

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

9/1984



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 9 / 1984 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. Геодекян, 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, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, П. Н. Сторчак, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, Н. И. Хитаров, А. Л. Янишин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1984

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ
СЫРЬЕ

Скоробогатов В. А.	
Условия нефтенакопления в Красноленинской зоне (Западная Сибирь)	3
Дальян И. Б., Гридасов Ю. М., Дубовенко С. И., Посадская А. С.	
Нефтегазоносность карбонатных пород Восточного Прикаспия	13
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Вершинин А. С.	
Рудные субформации никеленосной коры выветривания гипербазитов	18
Смирнов Ф. Л.	
Селигдарское месторождение апатита — осадочное или метаморфогенное?	29
Безродных Ю. П.	
Типы обстановок россыпеобразования на восточно-арктическом шельфе	33
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Невесская Л. А., Гончарова И. А., Ильина Л. Б., Парамонова Н. П., Попов С. В., Богданович А. К., Габунин Л. К., Носовский М. Ф.	
Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса	37
Липатова В. В., Жидовинов С. Н., Старожилова Н. Н., Грошев В. Г., Яночкина З. А., Букина Т. Ф., Волож Ю. А.	
Информативность методов и критерии расчленения триасовых отложений Мангышлака	49
Сеннова В. Ф., Савельев В. П., Юдин В. С., Никитина О. Т.	
Новое в стратиграфии девонских отложений Среднего и Южного Тимана	55
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
Трифонов Б. А., Соломович Л. И., Дорошенко Н. И., Ставинский В. А.	
Особенности герцинской металлогении Восточной Киргизии	62
Куклей Л. Н.	
Структура и стратиграфия докембрийских образований Приольхонья (Западное Прибайкалье)	72

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

Сдано в набор 24.07.84. Подписано в печать 20.08.84. Т-14443. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отг. 11,72. Уч.-изд. л. 12,7.
Тираж 3260 экз. Заказ № 1130.

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



ДК 553.98.061.31(571.1)

В. А. СКОРОБОГАТОВ (ВНИИГаз)

**Условия нефтенакпления в Красноленинской зоне
(Западная Сибирь)**

95 образование крупных зон нефте- и га-
накопления в осадочных бассейнах
является результатом сочетания ряда
благоприятных генерационных, мигра-
ционно-аккумуляционных и консерва-
97 ционных условий: повышенного содер-
жания рассеянного и концентрирован-
ного органического вещества (РОВ в
103 (ОВ), оптимального соотношения в
разрезе между материнскими порода-
ми и пластами коллекторов, наличия
путей для миграции углеводородов
УВ), а также значительных по разме-
106 ам и полезной емкости ловушек, боль-
шого генерационно-аккумуляционного
объема питающих пород, мощных и не
112 нарушенных дизъюнктивными покры-
шек, относительно невысоких современ-
ных и максимальных палеотемпе-
ратур. Взаимодействие этих условий
приводит к формированию различных
по величине и фазовому состоянию
117 копчений УВ. При этом для возник-
новения нефтеносных или газоносных
зон необходим свой набор значений
параметров, контролирующих масшта-
бы, динамику и направленность про-
20 цессов нефтегазообразования и нако-
пления, а также сохранность УВ в за-
лежах, который достаточно специфич-
23 ен для морских и континентальных
26 толжений.

27 Многочисленные примеры формиро-
вания залежей УВ, в том числе нефтя-
ных, генетически связанных с преобро-
ванием органического вещества
(ОВ) пород неморского генезиса, при-
ведены в ряде работ. В настоящей
статье на примере ниже-среднеюр-
ских отложений Красноленинской зоны
Западной Сибири проанализированы
закономерности и особенности образо-
вания и размещения залежей нефти в
континентальных субугленосных тол-
щах.

На территории Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции к настоящему времени обнаружено большое количество месторождений газа и неф-

ти с залежами, приуроченными к юрскому, неокм-аптскому и альб-сеноманскому нефтегазоносным комплексам. Хотя из общего числа залежей на юрские приходится более одной трети, в юрском комплексе сосредоточена незначительная часть выявленных запасов УВ промышленных категорий. Это связано в первую очередь с низкими аккумуляционными свойствами пород юры. По этой же причине степень концентрации запасов УВ в юрском комплексе также наименьшая: большая часть запасов находится в средних и мелких по величине залежах. Вместе с тем выявлен и ряд значительных зон нефтегазонакопления, связанных с морскими отложениями верхней юры и континентальными угленосными и субугленосными толщами нижней — средней юры. Примером формирования нефтяных залежей в континентальных субугленосных отложениях Западной Сибири служит Красноленинская зона — своеобразный «полюс» нефтегазонакопления в ниже-среднеюрских отложениях провинции.

В пределах зоны, приуроченной к Краснотенинскому своду и окружающим его впадинам, обнаружено несколько продуктивных нефтяных и нефтегазоконденсатных участков (месторождений) — Талинский, Ем-Еговский, Пальяновский, Каменный и др., объединяющихся, по-видимому, в единое нефтегазоконденсатное месторождение — Краснотенинское [12]. Главная особенность его — обогащенность углеводородами пород нижней—средней юры. Вся коллекторская толща тюменской свиты мощностью 50—250 м от одного регионального флюидоупора (глины верхней юры—неокома) до другого (доюрский фундамент) заполнена нефтью и газом в свободном (продуктивные участки) и «связанном» (участки с «мертвой» нефтью и газонасыщенностью коллекторов) состоянии. Притоки пластовой воды из пород тю-

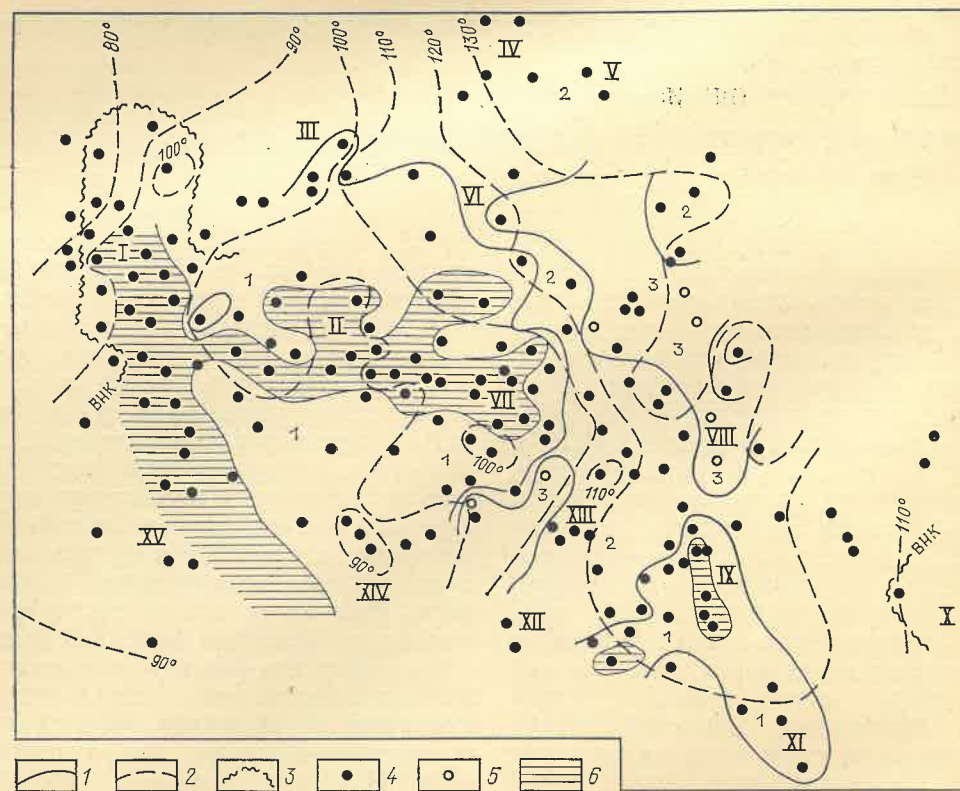


Рис. 1. Схема продуктивности пород тюменской свиты

1 — границы участков с разной продуктивностью; 2 — геотермы в кровле тюменской свиты; 3 — предполагаемый контур водонефтяного контакта; 4 — поисково-разведочные скважины; 5 — скважины, давшие притоки газа с конденсатом; 6 — высоко- и среднепродуктивные участки; участки: 1 — низкопродуктивные нефтеносные, 2 — непродуктивные, 3 —

газоносные; участки (разведочные площади): I — Талинский, II — Ем-Еговский, III — Сосновомысский, IV — Мало-Атлымский, V — Сосновский, VI — Лебяжский, VII — Пальяновский (запад), VIII — Пальяновский (восток), IX — Каменный, X — Средне-Назынский (Гальяновский), XI — Елизаровский, XII — Лебяжский, XIII — Айторский, XIV — Ингинский, XV — Красноленинский

менской свиты получены только на западном (скв. 92, 101, 106, 114, 130, 515 Талинского месторождения) и юго-восточном (Пальяновская площадь, скв. 411) склонах свода (рис. 1). Кроме того, притоки воды и нефти получены в скважинах 6, 85, 91, 102, 123, 127 Талинского, 503 Ем-Еговского, 69 Лебяжьего и 96 Пальяновского месторождений. В вышележащих отложениях верхней юры и мела обнаружены две залежи нефти (в альбе), а также зафиксированы нефтепроявления в восточной половине зоны (в породах волжского яруса).

На первом этапе изучения Красноленинской зоны нефтенакопления (1956—1965 гг.) были установлены промышленно нефтеносные (Каменный, Елизаровский и Лорбинский), а также непродуктивные (Кальмановский, Айторский и Мало-Атлымский)

участки. Предварительные результаты исследований геологического строения, литологии, геохимии и катагенеза были изучены подробно [4, 6, 7, 8 и др.]. Ганического вещества, нефтегазоснабжения строения коллекторской толщи ее сти ниже-среднеюрских пород восточной части зоны опубликованы в ряде работ [1, 2, 4, 14 и др.]. Истинный комплекс терригенных пород: глины (аргиллиты), алевролиты, песчаники, масштабы нефтенакопления выявили только после возобновления поисково-разведочных работ на втором этапе изучения в 1971—1982 гг., когда были открыты Ем-Еговский, Пальяновский и Талинский и другие нефтеносные участки в центральной и западной частях зоны, а также получены притоки газа с конденсатом и легкой нефтью на плетам А. Г. Ефремовой (1968 г.), — щадях, разделяющих собственно Пальяновский и Каменный участки. (См. рис. 1).

Огромный фактический материал, состоящий из большого числа и керновый, позволил провести детальное литолого-петрографическое исследование пород тюменской свиты. Изменяется от

литологическая и фаціальная характеристики разреза тюменской свиты. Литологическая и фаціальная характеристики разреза тюменской свиты изучены подробно [4, 6, 7, 8 и др.]. Ганического вещества, нефтегазоснабжения строения коллекторской толщи ее сти ниже-среднеюрских пород восточной части зоны опубликованы в ряде работ [1, 2, 4, 14 и др.]. Истинный комплекс терригенных пород: глины (аргиллиты), алевролиты, песчаники, масштабы нефтенакопления выявили только после возобновления поисково-разведочных работ на втором этапе изучения в 1971—1982 гг., когда были открыты Ем-Еговский, Пальяновский и Талинский и другие нефтеносные участки в центральной и западной частях зоны, а также получены притоки газа с конденсатом и легкой нефтью на плетам А. Г. Ефремовой (1968 г.), — щадях, разделяющих собственно Пальяновский и Каменный участки. (См. рис. 1).

Красноленинская зона занимает большую часть одноименного района, расположенного на западе Фроловской нефтегазосной области [2]. В тектоническом плане зона находится на стыке Уват-Хантымансийского срединного массива байкальского возраста и ерцинской складчатой области Восточного Зауралья [2]. В восточной половине зоны фундамент представлен гранитными плутонами протерозойского возраста, в западной — слабометаморфизованными осадочными, в том числе и угленосными породами палеоя, залегающими на фундаменте.

Осадочный мезо-кайнозойский чехол сложен терригенными породами преимущественно морского генезиса мощностью 2,3—2,7 км. Юрский продуктивный комплекс представлен континентальной субугленосной толщей тюменской свиты (нижняя—средняя юра—нижний келловей) и морскими глинами абалакской и баженовской свит верхней юры — от 20—50 до 250—300 м. Выше по разрезу залегают неомские глины мощностью более 500 м.

Литологическая и фаціальная характеристики разреза тюменской свиты изучены подробно [4, 6, 7, 8 и др.]. Ганического вещества, нефтегазоснабжения строения коллекторской толщи ее сти ниже-среднеюрских пород восточной части зоны опубликованы в ряде работ [1, 2, 4, 14 и др.]. Истинный комплекс терригенных пород: глины (аргиллиты), алевролиты, песчаники, масштабы нефтенакопления выявили только после возобновления поисково-разведочных работ на втором этапе изучения в 1971—1982 гг., когда были открыты Ем-Еговский, Пальяновский и Талинский и другие нефтеносные участки в центральной и западной частях зоны, а также получены притоки газа с конденсатом и легкой нефтью на плетам А. Г. Ефремовой (1968 г.), — щадях, разделяющих собственно Пальяновский и Каменный участки. (См. рис. 1).

литологическая и фаціальная характеристики разреза тюменской свиты. Литологическая и фаціальная характеристики разреза тюменской свиты изучены подробно [4, 6, 7, 8 и др.]. Ганического вещества, нефтегазоснабжения строения коллекторской толщи ее сти ниже-среднеюрских пород восточной части зоны опубликованы в ряде работ [1, 2, 4, 14 и др.]. Истинный комплекс терригенных пород: глины (аргиллиты), алевролиты, песчаники, масштабы нефтенакопления выявили только после возобновления поисково-разведочных работ на втором этапе изучения в 1971—1982 гг., когда были открыты Ем-Еговский, Пальяновский и Талинский и другие нефтеносные участки в центральной и западной частях зоны, а также получены притоки газа с конденсатом и легкой нефтью на плетам А. Г. Ефремовой (1968 г.), — щадях, разделяющих собственно Пальяновский и Каменный участки. (См. рис. 1).

Разрез нижней — средней юры Красноленинского свода и прилегающих впадин характеризуется высокой литологической неоднородностью и повышенной глинистостью, что затрудняет флюидодинамическую связь вышележащих коллекторских горизонтов с нижележащими по вертикали в пределах одного участка и отдельных участков друг с другом в латеральном направлении, а также способствует образованию большого числа литологически и эпигенетически экранированных и ограниченных ловушек УВ.

На территории Западной Сибири наибольшая вертикальная и горизонтальная напряженность геотермического поля осадочного чехла отмечается в Красноленинской и Салымской зонах нефтенакопления. Не случайно поэтому нефтепродуктивность ниже-среднеюрских поровых и верхнеюрских трещинно-поровых коллекторов оказалась в этих зонах максимальной. Это объясняется, с одной стороны, высоким содержанием РОВ в глинистых породах, с другой — высоким уровнем прогресса недр. В отношении промышленной нефтеносности глинисто-кремнисто-сапропелевых пород баженовской свиты верхней юры этот факт можно считать доказанным [9, 13].

Средние геотермические градиенты (в интервале от подошвы мерзлоты до кровли фундамента) в пределах зоны изменяются в восточном направлении от 2,4—4,2 на Талинском участке до 5,0—6,2 °C на 100 м на Пальяновском. В том же направлении современные температуры в кровле тюменской свиты изменяются от 73—95 до 125—140 °C (см. рис. 1).

Важно отметить, что пространственное размещение участков с разной продуктивностью и непродуктивных, а также физико-химические свойства и фазовое состояние УВ в залежах зоны контролируются исключительно геотермическим фактором. При движении с запада на восток вместе с увеличением современных температур от 80 до 110 и, наконец, до 135 °C и более высокодебитные нефтеносные участки (Талинский и центральные присводовые части Ем-Еговского и Пальяновского) сменяются средне- и низкоде-

битными (Ем-Еговский, Пальяновский и Ингинский) и затем сложной мозаикой из непродуктивных, газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных участков (Айторский, Лебяжий, Сосновский, северная часть Каменного) независимо от их гипсометрического положения. В то же время фациальная и литологическая характеристика отложений юрского комплекса, а также геохимические особенности ОВ материнских толщ юры на расстоянии 80—100 км изменяются незначительно. Максимальные палеотемпературы в породах юры, проявившиеся в конце палеогена, по нашим расчетам, превышали современные в Краснотелинской зоне на 13—15 °С [12].

При исследовании закономерностей и особенностей нефтеобразования и накопления в породах континентального генезиса большой научный и практический интерес представляет анализ условий формирования и сохранности залежей УВ в нижне-среднеюрской

коллекторской толще Красноленинской зоны. С этой целью проведено изучение процессов генерации, миграции аккумуляции и консервации УВ в залежах юрского комплекса.

Породы тюменской свиты изученно-
зоны обладают максимальным сред-
одновозрастных образований Западно-
Сибири генерационным потенциалом
газонефтеносности (ГПГН), который
определяется количеством, формами
накопления, типом и степенью преоб-
разования ОВ. Содержание РОВ в глинах
и глинистых алевролитах изменяется
от 1,15 до 26,57 %, составляя на
отдельным участкам в среднем 7,1-
0,9 % (табл. 1). Уменьшение среднего
содержания РОВ ($C_{\text{ср.р}}$) с запада на
восток в пределах зоны объясняется
с одной стороны, его «выгоранием», т. е.
катагенетической термодеструкцией
с образованием жидких и газообразных
разных органических подвижных соединений
(УВ и неуглеводородных веществ), с другой, вероятно, региональной

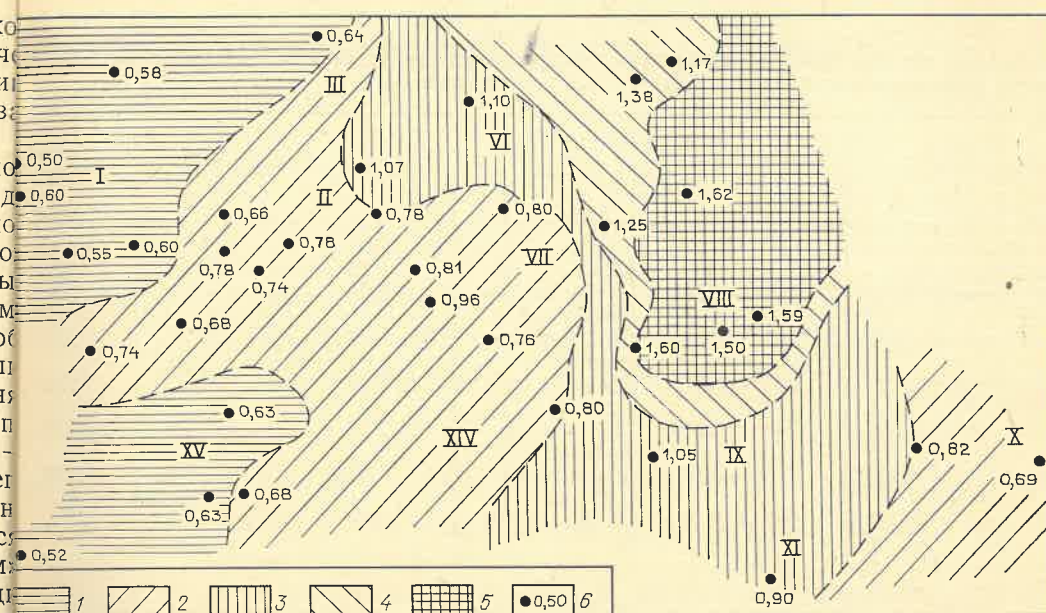


Рис. 2. Схема катагенеза ОВ в верхней части тюменской свиты
1-5 — участки с разной стадией катагенеза ОВ: 1 — Д, 2 — ДГ и Г, 3 — ГЖ и Ж, 4 — ЖК и К, 5 — К-ОС и Т; 6 — точки наблюдений (скважины), значение $R_{\text{ср}}$, %; номера участков — см. рис. 1

Среднее содержание рассеянного C_{org} в глинах тюменской свиты Красноленинского и Шаймского районов

Участок (№ скв.)	С _{орг} , %	Стадия катагенеза ОВ	Современная температура, °С
<i>Шаимский район</i>			
В целом	7,10 (40)*	Д—ДГ	60—85
Яхлинская площадь	5,12 (7)	ДГ	81—84
<i>Красноленинский район</i>			
Талинский (92)	6,31 (4)	Д ₂	73
Ем-Еговский (93)	6,27 (3)	Г ₁	109
» (505)	5,75 (10)	Г ₂	103
» (86)	3,46 (6)	—	110
Пальяновский (411)	3,86 (21)	ГЖ	110
Каменный (6, 12 и др.)	3,20 (29)**	Ж	118—123
Пальяновский (58)	3,20 (14)	КОС	128
Кальмановский (5)	2,9 (11)**	—	123 (?)
Пальяновский (202)	2,64 (35)	ЖК	122
Мало-Атлымский (опорная)	2,62 (21)**	—	139
Лебяжий (73)	2,49 (11)	Ж ₂	117
Пальяновский (97)	1,96 (5)	К ₂ —Т ₁	—
Елизаровский (25, 26, 27)	1,90 (39)**	ГЖ	117—123
Каменный (207)	1,59 (12)	К—ОС	137
Пальяновский (96)	1,54 (10)	—	116
Ем-Еговский (20)	0,93 (8)	Ж ₂	108

* В скобках — число анализов.

** Данные А. Э. Конторовича, И. И. Нестерова и др. (1975 г.).

Таблица 1. Температурная зависимость содержания РОВ в породах с различными тенденцией к снижению количества ОВ от Шаимской и Красноленинской зон в восточном и южном направлениях. Среднее содержание РОВ ($C_{\text{ср}}$) в песчаниках и алевролитах составляет 1,50 % (86 анализов, в том числе 28 анализов выполнено автором), в глинах абалакской свиты, по данным А. Э. Конторовича и др. (1975 г.), 1,60 % (49 анализов), в породах же баженовской свиты изменяется от 6,9 (20 анализов) на Айдорском до 7,4 (11 анализов) на Каменном и до 10,1 % (4 анализа) на Мало-Атлымском участках.

Концентрированное ОВ — угли и ильиноуглистые породы — в разрезе Юменской свиты Красноленинской зоны развито незначительно (мощность пласта-эквивалента угля менее 4—5 м), поэтому значение генерационного потенциала нижней — средней юры определяется целиком и полностью РОВ и стадией его катагенеза, которая изменяется от стадий Д—Г на Талинском и Ем-Еговском участках до Ж—К и переходной К—ОС на Пальяновском, Лебяжьем, Каменном и других участках в восточной половине зоны*

(рис. 2, табл. 2). Степень преобразования ОВ, определенная по показателю отражения витринита $R^\circ_{\text{ср}}$ угольных включений*, находится в прямой зависимости от современных температур и рассчитанных нами максимальных палеотемператур, что свидетельствует об унаследованном характере геотермического поля в пределах зоны.

Таким образом, в породах юры Краснотенгской зоны стадии категоризации ОВ, сопоставляемые с марочной шкалой углей, соответствуют следующим максимальным палеотемпературам: длиннопламенная — до 100 °С, переходная ДГ и газовая — до 126 °С, переходная ГЖ и жирная — до 136 °С, переходная ЖК и коксовая — до 145 °С, переходная К—ОС — выше 145 °С. В ранее опубликованных работах [1, 2, 11] для ОВ юрских отложений зоны указывались стадии углефикации не выше жирной. Установлено, что в доюрских осадках стадия катагенеза ОВ намного выше, чем в юрской части разреза. Например, значения $R^{\circ}_{\text{ср}}$ в скв. 92 Талинского участка равны (%): в интервале 2471—2487 м 0,56—0,66

* Стадии катагенеза даются по марочной шкале углей.

* Всего 98 определений, выполненных В. Я. Лимоновой (ИГИ) по коллекции углей автора.

Таблица

Изменение степени преобразования органического вещества углей ниже-среднеюрских пород Красноленинской зоны в субширотном направлении

Участок (№ скв.)	Интервал отбора образца, м	ОВ	$R_{\text{ср}}^0$, %	Стадия катагенеза ОВ	Современная температура, °С
Талинский (92)	2471—2487	Уголь	0,66	ДГ	75
Ем-Еговский (93)	2464—2473	Уголь в алевролите	0,78	Г	114
» (505)	2548—2562	Уголь в песчанике	0,74	ДГ	110
Пальяновский (202)	2475—2487	Уголь в аргиллите	1,25	ЖК	122
» (207)	2480—2488	Уголь в песчанике	1,62	К—ОС	138
» (66)	2606—2615	Уголь в аргиллите	1,59	К—ОС	136
» (411)	2881—2885	Уголь	0,90	Г—Ж	114

(Д₂—ДГ), в интервалах же 2487—2492 и 2532—2570 м (фундамент) — соответственно 1,35—1,38 (К₂) и 1,58—1,74 (К—ОС).

О типе РОВ в юрских отложениях в региональном плане можно судить по фациальной обстановке их накопления. Полифациальный комплекс пород тюменской свиты вмещает значительные количества разнообразного по составу ОВ — от чисто гумусового в детритно-рассеянной и концентрированной формах до гумусово-сапропелевого и сапропелевого в микрорассеянной форме. Для тюменской свиты характерно РОВ смешанного состава — от сапропелево-гумусового в породах алювиально-болотного генезиса до гумусово-сапропелевого в озерных толщах. Так, по данным А. Н. Фомина (1980 г.), в РОВ озерных отложений свиты юго-восточных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции содержание микрокомпонентов группы альгинита изменяется от 15 до 65 % (в среднем 30 %), лейптинита от 0 до 5 %, в РОВ озерно-аллювиальных — соответственно 0—20 и 0—5 % (в среднем 9 %). По мнению В. А. Талдыкина (1982 г.), доля сапропелевой составляющей в РОВ тюменской свиты Красноленинской зоны изменяется от 20—50 в нижнеюрской части разреза до 50—80 % в среднеюрской.

По нашей оценке, в целом для РОВ ниже-среднеюрской толщи зоны эта величина равна 50—70 %. В самых

верхних горизонтах тюменской свиты а также в абалакской и баженовской свитах РОВ принадлежит к сапропелтам (более 80 % альгинита). Концентрированное ОВ тюменской свиты относится к гумолитам с повышенным содержанием лейптинита — до 30, а в абалакской и баженовской свитах до 70 % [10]. Для выяснения условий формирования РОВ для пород ниже-среднеюрской зоны рассчитан баланс распада ОВ, позволяющий сформулировать о том, что суммарное ОВ (КОВ + РОВ) тюменской свиты Красноленинской зоны принадлежит к гумусово-сапропелевому типу.

Оценка генерационных свойств ниже-среднеюрских и верхнеюрских пород дана в работах А. Э. Конторовича (1975 г.) и В. А. Талдыкина (1982 г.), соотношения генерированных пород в отложениях тюменской свиты нефти и газа изменяется по отдельным породам от 1:10 до 1:15 соответственно. По данным же работы [5], соотношение битумоидов и углеводородных газов (УВГ) составляет в среднем 4:1. Проведенный автором анализ показал, что максимальными значениями генерационного потенциала газонефтеносности в разрезе юры Красноленинской зоны обладают породы баженовской и тюменской свит (табл. 3). При этом соотношение между количеством битумоидов и углеводородных газов (УВГ) генерированных в толще тюменской

Таблица 3

Нефтегазоносные участки	Возраст	Свита	Средняя мощность, м	Содержание $S_{\text{орг}}$ в глинах, %	Суммарная масса РОВ (КОВ), т/м ²	Доля сапропелевой компоненты в РОВ	Стадия катагенеза ОВ	Генерация ^а , т/м ²		ГПГН, %
								УВГ	Битумоидов	
Талинский	J _{3v}	Баженовская	35	10,0	7,7	1,0	Д ₃	0,25	0,80	1,36
	J _{3k2} —J ₁ —J _{3k1}	Абалакская	30	1,6	1,05	0,9	Д ₃	0,03	0,10	0,20
	J _{3v}	Тюменская	250 (60)**	7,0 (1,5)***	32,8 (7,3)	0,6	ДГ	1,20	3,07	0,74
Восточная часть Пальяновского	J _{3k2} —J ₁ —J _{3k1}	Баженовская	20	6,9	3,18	1,0	К—ОС	0,68	0,81	3,23
	J _{3k2} —J ₁ —J _{3k1}	Абалакская	20	1,5	0,78	0,9	К—ОС	0,17	0,20	0,77
	J _{3k2} —J ₁ —J _{3k1}	Тюменская	80 (30)	2,8 (1,5)	4,45 (2,2)	0,6	К—ОС	0,80	0,950	0,915

* При расчетах использованы данные С. Г. Неручева и Е. А. Рогозиной (1976 г.) и А. Э. Конторовича (1975 г.).

** В скобках — в том числе песчаников и алевролитов.

*** В скобках — в песчаниках и алевролитах.

связи с тем, что в абалакской и баженовской свитах РОВ принадлежит к сапропелтам (более 80 % альгинита). Концентрированное ОВ тюменской свиты относится к гумолитам с повышенным содержанием лейптинита — до 30, а в абалакской и баженовской свитах до 70 % [10]. Для выяснения условий формирования РОВ для пород ниже-среднеюрской зоны рассчитан баланс распада ОВ, позволяющий сформулировать о том, что суммарное ОВ (КОВ + РОВ) тюменской свиты Красноленинской зоны принадлежит к гумусово-сапропелевому типу.

