офитовая. Породообразующие минералы — плагиоклаз, моноклиновый пироксен, незначительное количество ромбического пироксена. По составу плагиоклаз отвечает андезин-лабрадору (48—52 % An), нередко кристаллы его деформированы, имеют волнистое угасание. Почти всегда он значительно сосюртитизирован. На контакте с гранитами по плагиоклазу развивается скаполит. Моноклиновый пироксен — авгит (+2V=53—57°) образует короткостолбчатые или неправильной формы кристаллы с отчетливой спайностью, часто сдвойникованные. Кристаллы ромбического пироксена имеют такую же форму, что и клинопироксены, по составу он относится к бронзиту (—2V=70—73°, Fs 20—23 %). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой (—2V=72—86°), развивающейся по пироксенам. Часто встречаются пластинчатые выделения биотита.

Лейкократовые габбро — породы с относительно небольшой примесью моноклинового, реже ромбического пироксена (15—20 %), в массиве отмечаются в виде маломощных прослоев среди габбро; в небольших количествах в них встречаются амфибол и биотит. Плагиоклаз образует крупные кристаллы с неправильными кристаллографическими ограничениями, иногда удлиненно-призматические лейсты, среди крупных кристаллов нередко отмечаются более мелкие округлые зерна. По составу плагиоклаз относится к андезину (45—48 % An).

Широко распространен во всех описанных разновидностях пород коричневатый титаносодержащий амфибол, относящийся к керсутиту (—2V=75—80°), содержание TiO₂ в таком амфиболе из габбро-норита составляет 4,08 % (аналитик Г. В. Бондарева). Форма выделения керсутита — ойкокристаллы, иногда он образует каймы вокруг пироксенов. При увеличении содержания этого минерала можно выделить следующие разновидности: амфиболовое габбро и амфиболовый перидотит, в которых содержание амфиболов достигает 30 %.

Акцессорные минералы почти для всех выделенных разновидностей пород одни и те же — сфен, апатит, ильменит, титаномagnetит, сульфиды. Содержание рудных минералов, особенно ильменита, а также апатита колеблется в широких пределах (иногда более 10 %).

На заключительном этапе становления массива формировались своеобразные структуры распада минералов. Так, в ромбическом пироксене образуются червеобразные вроски титаномagnetита и ильменита, находящиеся в

тесном сростании. Эту особенность позднематематической кристаллизации указанных минералов в габброидном массиве Датчман-Крик Х. Мак-Свин и П. Найстром [15] объясняют реакцией ромбического пироксена с остаточной жидкостью, хотя Е. Амблэ и П. Ахли [14] доказывали, что в образовании таких симплектитов решающая роль принадлежала реакции оливина с жидкостью. В нашем случае подобные структуры встречаются в оливковых габбро, что дает основание считать второе объяснение более правдоподобным. Весьма частым акцессорием в породах является зеленая шпинель, обычно находящаяся в сростании с ксеноморфными выделениями ильменита и титаномagnetита. Такая шпинель — один из последних кристаллизующихся минералов, она образует симплектитовые прорастания в амфиболе на контакте зерен плагиоклазов и пироксенов.

Наиболее интенсивный метаморфизм пород массива приурочен к приконтактовым частям с гранитоидами, а также к зонам разрывных нарушений. В местах его интенсивной деформации все породы превращены в амфибол-биотитовые сланцы. С амфиболитизацией часто связана апатитовая минерализация, и в измененных породах содержание P₂O₅ повышается до 1,5—2,0 %.

Приконтактовые части массива с гранитами нередко сложены породами, приближающимися по составу к диоритам. Появление их обусловлено воздействием гранитов, в результате чего в габброидах вначале происходит раскисление плагиоклаза, а затем образуются кварц и калишпат. Метасоматическое воздействие гранитов проявляется также и в образовании на контакте с неизменными габбро маломощных линз габбро-пегматитов, в которых размеры кристаллов плагиоклаза и амфиболов достигают 3—5 см в поперечнике и 7—10 см по длинной оси.

По химизму (таблица) ультрабазиты шарыжалгайской серии в сравнении с ультраосновными породами, размещенными в слюдяном кристаллическом комплексе, характеризуются более высоким содержанием суммарного железа, титана, извести, щелочей и вполне сопоставимы с родственными ассоциациями пород из других архейских структур. Высокомagneзиальные серпентинизированные гипербазиты из слюдяного комплекса по химизму более всего параллелизуются с формацией альпинотипных гипербазитов [3]. Химический состав пород Осиновского массива как типичного представителя всех габброидных массивов, размещенных в слюдяном кристаллическом комплексе, хорошо сопоставим с составом аналогичных образований Витимконского массива Северного Прибайкалья, становление которого связывается с эвгеосинклинальным этапом байкальского (а возможно, даже карельского) тектоно-магматического цикла.

С помощью факторного анализа (программа составлена Г. Д. Феоктистовым) проведено сравнение химизма рассмотренных ультрабазит-базитовых ассоциаций Юго-Западного Прибайкалья с близкими по составу ассоциациями пород Байкало-Муйского пояса Байкальской складчатой области [3]. При этом выявлено, что по фигуративным точкам химических анализов пород массивов Кругая Губа и Осинов-

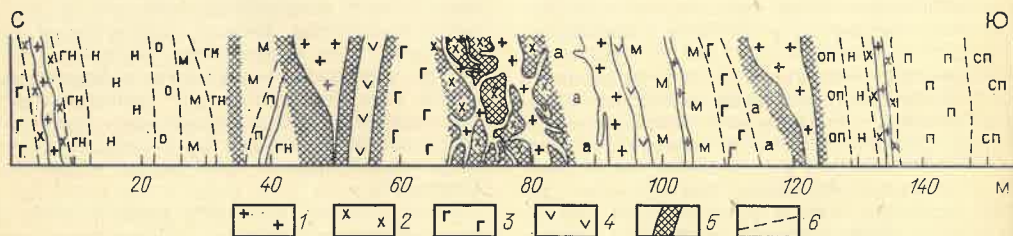


Рис. 3. Геолого-петрографический разрез южной части Осиновского массива (верхнее течение р. Малой Осиновки)

1 — граниты; 2 — гранитизированные габбро; 3 — габбро; 4 — дайки диабазов; 5 — зоны дробления; 6 —

условные границы между разновидностями пород: а — амфиболитизированные габбро; гн — габбро-нориты; н — нориты; о — оливковые габбро; м — меланократовые габбро; оп — оливковые пироксениты; п — перидотиты; сп — серпентинизированные перидотиты

Химический состав ультрабазит-базитовых пород Юго-Западного Прибайкалья, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	41,36	43,48	43,67	43,15	41,44	42,17	46,21	42,52	45,51	40,00	45,64
TiO ₂	0,50	0,63	0,29	0,54	0,10	0,69	1,11	3,67	1,29	3,70	1,11
Al ₂ O ₃	4,90	7,13	7,09	3,36	3,75	3,75	7,52	16,93	18,44	11,66	17,00
Fe ₂ O ₃	2,35	1,74	2,95	1,66	6,87	3,70	2,15	7,02	3,21	5,49	3,23
FeO	12,75	12,65	7,13	12,65	3,53	9,68	8,10	7,83	8,04	4,00	9,09
MnO	0,16	0,16	0,18	0,21	0,10	0,18	0,16	0,16	0,11	0,13	0,13
MgO	29,36	24,73	30,73	31,85	36,87	26,64	15,40	5,56	8,17	19,00	10,36
CaO	2,80	4,21	2,93	3,35	0,96	8,06	15,06	10,24	10,77	18,96	10,48
Na ₂ O	0,61	0,89	0,42	0,50	0,13	0,64	1,18	3,09	2,41	0,50	2,57
K ₂ O	0,69	0,83	1,45	1,33	0,02	0,19	0,27	0,59	0,39	0,25	0,30
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,11	0,03	0,04	0,07	0,12	1,36	0,14	0,18	0,03
H ₂ O	3,48	2,73	1,99	2,07	1,98	4,01	2,52	1,50	1,63	0,51	0,48

1—3 — шарыжалгайская серия: 1 — оливиновый пироксенит (среднее по 11 анализам), 2 — пироксенит (8) [5], 3 — слюдяно-роговообманковый перидотит из чогарского комплекса Алдана [7]; 4 — магнезиальный кристаллический сланец, Земля Эндерби, Антарктическая платформа [11]; 5—9 — хамардабанская серия: 5 — серпентинизированный перидотит еловского комплекса (3), 6—9 — породы Осиновского массива: 6 — ультрабазит (9), 7 — меланократовое габбро (8), 8 — мезократовое габбро (14), 9 — лейкократовое габбро (7); 10—11 — породы Витимконского массива: 10 — пироксенит, 11 — габбро.

Аналитики: Г. В. Бондарева, Т. А. Лахно, О. В. Агалакова, Т. В. Бобровская.

ского, а также некоторых типичных массивов Байкало-Муйского пояса (Шаманский, Витимконский, Довыренский) намечается ряд самостоятельных полей, свойственных каждому из них (рис. 4).

Ультрабазиты из шарыжалгайской серии образуют отдельное поле, а фигуративные точки всех пород габброидных массивов — Осиновского и Витимконского — сближены. На диаграмме приведены формулы парагенезисов

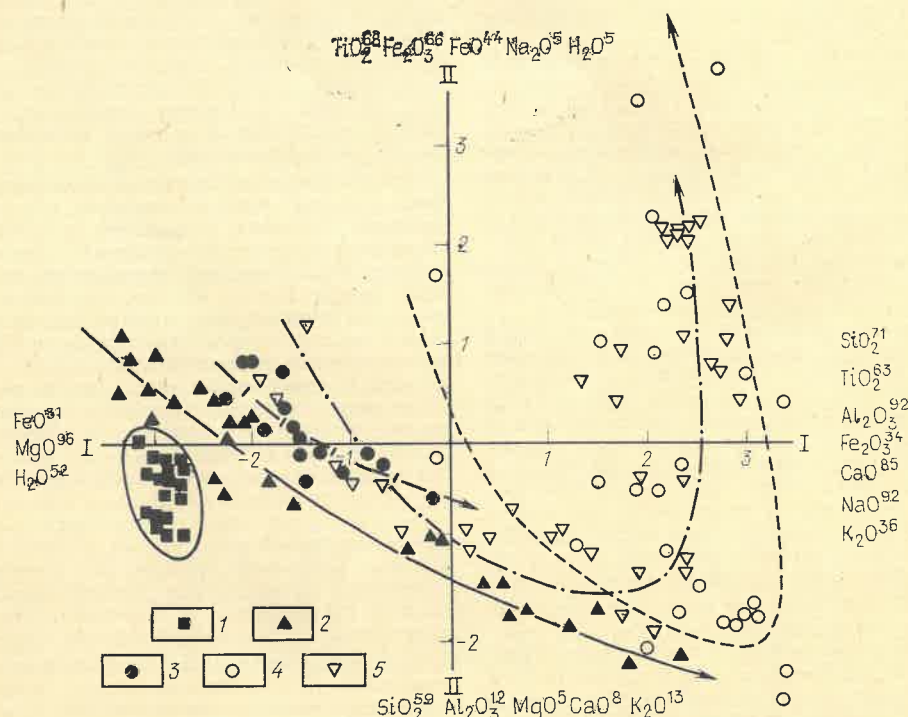


Рис. 4. Диаграмма факторного анализа пород ультрабазит-базитовых ассоциаций
1 — альвинотипные гипербазиты Шаманского массива; 2 — породы Довыренского расслоенного плутона; 3 — ультрабазиты Крутой Губы; 4—5 — породы габ-

броидных массивов; 4 — Витимконского, 5 — Осиновского (стрелками показано направление дифференциации перечисленных серий пород); I и II — соответственно первый и второй факторы

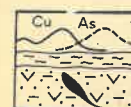
главных компонент (окислы с коэффициентом линейной корреляции проекций векторов проб и содержаний этих окислов, умноженном на 100). На основании этих формул можно судить о направлении дифференциации вещества: в данном случае первая компонента отражает обычный «боуэнский» тренд дифференциации — ее лейкократово-меланократовую направленность, а вторая — большей частью связана с наложенными процессами.

Таким образом, приведенный выше фактический материал и анализ литературных данных позволяют сделать следующие выводы.

1. Мелкие тела ультрабазитов повышенной железистости в шарыжалгайской серии архея являются самостоятельными образованиями и характеризуют ультраосновной магматизм ранних стадий геологического развития Земли.
2. Небольшие массивы высокомагнезиальных ультрабазитов (альвинотипных гипербазитов) и габброидов, размещенные в слюдянском кристаллическом комплексе нижнего протерозоя, по характеру залегания и вещественному составу соответствуют эвгеосинклинальным образованиям складчатых областей и представляют собой аналоги гипербазитовой и габбро-анортитовой (габброидной) формаций Байкало-Муйского пояса [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрушев В. А., Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Особенности рудной минерализации архейских ультрабазитов Прибайкалья. — В кн.: Типоморфизм минералов и его прикладное значение. Чтения памяти акад. А. Е. Ферсмана. Чита, 1983, с. 162—165.
2. Геохронология шарыжалгайской серии (Южное Прибайкалье)/З. И. Петрова, В. И. Левицкий, В. Н. Смирнова и др. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1980, с. 95—100.
3. Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1979.
4. Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Ультраосновные породы Крутой Губы (Южное Прибайкалье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 7, с. 48—54.
5. Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Ультрабазиты ранних стадий развития земной коры. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 6, с. 1460—1463.
6. Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Архейские ультрабазиты Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1983, № 5, с. 14—21.
7. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М., Наука, 1978.
8. Коленко Б. З. Петрографические эскизы. Породы обнажений на Кругобайкальской ж. д. между ст. Байкал и Култук. I. Перидотит Крутой Губы. — Зап. Импер. минер. об-ва, 2 сер., ч. II, 1916, с. 231—287.
9. Кузнецова Ф. В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1981.
10. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока (U-Pb метод датирования)/Е. В. Бибилова, Л. В. Сумин, Т. И. Кирилова, Т. В. Грачева. — Геохимия, 1981, № 11, с. 1652—1663.
11. Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеиздат, 1972.
12. Слюдянский кристаллический комплекс/Е. П. Васильев, Л. З. Резницкий, В. Н. Вишняков, Е. А. Некрасова. Новосибирск, Наука, 1981.
13. Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., Наука, 1970.
14. Ambler E. P., Ashley P. M. Mineralogy and petrology of the Dutchman Creec gabbroic intrusion, South Caroline: discussion. — Amer. Miner., 1980, v. 65, p. 1202—1206.
15. McSween H. Y., Nystrom P. G. Mineralogy and petrology of the Dutchman Creec gabbroic intrusion, South Caroline. — Amer. Miner., 1979, v. 64, p. 531—546.
16. O'Hara H. J. Zoned ultrabasic and basic gneiss masses in the Early Lewisian metamorphic complex at Scourie, Sutherland. — Jour. Petrol., 1961, v. 2, p. 248—276.
17. Selvan T. A., Janardhan A. S. Significance of ultramafic and associated enclaves in a charnockite quarry near Bhavanusagar, Tamil Nadu. — Jour. Geol. Soc. India, 1979, v. 20, p. 562—564.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.835 : 546.296

О. Б. НЕЩЕТКИН (ПНИИИС Госстроя СССР)

К вопросу о механизме переноса радона

За последнее десятилетие значительно возрос интерес к эманационной съемке. Это связано с разработкой новых методов измерения концентрации эманаций (трековый метод, электрон-

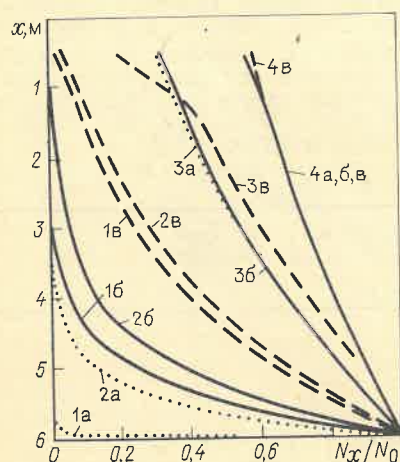
ная альфаметрия) и расширением области применения съемки. Выявлена миграция радона на значительные расстояния. В отдельных случаях такие расстояния объяснялись переносом ра-

Распределение относительной концентрации радона в экспериментальных и теоретических моделях

Глубина x , м	Щебенисто-супесная модель $h=6$ м	Водные модели	
		$h=5,4$ м	$h=6$ м
1	0,37	0,42	0,40
	0,36	0,40	0,35
2	0,43	0,49	0,44
	0,44	0,49	0,43
3	0,52	0,59	0,51
	0,54	0,61	0,53
4	0,63	0,75	0,62
	0,66	0,75	0,66
5	0,77	0,99	0,80
	0,81	0,92	0,81

В числителе — концентрации радона в экспериментальных моделях, в знаменателе — концентрации в теоретических ($v=10 \cdot 10^{-6}$ м/с) щебенисто-супесной ($D^*=1 \cdot 10^{-6}$ м²/с) и водных ($D^*=1 \cdot 10^{-9}$ м²/с) моделях. Значения относительной концентрации радона в экспериментальных моделях сняты с графиков распределения концентраций, представленных в работах [2, 3].