Оценка генерационных свойств ниже-среднеюрских и верхнеюрских пород дана в работах А. Э. Конторовича (1975 г.) и В. А. Талдыкина (1982 г.), соотношения генерированных пород в отложениях тюменской свиты нефти и газа изменяется по отдельным породам от 1:10 до 1:15 соответственно. По данным же работы [5], соотношение битумоидов и углеводородных газов (УВГ) составляет в среднем 4:1. Проведенный автором анализ показал, что максимальными значениями генерационного потенциала газонефтеносности в разрезе юры Красноленинской зоны обладают породы баженовской и тюменской свит (табл. 3). При этом соотношение между количеством битумоидов и углеводородных газов (УВГ) генерированных в толще тюменской

Процессом удаления УВ из глинистой толщи верхней юры оказалась затронутой только самая нижняя часть абалакских глин (8—10 м) на границе с поровым коллектором. В результате надежной изоляции глинисто-кремнисто-сапропелевых пород баженовской свиты глинистым экраном абалакской свиты мощностью 15—25 м эмиграция газообразных УВ и особенно битумоидов из них была крайне затруднена [13]. Доля УВ, эмигрировавших из верхнеюрских пород, в суммарных запасах юрского комплекса составляет 5—15 %.

3. Вторичная миграция УВ в свободном состоянии по коллекторам юры не превышала первых километров (максимум до 10—20 км). Отношение суммарной емкости коллекторов в пределах предполагаемого ВНК к объему эмигрировавших углеводородных флюидов в пластовых условиях, составляющее 2,20 на Талинском, 2,05—1,60 на Ем-Еговском и Пальяновском и 1,10—0,80 на Каменном, а также на востоке и северо-востоке Пальяновского участков, свидетельствует о малых масштабах миграционных перемещений нефти и газа в пределах нефтегазосборной площади Красноленинского свода, о разнонаправленном движении УВ: центростремительном — на мало-

110 °С — облегченных за счет теплового разрушения высокомолекулярных соединений нефти, от 110 до 120 °С появились зоны с «мертвой» нефтенасыщенностью коллекторов, и образовалась сложная мозаика из разнородных газоконденсатно-нефтяных, газоконденсатных и непродуктивных участков.

При формировании месторождения нефть, заполняя коллекторы в пределах сложных по строению ловушек, не могла полностью вытеснить пластовую воду, в особенности из участков с изначально низкими коллекторскими свойствами песчаников и алевролитов, вследствие чего внутри контура нефтегазоносности возможны локальные зоны, содержащие водонефтяную эмульсию (скв. 69 и 96).

В результате значительной глинистости и высокой степени литологической неоднородности разреза проницаемой толщи тюменской свиты, а также отрицательного влияния повышенных температур на емкостные и фильтрационные свойства поровых коллекторов в пределах зоны возникло, по-видимому, большое число пространственно разобщенных изолированных и полуизолированных единичных скоплений залежей нефти и газа по периферии отдельных участков. Об этом свидетельствует получение пластовой воды из верхних горизонтов тюменской свиты и безводной нефти из нижних в скважинах 85 и 127 и, наоборот, в скв. 3 Талинского участка.

Оценке перспектив нефтегазоносности Красноленинского района и сопредельных территорий посвящены работы И. И. Нестерова с соавторами, В. Г. Елисеева, А. Г. Мухер, В. А. Талдыкина и других исследователей [3, 7, 8, 12, 14]. Наиболее перспективными для поисков новых промышленно нефтеносных полей считаются зоны к западу и юго-западу от Талинского и Ингинского участков вплоть до Шаимского мегавала [7], а также Красноленинский район в целом [3], включая высокопрогретые участки в его восточной и северо-восточной частях.

Зона нефтенакпления Красноленинского свода, несмотря на бурение большего количества поисково-разведочных скважин, недоразведана по породам тюменской свиты. Остаются не-

ясными положение контуров нефтегазоносности, пространственное размещение разнородных участков в восточной половине зоны и ряд других моментов. Для окончания промышленной разведки и поиска новых продуктивных участков рекомендуется дополнительное бурение глубоких скважин к северу от Талинского, к югу и юго-западу от Ем-Еговского, Пальяновского и Ингинского, к востоку и югу от Елизаровского и Каменного участков. Проведение дальнейших поисково-разведочных работ на юрский комплекс позволит в ближайшие годы дать ответ на вопрос о соединении Красноленинской зоны с Шаимской и Назымско-Ляминской нефтеносными зонами.

Красноленинская зона нефтенакпления представляет собой природную лабораторию, в которой благодаря специфическим геолого-геохимическим и геотермическим условиям процесса генерации УВ, формирования и геотермической эволюции залежей нефти в породах юры можно изучать «чистом виде», поскольку современная картина размещения скоплений УВ соответствует катагенетической зональности их формирования и не искажена крупномасштабными внутри- и межкомплексными перетоками углеводородных флюидов.

Таким образом, комплексный анализ условий образования залежей УВ в нижне-среднеюрских континентальных субугленосных отложениях Красноленинской зоны и сопредельных районов показывает, что континентальный седиментогенез создает все необходимые предпосылки для возникновения зон не только газо-, но и нефтенакпления, которые в полной мере реализуются при благоприятных тектонических геотермических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аммосов И. И., Горшков В. И. Взаимосвязь катагенеза и нефтегазоносности отложений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Рассеянные включения углерода в осадочных породах. М., Наука, 1969, с. 5—80.
2. Геология нефти и газа Западной Сибири. А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975.
3. Елисеев В. Г. О перспективах нефтеносности Шаимского и Красноленинского нефтеносных районов. — Нефть и газ Тюмени, 1969, № 1, с. 20—22.

4. Западная Сибирь в юрском периоде / С. Г. Саркисян, М. В. Корж, Г. Н. Комардинкина и др. М., Наука, 1967.
5. Конторович А. Э., Рогозина Е. А., Трофимук А. А. Первичная миграция углеводородов и диагностика нефтегазопроизводящих толщ. — В кн.: Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М., Недра, 1972, с. 227—250.
6. Корж М. В. Палеогеографические критерии нефтегазоносности юры Западной Сибири. М., Наука, 1978.
7. Мухер А. Г. Использование литолого-фациальных и палеогеографических методов исследования при поисках неструктурных залежей углеводородов (на примере Красноленинского района). — В кн.: Критерии поисков неантиклинальных залежей углеводородов Западно-Сибирской провинции. Тюмень, 1980, с. 23—30. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 156).
8. Невздалов А. А., Огибенин В. В. Зоны повышенной продуктивности в отложениях тюменской свиты Красноленинского свода. — Геология нефти и газа, 1982, № 9, с. 7—10.
9. Новые данные о формировании коллекторов в баженовской свите Западной Сибири / С. Г. Краснов, С. Н. Белецкая, Б. А. Ле-

судк 553.98(574.1)

Б. ДАЛЬЯН, Ю. М. ГРИДАСОВ, С. И. ДУБОВЕНКО, С. ПОСАДСКАЯ (Актюбинская НГРЭ)

Нефтегазоносность карбонатных пород Восточного Прикаспия

В восточной прибортовой зоне Прикаспийской впадины в пределах Жанажольской и Кенкиякской тектонических ступеней широко развиты нефтегазоносные карбонатные отложения каширского горизонта московского яруса — окского надгоризонта верхне-визейского подъяруса нижней (второй) толщи (КТ-II), изученные сейсморазведкой МОГТ и глубокими скважинами. В разрезе подсолевых пород КТ-II располагается между опорными отражающими горизонтами Π_2 и Π_2^1 , фиксирующими распространение карбонатов и изменение их толщины по площади. На поднятиях Аликбекмола, Жагабулак, Урихтау, Жанажол, Кунгурском, Синельниковском, Восточный Тортколь и Тохутколь Жанажольской ступени и Арансай, Бозоба, Кенкияк, Блаксай, Южный Мортук, Кокжиде, Башенколь, Кумистобе, Курган, Кожасай, Жана-

- бедев, Г. В. Петрова. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 1, с. 156—157.
10. О генетической связи газа и нефти с микрокомпонентным составом исходного углеродного вещества / В. И. Ермаков, Е. И. Гайло, И. В. Гришина и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 135—140.
11. Палеогеотермия и нефтегазоносность / И. И. Аммосов, Н. П. Гречишников, В. И. Горшков и др. М., Наука, 1982.
12. Скоробогатов В. А. Особенности формирования углеводородных скоплений в юрских отложениях Красноленинского района Западной Сибири. — Реф. сб. ВНИИЭ-газпрома. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1979, вып. 10, с. 20—26.
13. Скоробогатов В. А. Условия формирования углеводородных скоплений в верхнеюрских отложениях центральных и северных районов Западной Сибири. — Геология нефти и газа, 1980, № 11, с. 25—32.
14. Шаимский нефтеносный район. Под ред. И. И. Нестерова. Тюмень, 1971 (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 43).
15. Юрские субугленосные формации эпигерцинских плит и их нефтегазоносность / М. С. Зонн, М. В. Корж, Н. А. Крылов и др. — В кн.: Формационный анализ в нефтяной геологии. М., 1981, с. 21—39.

тан, Куантай, Южный Тускум, Восточный Тобускен, Жантай и других Кенкиякской ступени отложения КТ-II вскрыты на разную толщину или полностью пройдены многими глубокими скважинами (рисунк).

Геолого-сейсмические материалы позволяют наметить площадь распространения карбонатов КТ-II к западу от Ащисайского регионального надвига. Западной границей этой площади служит Кенкиякско-Шотыкольский бортовой уступ, протягивающийся субмеридионально вдоль поднятий Киевское — Кенкияк — Сарксымола — Елубайский — Тортколь — Карате — Сарыкум. Отложения КТ-II к западу от бортового уступа замещаются глубоководными глинисто-кремнистыми (Биикжал) или глинистыми (Боржер, Тортколь) осадками, отлагавшимися в условиях некомпенсированной седиментации, а севернее — прослеживаются

отбором керна как по КТ-II, так и по породам КТ-I и в образцах керна по петрографическим и микрофаунистическим исследованиям рифовые отложения не обнаружены.

В разрезе отложений КТ-II по материалам ГИС и керну на поднятиях Жанажольской ступени до глубины 4200 м и Кенкинской ступени до 5182 м уверенно выделяется десять пачек пластов-коллекторов толщиной 20—84 м, приуроченных к окскому надгоризонту верхневизейского подъяруса, серпуховскому ярусу (тарусскому, стешевскому и протвинскому горизонтам), башкирскому ярусу и нижне-московскому подъярусу (верейскому и каширскому горизонтам).

Пачки коллекторов разделяются прослоями аргиллитов или плотных непроницаемых карбонатов. В каждой из них отмечается 2—7 пластов толщиной 3—38 м со вторичными коллекторами порового, трещинно-порового и реже порово-кавернового и трещинно-кавернового типов, четко прослеживающихся по скважинам и характеризующихся различными свойствами.

Коллекторские свойства пород КТ-II на Жанажольской ступени несколько выше, чем на Кенкинской. Это связано с тем, что на первой карбонаты подверглись большему выщелачиванию инфильтрационными содовыми водами, чем на второй. Для большей части пластов-коллекторов каширского горизонта—окского надгоризонта открытая пористость пород КТ-II на Жанажольской ступени, по данным лабораторных исследований, составляет 9,2—19,5 % при проницаемости до 980—1279 мД; максимальные значения отмечены на поднятиях Жанажол, Урихтау, Кунгурском и др. На Кенкинской ступени открытая пористость отложений варьирует от 9,2 до 16,2 %, достигая в отдельных случаях 22 % (Восточный Тортколь) при проницаемости до 180 мД.

В пределах обеих ступеней лучшими коллекторскими свойствами обладают карбонаты, развитые в сводовых частях поднятий. О наличии в разрезе КТ-II пластов с хорошими фильтрационными свойствами свидетельствует получение фонтанных притоков нефти и конденсата на поднятиях Жанажольской ступени. При этом продуктивны

не только порово-трещинные и порово-кавернозные карбонаты, но и слабопроницаемые коллекторы (Жанажол, Кенкиак, Кокжиде).

Породы КТ-II в ловушках структурного типа содержат скопления углеводородов (УВ) и являются регионально-нефтегазоносными на площадях Жанажол, Урихтау, Кунгурской, Синельниковской, Кумистобе, Курган, Башеколь, Южный Мортук, Кокжиде, Кенкиак; разнообразные признаки нефти и газа отмечаются на площадях Алеевского, Бозоба, Кожасай, Блаксай, Арансай, Куантай, Восточный Тортколь, Восточный Тобускен и др.

Залежи УВ, детально изученные в Жанажольском, Кунгурском и Кенкиакском поднятиях, являются пластовыми, образовавшимися за счет laterальной и вертикальной миграции нефтепродуктирующих глинистых толщ артинского яруса—верхнегжельского подъяруса Кенкиакской ступени верхневизейского подъяруса—верхнегжельского девона Восточного Прикаспия. Они приурочены к пачкам пластов-коллекторов в широком стратиграфическом диапазоне—от окского надгоризонта до подошвенного горизонта и для каждой структурной зоны имеют общие газонефтяной и водонефтяной контакты. Режим залежей упруговодонапорный с высокими статическими уровнями подошвенных вод. На электрокартажных диаграммах нефтегазоносных карбонатов отличаются высокими значениями кажущегося сопротивления (до 100—150 Ом·м), а водоносные — низкими (до 15 Ом·м).

Геохимические исследования, проведенные во ВНИИЯГГе под руководством О. В. Барташевич, показали, что нефти и конденсаты из КТ-II, как нефти из верхнего карбона—мелового горизонта и артинско-ассельских отложений Восточного Прикаспия принадлежат к единому генетическому типу, а имеющие некоторые различия в их физико-химических свойствах связаны с эпигенетическими процессами. Нефти КТ-II нефтено-метановые с содержанием нефтеновых углеводородов до 75,4 %, метановых до 18,9 % и ароматических до 5,8 %, а также бензиновые (до 31—35 %), содержащие керосиновых фракций до 14—15 % и масляных до 14 %. Плотности

нефтей 0,8237—0,9183 г/см³ при температуре 20 °С; утяжеление нефтей в разрезе КТ-II происходит от кровли к подошве—наиболее тяжелые нефти приурочены к зоне водонефтяного контакта (ВНК).

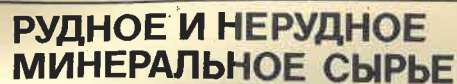
Вязкость нефтей при 20 °С составляет 5,4—100,4 сСт, они сернистые (0,4—1,0 %) и высокосернистые (1,4—8 %), парафиновые (4,7—8,7 %), с температурой плавления 42—56 °С, асфальтосмолистые (смола селикагелиевых 2—9,5 %, асфальтенов 0,5—3,8 %), содержание кокса до 4,7—6,7 % и зольности до 0,1 %, газовый фактор 123—106,7 м³/м³ (максимальный в кровле, минимальный в зоне ВНК) при давлении насыщения 27,8—34,6 МПа. Начало кипения 58—62 °С, а для тяжелых нефтей 105—182 °С. При температуре 100 °С выкипает 9,2—35,6 % фракций, при 300 °С — 18,2—58,8 %, а иногда до 70,4 %. Пластовая температура вана 63—94 °С, а пластовое давление 5,8—41,7 МПа (на Кенкиаке иногда до 80 МПа). Коэффициент аномалийности составляет 1,01—1,08 на поднятиях Жанажол, Кунгурском, Синельниковском, Курган, Кумистобе, а на Кенкиаке увеличивается до 1,58.

Геохимические исследования отложений КТ-II на площадях Жанажол, Кунгурском, Синельниковском, Кожасай, Курган, Блаксай, Кенкиак и Арансай позволили установить, что они содержат $S_{орг}$ 0,05—0,3 % (кларковые значения в отдельных случаях до 0,4 %) при низкой концентрации спиробензольного битумоида (СББт до 0,000616 %) и аномально высокой хлороформенного (ХБт до 0,0625 %). Отношение ХБт/СББт составляет 1,3—1,2. Это указывает на то, что породы КТ-II не могли продуцировать УВ и содержат вторичные залежи.

В пачках пластов-коллекторов отмечается эпигенетичный битум двух генераций. Битум ранней генерации окисленный и тяжелый с темно-корич-

невым и коричневым цветами люминесценции, характеризуется локальным распределением в породе; включения твердых битумов наблюдаются в виде комочков, тонких прожилков и примазок, запечатанных в межкристаллическом пространстве карбонатов, в трещинах и мелких кавернах. Битум поздней генерации нефтяного ряда люминесцирует в светло-желтых тонах с зеленовато-голубым оттенком и повсеместно отмечается в пористых прослоях-коллекторах с современными порами, кавернами и трещинами. Это свидетельствует о двукратном этапе формирования залежей нефти в отложениях КТ-II, где ранее поступившая нефть полностью окислилась и разрушилась, а поздняя сохранилась.

Геолого-сейсмические и геохимические исследования позволили установить структурно-тектонические особенности нефтегазоносных пород КТ-II, служащих одним из основных нефтегазопроисходящих объектов в восточной прибрежной зоне Прикаспийской впадины, на которой в настоящее время сконцентрированы основные объемы бурения, а также некоторые закономерности распределения скоплений УВ. Последние наблюдаются в основном на поднятиях вблизи бортового уступа или зон разломов. В этой связи наиболее перспективными представляются Аккумуляторное (к западу от скв. 2-П Арансай), Киевское, Кандагачское, Бактыгарин, Южный Мортук, Кожасай, Жанатан, Тускум, Шатырлысай, Александровское и другие поднятия, где могут быть открыты новые скопления УВ. Поэтому на указанных площадях Восточного Прикаспия, а также на складках южной части Актюбинского периклинального прогиба (Жангинская и др.) с глубиной залегания КТ-II 2900—3500 м необходимо проведение поискового и параметрического бурения.



А. С. ВЕРШИНИН (Свердловский горный ин-т)

Рудные субформации никеленосной коры выветривания гипербазитов

Отсюда правомерны попытки дать систематику рассматриваемых месторождений исходя из принципов рудно-формационного анализа, сформулированных в работах Р. М. Константинова [4], Д. В. Рундквиста [9] и других исследователей. В частности, Б. М. Михайлов [6] выделил в связи с корой выветривания гипербазитов три рудные формации: никеленосную латеритных покровов, железоносную лате-

формации, эти горизонты имеют под названием субформации 1 и 2 названы латинский минеральный состав, что данными, т. е. возникшими в зоне трещиноватости считать их минеральным климата. Они включают горизонты. Различия в геологических горизонтов латеритов, представленный в беспорядочном формировании никелевых структурными уплотненными охрами,

19

Таковы, в частности, никеленосные структурные охры одного из месторождений Южного Урала. Вместе с тем, сопоставляя его геохимический профиль с близким по структуре профилем месторождения Моа (Куба), мы убеждаемся в том, что на первом отсутствуют два горизонта — субструктурные охры и латериты (рис. 1, а). Месторождение возникло в связи с образованием поверхности выравнива-

Никеленовые рудные субформации коры выветривания гипербазитов

Субформация	Минеральный тип руд (рудный горизонт)	Индикаторные парагенезисы минералов			Ведущие минералы-носители рудных элементов			Парагенезисы отсутствующих минералов	Доля силикатов никеля в рудах	Геохимические коэффициенты, отн. ед.		Коэффициенты накопления никеля		Рудные провинции, районы, месторождения
		Рудные	Полез. примесь	Вред. примесь	Железо	Никель	Кобальт			K_3	K_B	общий K_a	инфильтрационный K_n	
1. Охристо-латеритная легированно-железорудная	Латериты и охры бесструктурные	Fe	Ni, Co	Иногда Cr	Гётит, гидрогётит	Гётит, гидрогётит	Гётит, гидрогётит	Магнетит, магнетит, алюмогётит, каолинит, смектисто-железистый гель	0	7800	1,0002	0,65	—4,6	Калум (Гвинея), Елизаветинское (СССР)
	Охры субструктурные	Fe	Ni, Co	Cr	То же	То же	То же			880	1,0008	3,0	—1,2	
2. Серпентин-охристо-латеритная железко-бальт-никелевая	Латериты и охры бесструктурные	Fe	Ni, Co	Cr	—«—	—«—	—«—	же	0,35	340	1,0022	3,0	—1,7	Латеритные покровы Новой Каледонии, Индонезии, Филиппин, Кубы, Индии, Бразилии, Папуа-Новой Гвинеи, Бурунди и др.
	Охры субструктурные	Ni, Co	Fe	Cr	—«—	—«—	—«—			74	1,0034	6,5	2,2	
	Серпентиниты выщелоченные	Ni	Co	—	—	Серпентин, гарниерит, непуит	Асболоаны	ерпофит, негит, пинелит, аль кремнезе-		0,008—0,4	1,034—1,096	7—15	4,13	
3. Керолит-охристая кобальт-никелевая	Охры структурные	Ni, Co	Fe	—	Гидрогётит, гётит, гидрогематит	Гидрогётит, гётит, гидрохлорит	Гидрогётит, гётит, магнетит	ерригидрит, нтронит, бсцит, ангидрит, кварц	0,5	1,7—3,7	1,0180	4,8	22	Южный Урал (СССР), Гринвэйл (Австралия)
	Серпентиниты нонтронитизированные, выщелоченные	Ni	Co	—	—	Керолит, нонтронит	Асболоаны	ориты, христит, опал, шпидон		0,09—0,23	1,0300	5,0	2,5	
4. Керолит-охристо-шамозитовая кобальт-никелевая	Охры шамозитизированные	Ni, Co	Fe	Cu	Гётит, шамозит, магнетит	Гётит, шамозит, гидрохлорит	Гётит, магнетит, шамозит	магнетит, магнетит, лепидокроцит, ферригидрит, сидерит, нтмориллозит, каолинит	0,6	6,6(3,3)**	1,69(1,81)	4,8(39)	2,2(36,4)	Серовский и Приднепровский районы (СССР)
	Серпентиниты выщелоченные, шамозит	Ni	Co	—	—	Керолит, миллерит, риаит	Манганокальцит, дохрозит	понит, еловит, серпофит, торичные серпентины		0,16(0,34)	1,63(1,83)	5,3(48)	2,8(46,5)	
5. Керолит-нонтронитовая никелевая	Охры структурные	Ni	Co, Fe	Иногда Cr, Cu	Гётит	Гётит, гидрогётит	Гётит, асболоаны	ерригидрит, бсцит, каолинит	0,95	2,8—4,2	1,0060	4,2	1,4	Побужский и Кимперсайский районы, Сахаринское (СССР), Косовский район (СФРЮ)
	Нонтрониты	Ni	Co	Иногда Cr, Cu	—	Нонтронит, гидрохлорит	Асболоаны	ал, хризозит		0,39—0,58	1,0100	5,4	2,9	
	Серпентиниты выщелоченные	Ni	—	—	—	Сапонит, керолит, гарниерит	—	понит, серпофит, асболоаны		0,06—0,07	1,0200	5,7	3,4	

Продолжение табл.

Субформация	Минеральный тип руд (рудный горизонт)	Индикаторные парагенезисы минералов			Ведущие минералы-носители рудных элементов			Парагенезисы сопутствующих минералов	Доля силикатов никеля в рудах	Геохимические коэффициенты, отн. ед.		Коэффициенты накопления никеля		Рудные провинции, районы, месторождения
		Рудные	Полез. примесь	Вред. примесь	Железо	Никель	Кобальт			K_z	K_v	общий K_a	инфильтрационный $K_{и}$	
6. Кварц-керолит-гарниеритовая никелевая	Сerpентиниты брекчированные, окварцованные	Ni	—	—	—	Гарниерит, непуит, керолит	—	кварц, опал, пседон, шпек, сепионит	1,0	0,03	1,0830	10—25	9—24	«Тектонические» месторождения Новой Каледонии, Новоаккермановское (СССР)
7. Карстовая никелевая	Охры структурные	Ni	Co	—	Гётит, гидрогётит	Гётит, гидрогётит	Гётит, гидрогётит	ригидрит, гнетит, кварц	0,75	9,0	1,0200	4,8	2,0	Липовский, Уфалейский и Айдырлинский районы (СССР)
	Сerpентиниты выщелоченные	Ni	—	—	—	Керолит, серпентин, ревдинскит	—	нотронит, арц		0,08	1,1200	5,5	2,9	
	Алевриты карстовые	Ni	Co	—	—	Галлуазит, хлорит, гарниерит	Асбола	нотморилло-ит, нонтронит, опентин		0,94	1,0900	7,6	4,8	
	Карстовые выполенения, окварцованные	Ni	—	—	—	Гарниерит, керолит	—	ал, кварц, пседон, серпентин		0,01—0,06	1,1250	8—15	7—14	
	Глины с растительными остатками и сульфидами	Ni	—	—	—	Керзинит, полидимит, виоларит	—	авоит, маравит, цирит, аллерит		2,50	1,5300	6,0	6,0	
8. Гётит-сидерит-шамозитовая никелево-железородная	Пелито-оолитовые железо-никелевые руды	Ni, Fe	Co	Cr	Гётит, сидерит, гематит, шамозит	Гётит, хлорит, гарниерит	Гётит, шамозит, асболаны	ригидрит, сидокрокит, мергенный гнетит, хромитинелиды, олинит	0,20	5,9	1,0600	6,2	6,2	Ларимна (Греция), Ржаново (СФРЮ)
	Бобово-конгломератовые и оолито-охристые железные руды	Fe	Ni, Co	Cr	Гётит, сидерит, магнетит	Гётит, шамозит	Гётит, шамозит	же	0,05	26,0	1,2400	1,5	1,5	Серовский и Халиловский районы (СССР)

* Эти и вторичные серпентинизированные породы составляют минеральные типы руд в профиле выветривания всех полевошпатовых пород.

** В скобках даны значения параметров для профиля коры выветривания даек полевошпатовых пород. Без скобок — для минеральных типов.

ния нижнемелового возраста и не подвергалось абразионному воздействию морских трансгрессий. Его рудные тела, сложенные минеральными типами, сходными с таковыми месторождения Моа, характеризуются, однако, большей мощностью и меньшими содержаниями рудных элементов (см. рис. 2, а, б). В рудах отмечается меньшая сте-

пень разложения исходных пород, градиент которой увеличивается от дощвы рудных залежей к кровле, что отражено в наклоне кривой K_a . Сокупность приведенных данных свидетельствует о длительности формирования месторождения в климатических условиях, значительно отличающихся от тропических.

Достоверно установлена гетерогенность свободных окислов железа и алюминия, которые могут возникать и в условиях глубинного выветривания пород, и в умеренно теплом климате [3]. Учитывая это обстоятельство, а также то, что в качестве конечного продукта латеритного выветривания могут рассматриваться субструктур-

ные охры и латериты, следует расширить структуру «полного» профиля коры выветривания, описанную в ряде работ [7, 8]. На этом же основании субформации 3, 4, 5, возникшие в зоне умеренно теплого климата, условно объединены в группу «керолитовых» по наличию в их минеральном составе керолита — минерала, широко распро-

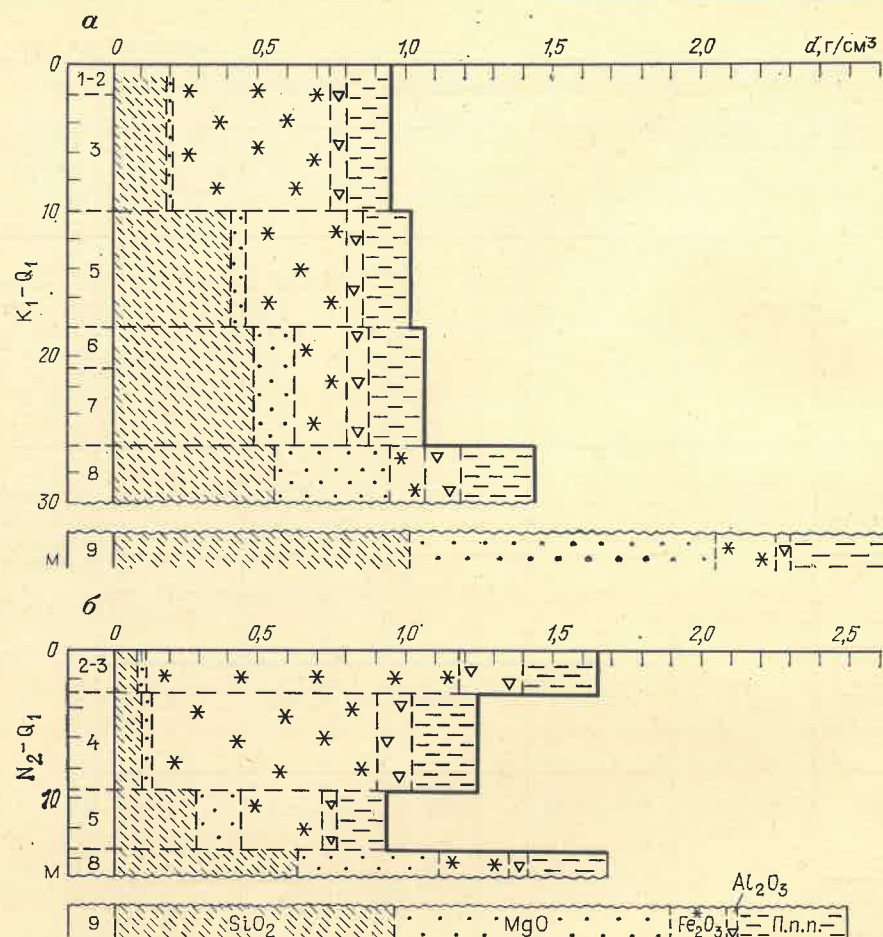


Рис. 1. Обобщенные геолого-геохимические профили коры выветривания гипергенных месторождений никеля умеренного и тропического гумидных поясов. Месторождения: а — Южного Урала, б — Моа (Куба); породы коры выветривания: 1 — охристо-глинисто-песчаные, 2 — латериты элювиальные, 3 — охры бесструктурные, 4 — охры субструктурные, 5 —

охры структурные, 6 — серпентиниты нонтропированные, 7 — серпентиниты выщелоченные, 8 — серпентиниты выщелоченные, твердые, 9 — серпентиниты, не затронутые выветриванием; K_1-Q_1 — вероятный возраст коры выветривания; объемная масса пород коры выветривания

страненного на многих уральских месторождениях, где часто выделяют зону керолитизированных серпентинитов [8].

Отличительные признаки всех выделенных субформаций приведены в таблице. Ниже мы остановимся на некоторых принципиальных особенностях отдельных субформаций, отображающих индивидуальное сочетание благоприятных факторов их образования.

1. Охристо-латеритная легированно-железорудная субформация распространена в зоне тропиков в коре выветривания дунитов дунит-клинопироксеновой формации. Она представлена месторождениями природно-легированных железных руд,

химический состав которых (Fe 75 %; P 0,06 %; S 0,10 %; Ni 0,06 %; Co 0,02—0,08 %) благоприятен для доменного передела. Естественные гранулированные разности этих (горизонт латеритов) эксплуатируются. Пылеватые руды охристого горизонта, более богатого легирующими элементами и хромом, требуют применения специальных приемов грануляции и очистки от хрома.

По своим особенностям данная субформация полностью совпадает с формацией железноносных латеритных кровов, выделенной Б. М. Михайлов [6]. Типичные ее представители — месторождения Калум (Гвинея), Сури (Филиппины). С некоторой долей

вности, главным образом по технологическим признакам, сюда отнесено Елизаветинское месторождение (СССР) — типичное железорудное, руды которого перерабатывались методом доменной плавки. Низкая кремнистость окисных руд сближает его с месторождениями тропического пояса [5].

2. Серпентин-охристо-латеритная железо-кобальт-никелевая субформация включает месторождения, приуроченные к зоне тропического климата и коре выветривания пород дунит-гарцбургитовой формации. От месторождений предыдущей субформации они отличаются меньшей степенью физико-химического разложения исходных пород (K_3 для горизонта латеритов сокращается от 300 до 340), большей концентрацией никеля и кобальта, возрастанием в рудах доли никелевых силикатов (от 0 до 0,35).

Под влиянием локально проявившихся геологических условий (смена климата, неотектонические подвижки, рельефа, гидродинамическая обстановка) соотношение силикатной и окисной форм нахождения никеля в окрестных месторождениях данной субформации меняется от 0 до 1. Рудные горизонты, сложенные, как правило, субструктурными охрами (окисные железо-кобальт-никелевые руды) выщелоченными серпентинитами,

иногда с гарниеритом (силикатные никелевые руды), встречаются в различных сочетаниях, определяя разнообразие геологических типов месторождений. Так, месторождения Пинарес-де-Аяри (Куба), Кукузан на о-ве Калимантан (Индонезия) и Тиебажи (Новая Каледония) представлены охристыми рудами. В месторождениях же Кукинда (Индия), Марум (Новая Гвинея), Пунта Горда (Куба) доля силикатов возрастает до одной трети, а в ороако и Помалеа (Индонезия) доля охры сокращается еще больше (до 5 % и менее) и силикаты никеля преобладают. Наконец, в Бразилии известны месторождения существенно силикатных никелевых руд под покровом своеобразных кремнистых образований — «силькретов» [16].

На месторождениях данной субформации извлекают преимущественно никель и кобальт. Вместе с тем они со-

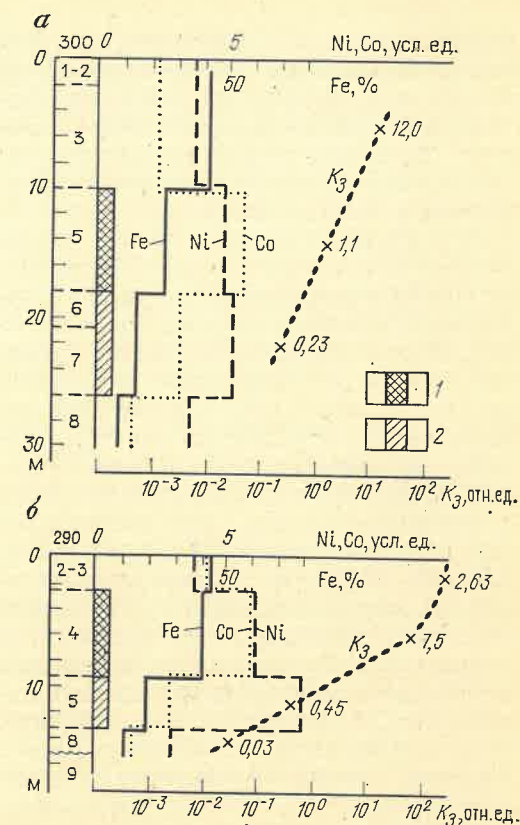


Рис. 2. Обобщенные рудные колонки. Минеральные типы руд: 1 — охристые (окисные) железо-кобальт-никелевые, 2 — серпентинитовые (силикатные) никелевые; цифра над колонкой — средняя отметка поверхности, м; K_3 — геохимический коэффициент; остальные усл. обозн. см. рис. 1

держат большие массы железорудного компонента. Прежде всего, это кеки выщелачивания никелевых заводов.

Кроме того, вскрытыми породами при отработке кобальт-никелевых руд служат латериты и бесструктурные охры надрудного горизонта, близкие по вещественному составу к железным рудам вышеописанной охристо-латеритной субформации (Fe_2O_3 60 %, Cr_2O_3 2,5 %, Ni 0,6 %, Co 0,06 %). Однако для них характерно высокое содержание окиси хрома, затрудняющее их использование в качестве сырья без предварительной технологической обработки.

Разнообразие вещественного состава руд предопределяет обилие способов их переработки. Месторождения с существенно охристыми кобальт-никелевыми рудами подвергаются гидрометаллургическому переделу (щелочному или кислотному). При преобладании в

рудах силикатной составляющей они перерабатываются электроплавкой на штейн или богатый ферроникель. Оптимальное использование бурохромистых железных руд латеритного горизонта обеспечивается способом избирательного восстановления.

3. Керолит-охристая кобальт-никелевая субформация возникла в зоне умеренно теплого гумидного климата на приподнятых пенепленах в связи с породами дунит-гарцбургитовой формации, в тектонически стабильных фанерозойских складчатых областях (Гринвейл, Австралия; месторождения Южного Урала). Основной рудный горизонт железко-кобальт-никелевых руд представлен структурными охрами (Fe_2O_3 40—45 %, SiO_2 30—35 %). В отличие от никеленосных охр предыдущей субформации (см. рис. 1, б), они более кремнистые, значительно беднее железом, степень их физико-химического разложения ниже ($K_3=3,7$ вместо 74, см. таблицу). Под охрами почти повсеместно развит горизонт керолит-серпентиновых никелевых руд. Доля силикатов в балансе никеля близка 0,50. Основные минералы-носители никеля: гидрогётит, гидрохлорит, керолит. Кобальт сосредоточен в гидрогётите, гётите и гидроокислах марганца. Оптимальный способ переработки руд — аммиачный пирогидрометаллургический.

4. Керолит - охристо-шама-
зитовая кобальт-никелевая
субформация первоначально развива-
лась на высоких пенепленах в субтро-
пическом климате в геолого-тектониче-
ской обстановке, сходной с таковой
предыдущей субформации. Однако за-
тем произошло опускание пенеплена, и
месторождения оказались в восстано-
вительных условиях придонной части
озерно-старичных водоемов. Это наш-
ло отражение в весьма своеобразном
парагенезисе минералов-носителей
рудных элементов (гётит, шамозит, ги-
пергенный магнетит, сидерит, манга-
носидерит, риаит, миллерит).

Для руд типично высокое значение коэффициента восстановленности $K_v = 1,63-1,83$ (см. таблицу). Благодаря замещению гётита шамозитом (ресификация) доля силикатов никеля в рудах увеличилась до 0,6. Вследствие вторичного перераспределения этого

металла здесь становятся рудоносных. Возможно некоторое предвари-
продукты выветривания даек основное улучшение их качества путем
го состава. Нередко в результате выветривания из руд слабобитуминозных
тектонического поднятия месторождений выделений опала, халцедона
ния оказываются в обстановке низкотемпературного разложения кварца размером более 50 мм.

«отпрепарированного» пенеплена и др. Кварц-керолит - гарни-
вергаются вторичному обохриванию, товая никелевая субформа-

Природное восстановление руд угля представлена инфильтрационными и технологические показатели створждениями в крутопадающих передела по методу восстановительных зонах брекчированных сер- доменной плавки. инитинитов. Руды кремнистые (45—

5. Керолит - нонтронитовый (% SiO_2), содержание в них никеля и железная субформация заключительное. Основные рудные минералы месторождения, руды которых слы - гарниерит, непунт, керолит, жены в основном нонтронитом и высокая кремнистость руд обусловлены серпентинитом, присутствием многочисленных минералов. Основными минералами-носителями свободного кремнезема — опанника являются: нонтронит, гид. халцедона, кварца. Формировались хлорит, сапонит, керолит, гарниерит. Месторождения в условиях большой Охры, присутствующие в верхней тектонической мобильности субстрата и разреза, обычно слабоникеленоносные периоды его поднятий, сопровождающие и составляют лишь 5 % от всей массы денудацией площадного покрова. Характерна высокая степень окисления никеленоносной коры выветривания. В рудных телах рассматриваемой субформации встречается обилие минералов свободного кремнезема «тектонические» месторождения Новой Каледонии [10], а также

Месторождения данной субформации аккермановское на Урале [1]. возникли в условиях стабильного палеогенового рудопроявления наблюдонического режима и приурочены к автором в рудном районе Ни-корю выветривания дунитов, гарцбург на Кубе.

Оптимальный способ металлургиче-
ности выращивания менявшейся по передела кварц-керолит-гарни-
соты. Рудообразование протекало типовых руд — электроплавка на бога-
смене теплого влажного климата сй ферроникель.

аридным. Происходили нарастающая Карстовая никелевая суб-
мощности нижних горизонтов кармация объединяет гетерогенные по
выветривания в обстановке щелочиставу геологические и минеральные
выветривания и инфильтрационные месторождений, возникающие в
копление в них никеля. Типичные при тектонических надвигах гиперба-
ставители субформации — Кимперстовых тел на известняки и мраморы.
ский (СССР) и Косовский (СФРЮ стороны кровли рудообразующего
рудные районы, а также месторождения развиваются никеленосные ох-
района Калгурли (Западная и вышеделенные серпентиниты, а в
стралия) и др. о подошве — никеленосные карсто-

Месторождения Кимперсайские алевриты с галлуазитом, керолит-района располагаются на выровненном и гарниеритом. В зонах глубокого сглаженной возвышенности приподнятия карстовых полостей обратного пенеплена. Отмечается их ложится залежи кварц-керолит-гарниелитизация в погружениях ложа коры итовых руд инфильтрационного генетивирования над зонами тектоническими, сходные по составу с рудами пренарушений, на контактах серпентинирующих субформации. В поле распротв с дайками и вмещающими породами карбонатных пород вдольми. Некоторые месторождения на оронтальной линии надвига формируются под покровом пестроцветных глин озерные впадины карстового соносных глин неогенового возраста происхождения, где в восстановительных

Базовым вариантом металлургий обстановке накапливались никельского передела керолит-нотронитовые руды осадочного генезиса с руд является плавка в доменных шифидами (полидимит, виоларит,

бравойт, миллерит). В коре выветривания серпентинитов, обнажавшихся в тыловой части надвига, иногда возникали и сохранились реликты площадной никеленой коры.

Таким образом, карстовая никелевая субформация представлена рудными полями гетерогенных месторождений, содержащих минеральные типы окисных, силикатных и сульфидных руд, связанных единством геолого-тектонических условий формирования. Геоморфологические и климатические условия играли подчиненную роль.

Использование руд карстовой субформации вследствие крайней неоднородности их состава возможно лишь при тщательном его усреднении, когда создается «синтезированный» тип руд с определенными технологическими свойствами. В среднем для субформации доля никелевых силикатов в рудах составляет 0,75.

8. Гётит-сидерит - шамозитовая никель-кобальт-железородная субформация представлена месторождениями, близкими по условиям образования к осадочным оолитовой железородной формации. Однако от последних они отличаются наличием продуктов разрушения серпентинитов. Главный же специфический их признак — повышенная никеленосность.

Субформация делится на два геологических типа — железорудно-никелевый и никелево-железорудный. Месторождения первого типа служат источником кобальта и никеля, а второго, основным компонентом руд которого является железо, сопровождаемое кобальтом и никелем, — источником легирующих компонентов. Железорудно-никелевые месторождения широко распространены в СФРЮ, Албании, Греции [15], никелево-железорудные известны на Урале (Серовское, Орско-Халиловская группа), Северном Кавказе (Малкинское), Кубе (Сьерра-Кубитас), в Индонезии (Кукузан) и других районах.

Месторождения обоих типов пространственно связаны с ультраосновными массивами. Пластовые рудные тела обычно залегают непосредственно на различных горизонтах частично размытой остаточной коры выветривания ультрабазитов. Однако нередко они

располагаются на расстоянии до 3—5 км от гипербазитовых массивов в полях развития карбонатных пород (Аккермановское, СССР; Ларимна, Греция). При этом в рудах и вмещающих породах присутствует обломочный серпентинитовый материал, повышено содержание MgO и Cr_2O_3 . Все месторождения локализуются в присклоновой части горст-антиклинальных поднятий в грабен-синклиналях, выполненных преимущественно терригенными осадками озерно-старичных фаций.

Отличие железорудно-никелевых месторождений от никелево-железорудных заключается в более высокой сортированности рудного вещества. Как правило, это оолито-пелитовые руды с редкими прослоями бобово-конгломератовых. В нижней части рудных залежей оолитовые руды преобладают над пелитовыми. Никеленосные минералы — гётит, гипергенный магнетит, хлориты. В подошве рудных тел некоторых месторождений встречен гарнерит. Руды железорудно-никелевых месторождений перерабатываются электроплавкой на богатый ферроникель с попутным получением железа из шлаков.

Для бобово-конгломератовых и оолитовых руд никелево-железорудных месторождений характерны невысокие содержания железа (45—55 % Fe_2O_3), обилие окиси хрома (2,5 %) и слабая обогатимость, что делает их малоблагоприятными для переработки, несмотря на присутствие никеля и кобальта. Эти металлы могут извлекаться способом избирательного восстановления.

Итак, формация гипергенных железо-кобальт-никелевых месторождений, связанных с корой выветривания гипербазитов, весьма неоднородна. Выделение перечисленных рудных субформаций и геологических типов месторождений обусловлено существенными различиями в вещественном составе руд, структуре залежей, а также в геологической обстановке их нахождения и путях использования. Классификация гипергенных месторождений никеля на основе рудноформационного анализа весьма важна для решения практических задач, возникающих в ходе геологоразведочных работ и при освоении месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург И. И., Савельев И. И. Образования никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 6, с. 119—140.
2. Григорьева В. М. Депрессионный тип месторождений окисленных никелевых руд. В кн.: Тр. проектного и науч.-исслед. ин-та «Гипроникель». Вып. 35. Л., 1969, с. 271—284.
3. Григорьева В. М., Шешукова Г. М. Геотектонические типы промышленных месторождений кобальт-никелевых руд коры выветривания. — В кн.: Тр. проектного и науч.-исслед. ин-та «Гипроникель». Вып. 39. Л., 1969, с. 5—26.
4. Константинов Р. М. Основы формирования и анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
5. Красильников Л. К. Промышленная классификация никелевых руд, связанных с корой выветривания серпентинитов. — В кн.: Тр. проектного и науч.-исслед. ин-та «Гипроникель». Вып. 39, 40. Л., 1969, с. 78—84.
6. Михайлов Б. М. Рудоносность кор выветривания и продуктов их переотложения. В кн.: Рудоносность и геологические структуры земной коры. Л., 1978, с. 353—371.
7. Никитин К. К. Классификация типов месторождений выветривания. — В кн.: Никеленосные месторождения Урала. М., 1970, с. 28—38.
8. Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералого-геохимические закономерности профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., Наука, 1976.
9. Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Л., 1978, с. 15—38.
10. Сацума А. Никелевые месторождения восточной Каледонии — Кодзан, Тисицу. — *Mit. Geol.*, 1969, № 19, с. 175—185.
11. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976.
12. Формакова Л. Н., Михайлов Б. М. О значении палеогеографических условий на характер изоморфных замещений в гётитовых кор выветривания ультрабазитов. — *Литология и полезные ископаемые*, 1982, № 1, с. 116—119.
13. Чухров Ф. В. Климатические факторы в образовании окислов железа в зоне гипергенеза. — В кн.: Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М., 1978, с. 141—154.
14. Эдельштейн И. И. Рудные формации гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений. — Докл. АН СССР, 1978, т. 253, № 3, с. 693—696.
15. Albancakis N. The nickel-bearing iron in Greece. Unesco Int. Symp. Metamorphic and Ultramafic Complexes East of the Tethyan Sea. World, Athens, 1980, v. 1, № 11, p. 194—213.
16. Melfi A. J., Trescases J. J., Barros de Oliveira S. M. Les „laterites“ nickélifères du Brésil. Cah. ORSTOM. Géol., 1979, v. 11, № 1, 15—42.

К 553.641 (571.56)

Л. СМЕРНОВ (ВИЭМС)

Селигдарское месторождение апатита — осадочное и метаморфогенное?

Стальная разведка Селигдарского месторождения апатита на Алданском щите близка к завершению. Собирается и обработан огромный фактический материал по геологическому строению и структуре рудного поля, петрографии вмещающих пород, вещественному составу руд и их геохимическим особенностям. Тем не менее вопросы генезиса, формационной принадлежности и механизма образования данного месторождения до сих пор остаются дискуссионными. Однако от их правильной постановки зависит не только эффективность поисков аналогичных объектов на территории Алданского щита, но и решение ряда практических задач в процессе разработки и освоения месторождения.

В статье А. Г. Булаха и А. А. Золотарева [4], посвященной геологической природе Селигдарского поля апатитовых карбонатных пород, сделана попытка обосновать осадочно-метаморфогенный генезис месторождения и стратиформный характер. Известно, что подобные представления, разрабатывавшиеся ранее И. П. Кушнаревым [8], были подвергнуты критике со стороны геологов-производственников, так как рекомендации по прогнозированию рядом с основным рудным телом еще двух «Селигдаров», сделанные ими исходя из осадочно-метаморфогенной концепции, подтвердились практикой поисково-разведочных работ. Целесообразно рассмотреть ряд положений, содержащихся в статье А. Г. Булаха, А. А. Золотарева.

Вначале авторы пишут: «Открытие Ожонной Якутии Селигдарского месторождения апатита привлекло к себе особое внимание из-за его необычности на Алдане и, можно сказать, геологической неожиданности этой находки» (с. 96). С таким выводом вряд ли можно согласиться.

Учением о закономерностях размещения полезных ископаемых обосновано нахождение в пределах древних

щитов месторождений железных руд, флогопита и апатита [5]. Именно эта закономерность и была использована нами при прогнозировании в 1971 г. апатитовых месторождений на Алданском щите, которое завершилось открытием в 1972 г. Селигдарского месторождения. Такое открытие было не случайным. Оно явилось следствием сравнительного анализа имевшегося в то время фактического материала по геотектоническим особенностям Алданского и других щитов при учете вытекающих из этого металлогенических закономерностей.

Излагая различные точки зрения на природу Селигдара, А. Г. Булах и А. А. Золотарев указывают, что «... оно (месторождение. — Ф. С.) считается грабеном..., кальдерой проседания над вулканом, метеоритной воронкой» (4, с. 96). Авторы упомянутых концепций вряд ли отождествляли перечисленные понятия с термином «месторождение». Скорее всего они имели в виду лишь структурные условия или структурные обстановки формирования главного рудного тела. Что же касается самого понятия «месторождение», то оно включает значительно более широкий комплекс геологических признаков. Трудно также согласиться, что отсутствуют детальные исследования структуры месторождения и его позиции в регионе. К настоящему времени вопросы геологического строения этого месторождения освещены более чем в 50 журнальных статьях, а также в тематических сборниках и специальных монографиях [1, 2, 13].

Основное внимание А. Г. Булаха и А. А. Золотарева уделяют характеристике вмещающих пород, строению флангов, внутренних частей месторождения и определению положения его границ. Однако характер контактов рудного тела по существу нигде не описывается; не приводится какая бы то ни была документация контактов, делается лишь заключение, что они согласные со сланцеватостью, а затем

уже глобальный вывод о том, что месторождение стратиформное.

Контакты рудного тела с вмещающими архейскими сланцами и другими породами детально изучались в течение многих лет геологами-производственниками, сотрудниками Лаборатории геологии и генезиса апатита Института геологии Якутского филиала СО АН СССР и других научно-исследовательских организаций. В подавляющем большинстве случаев устанавливался секущий, интрузивный характер всех главных контактов. Согласно со сланцеватостью вмещающих кристаллических сланцев контакты имеют лишь апофизы рудного тела [15], что обусловлено проникновением части интрузивного карбонатного материала по ослабленным зонам во вмещающие породы. Эти особенности отображены на геологических разрезах через Селигдарское месторождение, построенных геологами ПГО «Якутскгеология».

Значительное место занимает описание кальцифиров, слагающих отдельные прослои и горизонты рудного поля, но сравнительная характеристика кальцифиров и карбонатных пород рудного тела не дается. Авторы статьи отождествляют кальцифиров с апатит-карбонатными рудами, что совершенно неправильно.

Проведенное нами в 1981—1982 гг. сравнительное исследование этих пород показало их принципиальные отличия. Вывод о различном генезисе кальцифиров и апатит-карбонатных руд следует также и из описания, приводимого А. Г. Булахом и А. А. Золотаревым. Они отмечают, что вкрапленность апатита в кальцифирах крайне редка, кроме того, визуально заметны различия физических свойств апатита (сургучный — в рудном теле, голубой — в прослоях кальцифиров). Прослои апатит-карбонатных пород в разрезе скв. СИГ-2 на глубине 650 м, отождествляемые указанными авторами с кальцифирами, в действительности являются не кальцифирами, а карбонатными жилами. А. Г. Булах и А. А. Золотарев пишут: «Это массивные крупнозернистые породы, в них в кальците заключены пластины зеленого флогопита размером 5×2 см и субидиоморфные округленные выделения

форстерита (до 1—4 см). Около 15 % объема кальцифира составляет стратиформное осадочно-метаморфотит, представленный идиоморфным происхождением до сих пор не шестигранными призматическими гранены.

сталлами зеленого цвета длиной 3а последнее время нами приуча 5 см. Отдельные кристаллы имеют и А. Р. Энтина получены новые ро-лиловую или сургучную вторичные, по которым, на наш взгляд, окраску, сходную с окраской минерально однозначно судить об эндоген- в Селигдарском месторождении» и природе Селигдарского месторож- с. 97). Судя по такому описанию, ния. С позиций гипотезы о принад- породы аналогичны породам рудности руд к карбонатитам [12] тела.

Далее в статье отмечено, что «да признаков, типичных для карбо- контактах прослоев этих апатитовых месторождений, а именно ных кальцифиров с гнейсами различия ультраосновных — щелочных реакционные зоны серпентин-хлорит и пород камафоритовой серии. вых метасоматитов мощностью ок Окончательно установлено, что руд- 0,1 м» (4, с. 97). Это не позволяет тело представляет собой шток во- носить описываемые породы к каль- нкообразной формы, прослеженный фирам. Ведь на контактах кальци- глубины 1600 м. Около 30 % его ров с кристаллическими сланцами, ьема приходится на дорудные сер- правило, отсутствуют какие-либо итин-хлоритовые метасоматиты. Еще метные гидротермальные измене высказывалось предположение вмещающих сланцев. А. Г. Булах 0], что последние образовались в ре- А. А. Золотарев располагают богат ьтате замещения базитов и ультра- фактическим материалом по минера- зитов. Эти породы, слагающие дай- гии селигдарских руд. Поэтому особ, шлифовидные тела неправильной но ценно было бы сравнить кальци- рмы и небольшие штоки, имеют сле- руд и кальцифиров по их минерал- ный минеральный состав (%): аг- геохимическим особенностям и дру- гат серпентина и хлорита — от 70 до признакам. Справедливо отмечая, 0, вторичные кварц и калиевый поле- среди апатит-карбонатных пород ый шпат — до 30, мартит — от 1 до 5, ключены многочисленные останцы иотит и несдвойникованный, интен- стальных гнейсов и сланцев, ьно пелитизированный плагиоклаз — занные авторы называют их пропл- 2. Серпентин представлен антигори- ками. При этом они не дают объяс- и лизардитом, нередко образую- ния, в результате какого процесса- нми петельчатую структуру. помощью какого механизма оста- В породе обнаружена шпинель с- кристаллических сланцев могли о- одуктами распада твердого раство- заться среди апатит-карбонатных (рис. 1), типичная для ультраоснов- пород, если последние представляли- х пород. Ее химический состав (%): O₂ 7,20; TiO₂ не обнаружен; Al₂O₃ 64; Fe₂O₃ 17,56; FeO 11,19; MnO 09; MgO 8,28; CaO 0,29; Na₂O 0,08; O 0,06; H₂O+ 3,57; P₂O₅ 0,1; Σ= 100,06, т. е. этот минерал соответ- бой осадочные образования, пре- ет плеонасту*. Содержания кобаль- певшие метаморфизм. никеля, хрома, титана и ванадия в

Не приводятся многочисленные диологические определения абсолют- го возраста апатит-карбонатных- свидетельствующие об их протероз- ском, а не архейском времени фор- рования [11]. Ведь только в слу- близкого возраста апатит-карбонат- пород и вмещающих кристалличе- сланцев можно допустить их взаим- переслаивание. Не анализируется же факт наличия мощного ореола- ротермально измененных вмещаю- пород вокруг рудного тела, устан- ленный еще на ранних стадиях из- ния месторождения [9]. Эти и мно

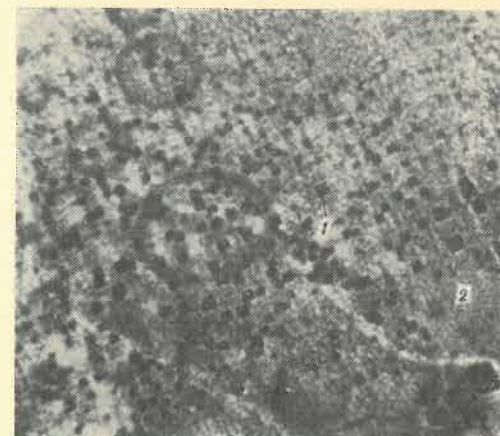


Рис. 1. Структура распада твердого раствора магнетита (1) в шпинели (2). Кубики магнетита ориентированы по кристаллографическим направлениям шпинели (скв. 215, ув. 210, без анализ.)

3,85; FeO 3,54; MnO 0,06; CaO 1,12; MgO 13,25; P₂O₅ 0,32; K₂O 2,9; Na₂O 0,32; п. п. п. 8,34; S 0,05; Σ=100,75. Спектральным анализом отмечены примеси V, Zn, Ni, Co, Cr, Zr, Ba и других металлов.

Кроме того, выявлена геохимическая специализация серпентин-хлоритовых метасоматитов на платину, позволяющая идентифицировать их с сильноизмененными базитами и ультрабазитами. Совместно с А. Р. Энтиным нами установлена аналогичная специализация и других групп пород раннего этапа формирования рудного тела, свидетельствующая о генетических связях рудного комплекса Селигдарского месторождения с формацией ультраосновных — щелочных пород.