дона по зонам тектонических нарушений восходящими потоками подземных вод, за счет сейсмических напряжений и т. п. Эти факторы неоднократно отмечались в отечественных и зарубежных публикациях как наиболее вероят-



Кривые распределения относительной концентрации радона в теоретических моделях
1 — $v=0$; 2 — $v=1 \cdot 10^{-6}$ м/с; 3 — $v=10 \cdot 10^{-6}$ м/с; 4 — $v=20 \cdot 10^{-6}$ м/с; а — водная модель ($D^*=1 \cdot 10^{-9}$ м²/с), б — щебенисто-супесная модель ($D^*=1 \cdot 10^{-6}$ м²/с), в — воздушная модель ($D^*=1 \cdot 10^{-5}$ м²/с)

ные при значительных расстояниях миграции радона. Заметим, что и они должны быть достаточно выражены для обеспечения больших скоростей конвективного переноса.

Вместе с тем, нередко случаи миграции радона на значительные расстояния при отсутствии каких-либо значимых факторов конвективного переноса. Показательны в этом отношении экспериментальные исследования, результаты которых представлены в работах [2, 3]. Задача этих исследований — определение на моделях скорости переноса радона в различных средах. Модели представляли собой вертикальные полые цилиндры и мелкие буровые скважины с различными заполнителями и источниками эманации в виде урановой руды.

Для всех моделей кривые распределения относительной концентрации радона или эмпирические скорости его перемещения показали наличие конвективного переноса эманации. Если в случае вертикальных цилиндрических моделей еще можно предположить влияние на механизм переноса радона солнечного теплового излучения, то для скважин какие-либо известные факторы, объясняющие значительные скорости переноса (от $10 \cdot 10^{-6}$ до $31 \cdot 10^{-6}$ м/с), отсутствуют.

В связи с этим представляет интерес теоретическая оценка скоростей конвективного переноса радона в моделях и сравнение теоретических кривых распределения относительной концентрации радона с экспериментальными. Воспользуемся (при определенных допущениях) следующей формулой [1]:

$$N_x = N_0 \cdot \exp\left(\frac{v}{2D^*} (h-x)\right) \times \frac{\operatorname{sh}\left(\sqrt{\left(\frac{v}{2D^*}\right)^2 + \frac{\lambda}{D^*}} \cdot x\right)}{\operatorname{sh}\left(\sqrt{\left(\frac{v}{2D^*}\right)^2 + \frac{\lambda}{D^*}} \cdot h\right)},$$

где N_x — концентрация эманации на глубине x в перекрывающих эманацию слой неактивных наносов мощностью h , из которых есть выход эманации в атмосферу; N_0 — концентрация эманации на границе эманационного слоя; v — скорость конвективного переноса; D^* — эффективный коэффициент диффузии в неактивных нано-

сах; λ — постоянная распада эманации.

Результаты расчетов представлены в таблице. Хорошая сходимость значений относительных концентраций радона в экспериментальных и теоретических моделях говорит о том, что скорость конвективного переноса в экспериментальных моделях близка к $10 \cdot 10^{-6}$ м/с как для щебенисто-супесной, так и для водных моделей. При этом теоретические распределения относительных концентраций радона для обеих сред тождественны, а экспериментальные — достаточно близки.

Характер изменения концентрации радона в теоретических моделях с различными заполнителями и при различных скоростях конвективного переноса (рисунок) показывает, что при определенных скоростях (выше $10 \cdot 10^{-6}$ м/с) среда практически не влияет на распределение концентрации радона. Аналогичные расчеты были проведены для мощности наносов 40 м и дали те же результаты.

Таким образом, перенос радона в среде можно представить тремя типами: диффузионным ($v=0$), диффузионно-конвективным ($0 < v < 20 \times 10^{-6}$ м/с) и конвективным ($v \geq 20 \times 10^{-6}$ м/с).

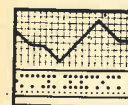
Очевидно, в природе существуют все три типа одновременно с преобладанием в различных горизонтах перекрывающих отложений какого-либо из них. Существование третьего типа переноса эманации и отсутствие влияния

в этом случае среды, а именно D^* , подтверждается результатами экспериментов. Кроме того, значения полученных в опытах скоростей конвективного переноса позволяют предположить единую природу конвективного переноса с такими скоростями, которые вряд ли соответствуют известным в настоящее время или наиболее вероятным факторам переноса.

Необходимо всестороннее изучение природы конвективного переноса эманаций, что несомненно расширит наши представления о физических процессах в горных породах и свойствах эманаций, позволит предварительно определять поисковые возможности эманационных методов в тех или иных геологических условиях и будет способствовать повышению эффективности эманационной съемки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Новиков Г. Ф., Капков Ю. Н. Радиоактивные методы разведки. Л., Недра, 1965.
- О механизме переноса радона в горных породах и глубинности эманационных методов поисков радиоактивных руд/М. М. Соколов, В. К. Титов, В. А. Венков и др. — Атомная энергия, 1980, т. 49, вып. 3, с. 176—179.
- Поисковые возможности современных эманационных методов при выявлении не выходящих на поверхность радиоактивных руд/М. М. Соколов, В. К. Титов, В. А. Венков и др. — В кн.: Физико-химические и радиоактивные методы поисков. Л., 1979, с. 71—83.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.834.53 : 551.7.002

С. В. КЛУШИН (БелНИГРИ), Д. Б. ТАЛЬВИРСКИЙ (ВНИГНИ)

Изучение седиментационной цикличности методом отраженных волн

В связи с усложнением объектов поисков и разведки в нефтегазовой геологии все более широко применяется историко-геологический подход к анализу и обработке информации. Для этой цели привлекаются материалы сейсморазведки, отображающие слоистую

структуру геологических толщ до глубин 6—8 км. Методические приемы, используемые для решения историко-геологических задач, объединяются в комплекс, чаще всего называемый «сейсмостратиграфией» [6]. Не останавливаясь на вопросе о содержатель-

ности данного термина, отметим, что ряд исследователей не без оснований предлагают другие названия, подчеркивающие различные стороны изучаемых объектов и явлений.

Наибольшее развитие в сейсмостратиграфии получили способы обработки сейсмической информации, использующие преимущественно кинематические характеристики волновых полей. С историко-геологических позиций разработаны общие принципы расчленения временных разрезов на интервалы, соответствующие различным этапам осадкообразования, по таким параметрам, как характер несогласного поведения осей синфазности отраженных волн и их групп, плотность насыщения ими различных участков записи и т. д. Эти принципы основаны в первую очередь на различиях в пространственной геометрии слоистости разреза. Для ряда осадочных бассейнов они реализованы в методиках прогноза конкретных условий осадкообразования по рисунку, образованному осями синфазности на временном разрезе [6].

В имеющейся литературе по сейсмостратиграфии указывается на необходимость и полезность оперирования динамическими параметрами волновых полей. Приводятся примеры решения частных задач на основе специальной обработки материалов с целью изучения энергетических характеристик, спектрального состава волновых полей и др. Интерпретация полученных данных позволяет прогнозировать литологический состав геологического разреза [2]. В то же время большинство применяемых при этом способов обработки динамических параметров волновых полей основаны на общих физических предпосылках без учета геологических особенностей изучаемых явлений.

Сформулируем и проиллюстрируем на примерах методологический подход к целенаправленному использованию динамических параметров отраженных волн для исследования цикличности осадконакопления, что может существенно расширить возможности геологической интерпретации сейсмических данных.

Одним из приемов реконструкций геологических ситуаций прошлого яв-

ляется рассмотрение истории осадконакопления как иерархической системы временных (в масштабах геологического времени) седиментационных циклов. При этом каждый цикл высокого порядка представляет собой совокупность циклов более низких порядков.

В геологическом разрезе временная цикличность изменения условий осадконакопления отображается в характере закономерной изменчивости вещественного состава горных пород. С этой точки зрения осадочный чехол можно также рассматривать как иерархическую систему элементов его слоистой структуры — циклитов [3], на основе которых конструируются геологические модели различной степени сложности (тонкослоистые, среднеслоистые, толстослоистые и т. д.). Важной задачей палеореконокструкций является расчленение геологического разреза на циклиты различных иерархических порядков (микроциклиты, мезоциклиты, макроциклиты) и соответствующее выделение циклов седиментации.

Порядок временных циклов можно оценивать по степени различия тектонических режимов и режимов осадконакопления. Наиболее резкие изменения режимов, например моменты перехода от континентальных условий к морским, разграничивают седиментационные циклы высших порядков. Менее глубокие изменения соответствуют переходам формирования разрезов от карбонатных к терригенным (в условиях морских бассейнов) и циклам более низких порядков. Далее можно рассматривать сравнительно незначительные колебания режимов, которые определяют условия формирования осадков, все менее и менее различающихся вещественным составом (глинисто-карбонатные — карбонатные, песчано-глинистые — глинистые и т. д.). Таким образом, с уменьшением порядка циклитов в иерархической системе слоистой структуры разреза можно ожидать, что различия между составом пород в большинстве случаев будут уменьшаться.

В качестве примера приведем разрез чехла Туранской плиты. Образование двух крупных циклов осадконакопления — каракорумского и гималайско-

го — венчаются в верхней юре и палеогене соответственно карбонатными и эвапоритовыми формациями, с которыми связаны доминирующие отражающие горизонты. Внутри гималайского цикла к перемежающимся песчано-глинистым неритовым отложениям приурочены серии отражающих горизонтов со значительно худшими отражающими свойствами [7].