В 1978—1979 гг. на глубоких горизонтах рудного тела нами были найдены породы, состоящие из агрегата серпентина (лизардита) и хлорита (27—29 %), образующих псевдоморфозы по оливину, мартита (до 20 %), апатита (до 27 %), кальцита (до 7 %) и доломита (до 16 %). При детальном исследовании эти породы диагностированы как измененные камафориты [14]. В разрезах скважин 48, 214 и 215 встречены камафориты, содержащие до 50 % шпинели со структурами распада твердого раствора (магнетит — шпинель). Поскольку формация камафоритов характерна для многих карбонатитовых комплексов мира [3], вы-

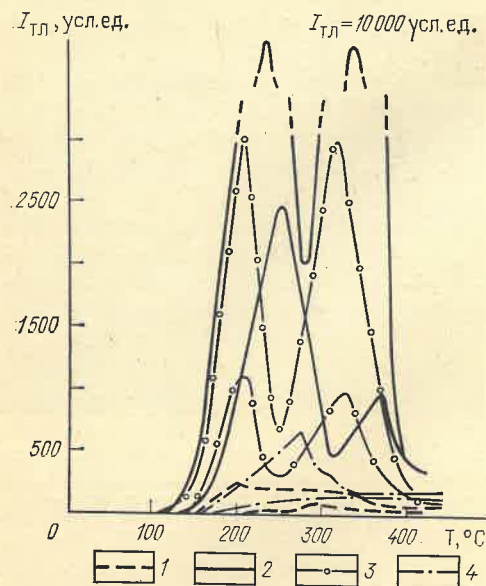


Рис. 2. Графики интенсивности термолюминесценции $I_{ТЛ}$ карбонатов

Кальциты: 1 — из кальцифиров, 2 — из ранних кальцитовых карбонатов, 3 — из камафоритов; 4 — доломиты поздних карбонатов

явление аналогичных пород на Селигдарском месторождении послужило принципиальным шагом к познанию его геологической природы.

Сравнительное изучение термолюминесцентных свойств кальцитов из камафоритов и карбонатитов Селигдарского месторождения, а также из вмещающих архейских кальцифиров гранулитовой фации показало (рис. 2), что наибольшей интенсивностью термолюминесценции (I) обладают кальциты ранних кальцитовых карбонатитов; близкие, но несколько меньшие значения I получены для кальцифиров камафоритов. Кальциты кальцифиров имеют небольшую интенсивность свечения. Следует подчеркнуть, что именно для ранних генераций кальцита карбонатитовых комплексов установлена постоянная чрезвычайно интенсивная термолюминесценция [7]. Наши данные подтверждают правильность значений I , полученных для кальцита других карбонатитовых месторождений.

Спектральным анализом в восьми пробах ранних кальцитовых карбонатитов (скважины 48, 49, 59, 72) обнаружены примеси MnO до 0,5 %, Mo до

0,003 %, Ti до 0,03 %, Zr до 0,003 %, Ba до 0,05 % и других элементов.

Петрографическое изучение руд позволило выявить широкое развитие графических вростков магнетита за счет избыточного железа, выделяющегося при замещении серпентина более железистых фемических минералов (пироксена, оливина), реликтовых присутствующих лишь в виде мелких зерен в крупнообъемных минералогических пробах. В результате следующих процессов магнетит значительно гематитизирован. Наличие графических вростков магнетита в руде Селигдарского месторождения можно рассматривать в качестве дополнительного признака, свидетельствующего о замещении карбонатитовым комплексом пород базит-гипербазитового состава.

Таким образом, нашими исследованиями установлены новые формационные признаки месторождений Селигдарского типа: 1) частая встречаемость магнетитсодержащих серпентинизированных метасоматитов — протометасоматитов; 2) наличие интрузивных камафоритов, участками характеризующихся определенной гематитической специализацией. Они убедительно подтверждают сделанный ранее вывод [10] о том, что Селигдарское месторождение следует относить к осадочно-метаморфогенному типу, а к карбонатитовой формации.

В заключение отметим, что геологическую структуру этого месторождения определили не только три фактора, указанные в статье А. Г. Булаха, А. А. Золотарева (наличие в кристаллических сланцах и гнейсах прослоек апатитсодержащих кальцифиров; интенсивные и разноамплитудные неоднократные тектонические смещения; обусловившие сложное глыбовое строение месторождения; мощное проявление процессов гидротермально-метаматического минералообразования) прежде всего сложный, длительный, многоэтапный процесс формирования, включающий две мощные эпохи тектонической активизации — протерозойскую и мезозойскую. Четливо проявилась типичная для карбонатитов многостадийность процесса минералообразования, сопровожда-

я внутриминерализационными подкачками и дроблением продуктов, вышедших в более ранние стадии. Все эти вопросы детально рассмотрены в ряде работ, посвященных геологии Селигдарского месторождения [1, 11, 13, 14].

Знание условий образования и формационной принадлежности этого месторождения имеет принципиальное значение для его правильной геологической оценки и определения геологических критериев новых апатитовых месторождений сходного генетического типа. С использованием разработанных нами критериев прогнози-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апатиты Алданского щита. Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1977.
- Апатитовые породы Селигдара. Новосибирск, Наука, 1982.
- Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченко А. Г. Редкометалльные камафориты. М., Наука, 1973.
- Булах А. Г., Золотарев А. А. Геологическая природа Селигдарского поля апатитовых карбонатных пород (Алданский щит). — Сов. геология, 1983, № 6, с. 98—101.
- Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Под ред. А. В. Сидоренко. Л., Недра, 1976.
- Геология месторождений апатита, методы их прогнозирования и поисков. Под ред. А. С. Зверева. М., Недра, 1980.
- Коронов В. А., Таращан А. Н. О термолюминесценции карбонатов из карбонатитов. — Геология рудных месторождений, 1968, т. 10, № 3, с. 29—39.
- Кушнарев И. П., Черкасов А. Д. Структура и вопросы генезиса Селигдарского апатитового месторождения. — В кн.: Методы прогнозирования и оценки экзогенных редкометалльных месторождений. М., 1979, с. 63—85.

553.2 : 551.462.32 (268.5)

П. БЕЗРОДНЫХ (ВНИИМОРГЕО)

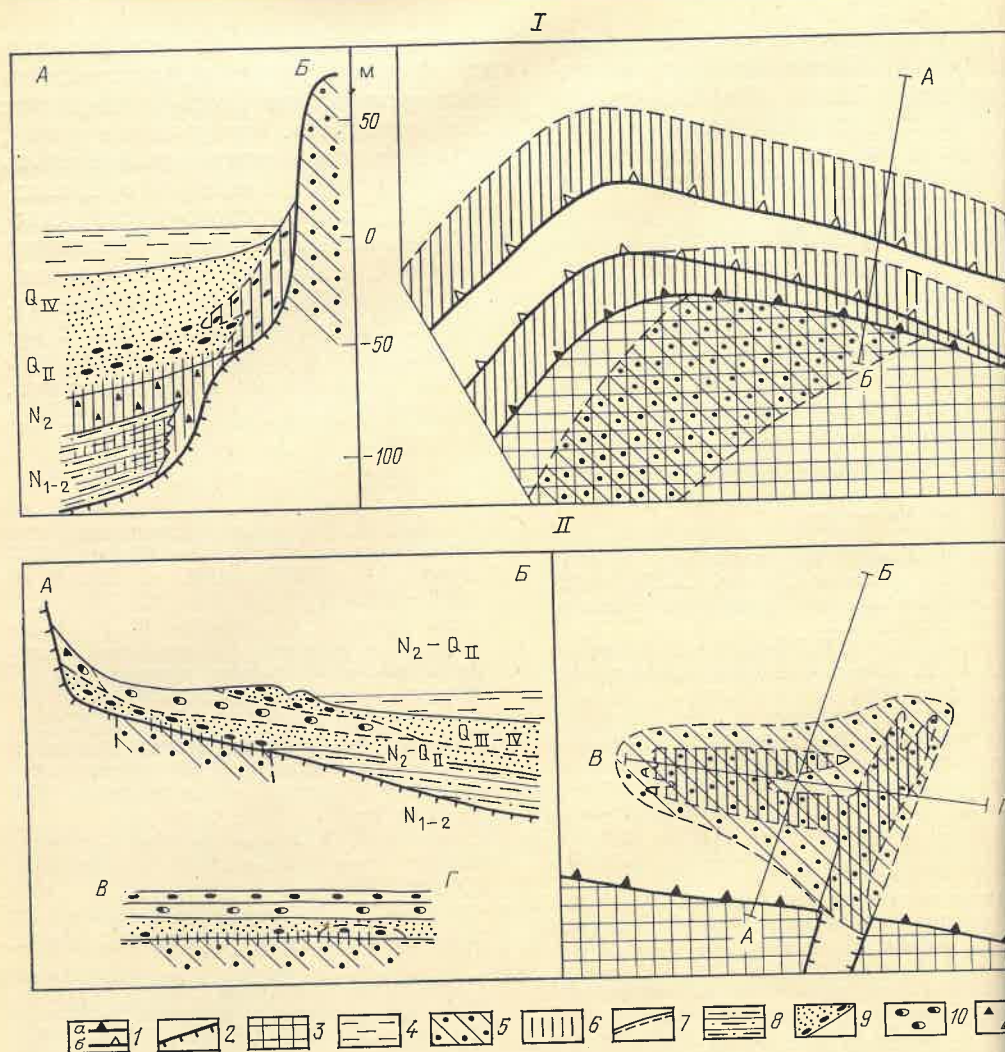
Условия обстановок россыпеобразования на восточно-арктическом шельфе

Восточно-арктический шельф — это кайнозойское эпигорное образование, по строению и литологии относящееся к пассивным окраинам платформ. Фундаментом его служат породы кайнозойского мезозойского развития. Развитие шельфа характеризуется субплатформенным режимом; начавшимся в кайнозойском палеогене, а затем в мезозойском палеогене, с распадом раннекайнозойского палеоплатформы, сопровождавшимся общим прогибанием и блоково-глыбовыми движениями. В настоящее время внут-

ренняя часть шельфа включает окраинные прогибы, отделенные от окружающих горных сооружений суши сравнительно узкой пограничной зоной, имеющей продольно-блоковое («клавишное») строение [3], обусловленное движениями сбросового типа по взаимно перпендикулярным северо-западным и северо-восточным нарушениям.

Кровля фундамента в пределах пограничной зоны ступенчато понижается в сторону

- Смирнов Ф. Л. Новый генетический тип промышленных месторождений апатита. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 686—687.
- Смирнов Ф. Л., Новгородов П. Г. Новые данные по условиям формирования Селигдарского месторождения апатита. — В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с. 136—138.
- Смирнов Ф. Л. Геологическая позиция и условия формирования Селигдарского месторождения апатита. — Сов. геология, 1977, № 7, с. 89—97.
- Смирнов Ф. Л. Новая формация апатитовых мантийно-коровых карбонатов. Якутск, 1977.
- Смирнов Ф. Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1980.
- Смирнов Ф. Л. Апатиты Южной Якутии. — Бюл. науч.-техн. информации Якутского филиала СО АН СССР, № 2, 1983, с. 18—21.
- Энтин А. Р., Белоусов В. М., Галкин Г. Ф. Новые данные по геологии Селигдарского апатитового месторождения. — В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск, 1977, с. 5—16.



Схемы размещения россыпей чокурдахского (I) и рывеевского (II) типов в окраинной зоне шельфа [10]

1 — денудационно-тектонические уступы: а — обнаженные, б — погребенные; 2 — речная долина; 3 — прибрежное низкорельефное; 4 — шельфовая зона; 5 — коренные источники россыпеобразующих минералов;

6 — россыпи; 7 — поверхность плотика на ра... 8 — тонкопереслаивающиеся песчаные и алевролитовые осадки заливно-лагунные и озерные морские песчаные и гравийно-галечные осадки рыхлого покрова. Основные массы металлов в россыпях представлены преимущественно крупнозернистыми малотранспортабельными классами. В то же время у неглубоких (несколько метров) уступов на мористых флангах обильных россыпей иногда отмечаются подвешенные пласти с более мелкозернистыми ми-

моря и в интервале глубин от 60 до 120—130 м смыкается с выровненной, весьма пологонаклонной поверхностью окраинных прогибов. В зависимости от размера ступеней (блоков) ширина самой зоны колеблется от 1—2 до 15—20 км. На некоторых участках уступы, разделяющие ступени, сближаются, образуя практически единый уступ высотой до 60 м. В зависимости от отмеченных морфоструктурных особенностей фундамента шельфа существовали две принципиально различные обстановки для россыпеобразования (рисунок). Одна из них характерна для подножия крутых, значительной высоты денудационно-тектонических уступов, ограничивающих окраинные прогибы. Другая обстановка отмечается при по-

степенном малоамплитудном ступенеобразии погружении широких блоков пограничными.

В итоге формируются соответствующие морфогенетические типа россыпей, называемые чокурдахским и рывеевским [2].

В первом случае россыпи образуются в результате накопления у подножия горного рельефа плотика. Подобные россыпи располагаются в контуре металлоносных пород. Формирование их связано с эрозией абразионной обработкой поверхности отложений. Россыпеобразованию способствовало длительное химическое выветривание пород, подготовившее вы-

сокометаллоносные в пределах рудных ей. Вынос же из береговой зоны большого количества глинистого материала способствует значительному повышению степени концентрации россыпеобразующих минералов.

Во-вторых, прибрежные условия благоприятны для накопления практически всех гранулометрических классов минералов [2]. Наиболее высокие концентрации на benches и в пляжевых отложениях, а мелко- и тонкозернистые разнонакапливаются в узких зонах подводного пологого склона. При больших уклонах дна уступов эти два типа накоплений пространственно сближаются. Кроме того, многолетняя стабилизация уровня моря у высокого уступа способствует созданию многослойных залежей.

Третьим благоприятным фактором является продолжительность процесса россыпеобразования. Поступление металлоносного материала и его обработка продолжаются от момента формирования уступов до их погребения под отложениями. В известных россыпях нижние противные слои приурочены к миоценовым, а верхние — к современным прибрежно-морским отложениям.

Таким образом, обстановка, существующая на уступов коренного основания, способствует концентрации металлоносных минералов в обломочном гранулярном составе и формированию многослойных полифациальных залежей большой мощности, аналогичных россыпям на суше, образующимся на границе структур с разным знаком тектонических движений [5]. Своеобразие морфологии, генезиса и состава таких металлоносных залежей позволило выделить особый морфогенетический тип — чокурдахский [2]. Наиболее характерен для россыпей олова. В таких условиях накапливается значительно большая доля металлов коренных источников, чем в долинах рек, где всего за счет концентрации мелких и средних классов, рассеивающихся обычно в аллю-

виях на участках шельфа, характеризующихся маломощным погружением фундамента и большой шириной отдельных его блоков, максимальные концентрации россыпеобразующих минералов приурочены к плотикам и базальным рыхлого покрова. Основные массы металлов в россыпях представлены преимущественно крупнозернистыми малотранспортабельными классами. В то же время у неглубоких (несколько метров) уступов на мористых флангах обильных россыпей иногда отмечаются подвешенные пласти с более мелкозернистыми ми-

нералов отличаются от обычных россыпей, называемых чокурдахским и рывеевским [2]. Источниками, обогащающимися в фундаменте, являются россыпи, образующиеся в результате накопления у подножия горного рельефа плотика. Подобные россыпи располагаются в контуре металлоносных пород. Формирование их связано с эрозией абразионной обработкой поверхности отложений. Россыпеобразованию способствовало длительное химическое выветривание пород, подготовившее вы-

Смена условий седиментации в результате колебаний уровня моря в кайнозойское время обусловила пространственную сближенность и сочленение разновозрастных залежей аллювиального и прибрежно-морского генезиса. Это наблюдается, например, в Валькарайской низменности [10]. В ходе абразионных процессов при трансгрессии металлоносный аллювий в береговой зоне моря может преобразовываться [8] и, наоборот, при значительном понижении уровня моря возможно врезание речных долин в металлоносные прибрежно-морские осадки.

Таким образом, россыпи рассмотренного типа, как и предыдущие, являются полигенетическими разновозрастными, однако в отличие от первых генетические типы и возраст их продуктивных отложений меняются по латерали в пределах базального горизонта. Соотношение масс металла, сконцентрированного в отложениях разных фациальных типов, определяется многими факторами, важнейший из которых — гранулометрический состав россыпеобразующих минералов в источниках. В целом рассматриваемые выровненные широкие площадки по сравнению с участками шельфа, примыкающими к крутым уступам, менее благоприятны для образования высоких концентраций минералов с малой гидравлической крупностью.

Отмеченные особенности морфологии и состава позволили выделить особый тип россыпей — рывеевский [2]. Аналогичные россыпи, развитые на приморских равнинах, предлагалось выделить в особый генетический и промышленный тип ранее [9].

Рассмотренные типы не охватывают всего разнообразия обстановок россыпеобразования на шельфе. Прежде всего возможно их пространственное сочленение. На приподнятых блоках фундамента могут залежать россыпи рывеевского типа, концентрирующие крупнозернистые минералы, а к ограничивающим их со стороны моря уступам — примыкать многослойные залежи чокурдахского типа. При этом если коренные источники располагаются на склонах обрамляющих гор, то россыпи аллювиального и делювиального генезиса могут располагаться также и на суше. Полный ряд разных типов россыпей развивается лишь в случае, когда ширина приподнятого блока с денудационно-эрозийной поверхностью не превышает возможный путь транзита основной массы россыпеобразующих минералов.

Другая более простая и характерная для многих районов мира ситуация — сочленение аллювиальных либо делювиально-аллювиальных россыпей суши с аллювиальными россыпями погребенными и затопленными долин. Тогда коренные источники располагаются полностью или частично на суше. Нередко подобная ситуация признается характерной для всех шельфов [11], т. е. не учитываются конкретные структурно-геологические особенности и геотектонический режим развития отдельных районов.

Не исключена возможность развития по внешнему флангу россыпей рывеевского типа прибрежно-морских аллохтонных россыпей, представляющих концентрации мелкозернистых классов минералов. Пока не выявлены подобные примеры, вероятно, потому, что по-

ковыми работами, и в первую очередь бурением, охвачена лишь узкая часть шельфа. Это объясняется, по-видимому, также особенностями геотектонического режима развития восточно-арктического шельфа и процесса седиментации. В условиях выровненного рельефа реки обладали малой гидродинамической активностью, недостаточной для выноса в конечные водоемы стока тяжелых минералов; металл рассеивался в толще накапливающегося аллювия, который в ходе трансгрессии лишь частично перерабатывается в береговой зоне с образованием вторичных меньших концентраций. Как показывают данные по динамике современного берега, за счет переработки аллювия могут возникнуть небольшие россыпепроявления [1]. При выровненном рельефе даже при незначительном повышении уровня моря береговая черта сдвигается на большие расстояния и возникающие мелкие залежи оказываются пространственно разобщены.

Резюмируя, можно сделать вывод, что внутренняя краевая часть шельфа весьма благоприятна для формирования россыпей разных генетических типов. Следовательно, дискуссия о ведущей роли на шельфе тех или иных генетических типов россыпей для мелко- и среднемасштабного прогнозирования бессмысленна. В краевой зоне существовали условия для концентрации значительно больших масс металла коренных источников по сравнению с горными областями, поскольку в россыпеобразование вовлекались мелко- и тонкозернистые классы минералов. Развитие процессов россыпеобразования и морфология возникающих россыпей определялись морфоструктурными особенностями фундамента шельфа, положением коренных источников относительно их границ и соотношением гранулометрических классов россыпеобразующих минералов. Соответственно — это ведущие факторы при прогнозировании и поисках россыпей на шельфе, они должны определять направления геологоразведочных работ на акватории. Необходимо учитывать также, что положение россыпей относительно современной береговой линии определяется помимо морфоструктурных особенностей фундамента темпами осадконакопления в его краевой части. При выходе на шельф относительно крупных речных долин за счет поступления в кайнозой большого количества обломочного материала здесь сформировались приморские низменности, захватывающие пограничную, наиболее перспективную для образования автохтонных россыпей часть шельфа и выдвигавшиеся частично в зону окраинного прогиба.

Следовательно, специализированные геологические исследования перспектив россыпной металлоносности на пассивных шельфах типа восточно-арктического должны быть ориентированы на решение двух задач: 1) выяснение морфоструктурного плана коренного основания шельфа; 2) выделение участков локализации коренных источников и выяснение их рудноформационного типа в пределах благоприятных для россыпеобразования морфоструктур. На стадии мелкомасштабного прогнозирования, когда выделяются металлоносные зоны или районы, достаточно решить первую. Вторая задача, учитывая небольшую ширину благоприятной для россыпеобразования мор-

фоструктурной зоны и исходя из геологического и металлогенического единства фундамента шельфа и его горного обрамления, может быть решена путем экстраполяции акваторию данных по суше [4]. Однако в случае обнаружения достаточно приподнятых блоков фундамента на значительном удалении от берега требуется постановка специальных исследований комплексом глубинных геологических методов.

На стадии среднемасштабного прогнозирования, цель которого — выделение россыпных узлов и полей, основной задачей ставится изучение геолого-структурных и металлогенических особенностей фундамента шельфа с целью выделения участков, благоприятных для локализации коренных источников россыпеобразующих минералов. При этом на участках развития широких ступеней необходимо установить возможный рудноформационный тип коренного оруденения как показателя крупности россыпных минералов.

Поскольку большинство россыпей восточно-арктического шельфа находится в погруженном состоянии, резко снижается значение для его поверхности и верхних слоев дочного покрова, формирующихся за счет локхтонного материала и отражающих минероло-петрографические особенности водоснабжаемых площадей в целом. Следовательно, основную роль при специализированном геологическом изучении шельфа должны играть глубокие геофизические методы, направленные главным образом на выявление геолого-структурных элементов фундамента (магниторазведка, гравиметрия) и прямых признаков рудного оруденения (электроразведка и др.). Все это различные модификации ВП.

С учетом изложенного должны определяться направления дальнейших геологических работ на шельфе и задачи научно-методического плана. В частности, региональные исследования рекомендуют ориентировать на выявление поднятий фундамента шельфа по обложению окраинных прогибов и изучение их геологического строения. Для количественного прогнозирования важно определить применительно к различным морфоструктурам соотношения между запасами металла в руде и коренных источниках, аналогичные выявленным для оловоносных районов. Остается нерешенной проблема концентрации металлов в аллохтонных образованиях [7], что определяет перспективы металлоносности всего восточно-арктического шельфа. Особое внимание при этом должно быть обращено на дочетвертичные горизонты сложенные материалом кор химического ветривания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безродных Ю. П. Ореолы олова в осадках и их поисковое значение. Сов. геология, 1978, № 1, с. 129—135.
2. Безродных Ю. П., Безродных В. П. Титан и особенности состава олово- и золоторудных отложений шельфа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 9, с. 60—67.
3. Безродных Ю. П., Назаров Б. В., Петров Э. Д. Опыт применения сейсмопро-

лирования для выяснения морфоструктурных особенностей прибрежной части восточно-арктического шельфа (между м. Шелагским и устьем р. Кузкувунь). Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Морская геология и геофизика, 1979, № 3, с. 26—34. Валпетер А. П., Гольдфарб Ю. Н., Давиденко Н. М. Основные критерии и методы региональной прогнозной оценки россыпной металлоносности шельфа. Обзор. Морская геология и геофизика. М., ВИЭМС, 1978.

5. Закономерности формирования и критерии поисков погребенных россыпей олова/ Н. Н. Арманд, В. Д. Белоусов, Л. З. Быховский и др. — В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР. Ч. 1. Киев, Наукова думка, 1977, с. 162—167.

6. Лугов С. Ф. Перспективы выявления россыпей олова. — Разведка и охрана недр, 1974, № 1, с. 6—13.

7. О некоторых типах концентраций золота в морских осадках/В. Г. Ульст, Ю. П. Без-

родных, А. П. Валпетер, Ю. Н. Тарасевич. — Морская геология и геофизика, 1976, вып. 5, с. 55—62.

8. Петров О. П. Роль абразии в преобразовании золотоносных россыпей арктического побережья Центральной Чукотки. — Колыма, 1978, № 3, с. 42—44.

9. Тараканов Л. В. Равнинные россыпи — новый генетический и промышленный тип месторождений золота и олова. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1975, т. 223, № 5, с. 1206—1208.

10. Флеров И. Б., Сухорослов В. Л. Древние прибрежно-морские россыпи. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1974, вып. 21, с. 157—163.

11. Шипков У. Ю. К вопросу о перспективах золота и оловоносности затопленных долин шельфа. — Морская геология и геофизика, 1976, вып. 5, с. 51—54.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ДК 551.782.03 (398)

А. НЕВЕССКАЯ, И. А. ГОНЧАРОВА, Л. Б. ИЛЬИНА, П. ПАРАМОНОВА, С. В. ПОПОВ (ПИН АН СССР), К. БОГДАНОВИЧ (КраснодарНИПИнефть), К. ГАБУНИЯ (Ин-т палеобиологии АН ГССР), Ф. НОСОВСКИЙ (Днепропетр. гос. ун-т)

Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса

В начале олигоцена при обособлении северной окраины Тетиса в результате орогенных движений Альпийского пояса возник обширный бассейн, названный В. Д. Ласкаревым Паратетисом. Он представлял собой внутриконтинентальное море, протягивавшееся в широтном направлении между 40° и 50° с. ш. от северных предгорий Альп на западе до предгорий Тянь-Шаня — на востоке.

На первом этапе существования олигоцен — ранний миоцен) Паратетис практически был единым бассейном. Начиная же с конца раннего миоцена бассейн разделился на западный и восточный бассейны.

Восточный Паратетис, к которому относилась большая часть всего Паратетиса, занимал площадь от Северо-Восточной Болгарии и Восточной Ру-

мынии на западе до предгорий Копетдага на востоке. Граница его с Западным Паратетисом не была стабильной во времени и в разные века имела разное положение, так что промежуточные районы (в частности, Дакийский бассейн) составляли часть то Западного, то Восточного Паратетиса.

Изоляция Западного и Восточного Паратетиса друг от друга становилась или очень резкой (первая половина среднего миоцена, поздний миоцен), или ослабевала, и Паратетис вновь выступал как единый бассейн (конец среднего — начало позднего миоцена, конец позднего миоцена — начало раннего плиоцена). В конце позднего плиоцена Западный Паратетис прекратил свое существование, а Восточный сохранялся вплоть до плейстоцена, когда в новоэвксинско-хвалынское время Азово-

Черноморский и Каспийский водоемы сообщались между собой через район Манычей. Только в голоцене они потеряли связь.

Соединение Восточного Паратетиса с открытыми морскими водами было достаточно широким или прекращалось совсем, причем в самом начале миоцена проявилась довольно значительная связь с Атлантикой. Начиная со второй половины раннего миоцена эта связь прекратилась, но возникло сообщение с Тетисом как через Западный Паратетис, так и непосредственно с восточносредиземноморскими и индо-тихоокеанскими районами Тетиса. После среднего сарматия, когда Тетис распался вследствие отделения Средиземного моря от Индо-Пацифики, связь Восточного Паратетиса со Средиземноморьем на юго-востоке, по-видимому, имела место в позднем миоцене (мэотис) и в позднем плиоцене (акчагыл). После акчагыла этот путь проникновения средиземноморских вод в Восточный Паратетис был закрыт окончательно, и связь его со Средиземноморьем осуществлялась только в районе Дарданелл.

Сложность геологического развития Восточного Паратетиса в неогеновое время, обусловившая частое изменение фаций в пространстве и во времени, затрудняла построение единой стратиграфической шкалы неогена указанного региона. История создания этой шкалы достаточно длительна. В основу схемы стратиграфии неогена Понто-Каспийской области положены работы Н. И. Андрусова (1891, 1896, 1899, 1902, 1906, 1923 гг.). Он установил последовательность неогеновых отложений этой области, выделил в них ряд ярусов и горизонтов (тархан, чокрак, караган, конка, мэотис, киммерий, акчагыл), которые четко охарактеризовал фаунистически. Изучив фаунистические комплексы и заключающие их отложения различных стратиграфических подразделений, проведя их сравнение с фауной и осадками современных морей, Н. И. Андрусов восстановил характер бассейнов, сменявших друг друга в течение неогена, и показал цикличность смены условий осадконакопления. К нижнему и среднему миоцену им отнесены тарханский, чок-

ракский, караганский и конкский горизонты, к верхнему миоцену — сарматский и мэотический ярусы, а к плиоцену — понтический, киммерийский, альпийский и апшеронский.

В 1933 г. Л. Ш. Давиташвили в дополнение в эту схему, выделив нижний тарханский еще два горизонта — тарханский и сакараульский. В 1940 г. вышел в свет том «Стратиграфия СССР», посвященный неогену, в котором были подведены итоги изучения неогеновых, главным образом морских отложений южных районов СССР.

В послевоенные годы на территории СССР повсеместно развернулось геологическая съемка различного масштаба, широко проводились опробование бурение, специальные стратиграфические, литологические и палеонтологические исследования. Это способствовало разработке унифицированной стратиграфической схемы неогена для всего региона. Такая схема была создана под руководством А. Г. Эберзинга принята на совещании в г. Баку в 1955 г. [15].

За последние два десятилетия выполнен большой объем работ по изучению стратиграфии неогеновых отложений, в том числе в стратотипической области Средиземноморья, где оно введено впервые и где находится большинство стратотипов ярусов, рассматривавшихся как ярусы мирового значения. Эти считавшиеся ранее классическими ярусы подверглись пересмотру и ревизии Региональным комитетом стратиграфии средиземноморского неогена (РКССН) и в рамках Проекта № 25 Международной программы геологической корреляции (МПГК). Были предложены новые стратотипы аквитана и бурдигала, в определенных степени изменен их объем: гальветовый изъят из шкалы Средиземноморья; доказано, что «тортон» — центральная и Восточной Европы, прилегающий к среднему миоцену, не соответствует тортону стратотипической области (Италия); относящемуся к верхнему миоцену.

В связи с трудностями применения так называемой классической европейской шкалы к неогеновым отложениям Паратетиса для стран Центральной Европы (Западного Паратетиса) бы-

разработана своя региональная унифицированная ярусная шкала. Вследствие этого были пересмотрены ярусы нижнего и среднего миоцена и для южного (Восточного Паратетиса). Неоднородной комиссией МСК рекомендовано принять самостоятельную шкалу для этой части миоцена, как уже было сделано в 1955 г. для верхов миоцена плиоцена. Выделенные Н. И. Андрусовым и Л. Ш. Давиташвили горизонты — сакараул, коцахур, тархан, чокрак, караган, конка — были возведены в ранг региональных ярусов, прекрасно охарактеризованных комплексами различных групп фауны и отражающих этапы геологической истории такого обширного региона, как Восточный Паратетис. Для самой нижней части миоцена предложен новый регион — кавказ.

В результате всех проведенных работ на VI конгрессе РКССН в 1975 г. были приняты три региональные стратиграфические шкалы неогена для отдельных, четко обособленных палеогеографических областей с различной историей геологического развития — Средиземноморского Тетиса, Западного Паратетиса и Восточного Паратетиса. Подразделения этих региональных шкал пока удается коррелировать между собой лишь с известной долей условности (рисунок). На предлагаемой в настоящей статье схеме корреляция зон планктонных фораминифер с региональными Средиземноморья и Западного Паратетиса дана по материалам Проекта № 25 МПГК «Стратиграфическая корреляция неогена Тетиса и Паратетиса» (Geol. correlation, spec. issue, 1983 г.).

Невозможность рассмотрения региональных ярусов средиземноморской шкалы в качестве единых для всего земного шара обусловлена еще недостаточной ясностью их объема и границ в настоящее время. Что касается региональных шкал по планктонным фораминиферам и нанопланктону, хорошо разработанных для океанических районов, то хотя они и используются для корреляции разрезов океанического неогена, с одной стороны, и неогеновых отложений Средиземноморского Тетиса, и отдельных водоемов Паратетиса — с другой, но пока не могут за-

менить региональных подразделений последних.

Создание единой международной шкалы ярусного деления неогена остается одной из основных нерешенных проблем стратиграфии. Необходимо прежде всего расширить исследования неогеновых отложений стратотипической области, а именно Средиземноморья, с целью уточнения объема и границ ярусов, а также подразделов и отделов неогена. Выяснение закономерностей распределения планктонных фораминифер и нанопланктона, анализ палеомагнитных и радиометрических данных позволят проводить корреляцию средиземноморских ярусов с зонами по планктонным фораминиферам и нанопланктону — подразделениями шкалы океанического неогена. Корреляция региональных шкал различных палеогеографических областей, в том числе Паратетиса, с подразделениями Средиземноморья, зональными шкалами по планктонным фораминиферам и нанопланктону должна базироваться как на имеющихся немногочисленных материалах по этим группам фауны, так и на результатах применения физических методов [10, 11].

Биостратиграфическое обоснование ярусной шкалы неогена Восточного Паратетиса с указанием характерных для каждого регионаруса комплексов фораминифер, остракод, моллюсков и млекопитающих приведено в более ранней статье Л. А. Невесской и др. [16]. Там же изложены данные о возможном сопоставлении этих регионарусов с регионарусами Западного Паратетиса. Стратотипы всех регионарусов (кроме кавказа) описаны в специальном сборнике [12].

Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса, принятая 28 января 1983 г. на расширенном заседании бюро МСК, включает тринадцать регионарусов.

Кавказ (предложен А. К. Богдановичем, М. Ф. Носовским, М. В. Муратовым, Л. С. Тер-Григорьянц [16], принят VI конгрессом РКССН в Братиславе, 1975 г.). В стратотипе (г. Черкесск, р. Кубань), описанном М. Ф. Носовским и А. К. Богдановичем [6], этот регионарус представлен (снизу вверх) алкунской и зеленчукской сви-

Возраст, млн. лет	Зона планктонных фораминифер (У. Блоу, 1979 г.)	Зоны наупланктона (Э. Мартини, 1978 г.)	Отдел	Подотдел	Средиземноморье		Западный Паратетис (региоярус)	Восточный Паратетис (региоярус)				
					Надъярус	Региоярус						
1	N 23	NN 21—20	Плиоцен	Верхн.	Росселий	Четвертичные отложения	Четвертичные отложения	Четвертичные отложения				
2	N 22	NN 19							Апшерон			
3	N 21	NN 18—17				Пьяченцо	Румыний	Акчагыл				
4	N 20	NN 16										
5	N 19	NN 15	Миоцен	Верхний	Кастеллий	Занклий	Дакий	Киммерий				
6	N 18	NN 14										
7	N 17	NN 13				Мессин	Понт	Понт				
8	N 16	NN 12										
9	N 15	NN 11	Средний	Цезолий	Серраваллий	Паннон	Мэотис	Сармат				
10									Сармат S. STR.	Сармат		
11											Баден	Конка
12												
13	Чокрак											
14		Нижний	Жирондий	Бурдигал	Эггенбург	Сакараул						
15							Лангий	Карпат	Тархан			
16										Оттнанг	Коцахур	
17	Аквитан											Эгер (верхняя часть)
18		Хатт	Эгер (верхняя часть)	Кавказ								
19					Хатт	Эгер (верхняя часть)	Кавказ					
20								Хатт	Эгер (верхняя часть)	Кавказ		
21	Хатт										Эгер (верхняя часть)	Кавказ
22		Хатт	Эгер (верхняя часть)	Кавказ								
23					Хатт	Эгер (верхняя часть)	Кавказ					
24								Хатт	Эгер (верхняя часть)	Кавказ		

Схема корреляции регионарусов Восточного Паратетиса с Западным Паратетисом и Средиземноморьем

тами, а также нижней частью караджалгинской свиты, которые отвечают примерно средней части майкопской серии. Нижняя его граница проводится здесь в литологически единой толще по смене резко обедненной микрофауны нижележащей баталпашинской

свиты верхнего олигоцена. Более богатой фауной фораминифер с преобладанием *Virgulinitella*, *Bolivina* и др. отличается верхняя — также в однообразной толще песчано-глинистых отложений — появлению полигалинной фауны фораминифер, птеропод и радиолярий

раульского типа. Низы кавказа (албанская свита) содержат нанопланктонные зоны NP 25 [1], или зон NP 25—N 1, по определению Э. Мартини [6]. В парастратотипическом разрезе кв. 37 Дербетовская, пробуренная на северо-восточном склоне Ставропольского поднятия) и в разрезе опорной кв. 4 Новопокровской (45 км к северо-востоку от г. Тихорецка) нижней части кавказского регионаруса отвечают слои с *Bolivina goudkoffi* R a n k., верхней — слои с *Uvigerinella californica* C u s h m. По границе этих слоев предложено разделять кавказ на нижний и верхний подъярусы [6].

К кавказскому регионарусу, вероятно, относятся горностаевская свита Причерноморья, верхние части уплинских слоев Восточной Грузии и какавиинской свиты Мангышлака и т. д. По положению в разрезе кавказ может соответствовать аквитану Средиземноморья и верхам эгерского регионаруса Западного Паратетиса (см. рисунок).

Сакараул (Л. Ш. Давиташвили, 1933 г.), как и кавказский регионарус, характеризуется морской фауной разнообразных крупных моллюсков, фораминифер и остракод. Стратотип яруса — Сакараульская балка (Восточная Грузия) — в литературе обозначен не был, в связи с чем в том же районе в качестве гипостратотипа выбран разрез у ст. Метехи, описанный в 1970 г. А. Квалиашвили. И нижняя, и верхняя (с коцахурским регионарусом) границы сакараула в стратотипе и в гипостратотипе проводятся только по изменению фауны, так как вся верхняя часть майкопской серии представлена литологически однообразной толщей ород.

К сакараулу относятся: чернобаевская свита Причерноморской впадины, атисифоновая свита Степного Крыма, Керченского и Таманского полуостровов, верхняя часть караджалгинской и львинская свиты Центрального Предкавказья, слои с *Neobulimina elongata* в северного Ставрополя, Юго-Восточного Кавказа и юга центральных районов Восточно-Европейской платформы, кашкаратинская свита Мангышлака и др.

По моллюскам сакараульский регионарус коррелируется с эггенбургским Западного Паратетиса, а также с бурдигалом Средиземноморья (см. рисунок). Континентальные аналоги сакараула содержат остатки анхитериевой фауны (*Gomphotherium*, *Zygolophodon* и др.).

Коцахур (Л. Ш. Давиташвили, 1933 г.) выделяется по преобладанию солоноватоводной фауны моллюсков родов *Eoprosodacna*, *Congerina*, *Rzehakia*, *Melanopsis* и др., а также фораминифер рода *Sacamina* и немногочисленных видов остракод.

Стратотипический разрез этого регионаруса находится к северо-западу от ст. Каспи (Карталиния, Восточная Грузия) и описан в 1962 г. Г. А. Квалиашвили. Более полный разрез, предложенный в качестве гипостратотипа, располагается к северу от ст. Метехи в балке Надербазеви [8].

В гипостратотипическом разрезе коцахурские отложения залегают на сакараульских согласно, а верхняя граница коцахура отмечена перерывом, выше которого следуют чокракские отложения. Этот перерыв прослежен и в ряде соседних районов. Он мог быть обусловлен как позднекоцахурской регрессией, так и разрывом тарханских отложений во время чокракской трансгрессии, происходившими преимущественно в мелководной полосе моря. В области же развития более глубоководных фаций, согласно данным О. И. Джанелидзе, Г. Д. Ананиашвили и К. Г. Багдасарян, наблюдается вполне согласное залегание тарханских отложений на коцахурских, а в наиболее глубоководных зонах бассейна и коцахур, и нижняя часть тархана представлены немymi майкопскими глинами. Следовательно, осадконакопление в основной области Восточного Паратетиса было непрерывным в течение всего раннего миоцена.

С коцахуром сопоставляются маячковская свита Причерноморской впадины, королевская свита Керченского и Таманского полуостровов, рицевская и зурамакентская свиты Центрального и Восточного Предкавказья, «онкофоровые слои» южной части центральных районов Восточно-Европейской платформы, западных районов Каракумов,

Копетдага и др. По фауне моллюсков коцахур коррелируется с верхами оттангского региояруса Западного Паратетиса [8] и, по-видимому, может соответствовать какой-то части бурдигала Средиземноморья (см. рисунок).

Континентальные аналоги коцахура охарактеризованы комплексом млекопитающих. В их составе имеются представители *Gomphotherium*, *Dicerorhinus*, *Stephanocemas* и др.

Тархан (Н. И. Андрусов, 1918 г.) содержит достаточно богатую морскую фауну моллюсков, фораминифер и ostracod. Стратотип яруса находится на мысе Тархан (Керченский полуостров) и описан в ряде работ [7, 12]. В связи с сильной нарушенностью стратотипического разреза оползнями в качестве неостратотипа предложен находящийся несколько восточнее разрез уроч. Малый Камышлак [7].

И в стратотипическом, и в неостратотипическом разрезах отложения тарханского региояруса согласно залегают на немых глинах королевской свиты верхов майкопской серии, в которых в других разрезах Керченского полуострова встречены *Saccamina zuramakensis* Bogd. и *S. ovalis* (Subb. et Chutz.), — характерные формы коцахурского региояруса. Нижняя граница тархана проводится по появлению морских моллюсков, фораминифер (в том числе планктонных), ostracod — *Crassostrea*, *Lentipecten*, *Globorotalia* и др. На отсутствие перерыва между коцахуром и тарханом в глубоководных частях бассейна уже указывалось при описании коцахурского региояруса.

Что касается верхней границы тарханского региояруса в стратотипе и неостратотипе, то имеются разногласия, обусловленные дискуссионностью вопроса о возрасте спириалисовых глин верхней части разреза. Одни исследователи (Б. П. Жижченко, Р. Л. Мерклин, а также М. Ф. Носовский и др. [7]) полагают, что эти глины целиком относятся к тархану и тогда тархан несогласно перекрывается мелководными чокракскими известняками, другие (А. К. Богданович и И. А. Гончарова) считают, что границу тархана и чокрака следует проводить по

смене богатого тарханского комплекса фораминифер более обедненным чокракским и тогда тарханские спириалисовые глины непрерывно переходят в такие же глины чокрака. Некоторые исследователи (К. Г. Багдасарян) проводят верхнюю границу тархана спириалисовыми глинами.

Тарханский региоярус отчетливо подразделяется на три части, как уроч. Тархану или к чокраку уже говорилось о горийские и их аналоги в рассматриваемом тарханском региоярусе.

В мелководных фациях, по данным Г. Багдасаряна и О. И. Джанелидзе, морскими мигрантами продолжали существовать солоноватоводные фауны — *Rzehakia* и *Congerina*. По данным Г. А. Квалиашвили, К. Г. Багдасаряна, Р. Л. Мерклина, А. К. Богдановича, В. Н. Буряка, Г. Д. Аниашвили, но присутствие их в ли, ржегакии отмечались как в мелководных фациях (горийские слои), так и в достаточно глубоководных (кувтинские слои Северного Кавказа, джуга-ханские слои Грузии); конгерии же чокракского региояруса в настоящее время почитали мелководные фации.

Средние слои (терские, или тарханские, s. str.), содержат только морскую фауну, а верхние (аргунские, или юрасские), как отмечал в 1967 г. Б. П. Жижченко, соответствуют началу мыкания бассейна, обеднения и изменения его фауны. К тарханскому региоярусу относятся также томаковские слои северного крыла Причерноморской впадины.

По находкам в тарханских отложениях нанопланктона зон NN 5 и NN 6 [7] этот региоярус может сопоставляться с карпатом Западного Паратетиса и соответственно с самыми верхними бурдигала (см. рисунок). Находясь в низах тархана (горийские слои и их аналоги) наряду с морскими видами *Rzehakia* и *Congerina* хорошо увязываются с находками этих форм в отложениях карпатского региояруса.

Континентальные аналоги тарханского разреза содержат остатки *Cricetodon* sp., *Golophodon* sp., *Anchitherium auroense* Cuv. и др.

Чокрак (Н. И. Андрусов, 1884 г.) охарактеризован морским комплексом фауны, несколько обедненным по сравнению с тарханским, состоящим в

основном из общих с тарханом видов чокракских и их потомков.

Стратотип чокрака находится на восточном берегу оз. Чокрак (Керченский полуостров). Описание его было дано в 1884 г. Н. И. Андрусовым. В стратотипическом разрезе чокракские известняки лежат, по-видимому, несогласно, на спириалисовых глинах, о принадлежности которых к чокраку уже говорилось.

В мелководных фациях, по данным Г. Багдасаряна и О. И. Джанелидзе, морскими мигрантами продолжали существовать солоноватоводные фауны — *Rzehakia* и *Congerina*. По данным Г. А. Квалиашвили, К. Г. Багдасаряна, Р. Л. Мерклина, А. К. Богдановича, В. Н. Буряка, Г. Д. Аниашвили, но присутствие их в ли, ржегакии отмечались как в мелководных фациях (горийские слои), так и в достаточно глубоководных (кувтинские слои Северного Кавказа, джуга-ханские слои Грузии); конгерии же чокракского региояруса в настоящее время почитали мелководные фации.

Общепринятого подразделения чокракского региояруса в настоящее время не существует, несмотря на то что в различных районах оно проводилось Б. П. Жижченко, А. К. Богдановичем, Г. Багдасаряном и др. По положению в разрезе неогена чокрак может сопоставляться с какой-то частью низов Западного Паратетиса и, вероятно, с лангием Средиземноморья. Чокракскому времени отвечает белочетский комплекс наземных млекопитающих — *Palaeocricetus caucasicus* Arg., *Demicricetodon* sp. и др.

Караган (Н. И. Андрусов, 1917 г.) содержит специфичную, резко обедненную фауну моллюсков, фораминифер и ostracod морского происхождения. Стратотип не был указан автором этого региояруса. В качестве лектостратотипа предложен разрез уроч. Уйратам, находящийся в стратотипической области п-ова Тюбкараган на Мангышлаке и кратко описанный в 1917 г. Н. И. Андрусовым. В лектостратотипическом разрезе караган лежит с разрывом на палеогеновых глинах, а контакт его с вышележащим конкским региоярусом неясен, так как Н. И. Андрусов выше фолладовых слоев верхов карагана отмечает песчаник с ракообразными детритом, относящийся, по-видимому, к сармату.

В других районах Мангышлака сартаганские слои конки лежат на фолладовых слоях карагана согласно, тогда как в основании последнего отмечается перерыв. В более глубоководных районах никакого перерыва между чокраком и караганом нет, и нижняя граница карагана проводится по появлению крупных *Spaniodontella*.

Что касается верхней границы, то, как правило, переход караганских отложений в конкские непрерывный, но характеризуется резкой сменой однообразного фаунистического комплекса карагана богатой морской фауной конкского региояруса.

Караганский региоярус подразделяется на три части. В нижней его части (спаниодонтелловые, или архашенские слои) преобладает *Spaniodontella gentilis* (Eichw.). Средние (варненские, или эрвилиевые, мелитопольские и туркменские) слои, по данным М. М. Судова, Е. М. Жгенти, А. К. Богдановича, О. И. Джанелидзе, содержат наряду со *S. gentilis*, *Savanella andrussovi* (Toulal), *Ervilia*, местами редких представителей морских достаточно полигалинных родов моллюсков (*Calista*, *Eastonia*, *Chlamys*, *Polinices* и др.) и фораминифер (*Neobulimina*, *Dendritina* др.). Комплексы фауны нижних и средних слоев, по мнению Е. Коюмджиевой, включают много общих форм и резко не разграничены, но их можно рассматривать в качестве самостоятельных подразделений.

Верхние (фолладовые, или картвельские) слои первоначально относились Н. И. Андрусовым к конкскому горизонту. Однако тесная связь картвельских моллюсков и фораминифер с таковыми нижележащих слоев, на которую указывали Е. М. Жгенти и В. А. Крашенинников, и большие отличия их от конкских указывают на принадлежность картвельских слоев к карагану, а не к конке, как отмечал ранее Б. П. Жижченко.

Караган соответствует середине баденского региояруса Западного Паратетиса, возможно, слоям Велички, к которым приурочены залежи соли. Следует подчеркнуть, что для карагана, особенно восточных (закаспийских) районов, характерно высокое содержание гипсов. В Средиземноморье ка-

рагану, вероятно, отвечает какая-то часть нижнего сарраваля.

Караганские отложения содержат комплекс млекопитающих с *Gomphotherium angustidens* (Cuv.) и *Listriodon splendens* Meyer [19].

Конка (Н. И. Андрусов, 1917 г.) характеризуется достаточно богатой морской фауной. Стратотип регионаруса находится на р. Конке, у сел. Веселянка (Запорожская область) и описан Н. И. Андрусовым, Н. А. Соколовым, М. Ф. Носовским. В стратотипе конкские отложения лежат на континентальных отложениях миоцена, возраст которых неясен. На границе с нижним сарматом наблюдается немой глинистый прослой. Его присутствие свидетельствует, по мнению Н. А. Соколова и М. Ф. Носовского, о перерыве между конкой и сарматом.

По вопросу об объеме конкского регионаруса имеются разногласия, о которых говорилось при описании карагана. Причиной их послужило то, что в стратотипе представлена только верхняя часть этого регионаруса (веселянские слои, выделенные Р. Л. Мерклиным). Однако из названия статьи, в которой Н. И. Андрусовым описан конкский горизонт, явствует, что он относился к конке и фоладовые (картвельские) слои.

В большинстве районов, где имеется полный разрез, конкский регионарус подразделен Б. П. Жижченко на две части — сартаганские слои с богатой морской фауной моллюсков, морских ежей, фораминифер, остракод и веселянские слои с обедненной морской фауной. Нижние, сартаганские слои в ряде районов отсутствуют, поэтому здесь наблюдается несогласное залегание веселянских слоев на картвельских. Таким образом, раннеконкской трансгрессии предшествовала позднекартвельская регрессия, а сартаганская трансгрессия, с которой связано появление морской полигалинной фауны, захватила меньшую территорию, чем предшествовавший караганский водоем, хотя в более глубоководных участках осадконакопление было непрерывным.

Верхняя граница конки (с сарматом) в большинстве районов согласная. Она хорошо коррелируется с

верхней границей баденского регионаруса Западного Паратетиса, что подтверждается находками нанопланктона в зонах NN 6—7 в конке Причерноморья. Соответственно низы сарматского регионаруса, в верхней части баденского регионаруса относятся к верхам среднего Предкарпатья и Польши [2]. Соответственно, а остальная его часть — к низам верхнего миоцена. В сарматских отложениях и их континентальных аналогах установлены комплексы наземных млекопитающих — калфинский (по Н. И. Андрусову, В. Колесникову, В. Я. Дидковскому, также Н. П. Парамоновой [4], в верхнем [19]. Все эти комплексы включают остатки *Hipparion*, фораминифер и остракод морского происхождения. Стратотип не был описан автором яруса. В качестве легкого обрыва Керченского пролива (в стратотипе предложен разрез в районе г. Аршинцево), описанный с. Широкое на левом берегу р. Ингуш. В стратотипе разрез (Днепропетровская область), описанный Л. С. Белокрысом.

Представлен сармат здесь в известняках верхнего сармата подъярусами, хотя и с перерывами (хотя их непосредственный контакт не виден), а перекрываются понтическими отложениями. В качестве стратотипа может быть принят более полный разрез сармата [5] в окрестностях сел. Веселянки в балке Крайних, тогда как в других местах (Запорожская область) местами солоноватоводные понтические отложения лежат, вероятно, на мшанчатых известняках верхнего сармата подъярусами, хотя и с перерывами (хотя их непосредственный контакт не виден), а перекрываются понтическими отложениями. В качестве стратотипа может быть принят более полный разрез сармата [5] в окрестностях сел. Веселянки в балке Крайних, тогда как в других местах (Запорожская область) местами солоноватоводные понтические отложения лежат, вероятно, на мшанчатых известняках верхнего сармата подъярусами, хотя и с перерывами (хотя их непосредственный контакт не виден), а перекрываются понтическими отложениями.

В большинстве районов Восточного Паратетиса отмечается согласное залегание сармата на конкских отложениях. Н. И. Андрусову, В. Н. Буряку, Б. П. Жижченко, а также Л. Б. Ильиной и Л. А. Невесской [4], подразделяется на два подъяруса. Нижний, или багеровский, подъярус характеризуется комплексом морских моллюсков, фораминифер и остракод, а верхний, или волынский, — преобладанием солоноватоводных моллюсков, остракод мионеску, которые в свою очередь подразделены на слои, характерные для охарактеризованных фаунистических зон.

Сармат подразделяется на три подъяруса — нижний, средний и верхний. Нижний, или багеровский, подъярус характеризуется комплексом морских моллюсков, фораминифер и остракод, а верхний, или волынский, — преобладанием солоноватоводных моллюсков, остракод мионеску, которые в свою очередь подразделены на слои, характерные для охарактеризованных фаунистических зон.

Сармат подразделяется на три подъяруса — нижний, средний и верхний. Нижний, или багеровский, подъярус характеризуется комплексом морских моллюсков, фораминифер и остракод, а верхний, или волынский, — преобладанием солоноватоводных моллюсков, остракод мионеску, которые в свою очередь подразделены на слои, характерные для охарактеризованных фаунистических зон.

Сармат Восточного Паратетиса подразделяется на три подъяруса — нижний, средний и верхний. Нижний, или багеровский, подъярус характеризуется комплексом морских моллюсков, фораминифер и остракод, а верхний, или волынский, — преобладанием солоноватоводных моллюсков, остракод мионеску, которые в свою очередь подразделены на слои, характерные для охарактеризованных фаунистических зон.

Датировки абсолютного возраста пепловых прослоев из сарматских отложений Эвксинско-Каспийской области, полученные И. С. Чумаковым и соавторами, позволяют предполагать, что нижний сармат Восточного Паратетиса соответствует верхнему сармату Западного Паратетиса, что подтверждается находками нанопланктона в зонах NN 6—7 в конке Причерноморья. Соответственно низы сарматского регионаруса, в верхней части баденского регионаруса относятся к верхам среднего Предкарпатья и Польши [2]. Соответственно, а остальная его часть — к низам верхнего миоцена. В сарматских отложениях и их континентальных аналогах установлены комплексы наземных млекопитающих — калфинский (по Н. И. Андрусову, В. Колесникову, В. Я. Дидковскому, также Н. П. Парамоновой [4], в верхнем [19]. Все эти комплексы включают остатки *Hipparion*, фораминифер и остракод морского происхождения. Стратотип не был описан автором яруса. В качестве легкого обрыва Керченского пролива (в стратотипе предложен разрез в районе г. Аршинцево), описанный с. Широкое на левом берегу р. Ингуш. В стратотипе разрез (Днепропетровская область), описанный Л. С. Белокрысом.

Мэотис соответствует верхней части паннона Западного Паратетиса, а в Средиземноморье — тортоу и, возможно, какой-то части низов мессина [17] (см. рисунок). Корреляция его с тортоном подтверждается находками в верхнем мэотисе типичных для зоны NN 10 видов нанопланктона [10, 11]. В мэотических отложениях установлены тараклийский и тудоровский комплексы позвоночных [19].

Понт (Н. П. Барбот де Марни, 1869 г.) характеризуется господством разнообразной солоноватоводной фауны моллюсков и остракод. Стратотип понта находится в районе г. Одессы, но недоступен для изучения. Был предложен в качестве неостратотипа береговой разрез на западе Керченского полуострова в районе г. Аршинцево (Камышбурун); неоднократно описанный Н. И. Андрусовым, А. Г. Эберзиным и др.

В стратотипическом районе (г. Одесса), по данным И. Ф. Синцова, понт представлен только нижней частью, лежит, вероятно согласно, на мэотических отложениях, а перекрывается с перерывом четвертичным лёссом или кузальничьими отложениями.

В неостратотипе разрез понта достаточно полный и, как в других районах, по Н. И. Андрусову, может быть подразделен на два подъяруса — нижний и верхний. Нижняя граница нижнего подъяруса отмечается здесь появлением солоноватоводных кардий родов *Eupatoria*, *Lymnocardium*, *Paradacna* и др., а верхний подъярус — появлением видов *Phyllocardium*, *Plagiadacna*, *Charitoconcha* и других родов.

Верхняя граница понта в неостратотипе не может быть установлена точно, так как здесь отсутствует нижний киммерий. В других более полных разрезах она знаменуется появлением в вышележащем киммерийском регионарусе родов и подродов, не известных в понте. Переход понта в киммерий весьма постепенный.

Как нижний, так и верхний подъярусы понта могут быть в свою очередь подразделены на слои (евпаторийские и одесские в нижнем подъярусе, портоферские и босфорские — в верхнем). В раннем понте и начале позднего понта Паратетис был единым

бассейном, так что нижнепонтические отложения — прекрасный репер для корреляции разрезов Восточного и Западного Паратетиса. В течение позднего понта Западный Паратетис (кроме его дакийской части, ставшей заливом Восточного Паратетиса) прекратил свое существование, а Восточный Паратетис расчленился на Эвксинский и Каспийский бассейны. Для последнего принята своя схема подразделения верхнего понта на слои (шемахинские и бабаджанские).

В вопросах корреляции понта Паратетиса со Средиземноморьем и его положения относительно границы миоцена и плиоцена много неясного. В. Н. Семенов, исходя из того что по нанопланктону верхний эоценоз можно сопоставить с тортоном, а нижний киммерий — с верхами мессина [10, 11], коррелирует понт с мессинем, учитывая его кратковременность, согласно палеомагнитному анализу. Таким образом, понт, по этим данным следует относить к верхнему миоцену. Однако вопрос нельзя считать окончательно решенным, так как материалы по нанопланктону, на которых зиждется все построение, пока еще единичны, а непосредственно по понту они практически отсутствуют. Поэтому в корреляционной схеме (см. рисунок) понт сопоставлен с верхами мессина — низами занклия, т. е. занимает промежуточное положение между миоценом и плиоценом.

Понтические комплексы млекопитающих на территории Паратетиса мало известны. В них отмечены *Hipparion* ex gr. *crassum* Gerv., *H. stavoripolitanum* Mac., *Diceros* cf. *pachygnatus* (Wagn.), *Anancus arvernensis* (Cret. et Jor.) и др. [19].

Киммерий (Н. И. Андрусов, 1907—1908 гг.) так же, как и понт, содержит солоноватоводную фауну моллюсков и остракод; среди моллюсков господствуют кардииды и дрейсениды, причем большинство их достигает максимально крупных размеров. Стратотип Н. И. Андрусовым указан не был. В качестве лектостратотипа предложено обнажение у г. Аршинцево (Камышбурун) на западном берегу Керченского полуострова, описан-

ное в работах Н. И. Андрусова и Диммерий может быть сопоставлен с верхами мессина — нижней частью эоценоза Средиземноморья [10, 11].

В стратотипе киммерийский реперный разрез представлен не полностью — В континентальных аналогах киммерийской фауны (азово-черноморский комплекс (слои), а средние, камышбурунско-курчуганская и молдавская фауны) слои лежат на верхнем понте. Показанных млекопитающих [19].