Каждый элемент разреза высшего порядка является совокупностью элементов более низких порядков, объединяемых по общности некоторых геологических признаков: преобладание тех или иных литологических разностей, определенный порядок их чередования, геометрические параметры слоистости и т. д. Перечисленные признаки являются интегральными геологическими характеристиками разреза. Временной цикличности седиментационных процессов соответствует пространственное распределение интегральных геологических характеристик.

Изменения условий седиментации, вызывающие изменения литолого-фациальных характеристик пород и соответствующую дифференциацию разреза по упругим свойствам, отражаются в структуре волновых полей, в том числе и в их динамических параметрах. Использование интегральных характеристик позволяет аппроксимировать реальные разрезы моделями различной степени сложности (от тонкослоистых до толстослоистых), отображающих цикличность осадконакопления различных порядков. Очищенный от помех временной разрез адекватно отражает структуру, а через динамические характеристики — и упругие свойства геологического разреза с детальностью, зависящей от разрешающей способности сейсморазведки в реальных условиях.

Разрешающая способность МОВ зависит прежде всего от скоростей и спектральных характеристик волн. Использование упругих колебаний с различными частотными спектрами дает принципиальную возможность регулировать разрешающую способность, а следовательно, отображать на временных разрезах циклиты различных порядков. Чем шире спектр сейсмических волн, чем больше в нем высокочастотных составляющих, тем выше

разрешающая способность сейсморазведки и тем более низкие ранги циклитов будут фиксироваться на временных разрезах.

При изучении геологического разреза обычно пользуются такими критериями, как глубина залегания и вещественный состав пород. Аналогами этих параметров в сейсморазведке являются: время пробега как масштаб измерения глубины и акустическая жесткость (произведение скорости на плотность), отражающая изменение вещественного состава. Поэтому в дальнейшем описание пространственных и вещественных характеристик геологических объектов удобнее вести в системах координат таких аналогов, что существенно облегчает сопоставление волновых полей и геологических сред.

Интенсивность отраженных волн зависит как от коэффициента отражения (перепада значений акустических жесткостей на сейсмических границах), так и от условий интерференции волн в тонкослоистых средах [1]. Характер последних определяется соотношением геометрических параметров слоистости (мощности слоев) и длин сейсмических волн. Для тонкослоистых сравнительно с длиной волны толщ наблюдаются ослабление резонансных явлений и соответственно ослабление интенсивности регулярных составляющих волнового поля. С точки зрения наблюдателя на дневной поверхности такие толщи являются «прозрачными», упругий импульс их «просвечивает» без заметного возврата энергии [4]. Контакты достаточно мощных по отношению к длине волны толщ с различными интегральными характеристиками фиксируются на сейсмограммах в виде интенсивных отражений на фоне ослабленной записи, соответствующей их внутренней тонкослоистой структуре. Такие же отражения регистрируются от прослоев, являющихся резонирующими для используемых длин волн.

С позиций историко-геологического подхода отражения на разнопериодных сейсмограммах рассматриваются как скачки упругих свойств, характеризующие границы смены циклитов определенного порядка. Интервалы между ними трактуются как монотонности этих свойств с точки зрения ин-

тегральных характеристик условий осадконакопления в цикле данного порядка. Ранги циклов определяются рангами поверхностей, ограничивающих соответствующие циклиты.

Высказанные положения являются одной из основных физико-геологических предпосылок непосредственного использования динамики отраженных волн для реконструкции истории формирования геологических разрезов. Используя методы системного анализа, можно сформулировать задачу так: построить систему геологических моделей, аппроксимирующих разрез, и подобрать систему сейсмических (динамических) изображений таким образом, чтобы она могла замещать первую и в процессе реконструкции геологического разреза по сейсмическим данным, и на этапе прогнозирования новых, ранее неизвестных его свойств [5].

При построении системы сейсмических параметров необходимо учитывать возможную несоразмерность временных мощностей неоднородностей разреза и длительности соответствующих им седиментационных циклов. Продолжительность цикла отображается в геометрической мощности геологического объекта как функция скорости осадконакопления. Изменения последней определяют характер зависимости мощности объекта от длительности его формирования в масштабе геологического времени (без учета эрозионных процессов).

Переход к использованию сейсмических единиц измерения (длины волны, времени ее пробега) усложняет связь между длительностью седиментационных циклов и временными мощностями соответствующих им сейсмогеологических объектов, что обусловлено изменением вещественного состава, а следовательно, и упругих свойств пород. Продолжительность цикла отображается во временной мощности уже как функция двух переменных — скорости осадконакопления и скоростной характеристики среды.

Рассмотрим высказанные положения на примере сейсмических зондирований среды отраженными волнами. При зондировании сред разнопериодными импульсами формируется серия разночастотных сейсмограмм (временных

разрезов), являющихся сейсмическими изображениями моделей геологических сред. Эти модели с различной степенью детальности аппроксимируют разрез. Совокупность таких изображений описывает иерархическую систему элементов разреза, порядок которых определяется их временными, а не геометрическими мощностями и не степенью различия режимов седиментации. Поэтому при последующей реконструкции иерархической системы седиментационных циклов их порядок необходимо определять с учетом имеющихся геологических данных.

При зондировании среды разночастотными импульсами в широком диапазоне необходимо, чтобы нижняя граничная частота соответствовала частоте зондирующего импульса, полностью «просвечивающего» осадочную толщу, т. е. отражение должно фиксироваться только от поверхности фундамента. Верхняя частота должна соответствовать технически возможному пределу разрешающей способности метода в конкретных сейсмогеологических условиях. На этапе обработки могут выполняться любые известные преобразования сейсмических трасс в ограниченных частотных диапазонах, определяемых сейсмогеологическими особенностями изучаемого района. Основы методики подобных зондирований среды изложены в работе [4].

Как пример практической реализации описываемого подхода на основе применения обычной частотной фильтрации рассмотрим результаты обработки материалов, полученных в южной части Припятской впадины. Сейсмогеологическая характеристика нефтеперспективной нижней части разреза приведена в таблице. Частотные диапазоны регистрации регулярных отражений от различных литологостратиграфических границ (частотная «окраска» этих границ) определены по данным скважинных (ВСП) и наземных (МОГТ) исследований. Значения граничных частот обусловлены временными мощностями соответствующих прослоев, верхние — в основном степенью шероховатости границ.

При полевых наблюдениях МОГТ применялись сейсмоприемники с резонансной частотой 5 Гц и сеймостанция с полосой пропускания 10—120 Гц.

Сейсмогеологическая характеристика разреза

Литологостратиграфическая толща и ее индекс	Состав пород	Пластовая скорость, м/с	Пластовая плотность, г/см ³	Отражающая граница	Частотный диапазон регистрации, Гц
Верхнесолевая (нижняя часть) ВС	Галогенные с несолевыми прослоями	4400—4600	2,14—2,2		
Межсолевая МС	Глинисто-карбонатные с терригенными пропластками	3600—3900	2,5—2,55	III	12—40
Нижнесолевая НС	Галогенные с глинисто-карбонатными примесями	4200—4600	2,23—2,3	IIIa	12—20
Подсолевая карбонатная ПСК	Карбонатные	5500	2,6—2,65	IV	15—35
Подсолевая терригенная ПСТ	Терригенные	3900—4000	2,5—2,55	IVa	15—60
Фундамент Ф	Кристаллические породы	6000	2,6	V	до 12—18

Условия возбуждения обеспечивали формирование импульса с шириной пологой части спектра 8—80 Гц. В результате обработки полевых материалов получены временные разрезы МОГТ.

С учетом данных о частном диапазоне регистрации регулярных отражений (см. таблицу) для формирования сейсмических изображений геологического разреза выбраны фильтрации 8—13, 13—25, 25—50 Гц с большими крутизнами. На низкочастотной фильтрации 8—13 Гц получено изображение двухслойной модели среды: осадочная толща — фундамент (рис. 1, а). Оно

представлено рельефным отражением от поверхности фундамента, разделяющим временной разрез на две части.

Переход к фильтрации 13—25 Гц (см. рис. 1, б) позволил получить изображение толстослойной модели осадочного чехла. На временном разрезе зафиксированы сравнительно мощные литологостратиграфические толщи. Подсолевой комплекс отложений (ПСК) представлен одним многофазным волновым пакетом.