В киммерий здесь немаловажны Акчагыл (Н. И. Андрусов, 1912 г.) и другие глины, относимые к куяльнической фауне моллюсков и фораминифер, а также видам остракод морских и солоноватоводных родов. Стратотип аврора не наблюдается. Нижняя граница киммерийского региона обозначена не была. В киммерий проводится в этом случае лектостратотипа предложен по появлению в разрезе *Macradacna* разрез у колодца Ушак на Красноводском полуострове (Туркменская ССР), s. str., *Lytnocardium* (Moquicardium) описанный А. А. Али-Заде. В лектостратотипе киммерийского разреза акчагыл, по-видимому, залегает трансгрессивно на Там, где на верхнекиммерийских отложениях верхнего миоцена — средней части плиоцена и терригенных куяльнических слоев (акчагыл), верхняя граница киммерийских отложений.

Переход от киммерий к куяльнической стратотипическом разрезе акчагыл, по-видимому, залегает трансгрессивно на Там, где на верхнекиммерийских отложениях верхнего миоцена — средней части плиоцена и терригенных куяльнических слоев (акчагыл), верхняя граница киммерийских отложений. В разрезе *Parapachydacna* (Parapachydacna) и ряда других отложений отмечается почти непрерывно, хотя перерыв между акчагыльскими и подстилающими их видами родов *Charitoconcha*, *Pachydacna* и др. местами отложениями балаханской и черноморской серий отсутствует. Апшеронские отложения как солоноватоводные, так и континентальные в большинстве случаев лежат на акчагыльских слоях. Граница между подъярусом акчагыльским и апшеронским достаточно хорошо выражена. Нижняя граница акчагыля, примерная фаунистическая характеристика совпадающая с границей палеомагнитной эпохи Гильберта и Гаусса, т. е. даже роды и подроды кардиид), проходящая на уровне 3,3 млн. лет, и по литологической (наличие железных руд в низах верхнего подъяруса в других районах проводится по появлению в разрезе морских моллюсков и фораминифер родов *Cerastoderma*, *Avimacra*, *Potamides*, *Bolivina*, *Cassidulina* и др. В средней части регионарской, но границы этих подразделов в южных районах, где солонность воды высокая, кроме указанных родов моллюсков, присутствуют представители еще ряда эндемичных родов — *Avicardium*, *Azeria* и др. В верхней его части встречаются солоноватоводные *Dreissena*. Верхняя граница (с апшероном), отмечающаяся исчезновением морских видов и распространением солоноватоводных *Dreissena* и др., проходит примерно на уровне 1,8 млн. лет, совпадая с эпизодом Гилса [3, 14].

Киммерий подразделяется на нижний, включающий отложения как солоноватоводные, так и континентальные в большинстве случаев лежат на акчагыльских слоях. Граница между подъярусом акчагыльским и апшеронским достаточно хорошо выражена. Нижняя граница акчагыля, примерная фаунистическая характеристика совпадающая с границей палеомагнитной эпохи Гильберта и Гаусса, т. е. даже роды и подроды кардиид), проходящая на уровне 3,3 млн. лет, и по литологической (наличие железных руд в низах верхнего подъяруса в других районах проводится по появлению в разрезе морских моллюсков и фораминифер родов *Cerastoderma*, *Avimacra*, *Potamides*, *Bolivina*, *Cassidulina* и др. В средней части регионарской, но границы этих подразделов в южных районах, где солонность воды высокая, кроме указанных родов моллюсков, присутствуют представители еще ряда эндемичных родов — *Avicardium*, *Azeria* и др. В верхней его части встречаются солоноватоводные *Dreissena*. Верхняя граница (с апшероном), отмечающаяся исчезновением морских видов и распространением солоноватоводных *Dreissena* и др., проходит примерно на уровне 1,8 млн. лет, совпадая с эпизодом Гилса [3, 14].

В Каспийском бассейне аналогично киммерий, по-видимому, являются дуктивная, или балаханская, серия Азербайджана и красноцветная, черноморская, серия Западной Турции; более точное их сопоставление киммерий пока невозможно. Не исключено, что низам киммерий отвечает верхняя часть бабаджанских слоев относимых ныне к верхнему понту. По находкам нанопланктона верхнего понта NN 11 — зон NN 12 — NN

По смене фауны моллюсков южных районов бассейна (Азербайджан, Западная Туркмения) акчагыль, согласно данным В. П. Колесникова, К. А. Али-Заде и А. Г. Эберзина, был подразделен на три подъяруса, границы которых оказались недостаточно четкими, а объем очень неоднозначен, что привело к созданию многих местных схем. Вследствие этого общепринятого подразделения акчагыля на подъярусы не существует. Акчагыльские отложения прослеживаются далеко на север (до районов Нижней Камы).

В периоды трансгрессий (в начале и середине акчагыля) воды акчагыльского моря распространялись и в Азово-Черноморскую область, на территорию Южной Украины, Керченского и Таманского полуостровов, что позволяет рассматривать акчагыльский регион как общий для всего Восточного Паратетиса, хотя на значительной территории Черноморского бассейна акчагыльские отложения не известны; их аналогом здесь являются куяльнические осадки, следующие непосредственно за киммерийскими. О нижней границе куяльника уже говорилось при рассмотрении верхней границы киммерий. Верхняя граница куяльника (с гурийскими слоями апшерона) проводится по появлению родов *Digressodacna* и *Submonodacna*. Более детальное расчленение куяльника (эгрисский «ярус») возможно только для Западной Грузии [13].

Что касается точных соотношений акчагыля Каспийской и куяльника Черноморской областей, то, по данным В. Н. Семенова и В. Н. Буряка, их нижняя граница, по-видимому, приблизительно совпадает, верхняя же часть куяльника может соответствовать не только верхам акчагыля, но и части нижнего апшерона [9].

Акчагылю в какой-то степени отвечает румынский регион Румынии [18], а в области Средиземноморья акчагыль можно сопоставлять приблизительно с пьаченцо (см. рисунок).

Акчагыльские морские отложения содержат квабеский и хапровский комплексы наземных млекопитающих [19].

Апшерон (Н. П. Барбот де Мар-ни, С. Симонович, 1891 г.) включает

солоноватоводную фауну моллюсков и остракод. Стратотип региояруса не был указан авторами. В качестве лектостратотипа предложен разрез района Баилова мыса (Апшеронский полуостров), описанный Н. И. Андрусовым [12], в котором апшерон, по-видимому, представлен полностью. Лежит он согласно на акчагыле, а покрывается трансгрессивно и с угловым несогласием бакинским горизонтом четвертичного возраста.

Нижняя граница апшерона проходит примерно на уровне 1,8 млн. лет [3, 14]. Она отмечается господством солоноватоводных и пресноводных форм — видов *Dreissena*, мелких кардий апшеронского типа, *Corbicula* и многочисленных гастропод родов *Lymnaea*, *Streptocarella*, *Turricaspia*, *Theodoxus* и др. Верхняя граница проводится по исчезновению специфических апшеронских видов кардий и по распространению бакинских *Didacna*. Расположена она вблизи границы магнитных эпох Брунес и Матуяма на уровне 0,7 млн. лет.

Д. В. Голубятников, В. П. Колесников и А. Г. Эберзин указывают три подразделения апшерона. Однако четко прослеживаются лишь два из них, которые можно считать подъярусами. Граница нижнего и верхнего подъярусов знаменуется появлением в разрезе многочисленных и разнообразных кардий родов *Didacnoides*, *Hyrcania*, *Monodacna* и др.

В Азово-Черноморском бассейне отложения с типичной апшеронской фауной отмечены только на северо-востоке в Приазовье, а в Рионской впадине и у берегов Крыма присутствуют возрастные аналоги апшерона — гурийские слои, лежащие на куюльнике и содержащие довольно бедный комплекс моллюсков — *Digressodacna digressa* (Liv.), а также немногие виды *Dreissena*, *Pseudocatillus*, *Submonodacna* и др.

Верхняя часть куюльника, как отмечалось выше, возможно, соответствует низам апшерона, и тогда гурийские слои должны сопоставляться не со всем апшероном, а только с его верхней частью. Что касается чаудинских слоев, лежащих выше гурийских, то их возраст дискуссионен. Некоторые ав-

торы (Т. Г. Китовани, З. А. Имна-Семенов, В. Н., Люльева С. А. Опыт прямой корреляции миоплиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1978, с. 91—94.) относят эти слои к апшерону. Другие исследователи сопоставляют с бакинскими отложениями четвертичной системы.

Апшеронский региоярус приблизительно отвечает калабрию Средиземноморья. Для него характерны отделение эгрийского яруса (плиоцен). — Совещ. АН СССР, 1978, т. 91, № 2, с. 498—500.

Апшерон отнесен к неогеновой системе согласно принятой в СССР границе четвертичной и неогеновой систем на уровне 0,7 млн. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева-Григоревич А. С. Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по наноплану. — В кн.: Мат-лы XI конгресса Карто-Балканской ассоциации. Киев, 1978, с. 6—7.
2. Андреева-Григоревич А. С., Носовский М. Ф. О стратиграфических аналогах конкского яруса в Центральном Паратетисе. — В кн.: Геология и рудоносность Украины. Днепропетровск, 1976, с. 76—77.
3. Гурарий Г. З., Певзнер М. А., Трубилин В. М. Палеомагнитная шкала позднекайнозойских отложений Каспийского бассейна. — В кн.: Мат-лы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 3. Баку, 1973, с. 62—64.
4. Ильина Л. Б., Невеская Л. А., Паранова Н. П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогенов Евразии. М., Наука, 1976. (Тр. ПИН СССР, т. 155).
5. Куличенко В. Г., Савронь Э. Б., Сатанская З. Н. К вопросу о стратотипе сарматского яруса. — Геологический журнал, 1971, т. 39, № 5, с. 26—31.
6. Носовский М. Ф., Богданович А. К. К методам и их рациональному комплексованию в стратиграфии кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1980, с. 3—8.
7. Об объеме тарханского яруса на юге Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1976, с. 22—31.
8. Попов С. В., Воронина А. А. Коцахурская фауна Восточного Паратетиса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 5, с. 58—67.
9. Семенов В. Н. Плиоцен Крыма. — В кн.: Стратиграфия УССР. Т. 10. Неоген. Киев, 1975, с. 24—31.
10. Семенов В. Н. Корреляция миоплиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. — В кн.: Палеонтология. Стратиграфия. М., Наука, 1980, с. 201—207.

Семенов В. Н., Люльева С. А. Опыт прямой корреляции миоплиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1978, с. 91—94.

Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. Ред. Л. А. Невеская, Ф. Ф. Штейнгер. Братислава, 1975.

Трубилин В. М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М., Наука, 1977. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 301).

Эберзин А. Г. Схема стратиграфии неогеновых отложений юга СССР. — В кн.: Тр. совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1959, с. 41—47.

Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР/Л. А. Невеская, А. К. Богданович, О. С. Вялов и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2, с. 104—120.

ЛИПАТОВА, С. Н. ЖИДОВИНОВ, Н. Н. СТАРОЖИЛОВА, ГРОШЕВ (ВНИГНИ), З. А. ЯНОЧКИНА, БУКИНА (Саратовский гос. ун-т), Ю. А. ВОЛОЖ (ИГН АН КазССР)

Формативность методов и критерии расчленения триасовых отложений Мангышлака

позволяют провести сопоставление с Общей стратиграфической шкалой.

Двустворчатые моллюски, как и амmonoидеи, относятся к ортостратиграфической группе. Однако, в отличие от последних, они распространены во всех отделах триаса рассматриваемого региона. Выполненные нами послойные сборы фауны двустворчатых моллюсков в стратотипических разрезах свит Горного Мангышлака, находки ее в керне скважин, пробуренных на Южном Мангышлаке, позволили выявить определенные закономерности в распределении тех или иных форм по разрезу триаса и установить следующие фаунистические комплексы. Самый древний комплекс моллюсков обнаружен совместно с амmonoидеями в тарталинской и караджатикской свитах тюрурпинской серии Горного и Южного Мангышлака (Жетыбай-Узенская ступень), а также в ракушечной свите Песчаномыско-Ракушечного гетероблока. В его состав входят: *Eumorphotis multiformis* (Bitt.), *Ornithopecten temirbabensis* Kipar., *Entolium microtis* (Witt.), *Mytilus tuarkyrensis* Kipar., *Myalina dalailamae* (Ver.), *Bakevella pannonica bogdoensis* Kipar., *Leptochondria minima* (Kipar.) и др. Стратиграфический диапазон этих видов ограничен оленекским ярусом.

Иной комплекс характеризует акмышскую свиту Горного Мангышлака. В нем преоблада-

тивные признаки для остальной части триасового разреза, вскрытого в других районах. Литологические критерии расчленения триасовых отложений Южного и Горного Мангышлака — одни из ведущих. Так, трехчленное деление триаса названных регионов на крупные литолого-стратиграфические комплексы стало возможным благодаря наличию четкого маркирующего репера — мощной терригенно-карбонатной толщи среднего триаса. Терригенные породы нижнего и верхнего триаса отличаются друг от друга окраской и строением разреза. В нижнем отделе присутствуют в подчиненном количестве также и карбонатные прослои. Сравнительный анализ карбонатных пород триасового разреза позволил констатировать не только их петрографическое, но и визуальное отличие, что также может быть использовано в качестве информативного признака.

Особенно характерны так называемые оолитовые, псевдооолитовые, оолитные и псевдооолитные известняки, биогенная (кокколито-вая) природа которых установлена нами по данным электронно-микроскопического изучения [3]. Они прослежены в актаасской, жиландинской свитах и низах акмышской свиты среднего триаса. Это позволяет рассматривать их в качестве одного из реперных горизонтов. Следует заметить, что подобные известняки встречаются в низах каламасской свиты на п-ове Бузачи и на том же стратиграфическом уровне (в нижнем раковинном известняке) — в Северо-Германской впадине.

Реперными являются прослои туфов в среднетриасовых отложениях Южного и Горного Мангышлака. В последнем они служат маркирующими горизонтами при детальном геологическом картировании. Высокая тектоническая активность территории Горного и Южного Мангышлака в триасовый период отразилась и на информативности петрографических признаков.

Нами неоднократно указывалось, что при детальной корреляции преимущественно терригенных триасовых толщ Прикаспийской впадины и Устьурта по литолого-петрографическим признакам основное внимание уделялось изучению не только качественного состава, но и количественных соотношений терригенных компонентов в породах отдельных стратон. Для триаса Мангышлака, где широко развиты осадочно-вулканогенные образования и существовали многочисленные источники сноса, меняющие свое положение в результате тектонической активности региона, сведения о количественных соотношениях обломков пород и минералов не дают необходимой информации. Качественная же характеристика обломков, особенно степень их переработки, являющаяся следствием глобальных климатических изменений, более информативна. Но и она несколько затушевывается наложенными метасоматическими изменениями в условиях вулканической деятельности, происходившей синхронно с осадконакоплением.

Особое значение при корреляции триасовых отложений Южного и Горного Мангышлака приобретают критерии, связанные с поствулканическими процессами, широко распространенными на рассматриваемой терри-

тории в среднетриасовую эпоху. Помимо неясно выраженных гидротермальных что сами известняки, особенно оолитовые компенсируются для этих осадков оолитные и псевдооолитные, служат прекрасным присутствием в них переотложенными маркирующими горизонтами, информативных альбитизированных и серицитизированных данные могут быть также полученных обломков метасоматитов среднего изучения наложенных гидротермальных, что является одним из критериев выделений, начальные стадии которых зафиксированы в верхнетриасовых образованиях. В низах среднетриасовой толщи. Влияние климатического фактора, как от всех разностей известняков пелитоматоза выше, в районах Горного и Южного ступки кальцита — оолиты — как бы «выжигаются» несколько затушевано метасоматом в кристаллах новообразованного кристаллическими изменениями. Однако общая на литического кальцита, доломита и халцедонности процессов, связанных с постевидного кварца, что обусловлено действующей гумидизацией климата, прослеживается гидротермальных растворов на нелифиде здесь. ванных осадок. О влиянии гидротермических красноватые и буро-коричневые оттенки, тельствует также наличие выделений кристаллических полимиктовых терригенных по кристаллического анкерита.

Для тенгинской и оймашинской свит бая измененность принесенного в бассейн ного Мангышлака характерны наиболее элементации обломочного материала, хорошо проявленные вулканические и почти сохранность железосодержащих минералогических гидротермальные процессы, почти полное отсутствие углефицированных, в результате которых образовались неправки растительных остатков — все это указывает на преобладание механической дезинтеграции хлорита, сростки изометрических пород над химической переработкой в таллов кварца, кристаллизующегося в условиях аридного климата.

альбитом. Последний всегда преобладает, серая и темно-серая окраска толщ среднего лично окристаллизован, изредка обрета. наличие среди обломков глинизированных индивиды с нечеткими полисинтетическими и лимонитизированного материала, выдвойниками. Туфы и туффиты преобразованных полевых шпатов, слюд, хлоритов, в метасоматиты с порфириобластовой строморфическими сланцев, обязательное прирой. В них наблюдается анкерит в виде в верхх среднего триаса углефицированных ромбодрических лимонитизированных растительных остатков (до 30 %), а кристаллов размером 0,1—0,2 мм. Приже тонкодисперсных бурых органических вие гнездовидных выделений метасоматитов, возможно, гуминовых кислот — дает возможность провести более достоверное изучение гумидизации климата. стратиграфическое расчленение свиты сероцветных пород верхнего триаса сколько альбитизированные разности факторы значительная измененность обприурочены к нижним подцветам указов, выраженная в каолинизации и гидросвит, а серицитизированные — к верхним.

Породы тасбулатской и ракушечно-меловой свит биотитов и хлоритов, в растворении свит подвергались низкотемпературным изменениям окислов железа, появлению каодиниям поствулканических изменений, выпиты несовершенной структуры в тонких ным в появлении новообразований — микритах, а также присутствие большого кориллонита, представленного колломорфизма углефицированных растительных остатков и ориентированными струйками вплоть до образования углистых проскоплениями. В них различается перестройка. Все это свидетельствует о значительной пепловая структура. Плохая сортировка химической переработке продуктов разрушения талло-лито-витрокладического материала в условиях гумидного климата. обогащенность растительным детритом. Этого следует остановиться на роли геофизических методов в разработке стратиграфии бокзалегальных триасовых толщ Южного Мангышлака. На основе комплексирования

Для акмышской свиты Горного Мангышлака. На основе комплексирования стратиграфических исследований установлено, что в триасовом комплексе Горного Мангышлака имеется несколько сейсмических границ, прослеживающихся непрерывно от Жетыбай-Узенской ступени на северо-востоке до Песчаномыско-Ракушечного гетероблока и Аксу-Кендырлинской ступени на юге. Принципиальная схема размещения сейсмических горизонтов в доюрском комплексе Горного Мангышлака, составленная на основе анализа временных разрезов, приведена на рис. 2. Привязка сейсмических границ выполнена по данным вертикального сейсмического профилирования (ВСП) и стандартного каротажа (СК) разрезов более 30 скважин, буренных в триасовых отложениях. При этом выделены следующие сейсмические границы, отражающие горизонты, которые можно сопоставлять с опорными маркирующими горизонтами, прослеживаемыми по всему ре-

гиону или в пределах крупных структур второго порядка: V_1 — в кровле верхнего триаса, V_{11} — в подошве жазгурлинской свиты, V_2 — на границе верхнего и среднего триаса, V_{12} — в кровле нижней подцветы тасбулатской свиты (Жетыбай-Узенская ступень) и оймашинской свиты (Песчаномыско-Ракушечный гетероблок), V_{112} — на границе подцветы тенгинской свиты, V_{122} — региональный отражающий горизонт в кровле средней подцветы актаасской свиты (Жетыбай-Узенская ступень) и жиландинской свиты (Песчаномыско-Ракушечный гетероблок), V_3 — на границе нижнего и среднего триаса, V_{13} — в подошве тюрурпинской серии, V_{13} — в низах парсымуринской свиты [2].

Приуроченность сейсмических границ в триасе Южного Мангышлака к определенным стратиграфическим уровням показала возможность использования при корреляции разрезов данных сейсморазведки наряду с другими традиционными методами. Необходимо подчеркнуть, что в ряде случаев по временным разрезам удается выявить истинное взаиморасположение разновозрастных толщ более достоверно, чем по данным бурения [2].

Для корреляции триасовых отложений Южного Мангышлака большое значение имеет интерпретация промыслово-геофизических материалов. Значимость и информативность каротажа зависят от литологических особенностей конкретного разреза. Для песчано-глинистых нижне- и верхнетриасовых отложений наиболее эффективен анализ диаграмм стандартного каротажа, поведения кривых спонтанной поляризации (ПС) и кавернометрии (КВ). При расчленении терригенно-карбонатных разрезов среднего триаса особую роль играет радиоактивный каротаж (РК).

Верхнетриасовые отложения выделяются по пониженным значениям кажущегося сопротивления (КС). Кривые КС слабо дифференцированы и не отражают хорошо выраженных реперных горизонтов. Жазгурлинская и североракушечная свиты различаются лишь по количеству и мощности пластов глинистого и песчаного состава. Границы между ними нерезкие и проводятся по смене характера дифференцированности кривых электрокаротажа и кавернометрии.

Подразделения нижнего триаса на каротажных диаграммах различаются более уверенно. Так, тюрурпинская серия характеризуется кажущимся сопротивлением 8—10 ом·м, значительным разрывом ствола скважин, зафиксированным кривыми КВ, полным отсутствием аномалий ПС. В основании серии выделяется реперный горизонт, которому соответствуют увеличенные значения КС и НГК (нейтронного гамма-каротажа). Парсымуринская свита отличается более низкими показателями КС и НГК, ее граница с тюрурпинской серией очень четкая. Промыслово-геофизические параметры этой свиты не выдержаны по разрезу: верхней ее половине присущи малые значения КС (до 8 ом·м) и существенное увеличение диаметра скважин (до 40 см), зафиксированное кривыми КВ, нижней — увеличение значений КС (до 20 ом·м) и сужение ствола скважин (до 30 см). Долнапинская свита на каротажных диаграммах выделяется по незначительному разрыву стенок скважин, зафиксированному

* Темирбабинская серия включает северную и жазгурлинскую свиты.

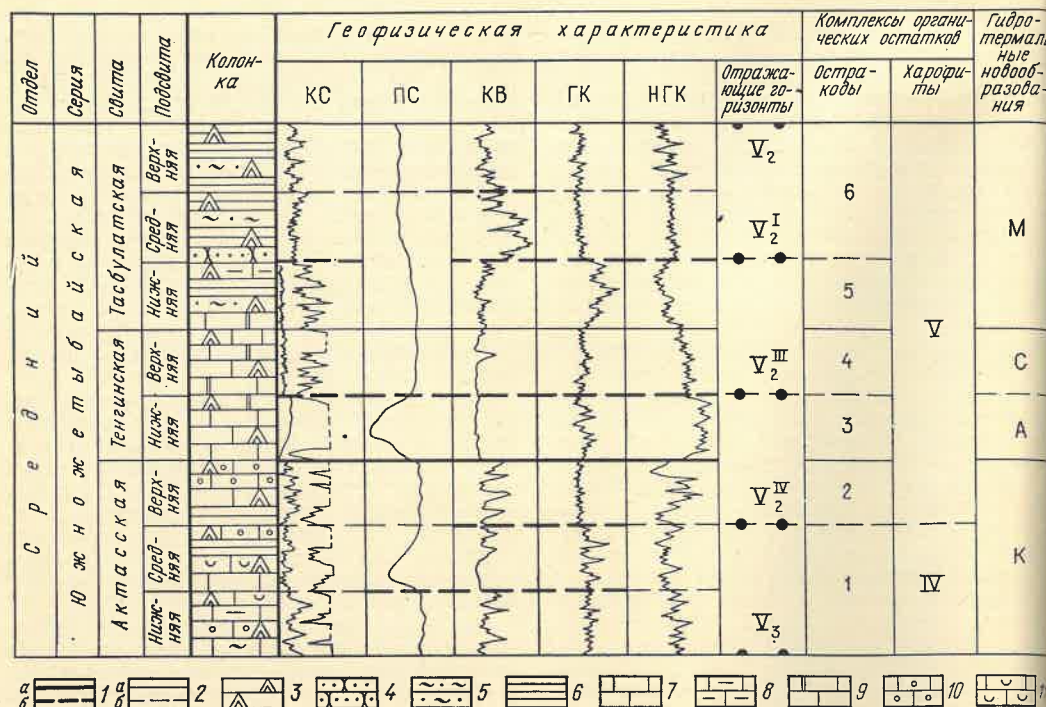


Рис. 2. Принципиальная схема информативности методов расчленения среднетриасовых отложений Жетыбай-Узенской ступени

1 — границы по геофизическим данным: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — границы: а — свит, б — подсвит; 3 — туфогенные породы; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты, глины; 7—11 — известняки: 7 — массивные, 8 — глинистые, 9 — доломитизированные, 10 — псевдооолитовые и псевдооолитовые, 11 — органогенно-обломочные; комплексы остракод (индексы-виды): 1 — *Lutkevichinella consueta*, *Triasinella delucida*, 2 — *Glorianella culta*, *Renngartenella*

кривыми KB, слабой дифференциации кривых KS, PS, NGK и GK (гамма-каротажа). Кажущееся сопротивление пород свиты невелико (15—20 ом·м), максимальные показания (до 30 ом·м) характерны для нижней трети свиты.

Преимущественно карбонатный литологический комплекс среднего триаса, резко отличающийся от выше- и нижележащего по физическим параметрам, является своеобразным репером триасового разреза Южного Мангышлака. Разнообразие его литологического состава, отраженное в геофизических характеристиках, позволило выделить на каротажных диаграммах и уверенно проследить местные стратиграфические подразделения (свиты и подсвиты). Они характеризуются присущими только им особенностями поведения кривых KS, KB, PS, GK, NGK, меняющимися на границах стратиграфических подразделений, что делает возможной корреляцию разрезов в пределах однофациальной зоны.

В качестве примера рассмотрим разрез среднего триаса Жетыбай-Узенской структурно-фациальной зоны. Граница его с нижним триасом уверенно фиксируется по уменьшению значений KS от 100 до 10—50 ом·м. Меняется характер кавернограммы, уменьшаются в среднем показания методов радиометрии. Ак-

distincta, 3 — *Cyterissinella elongata*, *Inderella ussica*, 4 — *Pulviella (Laevicythere) indefinita*, *Pulviella (P.) marinae*, 5 — *Glorianella zhetybayica*, *Pulviella (L.) reniformis*, 6 — *Gemmanella schweyerei*; комплексы харофитов, зоны, по Н. Я. Сайдаковскому: IV — *Stenochara donetziana*, V — *Stellatochara hoellvicensis*; новообразования: К — кристаллического калита, доломита, халцедоноидного кварца, А — гнейсовые и прожилковые хлорит-альбитовые метасоматиты с анкеритом, С — пятнистые серицитовые метасоматиты, М — струйчатые скопления новообразованного монтмориллонита в цементе

тасская свита выделяется на каротажных диаграммах по чередованию высокоомных и низкоомных интервалов разреза (от 2 до 50 ом·м). Для ее нижней подсвиты характерны прослои аргиллитов, зафиксированные кривыми KB в виде сильного размыва стенок скважин. Средняя подсвита устанавливается по небольшой отрицательной аномалии П, свидетельствующей о слабой глинизации известняков. Это подтверждается и наличием «стенки» на кавернограмме (диаметр скважины равен номинальному диаметру). Верхняя подсвита выделяется по некоторому уменьшению показаний NGK и увеличению размыва ствола скважин, отражающих присутствие глинистых прослоев.

Тенгинская свита уверенно отделяется актасской по спаду кривой KS и четкой отрицательной аномалии PS, приуроченной к ее подошве. Нижняя подсвита этой свиты характеризуется практически недифференцированной записью KS и самыми высокими значениями NGK, которые достигают 1,0—1,5 усл. ед. превышают уровень отвечающей вмещающей толще. Это связано доломитизацией и уплотнением пород. Благодаря специфическому, легко опознаваемому рисунку кривых на каротажных диаграммах свита может служить одним из реперов корреляции среднетриасовых отложений

считываемой зоны. В верхней подсвите тенгинской свиты появляются прослои мергелей и глинистых разностей пород, которым соответствует уменьшение показаний NGK. Кривая KS слегка дифференцирована в связи с различной глинизацией карбонатных пород, свойственной тенгинской свите в целом.

Тасбулатская свита преимущественно терригенного состава на каротажных диаграммах выделяется по уменьшению значений KS. Нижняя ее подсвита распознается по аномальному увеличению значений GK и уменьшению показаний NGK. Последнее связано с появлением пористых водонасыщенных глин на карбонатном цементе, препятствующих значительному размыву ствола скважин. Кривые KS и PS для рассматриваемого стратиграфического интервала неинформативны. Средняя подсвита фиксируется главным образом по сильному размыву стенок скважин, на 15—18 см превышающему их минимальный диаметр, верхняя, наоборот, — по минимальному размыву, близкому к номинальному диаметру. Граница тасбулатской свиты с верхним триасом проводится по уменьшению общего уровня значений KS и изменению характера кривых радиометрии, которые приобретают «пилообразный» вид вследствие чередования глинистых и песчаных пластов.