На фильтрации 25—50 Гц (см. рис. 1, в) этот пакет разделяется на два отражения от поверхностей согласно залегающих терригенной

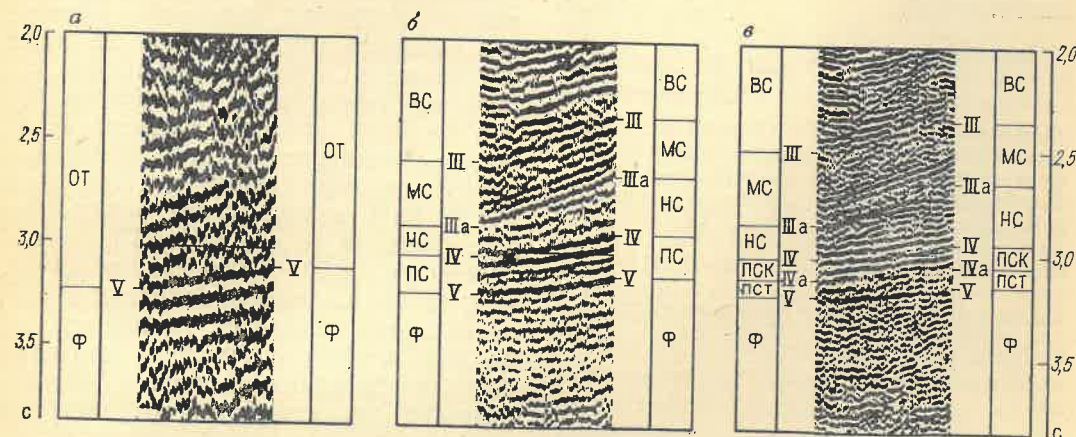


Рис. 1. Сейсмические изображения геологических моделей различной детальности
а — фильтрация 8—13 Гц; б — фильтрация 13—25 Гц; в — фильтрация 25—50 Гц

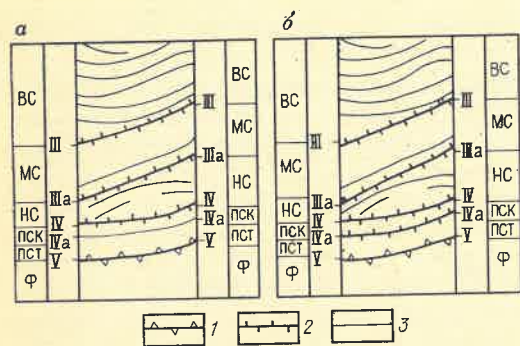


Рис. 2. Реконструкция иерархической системы циклов

а — по динамическим параметрам волновых полей; б — по комплексу сейсмических и геологических критериев; 1 — граница циклов первого порядка (макроциклов); 2 — то же, второго порядка (мезоциклов); 3 — то же, более высоких порядков (микроциклов)

(ПСТ) и карбонатной (ПСК) подсолевых толщ. Следует обратить внимание, что на рассматриваемой сейсмограмме практически отсутствуют отражения от поверхностей нижнесолевого толща (горизонт IIIa) и фундамента (горизонт V). Вместе с тем, появляются тонкослоистую внутреннюю структуру литолого-стратиграфических толщ.

Принимая во внимание частотные характеристики («сейсмическую окраску») поверхностей геологических объектов, отметим, что каждой из перечисленных геологических моделей может быть поставлена в соответствие сейсмограмма, зарегистрированная в определенном частотном диапазоне, т. е. системе геологических моделей соответствует система ее сейсмических изображений.

Иерархическая система геологических моделей	Система сейсмических изображений
Двухслойная модель (осадочная толща — фундамент)	Сейсмограмма (временной разрез) на частотах 8—13 Гц
Толстослоистая модель (крупные литолого-стратиграфические комплексы пород)	То же, на частотах 13—25 Гц
Тонкослоистая модель (внутриформационная слоистость и маломощные комплексы)	То же, на частотах 25—50 Гц

Перейдем к следующей задаче: выделение на временном разрезе (в дан-

ном случае — на сейсмограммах) циклов различных иерархических порядков (макроциклов, мезоциклов и микроциклов). Как указывалось, при этом нельзя пользоваться только критерием временной мощности слоя. Так, цикл, ограниченный отражающими горизонтами IV и IVa (подсолевые карбонатные отложения), должен быть отнесен к разряду мезоциклов, а не микроциклов.

На рис. 2 показана геологическая трактовка волновых полей, приведенных на рис. 1. Вначале по результатам зондирования реконструирована иерархическая система пространственных элементов разреза, порядок которых определялся по критерию временной мощности (см. рис. 2, а). Затем с учетом имеющейся геологической информации, приведенной в таблице, и геометрии внутренней слоистости (рисунок осей синфазности) скорректированы значимости отражающих границ и произведено перераспределение порядков (см. рис. 2, б). В результате получена система пространственных элементов (циклов), отображающая иерархическую систему седиментационной цикличности, порядок элементов (циклов) которой оценивается уже по степени изменения режима осадконакопления.

Очевидно, что уровень результативности исследований по восстановлению условий осадкообразования зависит от степени изученности района. На площадях, не изучавшихся бурением, конечным результатом реконструкции является система цикличности, в основе иерархического деления которой лежит сейсмический критерий — временная мощность (см. рис. 2, а). На более изученных в сейсмогеологическом отношении территориях достигается более высокий уровень реконструкции, когда оценивается степень изменения условий осадконакопления. При этом могут быть использованы результаты зондирования по трассам ОГТ, расположенным на 50—100 м друг от друга. И в случае надежной привязки к геологическому разрезу (например, по данным глубокого бурения) изучение особенностей динамических и кинематических характеристик отраженных волн по площади может оказать существенную помощь при установлении

седиментационной цикличности и ее изменений во времени и пространстве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галаган Е. А., Тальвирский Д. Б. Формирование и прослеживание отраженных волн в тонкослоистых средах. — Сов. геология, 1982, № 9, с. 100—105.
2. Гогоненков Г. Н. Прогнозирование геологического разреза по сейсмическим данным. — Геология нефти и газа, 1981, № 1, с. 48—56.
3. Карагодич Ю. И. Система понятий и терминов седиментационной цикличности. — В кн.: Теоретические исследования по тер-

минологии седиментационной цикличности. Новосибирск, 1978, с. 7—52.

4. Клушин С. В. Методика зондирования геологических сред разночастотными импульсами упругих колебаний. — В кн.: Припятская впадина. Изучение сложностроенных структур геофизическими методами. Минск, 1977.
5. Клушин С. В. О возможностях системного подхода к интерпретации сейсмических данных. — В кн.: Проблемы структурного анализа в геофизике. Минск, 1978.
6. Сейсмическая стратиграфия. Под ред. Пейтона. М., Мир, 1982.
7. Таль-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М., Недра, 1982.

УДК 550.8.05 : 550.83 : 551.243

С. В. АПЛОНОВ (ПГО «Севзапгеология»)

Особенности рифтовой зоны полуострова Ямал по гравимагнитным данным

Глубинное строение Западно-Сибирской низменности, особенно ее северных районов изучено недостаточно. Именно этим объясняются противоречивость и разнообразие существующих гипотез о тектоническом строении доюрского основания региона. До 70-х годов преобладало мнение, что на большей части территории Западной Сибири под осадочным чехлом залегают геосинклинально-складчатые сооружения герцинского возраста, которые и являются фундаментом плиты. Триасовые вулканогенно-осадочные отложения, заполняющие прогибы в палеозойском фундаменте, выделялись как самостоятельный промежуточный (или переходный) комплекс. К осадочному чехлу платформы, таким образом, относили лишь мезозойско-кайнозойскую толщу, пологие структуры которой в основном носят унаследованный характер.

Обильный фактический материал изменил существовавшие ранее представления о тектоническом строении Западно-Сибирской низменности. Впервые на отсутствие в геологическом разрезе региона дислоцированной палеозойской толщи указали результаты магнитотеллурических зондирований [3]. По данным сейсморазведки КМПВ, с доюрскими отложениями Западной Сибири связаны три преломляющие границы, нижняя из которых

(III_п или Ф) оценивается как поверхность фундамента. Эта граница картирует [2] поверхность сложнодислоцированной толщи и характеризуется такими специфическими кинематическими и динамическими особенностями записи, которые в прилегающих регионах свойственны поверхности фундамента. Прямая стратиграфическая привязка границы Ф осуществлена по глубоким скважинам, вскрывшим фундамент, представленный гнейсами не моложе докембрийского возраста. Не только триасовые, но и палеозойские отложения в северных районах Западной Сибири, согласно данным сейсморазведки, являются слабодислоцированными.

К концу 70-х годов на севере Западно-Сибирской плиты были выполнены глубинные сейсмические зондирования, по результатам которых выявлена неоднородность докембрийского фундамента региона по составу. Так, в пределах выступов фундамента граничная скорость по его поверхности (5,8—6,2 км/с) соответствует гнейсам различного состава. В прогибах она возрастает до 6,8—7,2 км/с, что свидетельствует о распространении главным образом пород основного состава. Было высказано предположение о «безгранитном» фундаменте в пределах крупных прогибов севера Западной Сибири [4].

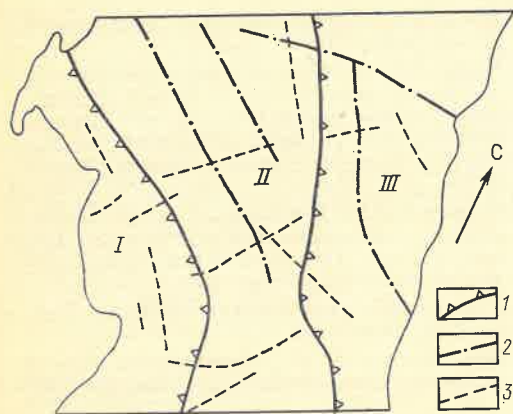


Рис. 1. Схема тектонического строения центральной части п-ова Ямал

1 — границы между структурами первого порядка; 2 — интродуцированные разломы; 3 — неоттудированные разломы; I — Нерутинский мегапрогиб; II — Нурминский мегавал; III — Нейтинский мегапрогиб

На основании накопленного фактического материала многие исследователи в последние годы высказывают мнение, что молодые платформы (в том числе и Западно-Сибирская) представляют собой системы рифтов, развивающихся в зонах растяжения «гранитного» слоя земной коры или его полного отсутствия [1, 6]. Согласно новым представлениям, Западная Сибирь имеет следующее строение: нижний комплекс осадочных пород (бывший палеозойский «фундамент») залегает на кристаллическом основании и по существу выполняет рифты (рифтогенный комплекс), а верхний является комплексом перекрытия. Возраст консолидации кристаллического основания предположительно байкальский. Рифтогенный комплекс включает отложения палеозоя и триаса, а комплекс перекрытия — мезозоя и кайнозоя.

Рифтовые зоны Западной Сибири, в строении осевых частей которых, по-видимому, участвуют породы основного состава, обладающие повышенными плотностью и намагниченностью, отчетливо выражены в магнитном и гравитационном полях, наблюдаемых на дневной поверхности. Кроме того, верхняя часть рифтогенного комплекса сложена триасовыми вулканогенно-осадочными породами, также создающими заметный эффект в гравимагнитном поле. Возможность изучения структуры перспективного в отношении нефти и газа рифтогенного комп-

лекса такими относительно дешевыми геофизическими методами, как магниторастворка и гравирастворка, несомненно имеет большое значение [5].

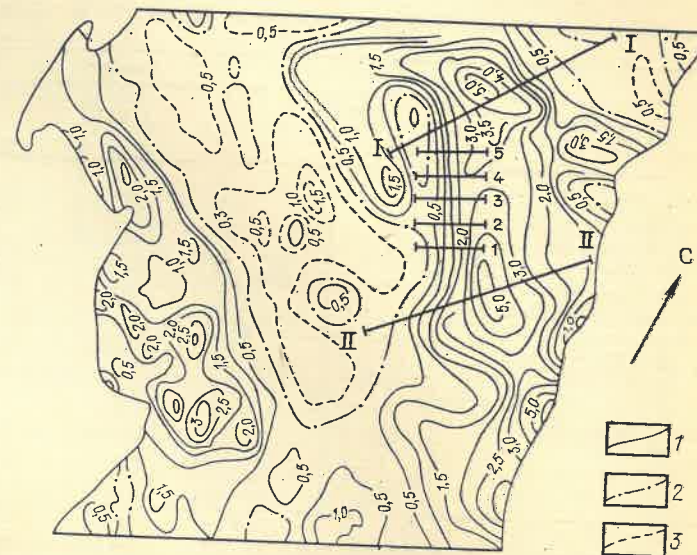
Приведем пример комплексного использования гравимагнитных данных с привлечением в качестве вспомогательных результатов сейсморастворки для исследования рифтовой зоны центральной части п-ова Ямал.

Изучаемый район сложен тремя сопряженными тектоническими структурами первого порядка, северо-западное простирание которых согласуется с общей ориентировкой рифтовых зон Западной Сибири (рис. 1). Уже качественное изучение гравитационного и магнитного полей говорит о наличии сильной положительной корреляционной связи между ними. Вычисленные значения коэффициентов ранговой корреляции оказались равными: для центральной части Ямала в целом +0,75; для Нерутинского мегапрогиба +0,65; для Нурминского мегавала +0,73; для Нейтинского мегапрогиба +0,84. При этом расстояние между узлами квадратной сети, где задавались значения ΔT и Δg , и объемы выборки всюду брались одинаковыми. Следует отметить, что более корректным было бы сопоставление поля ΔT не с наблюдаемым полем Δg , а с его вертикальной производной $\Delta g_z' \equiv V''_{zz}$. Однако из-за отсутствия площадных трансформаций в изучаемом регионе такие расчеты не проводились. Можно предполагать, что корреляционная связь между гравитационным и магнитным полями на самом деле несколько сильнее, чем приведенная.

Нейтинский мегапрогиб, являющийся, по-видимому, осевым грабеном рифта, характеризуется интенсивными гравитационным и магнитным полями (рис. 2). Сильная корреляционная связь указывает на единство источника гравитационных и магнитных аномалий и дает основание считать, что они обусловлены породами основного состава, слагающими осевую часть рифтовой зоны. Вулканогенно-осадочный покров триасового возраста также создает ощутимый эффект в гравитационном, и прежде всего магнитном поле. Очевидно, именно развитием этого покрова в пределах Нерутинского мегапрогиба и в северной части Нур-

Рис. 2. Схематическая карта магнитного поля ΔT центральной части п-ова Ямал

Изолинии ΔT (в 10⁻⁷ Тл): 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные; I—I, II—II, 1, 2, 3, 4, 5 — интерпретационные профили



минского мегавала обусловлены положительные магнитные и гравитационные аномалии. Однако корреляционная связь между магнитным и гравитационным полями в районах развития вулканогенно-осадочного покрова на поднятиях значительно слабее, чем в пределах Нейтинского мегапрогиба, что косвенно подтверждает сделанное выше предположение о глубинном источнике основной, наиболее интенсивной составляющей гравимагнитного поля.

Нурминский мегавал характеризуется преимущественно отрицательными низкоградиентными полями ΔT и Δg и по их корреляционной связи занимает промежуточное положение между Нейтинской и Нерутинской структурами. Триасовый вулканогенно-осадочный покров, как уже говорилось, развит лишь в северной части Нурминского мегавала, примыкающей к зоне его сочленения с Нейтинским мегапрогибом, а на других участках структуры он либо вообще отсутствует, либо представлен относительно слабомагнитными (преимущественно терригенными) породами.

В гравимагнитном поле область сочленения Нурминского мегавала с Нейтинским мегапрогибом выражается линейной зоной повышенного горизонтального градиента. Это указывает на присутствие здесь разрывного нарушения северо-западного простирания, что характерно для осевых частей рифтовых зон. Учитывая тот факт,

что для Нейтинского мегапрогиба нет уверенных сейсмических построений разреза ниже границы Б (подошва верхней юры), автор попытался для зоны сочленения двух данных структур провести расчеты по гравитационным и магнитным аномалиям.

Расчеты были выполнены по пяти профилям, пройденным вкост простирания аномальной зоны (см. рис. 2). В качестве аппроксимационной модели использовался наклонный уступ, параметры которого определялись по кривым первых горизонтальных производных наблюдаемых полей ($\Delta T_x', V''_{xz}$). Результаты расчетов приведены в таблице.

Анализируя полученные данные, прежде всего отметим, что на всем протяжении аномальной зоны вычисленные по магнитным и гравитационным аномалиям значения одного и того же параметра различаются незначительно. Это подтверждает высказанное предположение о существовании в осевой части рифтовой зоны единого источника, создающего гравитационные и магнитные аномалии. Несколько более высокие значения глубин залегания верхней и нижней кромок вулканогенно-осадочного покрова (?), полученные при интерпретации гравитационных аномалий, объясняются, по-видимому, литологической неоднородностью покрова, выраженной в приуроченности наиболее плотных, эффузивных пород к нижней, а менее плотных, терригенных — к верхней

Расчетные параметры объекта, создающего магнитные и гравитационные аномалии

Параметр	Профили					Среднее значение параметра
	1	2	3	4	5	
Глубина залегания верхней кромки, км:						
по $\Delta T_x'$	4,8	5,0	5,1	4,6	4,8	4,9
по V_{xz}''	5,0	5,4	5,0	5,0	5,2	5,1
Глубина залегания нижней кромки, км:						
по $\Delta T_x'$	—	—	6,9	7,6	6,4	7,0
по V_{xz}''	7,5	8,2	8,0	7,8	7,8	7,9
Угол падения плоскости-смещителя, градусы:						
по $\Delta T_x'$	—	—	74	56	65	65
по V_{xz}''	71	58	73	54	66	64

части разреза. Северо-восточное направление падения плоскости-смещителя перпендикулярно простиранию осевой части рифтовой зоны, угол падения ее — около 65° .