Уместно отметить следующую закономерность, выявленную при анализе показаний радиоактивного каротажа. Тенгинская свита характеризуется повышением значений гамма-каротажа на 4—5 усл. ед. по сравнению с тенгинской, что, возможно, в какой-то мере обусловлено широким развитием вулканической деятельности в среднетриасовое время.

Из вышеизложенного следует, что информативность различных геофизических методов неравнозначна. При выделении свит показателен метод KS, дающий картину общего изменения литологического состава по разрезу. При установлении более подробных стратиграфических подразделений (подсвит, пакет и т. д.) эффективны методы KB и РК, позволяющие успешно расчленять разрез и проводить корреляцию там, где она не всегда возможна другими способами. Широкое применение

радиоактивного метода в сочетании со стандартным каротажом в ряде случаев значительно повышает информативность промыслово-геофизических материалов и дает возможность не только проводить детальное расчленение разрезов с выделением литологических разностей пород, но и устанавливать четкие реперные горизонты, которые служат основой для достоверных стратиграфических построений.

Комплексное использование предлагаемых критериев позволяет осуществлять как детальное расчленение и корреляцию триасовых разрезов Мангышлака, так и с помощью некоторых из них, в частности, биостратиграфических, палеоклиматических и других, проводить межрегиональные сопоставления нефтегазовых триасовых толщ Южного Мангышлака с аналогичными отложениями Восточного Предкавказья, Прикаспийской впадины и Устьурта.

В заключение следует подчеркнуть необходимость направленного комплексирования методов в стратиграфических исследованиях, в первую очередь в практике нефтепоисковых работ. Применительно к каждому стратиграфическому подразделению в различных нефтегазовых провинциях должен быть выработан рациональный комплекс методов. Это одна из основных задач современной стратиграфии, решение которой обеспечит повышение эффективности работ на нефть и газ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Решение Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы/В. В. Липатова, В. Г. Очев, М. Г. Миних и др. Л., 1982.
2. Триас Южного Мангышлака/Ю. А. Волож, В. В. Липатова, В. Б. Арбузов и др. М., Недра, 1981. (Тр. ВНИГНИ, вып. 224).
3. Яночкина З. А., Букина Т. Ф. Использование минералогических методов исследований при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. [Тезисы докладов I Республиканского совещания, октябрь 1981 г.]. Алма-Ата, 1981.

УДК 551.734.02(234.83-13+191.2)

В. Ф. СЕННОВА, В. П. САВЕЛЬЕВ, В. С. ЮДИН, О. Т. НИКИТИНА (Ухтинский индустриальный ин-т)

Новое в стратиграфии девонских отложений Среднего и Южного Тимана

Девонские отложения широко распространены на Тимане. Расчленение и корреляция их разрезов проведены в основном для Среднего Тимана на площадях Сухозерской антиклинали, Цилемского камня (верховья р. Цильмы), северном окончании Вымской гряды, а также в прилегающих районах Южного Тимана — на Обдырском поднятии и Ухтинской антиклинали.

Разрезы девона представлены здесь двумя типами [3], один из которых характерен для Волго-Уральской области (Ухтинская антиклиналь), другой — для областей Восточно-Европейской платформы (Центральное девонское поле — ЦДП). С последним сопоставляются разрезы всех остальных площадей Среднего и Южного Тимана (рисунок).

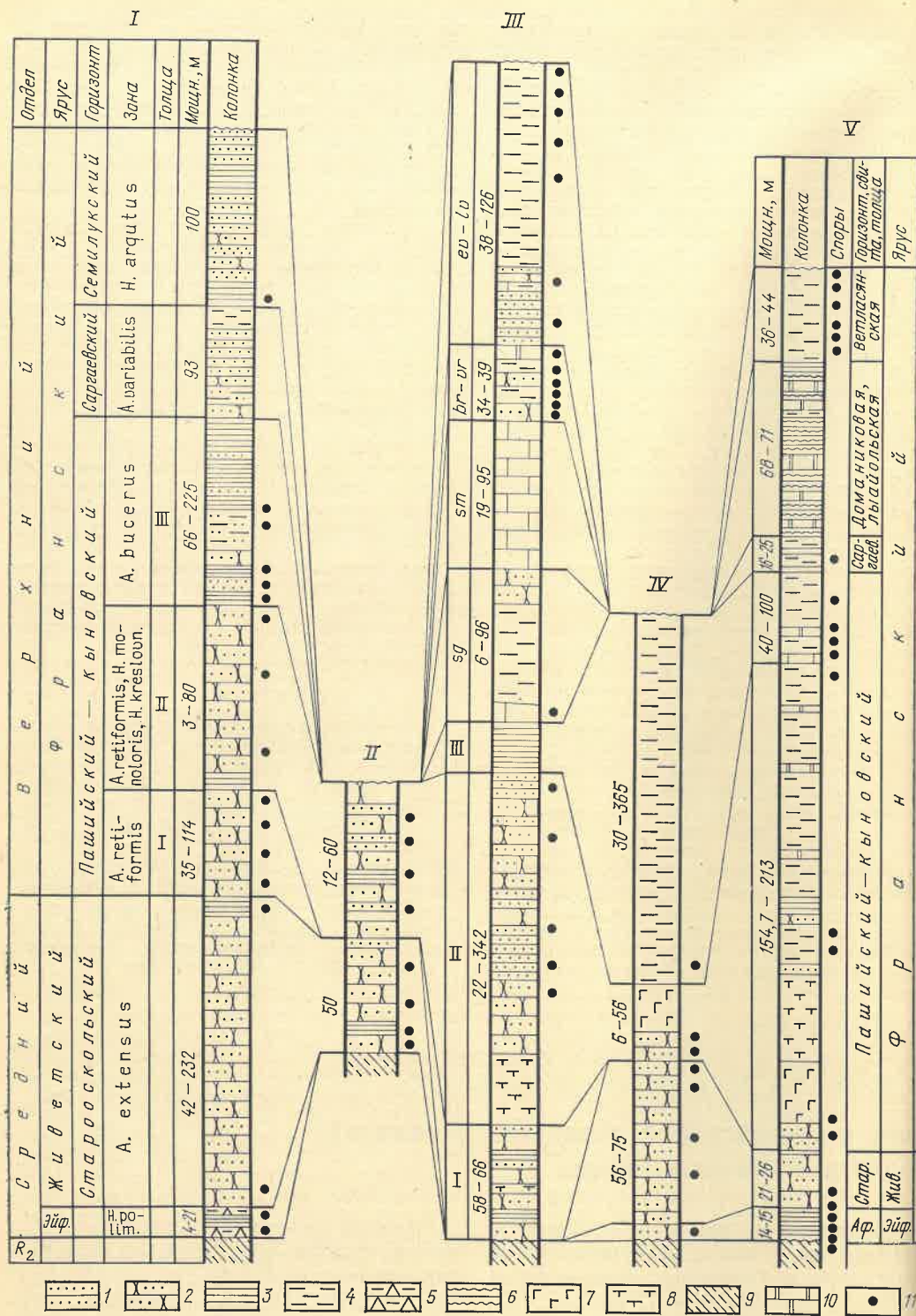


Схема сопоставления сводных разрезов девонских отложений Среднего и Южного Тимана

I-IV — Центральное девонское поле: I — Цилемский камень, II — Сухозерская антиклиналь, III — Вымская гряда, IV — Обдырское поднятие; V — Ухтинская антиклиналь, Волго-Уральская область; поро-

ды: 1 — алевролиты, 2 — песчаники, 3 — аргиллиты, 4 — глины алевроитовые, 5 — брекчии, 6 — сланцы, 7 — диабазы, 8 — туфы, 9 — метаморфические сланцы, 10 — доломиты; II — места взятия образцов, которых определены споры

В геологическом строении Тимана принимают участие метаморфические породы верхнего протерозоя, слагающие его складчатый фундамент, и перекрывающие их терригенные образования среднего и верхнего отделов девона. В качестве местной стратиграфической схемы девонских отложений Среднего Тимана до последнего времени рассматривалась схема, составленная С. В. Тихомировым (1948 г.) для бассейна р. Печорской Пижмы и верховьев р. Вымы. Она основана на изучении брахиопод, рыб, водорослей, спор и часто применяется для расчленения разрезов девона данного региона.

В. Ф. Сенновой и О. Т. Никитиной на указанных площадях из разрезов скважин и обнажений отобрано более 500 образцов. Эталон для выявления девонских комплексов спор и стратиграфического расчленения этих разрезов послужил материал по району р. Цильмы, расположенному вблизи бассейна р. Печорской Пижмы. Развитые здесь девонские отложения почти полностью лишены фаунистических остатков. Их расчленение проведено главным образом по растительным микрофоссилиям с использованием стратиграфической схемы, принятой для Центрального девонского поля, где разрезы охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами с четкими интервалами распространения. На изученной территории средний отдел девона включает мосоловский и чернорский горизонты эйфельского и старооскольского горизонтов живетского ярусов (пижемские слои, по С. В. Тихомирову).

Разрез осадочной толщи девона начинается пачкой элювиальных и делювиальных образований, формировавшихся за счет продуктов выветривания перекрывающих пород протерозойского фундамента. Это разнообломочные брекчии, сложенные дресовой и щебнем аргиллитов, кварца, фосфатсодержащих сланцев, бокситовых пород, доломитов. Цемент глинистый. Характерно присутствие в разрезе маломощных пластов осадочных бокситов и фосфоритов. Мощность пачки 27 м. До последнего времени из-за отсутствия находок органических остатков указан-

ные отложения датировались в широком стратиграфическом диапазоне — от нижнего до среднего девона.

В 1980 г. при изучении делювиальной пачки, вскрытой скв. 5207, среди брекчий был обнаружен прослой аргиллитов, из которого взяты образцы с глубин 196,8 и 197 м. В них выделен комплекс спор, включающий типичные виды: *Hymenozonotriletes monogrammos* Arch. и *H. polymorphus* Naum., а также *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *A. parvispinosus* Naum., *Leiotriletes nigratus* Naum., *L. devonicus* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum., *Azonomonoletes usitatus* Tschibr. и *Retusotriletes laevis* Tschibr. Приведенный комплекс отвечает зоне *H. polymorphus*, *H. monogrammos* [2]. К ней в разрезах ЦДП относятся мосоловский и чернорский горизонты, а Волго-Уральской области — верхняя часть афонинского горизонта. Таким образом, для Среднего Тимана нам впервые удалось установить среднедевонский возраст бокситоносных отложений.

Они согласно перекрываются надрудной пачкой мощностью 22 м, характерная особенность которой — алевролитовый состав. Комплекс спор, выделенный из разрезов скважин 127, 142, 5070, 5185, 5187, 5196, аналогичен рассмотренному выше комплексу из бокситоносной пачки и прослеживается на Вымской гряде (скв. 411), Обдырском поднятии (скв. 74) и Ухтинской антиклинали (скважины 2Б, 4Б, 2050, 2068). Мосоловский и чернорский горизонты в объеме бокситоносной и надрудной пачек развиты на территории локально.

Широко распространена здесь выше-лежащая толща кварцевых песчаников старооскольского горизонта (максимальная ее мощность 301,6 м). Однако на отдельных участках она размыта на различную глубину вплоть до полного уничтожения в предпашинское время.

Принадлежность песчаников к старооскольскому горизонту доказывается находками спор в редких прослоях глинисто-алевролитового состава. В образцах из разрезов ряда скважин (142, 147, 5070, 5142, 5152, 5187, 5242, 5283) встречен (не расчлененный на

воробьевский, ардатовский и муллинский) старооскольский комплекс спор с зональными видами *Archaeozonotriletes extensus* Naum. и *A. meonacanthus* Naum. Доминируют в нем *A. pustulatus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. vorobjensis* Naum., *Hymenozonotriletes spinosus* Naum., а иногда *H. celeber* Tschibr. и др. [8, 7]. Этот комплекс, характерный для старооскольского горизонта ЦДП и Волго-Уральской области, четко прослеживается на Сухозерской антиклинали (скв. 48), впервые установлен в немой толще, вскрытой на севере Обдырского поднятия (скважины 73 и 74), и встречен на Ухтинской антиклинали (скв. 16).

Разрез девонских отложений в верховьях р. Цильмы заканчивается нижефранскими осадками, включающими породы пашийского, кыновского, саргаевского и семилукского горизонтов.

Пашийский и кыновский горизонты мощностью до 350 м широко распространены на Среднем Тимане и отсутствуют лишь в районе выхода на поверхность протерозойского фундамента. Они согласно или со стратиграфическим перерывом залегают на песчаной толще старооскольского горизонта, либо непосредственно на складчатом фундаменте.

По литолого-фациальным признакам эти горизонты разделены на три толщи: I — терригенную, II — туфогенно-осадочную и III — терригенную в объеме аргиллитовой и надаргиллитовой пачек. Толща I сложена ритмично переслаивающимися песчаными и глинисто-алевролитовыми пачками. Почти повсеместно в ее основании развит базальный пласт песчаников (15—50 м), ранее относившийся к старооскольскому горизонту. Базальные песчаники толщи I вверх по разрезу постепенно сменяются глинисто-алевролитовыми породами, которыми заканчивается первый ритм осадконакопления. Мощность глинисто-алевролитовых пород изменяется от первых метров на западе до 20—30 м на востоке. В северных разрезах толщи увеличивается мощность нижней (грубой) части ритмов при одновременном сокращении мощности верхней глинисто-алевролитовой части. По всему разрезу толщи I

встречаются единичные обломки пирокластического материала.

Базальный пласт песчаников в разрезах разных скважин охарактеризован несколькими комплексами спор. В разрезах скважин 5142 и 5143 присутствуют споры муллинских слоев старооскольского горизонта ЦДП с характерными для них видами — *Archaeozonotriletes meonacanthus* Naum., *A. extensus* Naum. (1%), *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. vorobjensis* Naum. (*A. tamillii* Phil. 1%), *Hymenozonotriletes spinosus* Naum. (16%), *H. dobridii* Phil. (4%).

По разрезам других скважин (524 и 5242) в базальном пласте песчаников и в залегающих выше прослоях аргиллитов и алевролитов толщи (скважины 5070, 5235, 5242) выделен смешанный комплекс спор, содержащий *Retusotriletes verrucosus* Naum., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. variabilis* Naum., *A. accretus* Tschibr., *A. retiformis* Naum. или *A. perlatus* Naum., *A. vorobjensis* Naum., *Hymenozonotriletes spinosus* Naum. В нем присутствуют формы, характерные как для старооскольского (*A. vorobjensis*), так и для пашийского, также нижней части кыновского (*A. accretus* и *A. retiformis*, 16—30% горизонтов. Остальные приведенные виды подгруппы *Archaeozonotriletes* Naum. встречаются во всех названных горизонтах.

В разрезах некоторых скважин (5183 и 5240) в базальном пласте отмечен комплекс спор, типичный для пашийского и нижней части кыновского горизонта, с видами, входящими в состав смешанного комплекса, но без *Archaeozonotriletes vorobjensis* Naum. (*A. tamillii* Phil.). Такое смешение видов спор в комплексах объясняется, по-видимому, размывом старооскольских отложений во время накопления базальных слоев толщи I, которая сопоставляется нами по спорам с яранскими слоями бассейна р. Печора (С. В. Тихомиров). Смешанный комплекс спор толщи I прослеживается только в разрезах скважин 405 и 406 северного окончания Вымской гряды.

Толща II представлена красноцветной пачкой алевролитов (с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников) в нижней части и существенно зеленоцветной глинисто-алевролитовой — в верхней. Отличительная ее особенность заключается в присутствии покрова базальтов и вулканогенных образований (туфов, туффитов), а также прослоев терригенных пород, содержащих значительную примесь пирокластического материала. В западном направлении покров базальтов, туфы и туффиты выклиниваются. Наряду с уменьшением мощности в толще II появляются прослои разнозернистых песчаников. Не претерпела изменений лишь верхняя пачка карбонатизированных алевролитов мощностью 10 м.

В мелкозернистых песчаниках и глинисто-алевролитовых разностях пород в разрезах скважин 142, 321, 5144, 5183, 5231, 5242 и 5246 присутствует комплекс спор, в котором преобладают *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum. и его варианты, *A. basilaris* Naum., *A. retiformis* Naum., *A. perlatus* Naum. и *Hymenozonotriletes monoporis* Rusch. Последние три вида являются зональными для пашийского и нижней части кыновского горизонтов ЦДП [1, 4]. Этот комплекс прослежен на всех изученных площадях — Сухозерской антиклинали (скважины 47 и 48), Вымской гряде (12 скважин — 404, 410, 411, 412, и т. д. и в обнажениях), Обдырском поднятии (8 скважин — 7, 10, 20, 45, 73 и т. д.) и Ухтинской антиклинали (скважины 1Б, 4Б, 2050, 2060, и 2068).

Толща III, как указывалось выше, выделяется в объеме аргиллитовой и надаргиллитовой пачек. Аргиллитовая пачка нацело сложена аргиллитами, темно-серыми в нижней части и красно-коричневыми — в верхней. Мощность их на юге достигает 80 м, а на севере сокращается до 30 м. Аргиллитовая пачка согласно или с перерывом залегают на разновозрастных отложениях франского и живетского ярусов, либо на породах верхнего протерозоя. Повсеместно вблизи ее подошвы прослеживается маломощный прослой монтмориллонитовой глины. В аргил-

литах найдены остракоды *Govellina chvorastanensis* и другие виды, характерные для кыновского горизонта.

В массовом количестве встречены раковины эстерий. Комплекс спор из аргиллитов в разрезах скважин 5К, 324, 5242 и обнажений содержит: *Acanthotriletes eximius* Naum., *A. dentatus* Naum., *A. uncatatus* Naum., *A. tenuispinosus* Naum., иногда *A. bucerus* Tschibr., *Stenozonotriletes minor* Naum., *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. notatus* Naum., *A. optivus* Tschibr. В данном комплексе вид *A. bucerus* Tschibr. является зональным для верхней части кыновского горизонта ЦДП и Волго-Уральской области [3]. Комплекс установлен в обнажениях Сухозерской и в разрезах скважин 1 и 4Б Ухтинской антиклиналей.

Надаргиллитовая пачка толщи III сложена мощными переслаивающимися тонкообломочными породами — аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками. Окраска их пестроцветная — зеленовато-серая, коричневая, фиолетово-бурая и серая. Наибольшая мощность пачки приурочена к опущенному блоку фундамента, где она отмечена к западу от полосы выходов фундамента под четвертичный чехол. Комплекс спор надаргиллитовой пачки, изученный в разрезе скв. 5201 и в обнажениях, представлен теми же видами, что и аргиллитовой. Толщи II и III соответствуют пестроцветным и туфо-диабазовым слоям, по С. В. Тихомирову.

Саргаевский горизонт, мощность которого оценивается в 225 м, вскрыт к западу от приподнятого блока фундамента и пространственно тяготеет к его опущенной ступени. Состоит он из известковистых глин, алевролитов и песчаников с маломощными (до 10 см) прослойками известняков. В известняках из разреза скв. 5201 найдены брахиоподы *Ledogia* sp., остракоды *Rodelia faceta* Rozhd. и лингулы.

Комплекс спор, встреченный в обнажениях и разрезе скв. 5220, включает следующие виды: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. variabilis* Naum., *A. retiformis* Naum.

var. *insignes* Sen n. Вид *A. variabilis* Naum. с вариантами является зональным для данной части разреза [3]. Прослежен комплекс в обнажениях Сухозерской антиклинали, в разрезах скважин 406 Вымской гряды и 4Б Ухтинской антиклинали. Отложения саргаевского горизонта сопоставляются с денисовскими и средненскими слоями нижнефранского подъяруса, по В. С. Тихомирову.

Семилукский горизонт вскрыт скважинами 163 и 5201. Разрез скв. 163 представлен однородными аргиллитовидными глинами с раковинками лингул, а скв. 5201 — в нижней части аргиллитами и глинами, в верхней — алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов и песчаников. Вскрытая мощность пород 85 м. Комплекс спор, выделенный из глин нижней части разреза скв. 5201, содержит виды из подгруппы *Hymenozonotriletes* Naum. — *H. argutus* Naum., *H. dentatus* Naum., *H. incisus* Naum., *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. variabilis* Naum., *Archaeoperisaccus verrucosus* Rash. Вид *H. argutus* является зональным для семилукского горизонта ЦДП [3].

Аналогичный комплекс встречен в 25 образцах из разрезов скважин 84, 397, 404 и т. д. и в обнажениях на северном окончании Вымской гряды. В разрезе скв. 407 на глубинах 53 и 73 м семилукские отложения охарактеризованы брахиоподами *Stropheodonta asella* Ver n., *Chonetipustula petini* Nel., *Cyrthospirifer disjunctus* (Sow.) и остракодами *Uchtovia elongata* (Gleb. et Zasp.), *Nodella svinordensis* Zasp.

В разрезе волго-уральского типа на Ухтинской антиклинали семилукскому горизонту соответствуют доманиковая свита и лыайольская толща, содержащие, судя по разрезу скв. 1Б, в основном микропланктонные водоросли подгруппы *Perisaccus* Naum. Семилукскими отложениями заканчивается эталонный разрез верховьев р. Цильмы. Семилукские и доманиковые образования мы сопоставляем по растительным микрофоссилиям с нижневерховскими слоями, по В. С. Тихомирову.

Верхнефранские отложения на изученной территории наиболее полностью вскрыты в районе северного окончания Вымской гряды, где представлены петинским (бурегским), воронежским, евлановским и ливенским горизонтами. Петинский (бурегский) и воронежский горизонты мощностью 30 м сложены терригенными породами — переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с маломощным прослоем доломитов в верхней части. Этот интервал разреза не всегда удается расчленить на горизонты по палеонологическим данным. Не могли мы разделить его и на северном окончании Вымской гряды.

В разрезах скважин 396, 397 и 400 преобладают споры: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. variabilis* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *L. grumosus* Naum., *Hymenozonotriletes dentatus* Naum., *H. deliquescens* Naum., *Archaeoperisaccus concinus* Naum., *A. menneri* Naum. и др. Для приведенного комплекса характерны виды подгрупп *Archaeoperisaccus* Naum. В комплексе воронежского горизонта в отличие от бурегского, несколько сокращается количество пыльцы и число видов подгруппы *Archaeoperisaccus* Naum. Такое сокращение мы наблюдали и на северном окончании Вымской гряды по скважинам 396 и 397, не провести границу между горизонтами все же не удалось. Подобный комплекс встречен в разрезе скв. 1Б в ветлосянской толще на Ухтинской антиклинали.

Евлановские и ливенские отложения (скважины 396, 397 и 400) представлены чередующимися глинами, аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников, известняков и доломитов. Мощность пород меняется от 35 до 135 м.

Из прослоев глин и аргиллитов выделен комплекс спор, в котором доминируют виды подгруппы *Hymenozonotriletes* Naum. — *H. dentatus* Naum., *H. deliquescens* Naum., *H. primarius* Naum., *H. radiatus* Naum., *H. hopericus* Naz., иногда *H. imperpetuus* Sen n. и *N. varius* Naum., а также споры подгруппы *Archaeozonotriletes*

Naum. — *A. rugosus* Naum. и *A. micromanifestus* Naum. В меньшем количестве присутствуют *Lophozonotriletes curvatus* Naum. и *L. grumosus* Naum. Виды *Hymenozonotriletes radiatus* и *H. hopericus* являются зональными для данной части разреза. Евлановскими и ливенскими образованиями заканчивается разрез верхнего девона изученной территории.

Новые данные по расчленению и

корреляции разрезов девона на территории Среднего Тимана представлены в виде таблицы. Результаты изучения комплексов спор позволяют увязать разрез девонских отложений верховьев р. Цильмы Среднего Тимана с унифицированной схемой девона Центрального девонского поля, сопоставить его с разрезом Южного Тимана и подразделениями стратиграфической схемы, составленной С. В. Тихомировым [5].

Сопоставление стратиграфических схем девона Среднего, Южного Тимана и центральных областей Русской платформы

Отдел	Ярус	Центральные области Русской платформы [6] (горизонт)	Средний Тиман			Южный Тиман		
			Слой, по С. В. Ти- хомирову [7]	Горизонт, по З. И. Цзю [6] с дополнениями В. П. Са- вельева		Свита, горизонт, толща, по З. И. Цзю [6] с уточнениями автора		
Верхний	Франский	Ливенский Евлановский	Каменноручей- ские	Ливенский Евлановский		Ухтинская сви- та		
		Воронежский Петинский	Березовские и верхневерхов- ские	Воронежский Бурегский		Сирачойская свита Ветлосянская толща		
		Семилукский	Нижневерхов- ские	Семилукский		Лыайольская свита Доманиковая свита		
		Саргаевский	Денисовские и средненские	Саргаевский		Саргаевский горизонт		
		Кыновский	Пестроцветные и туфодиабазо- вые	Пашийский — кыновский	III толща	Надаргил- литовая пачка	Кыновский и пашийский го- ризонты	
		Пашийский	Яранские		II толща			
					I толща			
Средний	Живетский	Староосколь- ский	Пижемские	Старооскольский		Староосколь- ский гор.		
	Эйфельский	Мосоловский и черноярский		Мосоловский и черноярский		Афонинский го- ризонт (верх- няя часть)		

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская А. Д., Паньшина Л. Н.* Краткая палинологическая характеристика среднего и нижней части верхнего девона.— В кн.: Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Л., 1970. с. 250—253. (Тр. ВНИГНИ, т. 2).
2. *Архангельская А. Д.* Зональное расчленение по спорам и межрегиональная корреляция нижней части среднего девона центральных и восточных областей европейской части СССР.— В кн.: Палинология протерозоя и палеофита. М., 1974, с. 56—59.
3. *Сеннова В. Ф.* Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Тимано-Печорской провинции.— В кн.: Геология и нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР. Вып. 2. Сыктывкар. 1972, с. 99—107.
4. *Сеннова В. Ф.* Новые данные по стратиграфии среднедевонских отложений Тиманской бокситоносной провинции (по палинологии).— В кн.: Бокситы. [Сб. науч. трудов] М., 1980, с. 184—192.
5. *Стратиграфия и корреляция ниже- и среднедевонских отложений Советского Союза по палинологическим данным (материалы палинологического коллоквиума в г. Ухте, октябрь 1973 г.)* /Е. В. Чибрикова, В. Т. Умнова, А. Д. Архангельская и др.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 4. Сыктывкар, 1977, с. 102—106.
6. *Стратиграфия СССР. Девонская система.* Кн. 1. М., Недра, 1973.
7. *Тихомиров С. В.* Девон Среднего Тимана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 2, с. 47—56.
8. *Чибрикова Е. В., Наумова С. Н.* Зональные комплексы спор и пыльцы девона европейской части Советского Союза и их аналогии за рубежом.— В кн.: Палинология протерозоя и палеофита. М., 1974, с. 39—52.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

УДК 553.3.078 : 551.736 (575.23)

Б. А. ТРИФОНОВ, Л. И. СОЛОМОВИЧ (Фрунзенский политехн. ин-т),
Н. И. ДОРОШЕНКО, В. А. СТАВИНСКИЙ (Упр. геологии КиргССР)Особенности герцинской металлогении
Восточной Киргизии

Рассматриваемый регион расположен юго-восточнее оз. Иссык-Куль и охватывает восточные отроги высокогорных хребтов советской части Тянь-Шаня. В соответствии с гетерогенным геологическим строением региона общая его металлогения крайне разнообразна и характеризуется сложным сочетанием разновозрастных и разнотипных проявлений рудной минерализации, сформировавшихся в различных режимах развития земной коры — как геосинклинальных и платформенных, так и тектоно-магматической активизации. В статье рассмотрены основные закономерности размещения в Восточной Киргизии проявлений рудной минерализации наиболее продуктивных герцинских металлогенических эпох.

Большинство известных рудоносных площадей Восточной Киргизии связано с ареалами средне-позднегерцинских магматических комплексов. Установлено, что структурный план разме-

щения рудоконтролирующих магматических комплексов носит явные черты наложенного характера по отношению к главным элементам структур складчатых зон, контролируясь сквозными разрывами скрытого типа. Наложный характер имеют и основные магмо- и рудоконтролирующие структуры таких хорошо изученных рудных полей, как оловорудные месторождения Учкошкон, Кургак, Ташкоро и др. [3, 9].

Новые геолого-структурные данные, подтверждаемые результатами дешифрирования космических снимков, дают основание для рассмотрения герцинской металлогении Восточной Киргизии с позиции глыбового тектогенеза. С этой позиции Б. А. Трифоновым (1980 г.) указанный регион выделен в качестве самостоятельной структурно-металлогенической единицы — Восточно-Киргизской сводово-глыбовой металлогенической области.