С целью более детального исследования структурных особенностей осевой части рифтовой зоны магнитные аномалии в пределах Нейтинского мегапрогиба аппроксимировались рациональными дробями по методике, предложенной С. В. Шалаевым [7]. В ряде случаев магнитное поле реального геологического объекта или его производные могут быть аппроксимированы суммарным полем конечного числа элементарных пластов, аналитическое выражение которого есть не что иное как рациональная дробь. При этом реальное поле (или его производная), создаваемое неизвестным числом пластов с неизвестными параметрами, аппроксимируется полем модели, состоящей из заданного интерпретатором количества пластов, параметры которых определяются в процессе решения задачи таким образом, чтобы поле модели наименее отклонялось от реального. Как известно, параметрами элементарного пласта являются координаты его верхней кромки (x, h), модуль магнитного момента (M)* и разностный угол (ϵ). Способ аппроксимации реализован на ЭВМ М-222 (программа «Тон-

кие пласты», составитель Г. Г. Кравцов).

По программе «Тонкие пласты» были обработаны магнитное поле и его горизонтальная производная по двум профилям, пройденным вкост простирания осевой части рифтовой зоны (см. рис. 2). При использовании в качестве входных данных значений наблюдаемого поля ΔT количество элементарных пластов задавалось равным трем, а при вводе горизонтальной производной $\Delta T'_x$, z — четырем. Такое количество элементарных пластов оптимально, что определено опытным путем.

Анализ полученных решений позволяет связать особые точки элементарных пластов с верхними кромками магнитовозмущающих объектов. При этом группы верхних особых точек, характеризующиеся близкими значениями намагниченности, очевидно, связаны с вулканогенно-осадочной толщей внутри рифтогенного комплекса, а нижние особые точки, отличающиеся большей намагниченностью, — с телом, залегающим в основании рифта.

По данным количественной интерпретации для обоих пересечений рифтовой зоны построены модели аномалиеобразующих объектов. Они использовались в качестве первого приближения, затем были откорректированы

изводную $\Delta T'_x$, можно приближенно оценить намагниченность аномалиеобразующего объекта, приняв видимую мощность равной шагу дифференцирования исходного поля.

* Магнитный момент элементарного пласта равен произведению намагниченности на видимую мощность пласта ($M_{xz} = I_{xz} \cdot 2b$). Используя для расчетов не само наблюдаемое поле ΔT , а, например, его горизонтальную про-

путем многократного решения прямой задачи на ЭВМ и сопоставления вычисленного поля модели с наблюдаемым. Окончательные результаты решений представлены на рис. 3 и 4. Предлагается следующий вариант их геологической интерпретации.

В основании рифтовой зоны залегает интрузивное (?) тело, уходящее корнями в мантию и обладающее средней намагниченностью около 2,7 А/м. Такая намагниченность характерна для интрузивов габбро-перидотитовой формации, вскрытых глубокими скважинами в центральных районах Западной Сибири и на Северном Урале. Рифтогенный комплекс пород в целом характеризуется средней намагниченностью 2,2 А/м. Следует, однако, учитывать, что это значение намагниченности носит весьма условный характер: рифтогенный комплекс слагают породы от сильномагнитных (например, эффузивы основного состава) до слабомагнитных и практически немагнитных (терригенно-карбонатные разности). Крайняя скудость (а для северных районов Западно-Сибирской низменности — практически полное отсутствие) сведений о физических свойствах пород не позволяет более детально исследовать структуру рифтогенного комплекса.

На основе данных количественной интерпретации отмечается другая важная особенность строения центральной части рифтовой зоны: интрузивное тело, залегающее в ее основании, полого погружается в северо-западном направлении, а мощность рифтогенного комплекса в том же направлении возрастает. Верхние особые точки, определенные по программе «Тонкие пласты» на профиле I—I, фиксируются на большей глубине и характеризуются более высокими значениями намагниченности, чем аналогичные особые точки на профиле II—II. Поэтому мощность участвующих в строении рифтогенного комплекса горизонтов, сложенных сильномагнитными разностями пород, по-видимому, увеличивается в пределах рифтовой зоны также в северо-западном направлении.

Полученные результаты в целом согласуются с данными сейсморазведки. Поверхность фундамента совпадает с верхней кромкой интрузивного те-

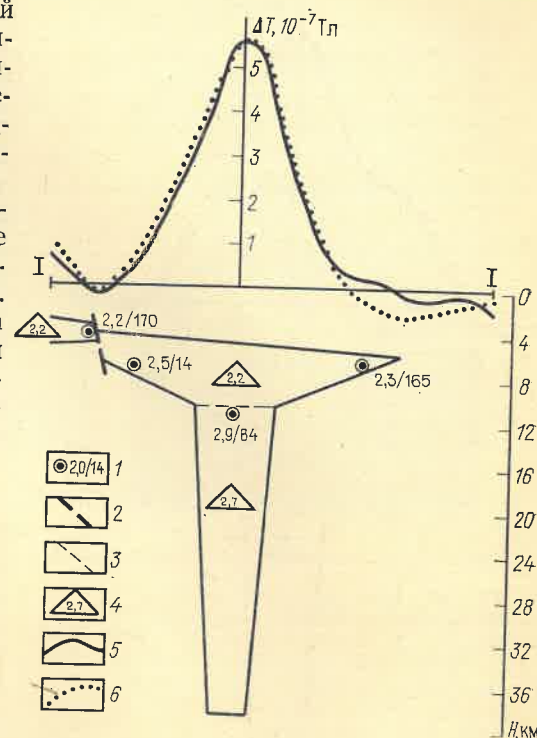


Рис. 3. Результаты количественной интерпретации поля ΔT по профилю I—I
1 — особые точки, полученные по программе «Тонкие пласты» для горизонтальной производной наблюдаемого поля ΔT (числитель — намагниченность, А/м; знаменатель — угол падения элементарного пласта при $\phi_0 = 88^\circ$); 2 — разрывное нарушение; 3 — условная граница между областями с различной средней намагниченностью внутри модельного аномалиеобразующего объекта; 4 — средняя намагниченность (А/м), задаваемая при решении прямой задачи; 5 — график наблюдаемого поля; 6 — точки графика, подобранного ЭВМ при решении прямой задачи

ла, залегающего в основании рифта. Мощность толщи, расположенной между границами Ф и Б, увеличивается в северо-западном направлении. Последнее косвенно подтверждает правильность высказанного предположения об увеличении в этом направлении мощности рифтогенного комплекса.

Итак, в пределах рифтовых зон отмечается достаточно тесная корреляционная связь между наблюдаемыми значениями гравитационного и магнитного полей, причем она возрастает по направлению к осевой части зоны. Это объясняется, видимо, наличием в центральной части рифта глубинного интрузивного тела, аномального по плотности и намагниченности, являющегося источником основной, наиболее интенсивной составляющей гравимгнитного поля. Наличие тесной корреляционной связи открывает широкие

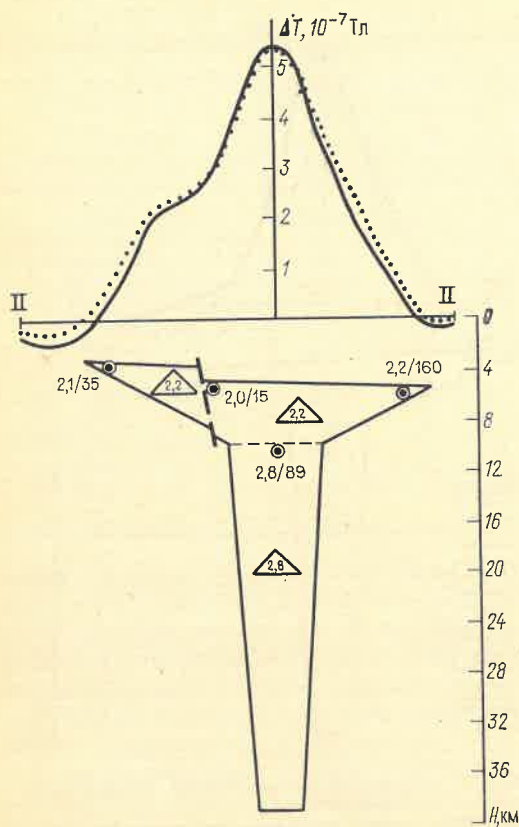


Рис. 4. Результаты количественной интерпретации поля ΔT по профилю II—II
Усл. обозн. см. рис. 3

возможности для совместной интерпретации гравитационных и магнитных данных с целью изучения структурных особенностей рифтовых зон.

Результаты количественных расчетов по гравитационным и магнитным аномалиям центральной части п-ова Ямал подтвердили предположение о трехъярусном строении осевой части рифта: внедрившееся в зону растяжения «гранитного» слоя интрузивное тело основного состава, верхняя кромка которого контролируется поверхностью фундамента на глубине 9,5—10,5 км — основание рифта; заполняющая депрессию в фундаменте палеозойско-триасовая толща, имеющая повышенную (5—6 км) по сравнению с соседними блоками земной коры (3—4 км) мощность, — рифтогенный комплекс; мезозойско-кайнозойская осадочная толща — комплекс перекрытия. Качественное изучение гравимагнитного поля позволило предположить тектонический характер сочленения Нурминского мегавала и Нейтинского мегапроги-

ба (последний, вероятно, является осевым грабеном рифта). Как показали количественные расчеты, выполненные для области сочленения, северо-восточный тектонический блок, соответствующий Нейтинскому мегапрогибу, опущен относительно юго-западного в среднем на 1 км. По поверхности докембрийского фундамента этот перепад составляет, по данным ГСЗ, около 3 км. Следовательно, рифтогенный комплекс за счет повышенной мощности в прогибах в значительной степени нивелирует поверхность консолидированной коры — фундамента.

В заключение отметим, что изучение структурно-тектонических особенностей рифтовых зон Западной Сибири, несомненно, является актуальной задачей, прежде всего в связи с перспективностью палеозойско-триасового рифтогенного комплекса в отношении нефти и газа. Для решения ее, как показано на примере рифтовой зоны п-ова Ямал, могут быть использованы данные магниторазведки и гравиразведки. Дальнейшие исследования должны быть направлены на изучение физических свойств пород, что позволит более достоверно интерпретировать гравимагнитные данные и более детально исследовать структурно-тектонические особенности рифтовых зон Западной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Ю. Т. Система рифтов Западной Сибири. М., Наука, 1977.
2. Гиригорн Л. Ш. Геологическое строение нижней части осадочного чехла севера Западной Сибири по сейсмическим данным. — В кн.: Тектоника нефтегазоносных районов Западной Сибири. Новосибирск, 1971, с. 43—51.
3. Копелев Ю. С. Магнито-теллурические зондирования на севере Западной Сибири. — Нефть и газ Тюмени, 1970, № 8, с. 25—32.
4. Кунин Н. Я., Самойлок Л. А. Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты. — Сов. геология, 1982, № 8, с. 97—105.
5. Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. — Тр. СНИИГГиМС, 1977, вып. 255, с. 11—48.
6. Сурков В. С., Трофимук А. А., Жеро О. Г. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла. — Геология и геофизика, 1982, № 8, с. 5—18.
7. Шалаев С. В. Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования. Л., Недра, 1972.

Памяти Николая Иосифовича Погребнова

После тяжелой и продолжительной болезни скончался крупный специалист в области изучения месторождений твердых горючих ископаемых, член КПСС, доктор геолого-минералогических наук, профессор Николай Иосифович Погребнов.

Н. И. Погребнов родился 19 декабря 1917 г. на хуторе Нижне-Вижневском Каменского района Ростовской области. Свою трудовую деятельность начал с 1933 г. учеником, а затем помощником маркшейдера шахты 1-бис в Донбассе. В 1937 г. после окончания рабфака поступил в Воронежский государственный университет, который окончил с отличием в 1941 г. С 1941 по 1946 г. служил в рядах Советской Армии. С 1942 по май 1945 г. сражался на фронтах Великой Отечественной войны — Волховском, Ленинградском, 2-м Белорусском. За выполнение боевых заданий награжден орденами Красной Звезды, Отечественной войны II степени и медалями.

С 1946 г. Н. И. Погребнов стал работать в геологических организациях Министерства угольной промышленности СССР и Министерства геологии СССР, в частности на Северном Кавказе (1946—1952 гг.) и в Донбассе (1952—1964 гг.). Н. И. Погребнов внес большой вклад в разведку угольных ресурсов Восточного Донбасса. Сочетая производственную и научную работу, он продолжил исследования по проблеме Большого Донбасса, начатые в 30-х годах академиком П. И. Степановым, развил учение о структурно-корреляционных комплексах и разработал геометрический метод анализа тектонических движений, на основе которых научно обосновал генетические границы восточной части Донбасса и взаимоотношения с прилегающими районами. Последующие разведочные работы подтвердили научные прогнозы Н. И. Погребнова, с его участием был разведан новый геолого-промышленный антрацитовый район Восточного Донбасса — Задонский. В 1961 г. он защитил кандидатскую, а в 1970 г. докторскую диссертацию.

С 1966 по 1975 г. Н. И. Погребнов работал начальником Управления поисковых и разведочных работ на твердые горючие ископаемые Министерства геологии СССР, внес значительный вклад в создание надежной сырьевой базы угольной и сланцевой промышленности страны.

Н. И. Погребнов — автор ряда рукописных и более 60 научных печатных работ, был составителем и редактором геологических карт, монографий, сборников и отдельных трудов. Он вел большую научно-организационную деятельность — являлся заместителем председателя секции угля и горючих сланцев НТС Мингео СССР; членом межведомственных комитетов по тектонике и литологии при АН СССР; членом международной и советской рабочей групп по международной программе угленосных формаций (КУФ) при ЮНЕСКО; членом комиссии по энергоресурсам при АН СССР; членом редколлегий журналов «Советская геология»; председателем проблемного научного совета по фундаментальным исследованиям при ВНИГРИУголь; членом ученых советов Ростовского университета и Северо-Кавказского научного центра.



Н. И. Погребнов приложил много усилий для создания первого в СССР научно-исследовательского геологоразведочного института угольных месторождений — ВНИГРИУголь и в 1979 г. стал его директором. Под его руководством проделана большая работа по концентрации усилий научного коллектива на главных направлениях научно-технического прогресса в отрасли. Разработки института широко внедряются в практику геологоразведочных работ, что в 1980 г. было отмечено золотыми, серебряными и бронзовыми медалями ВДНХ СССР.

Н. И. Погребнов лично занимался проблемой изучения условий формирования и закономерностей размещения месторождений твердых горючих ископаемых и их прогнозной оценкой. При его непосредственном участии составлена и впервые издана структурно-геологическая карта размещения угольных и сланцевых месторождений, разработана тектоническая классификация угольных месторождений.

Н. И. Погребнов проводил большую партийную и общественную работу. Его отличали высокая требовательность к себе и подчиненным, заботливое отношение к росту научной и производственной квалификации специалистов.

Помимо боевых наград за свою трудовую деятельность Н. И. Погребнов был награжден двумя орденами «Знак Почета», медалью «За восстановление шахт Донбасса» и знаком «Шахтерская слава» III степени.

Светлая память о Николае Иосифовиче Погребнове — крупном геологе-угольщике и организаторе навсегда останется в памяти и делах его коллег, учеников и последователей.

Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков,
В. Ф. Рогов, А. А. Рясной, Р. А. Сумбатов,
В. А. Ярмолюк, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов,
Ю. Б. Казмин, Н. Ф. Карпов, Н. И. Кривоцов,
В. А. Перваго, В. А. Чернов,
В. Ф. Череповский

Contents

ENERGY RESOURCES

- Amurskiy G. I., Bochkarev A. V., Solov'ev N. N.*
A tectonic-dynamic model of oil-and-gas accumulation 3

- Stanov V. V.*
Metamorphism of coal and rate of heating 13

RESULTS OF THE WORK OF THE XXVII-TH IGC

- Glebovitskiy V. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Mitrofanov F. P., Khiltova V. Ya.*
Problems of geology and of geochronology 21

- Rodionov D. A., Zlobina T. M.*
Mathematical geology and geological information 27

METALS AND NON-METALS

- Krasnikov N. N.*
Genetic features of gold mineralization in the Archean green rock belts 33

- Mamadvafoev M. M.*
On the age of mercury-antimony mineralization in the Central Tajikistan . . 40

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

- Patalakha E. I., Smirnov A. V.*
A tectonic-facial method of compiling structural-tectonic maps 48

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Mishakov G. S., Babaeva N. I., Kovalchuk V. S.*
Conditions for accumulation of Neogene sediments in the North Sakhalin . . . 56

- Khudoley A. K.*
Nonconformity in the Vendian-Lower Paleozoic sediments in the South Verkhoyan Region 68

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Alexandrov G. V.*
Mesozoic-Cenozoic arch-block structure in the Zabaikal'e 74

- Andreev A. P., Eidlin R. A.*
Depth structure of the Earth's crust of the Bakanasskiy synclinorium 85

- Gofshstein I. D.*
Geological evolution of the Carpathian Mountains taking into account new data on the Neogene stratigraphy 91

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Shmuraeva L. Ya.*
Formational independence of two types of metasomatites 94

- Shadrin L. F.*
Formational series and minerageny of baikalides and early paleozooids in the Polar Urals 102

- Grudin M. I., Menshagin Yu. V.*
Precambrian ultrabasite-basite associations in the Southwestern Pribaikal'e . . 108

GEOCHEMISTRY

- Neshchetkin O. B.*
On a problem of the mechanism of radon transportation 113

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Klushin S. V., Talvirskiy D. B.*
Studies of the sedimentation cycle recurrence through the use of reflection method 115

- Aplonov S. V.*
Features of the rift zone on the Yamal Peninsula, obtained from gravity data
In commemoration of Nikolay Iosifovich Pogrebnov 127

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1985, № 7, 1-128