Термин «сводово-глыбовые области» в статье применяется согласно представлениям Е. Д. Карповой [4, 5], Н. А. Фогельман [16] и других исследователей, которые соответствующие ему типы структурных элементов земной коры относят к категории активизированных структур, но в более широком понимании, чем «области активизации» А. Д. Щеглова [17, 18]. Сводово-глыбовые области формируются в результате глыбового тектогенеза, характеризующегося структурной перестройкой консолидированных участков земной коры. К последним же относятся не только платформы, области завершённой складчатости и жесткие рамы геосинклинальных систем, как в случае выделения областей автономной и отраженной активизации, но и складчатые системы на завершающей (консолидационной) стадии развития геосинклиналей, когда последние переходят в состояние квазикратона. Сводово-глыбовые области, как и блоково-очаговые структуры И. Н. Томсона и М. А. Фаворской [8, 14], связаны со сквозными расколами фундамента. Они могут возникать на гетерогенном складчатом основании, поэтому применение данного термина наиболее целесообразно при металлогеническом анализе сложнопостроенных подвижных поясов полициклического развития, одним из примеров которых является Тянь-Шань.

Специфической особенностью выделенной Восточно-Киргизской сводово-глыбовой металлогенической области, привлекающей к себе особое внимание, является то, что эта структурно-металлогеническая единица наложена на разновозрастные складчатые системы. Это позволяет в пределах одной области непосредственно проследить единство структурного плана развития глыбового тектогенеза, соответствующего как собственно тектоно-магматической активизации в ее наиболее общепринятом понимании [17, 18], так и процессам перестройки структур на заключительной стадии развития геосинклиналей.

Общая позиция и главные черты строения металлогенической области. Восточно-Киргизская сводово-глыбовая металлогеническая область (пло-

щадью в несколько десятков тысяч квадратных километров) представляет собой региональную структурно-металлогеническую единицу второго порядка по отношению к выделенной Е. Д. Карповой [4] Казахстано-Тяньшаньской сводово-глыбовой провинции — структуре первого порядка. По классификации активизированных областей И. Н. Томсона [7] она отвечает позиции локальных сводов со сложной внутренней блокировкой по системам сквозных расколов фундамента.

Общая позиция металлогенической области как региональной активизированной структуры определяется узлом сопряжения сквозных зон разрывов первого порядка — субмеридиональной Сары-Джазской и субширотной Чаткало-Кокшальской (рис. 1). Эти зоны скрытого типа выделены при анализе трещинных систем по мелкомасштабным топоосновам и космическим снимкам с использованием авторских данных, а также материалов И. К. Волчанской (1980 г.) и Е. Н. Сапожниковой (1981 г.). На региональных геологических картах они пунктирно трассируются линейными ограничениями некоторых разнородных геологических блоков и кайнозойских депрессий, а также цепочками позднепалеозойских интрузивов.

В современном рельефе по данным морфоструктурного анализа, подчеркивающего существенные детали строения докайнозойских геологических структур, Восточно-Киргизская металлогеническая область выделяется в виде северо-восточной ветви высокогорных хребтов Тянь-Шаньской орографической дуги, ограничиваясь с северо-запада Иссык-Кульской рифтогенной впадиной, а с юго-востока — Таримской платформой (рис. 2). Западная граница области проходит по субмеридиональной линии резкого регионального излома широтной и северо-восточной ветвей Тянь-Шаньских хребтов. Восточная граница намечается по линии Меридионального хребта анти-тяньшаньского направления.

Сводово-глыбовая природа металлогенической области подчеркивается тем, что ее территория включает высочайшие (в региональном плане) горные массивы, в том числе такие, как

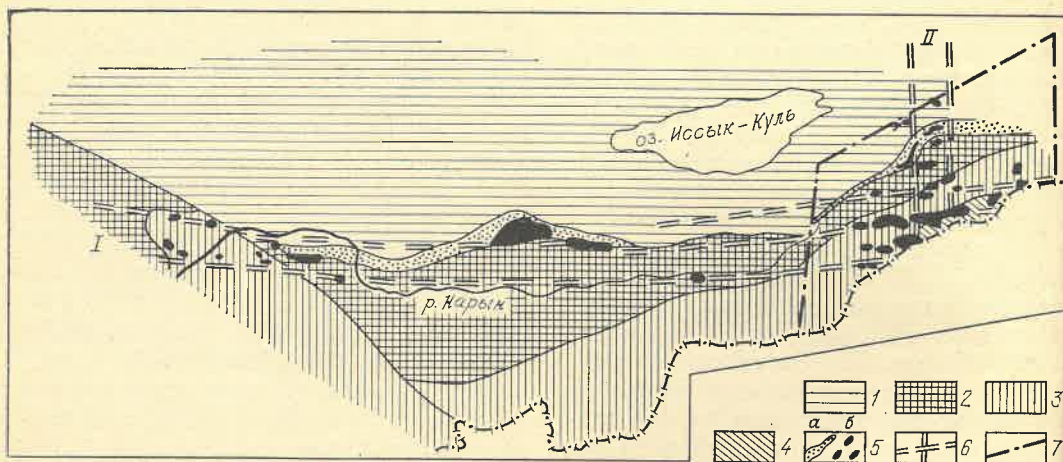


Рис. 1. Схема общей позиции Восточно-Киргизской сводово-глыбовой металлогенической области

1 — каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня; 2 — каледонско-герцинская складчатая система Срединного Тянь-Шаня; 3 — герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня; 4 — Таримская платформа (герцинская Джангартская наложенная краевая зона); 5 — наложенные структурно-формационные комплексы герцинского глыбового текто-

неза. (а — средне-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные прогибы, б — средне-позднепалеозойские интрузивы); 6 — зоны региональных (первого порядка) сквозных зон разломов фундамента скрытого типа: I — субширотная Чаткало-Кокшальская, II — субмеридиональная Сары-Джазская; 7 — контур гетерогенного мегаблока Восточно-Киргизской сводово-глыбовой области

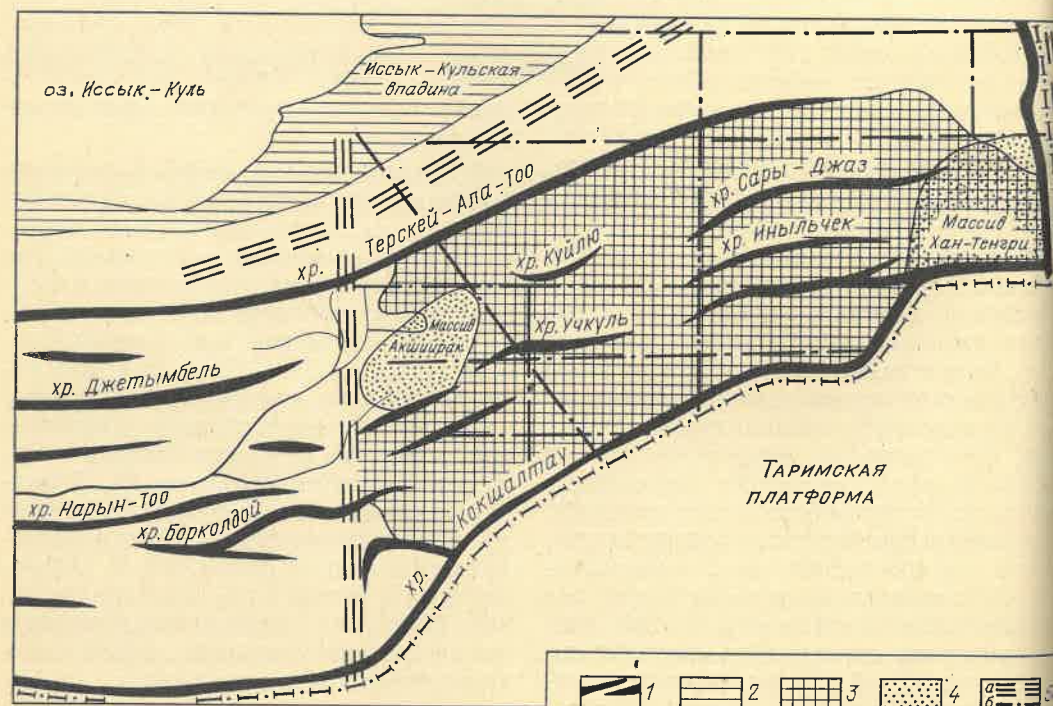


Рис. 2. Морфоструктурная схема Восточно-Киргизской сводово-глыбовой области

1 — оси высокогорных хребтов; 2 — крупные межгорные области; 3 — площадь бассейна р. Сары-Джаз; 4 — своды высочайших горных массивов; 5 — систе-

мы зон линейных структур, соответствующих разрывным структурам, ограничивающим мегаблок Восточно-Киргизской сводово-глыбовой металлогенической области (а), и сквозным зонам внутри мегаблока (б)

Хан-Тенгри на востоке и Акшыйрак на западе (соответственно своды Сары-Джаз и Акшыйрак, по Е. Н. Сапожниковой, 1981 г.). Генетическая общность сводово-глыбовой области как цельного поднятия наглядно иллюстрируется морфологией ее центральной части, вписывающейся в обобщенный контур бассейна р. Сары-Джаз (см. рис. 2).

В плане региональных геологических структур Восточно-Киргизская металлогеническая область представляет собой крупный гетерогенный мегаблок консолидированной земной коры, включающий фрагменты тесно оближенных разновозрастных тектонических зон складчатых систем Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня, а также переработанной северной окраины Таримской платформы (рис. 3). Мегаблок ограничен двумя системами разломов — северо-восточной и субмеридиональной, благодаря чему имеет полигональные очертания в виде скошенного параллелограмма (см. рис. 1, 2).

По северо-восточным глубинным краевым разломам, субсогласным складчатым системам, металлогеническая область зажата между древними стабильными массивами: Центрально-Иссык-Кульским блоком Муюнкум-Наратского срединного массива с северо-запада и Таримской платформой с юго-востока. С запада и востока область ограничивается субмеридиональными сквозными зонами скрытых разломов — Кумтор-Карасайской и Меридионального хребта (см. рис. 3).

По Кумтор-Карасайской сквозной зоне наблюдаются резкие изменения регионального простираения складчатых зон на северо-восточное в пределах металлогенической области и субширотное за ее пределами. По этой зоне, как это видно из анализа региональных геологических карт, фиксируется определенная смена структурно-формационных комплексов в пределах складчатых систем, что определяет региональную геологическую индивидуальность гетерогенного мегаблока металлогенической области в целом. Так, в пределах мегаблока складчатая система Северного Тянь-Шаня отличается аномальным для нее

интенсивным развитием габброидов. Складчатая система Срединного Тянь-Шаня выделяется на общем фоне обширными выходами древнего фундамента (Сары-Джазский срединный массив). В складчатой системе Южного Тянь-Шаня по линии Кумтор-Карасайской сквозной зоны отмечается торцовое сочленение складчатых зон — позднегерцинской миогеосинклинали Кокшальской зоны, максимально развитой в контурах мегаблока, и среднегерцинской эвгеосинклинали Джангджирской зоны, максимально развитой за контурами мегаблока. Наконец, по Кумтор-Карасайской сквозной зоне на геологических картах фиксируется смещение контуров складчатой системы Срединного Тянь-Шаня. Характер выраженности в геологических структурах предполагаемой сквозной зоны Меридионального хребта в настоящее время не изучен.

Общность геологически гетерогенной металлогенической области как цельной активизированной структуры регионального порядка подчеркивается аномальным ареалом средне-позднепалеозойских магматических комплексов, связанных с глыбовым тектогенезом.

Геологическое развитие Восточно-Киргизской сводово-глыбовой области характеризуется тенденцией прогрессивного разрастания консолидированных элементов разновозрастных зон и последующим вовлечением их в общее поднятие с поэтапной его деструкцией в едином структурном плане по унаследованным системам сквозных зон разломов или расколов фундамента. В качестве центральной структуры, или «ядра», сложной сводово-глыбовой области следует рассматривать Сары-Джазский срединный массив — структуру с режимом устойчивого (с протерозоя) относительного воздымания. Ведущая роль в оживлении сквозных зон, определяющих структурный план развития области, принадлежит, по видимому, обстановке регионального сжатия фундамента мегаблока со стороны окружающих древних стабильных массивов: Таримской платформы и Центрально-Иссык-Кульского блока.

Наиболее мощные процессы деструкции консолидированной земной ко-

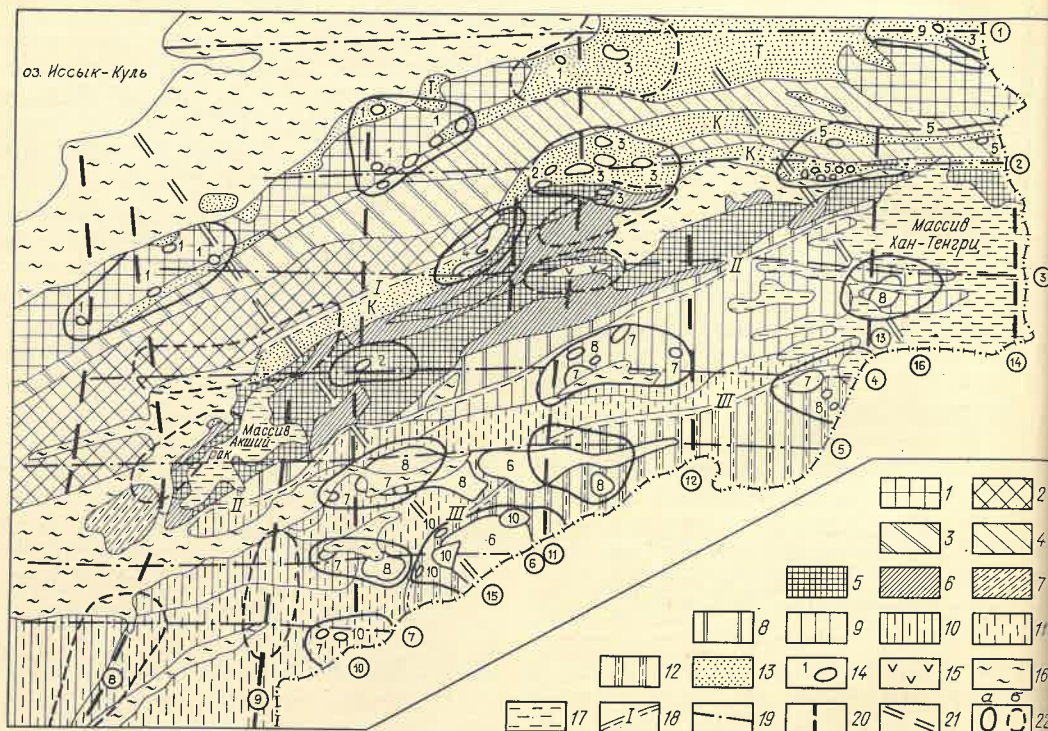


Рис. 3. Структурная схема Восточно-Киргизской сводово-глыбовой металлогенической области (использованы схемы тектонической зональности В. И. Кнауфа, Ю. В. Жукова, Г. С. Поршнякова и Г. С. Бискэ)

1—4 — каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня: 1 — структуры докембрийской стабилизации с наложенным каледонским магматизмом (Муңкумо-Наратский срединный массив) — Центрально-Иссык-Кульский блок с выходами метаморфического фундамента, 2 — Суекский блок с субплатформенным чехлом, 3 — позднебайкальская Центрально-Терекская шовная складчатая зона, 4 — каледонская Джергаланская эвгеосинклинальная зона; 5—8 — каледонско-герцинская складчатая система Среднего Тянь-Шаня: 5 — Сары-Джазский срединный массив (докембрийский кристаллический фундамент), 6 — структуры каледонских наложенных прогибов, 7 — каледонская Джетымтауская геосинклинально-складчатая зона, 8 — герцинская Теректинская шовная складчатая зона; 9—11 — герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня: 9 — раннегерцинская Иньльчская подзона Атбаш-Хантегрийской эвгеосинклинальной зоны, 10 — среднегерцинская Джангджирская эвгеосинклинальная зона, 11 — позднегерцинская Кокшальская многоэосинклинальная зона, 12 — Таримская платформа (герцинская Джангартская наложенная краевая зона); 13—15 — структурно-формационные комплексы герцинского глыбового тектогенеза: 13 — девонско-каменноугольные Тюпский (Т) и Куйлю-Турукский (К) наложенные вулканогенно-карбонатно-терригенные прогибы, 14 — ареалы интрузивных массивов (1 — средне-позднедевонские субвулканические граниты и гранит-порфиры, 2 — нижне-средне-карбоновые щелочные и нефелиновые сиениты чонашуйского комплекса, 3 — средне-позднекарбоновые монцогаббро, монциты и сиениты кенсуйского комплекса, 4 — средне-

позднекарбоновые диориты, монциты, монцограниты комплекса Моло, 5 — средне-позднекарбоновые лейкократовые монциты, кварцевые монциты гранофировые лейкократовые монциты, гранофировые аляскиты адыртурского комплекса, 6 — пермские граниты-рапакиви, 7 — пермские биотитовые порфировидные граниты кокшальского комплекса, 8 — пермские плюмазитовые лейкограниты кокшальского комплекса, 9 — пермские аляскитовые граниты, 10 — позднепермские-раннетриасовые щелочные габбро-щелочные и нефелиновые сиениты с карбонатитами кайчинского комплекса; 15 — позднепермские-раннетриасовые трахиты, лейцитиферы; 16 — структурно-формационные комплексы новейшей орогенной активизации: 16 — континентальные отложения межгорных впадин, 17 — современные высокогорные ледниковые массивы; 18 — глубинные разломы, разграничивающие складчатые системы (1 — линия Николаева, 11 — Атбаш-Иньльчский разлом, 111 — Джангартский разлом); 19—21 — оси должжущих сквозных зон расколов фундамента скрытого типа, интерпретируемые в качестве основных магмо- и рудоконтролирующих структур региона (цифры в кружках): 19 — субширотные главные магмо- и рудоподводящие зоны (1 — Джергаланская, 2 — Кенсу-Адыртурская, 3 — Иньльчская, 4 — Кайчинская, 5 — Акшайракская, 6 — Иштыкская, 7 — Карбальская), 20 — субмеридиональные главные магмо- и рудоконцентрирующие зоны (8 — Кумтор-Карасайская, 9 — Бедельская, 10 — Пикертская, 11 — Сары-Джазская, 12 — Аджайлауская, 13 — Комсомольская, 14 — Меридионального хребта), 21 — северо-западные дополнительные магмо- и рудоконцентрирующие зоны (15 — Кайчинская, 16 — Адыртурская); 22 — площади рудной минерализации — контуры рудонесущих площадей с проявлениями магматогенной минерализации (а) и прочих морфогенетических типов (б)

ры, или глыбового тектогенеза, соответствуют следующим металлогеническим эпохам: девонской, каменноугольной, пермской, позднепермской — раннетриасовой.

Девонская и каменноугольная эпохи глыбового тектогенеза отвечают фак-

тически стадиям отраженной активизации догерцинских структур Северного и Среднего Тянь-Шаня, выступая в роли консолидированной рамы подвижной герцинской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня. По времени они коррелируются с этапами главной ин-

версии и главной складчатости в пределах последней. Пермская эпоха соответствует заключительной (консолидационной) стадии развития геосинклинали Южного Тянь-Шаня и сопряженной с ней переработанной северной окраины Таримской платформы (Джангартской зоны). В эту эпоху подвижные герцинские тектонические зоны переходят в состояние квазикратона, причисляясь к общему сводово-глыбовому поднятию ранее консолидированных структур Северного и Среднего Тянь-Шаня. Позднепермская — раннетриасовая металлогеническая эпоха соответствует стадии общей эпигерцинской активизации консолидированных структур области в целом.

Сквозные зоны разломов и их магмо- и рудоконтролирующее значение. Кроме отмеченных выше зон сквозных разломов первого порядка, определяющих региональную позицию металлогенической области, в пределах последней выделены системы скрытых сквозных зон разломов более высокого порядка (см. рис. 3), характеризующих внутреннюю блокировку мегаблока металлогенической области. Они, как и сквозные зоны первого порядка, выявлены комплексными методами изучения трещинных систем по известным методикам [1, 7] с использованием морфоструктурного анализа топографических и космических снимков, геологических, геофизических и минералогическо-геохимических аномалий. Для изученной площади кроме авторских использованы геофизические материалы А. Н. Лобанченко, данные дешифрирования космических снимков Ю. А. Волжского, Н. В. Голубина, А. П. Тараньжина, а также Г. И. Семенова по региональным минералогическо-геохимическим полям.

Сквозные зоны, определяющие внутреннюю блокировку металлогенической области, интерпретируются как зоны повышенной трещиноватости и разуплотнения пород в консолидированной коре над расколами фундамента. Ширина выделенных зон от первых сотен метров до нескольких километров, протяженность — многие десятки километров. На геологических картах сквозные зоны улавливаются только фрагментарно — по локальным струк-

турным аномалиям (торцевое сочленение отдельных блоков, одиночные тектонические и вулканические швы, локальные флексуры разрывных и складчатых структур, ориентированные цепочки интрузивов и др.).

Сквозные зоны рассекают под различными углами разновозрастные геосинклинально-складчатые комплексы и являются непосредственно структурными проявлениями глыбового тектогенеза. Они регулируют механизм распределения в консолидированной земной коре глубинных тепловых и эманиционных потоков. В герцинские эпохи глыбового тектогенеза эти зоны выступали в роли главных магмо- и рудоконтролирующих структур. Таким образом, понятна принципиальная позиция большинства рудонесущих площадей Восточно-Киргизской металлогенической области, определяемая нахождением объектов в узлах «решетки» сквозных разломов. При этом характерно присутствие в узлах не только ареалов рудоконтролирующих интрузий с магматогенным оруденением, но и площадей с рудопроявлениями иных морфогенетических типов, в частности стратиформных (см. рис. 3).

Комплексными методами выделены три системы зон сквозных разломов, наиболее информативных в металлогеническом отношении, — субширотная, субмеридиональная и северо-западная (см. рис. 3).

Общие особенности динамики развития сквозных разрывных структур для описываемой территории представляются в следующем виде. Сводово-глыбовое поднятие мегаблока Восточно-Киргизской области происходило в обстановке регионального сжатия со стороны жестких глыб Центрально-Иссык-Кульского блока и Таримской платформы. При трансформации тектонических напряжений по северо-восточным краевым разломам главного сжатия в фундаменте мегаблока возникали разломы по сколовым системам широтного и меридионального простирания, а также поперечные разломы отрыва северо-западного направления. Сколовая система субмеридиональных и субширотных разрывов определяет основной структурный план расколов фундамента в пределах мегаблока. По

единичным же разломам северо-западного простирания происходило расчленение мегаблока на дополнительные блоки высших порядков.

Установлено, что основные магмоподводящие и, соответственно, рудоподводящие каналы связаны с широтной системой разрывов, им и отводится роль главных магмо- и рудоподводящих структур. Меридиональные и северо-западные сквозные зоны отнесены к разряду магмо- и рудоконцентрирующих, тождественных рудоконцентрирующим структурам И. Н. Томсона и М. А. Фаворской [13].

Отмеченный характер сквозных зон находится в соответствии с предполагаемой схемой смены во времени режимов расширения и сжатия. Активизация глубинных расколов фундамента связана с воздыманием области в режиме преобладающего расширения, когда широтные расколы «работают» на отрыв и выступают в качестве зон максимального разуплотнения, наиболее благоприятных для заложения магматических очагов. Этим объясняется магмо- и рудоподводящая роль широтных сквозных зон, вдоль которых вытянуты как крупные интрузивы гранитов (Учкошконский и Акшийракский батолитоподобные массивы), так и мелкие трещинные тела (Кенсуйские и др.).

С периодами преобладающего сжатия совпадают заключительные этапы деятельности магматических очагов и максимальные всплески оруденения. Сжатие происходило на фоне левосторонних сдвигов по краевым разломам северо-восточного простирания, что приводило к относительному приоткрыванию разрывов меридионального и северо-западного простирания, которые являются магмо- и рудоконцентрирующими. Этим, в конечном итоге, и объясняется позиция локальных ареалов гипабиссальных интрузивов и основных рудоносных площадей в узлах пересечения сквозных зон субширотного простирания с субмеридиональными и северо-западными зонами (см. рис. 3).

Магматизм и оруденение. Итак, Восточно-Киргизская сводово-глыбовая металлогеническая область представляет собой сложную региональную ру-

доносную систему с многоэтапным развитием сквозных разрывных структур, контролирующих распределение в консолидированной земной коре глубинных тепловых и эманационных потоков, чем обусловлена позиция большинства рудоносных площадей в узлах «решетки» сквозных разломов. Многоэтапность глыбового тектогенеза, геологическая гетерогенность фундамента и консолидированной земной коры — все это значительно усложняет общую металлогеническую обстановку, характеризующуюся проявлением в регионе очень разнообразных типов оруденения.

Для выяснения общих закономерностей размещения в пространстве разных типов рудной минерализации рассмотрим главные особенности эволюции магматизма и связанного с ним оруденения, опустив другую сложную проблему, касающуюся закономерностей формирования немагматогенных (стратиформных и др.) месторождений.

По наиболее мощным всплескам глыбового тектогенеза, с максимумами магматизма, выделяются девонская, каменноугольная, пермская и позднепермская — раннетриасовая металлогенические эпохи. Первые две эпохи отвечают стадиям отраженной активизации догерцинских структурно-формационных комплексов Северного и Срединного Тянь-Шаня (по отношению к Южному Тянь-Шаню): пермская — коррелируется с заключительной стадией развития геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня, а позднепермская — раннетриасовая — со стадией общей эпигерцинской активизации области в целом.

Во все указанные эпохи глыбовый тектогенез контролировался сквозными зонами разломов единого структурного плана, резко несогласного по отношению к общему региональному структурному плану разновозрастных складчатых зон. Несоответствие структурных планов особенно хорошо видно при сопоставлении ориентировки крупных гранитоидных интрузий. Так, Теректинский синорогенный средне-позднекаменноугольный батолит, залегающий в одноименной шовной складчатой зоне на стыке складчатых систем

Срединного и Южного Тянь-Шаня, имеет северо-восточное простирание, согласное с общим простиранием складчатых зон. Цепочки же пермских гранитоидных массивов консолидационной стадии развития Южного Тянь-Шаня ориентированы уже широтно, согласно контролирующим их сквозным зонам разломов. В отношении перестройки структурного плана в эпохи глыбового тектогенеза очень показательна также четкая приуроченность ареалов разновозрастных магматических комплексов и связанных с ними рудоносных площадей к магмо-рудоконцентрирующей субмеридиональной Сары-Джазской зоне (см. рис. 3).

Изменчивость от эпохи к эпохе геотектонических обстановок глыбового тектогенеза в условиях геологически гетерогенного строения области объясняет большое разнообразие в ней типов магматических формаций, что, в свою очередь, обуславливает определенную металлогеническую зональность региона.

Магматизм отраженной активизации догерцинских структур Северного и Срединного Тянь-Шаня характеризуется преимущественно мафическим, базальтоидным рядом формаций. Только на ранней стадии активизации, в девонскую эпоху глыбового тектогенеза, происходило развитие кислого вулканизма дацит-липаритовой формации (средний — поздний девон), который в вещественном отношении как бы продолжает гранитоидный магматизм позднеорогенной стадии развития каледонид. Для формации типичен эффузивно-эксплозивный и экструзивный характер вулканизма центрального типа. С этой формацией ассоциирует меднопорфировое оруденение с молибденитом, висмутом, свинцом.

В среднюю стадию активизации Северного и Срединного Тянь-Шаня, относящейся к каменноугольной эпохе глыбового тектогенеза, коровый магматизм сменяется мантийно-базальтоидным. Смена уровней генерации магм фиксируется проявлениями формации нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов, которая, по мнению ряда исследователей [6], имеет смешанный мантийно-коровый источник вещества. Формация представлена чо-

нашуйским интрузивным комплексом условно ранне-среднекаменноугольного возраста. Щелочные комплексы этой формации отличаются широким развитием полосчатых, гнейсовидных тектур и мощными ореолами фенитизации, альбитизации и карбонатизации — предшествующими, сопряженными и наложенными по отношению к нефелин-сиенитовым телам. По этим признакам выделенный Т. А. Додоновой, А. Д. Захаровым и И. Д. Захаровым [2] чонашуйский комплекс трактуется как метасоматический. Металлогеническая значимость формации нефелиновых и щелочных сиенитов не выяснена. Общий профиль ее потенциальной рудоносности редкометалльный с сопутствующими элементами.

Каменноугольная эпоха глыбового тектогенеза завершается проявлением глубоко дифференцированной гомогенной кенсу-адырторской монцитонитовой серии средне-верхнекаменноугольного возраста, приуроченной к Куйлю-Турукскому наложенному прогибу, расположенному на стыке Северного и Срединного Тянь-Шаня. В составе серии насчитывается более десятка небольших трещинных гипабиссальных интрузивных тел, пространственно сгруппированных в три комплекса (моло, кенсуйский, адырторский), позиция которых определяется узлами пересечения субмеридиональных и субширотных сквозных зон в месте регионального излома линии Николаева (см. рис. 3). Все три комплекса принадлежат монцитонит-сиенитовой формации, однако состав их существенно варьирует в отношении кислотности — щелочности, что связано, по-видимому, с различной степенью взаимодействия исходных базальтоидных магм и изменчивым по составу коровым материалом (глубинный гибризм).

Чистую линию эволюции базальтоидных магм повышенной щелочности представляет кенсуйский комплекс, конечные производные которого эквиваленты [12] гранитоидам латитового ряда, по Л. В. Таусону [11]. Адырторский комплекс представляет собой сложное переплетение неравновесных кислых монцитонитов с интерстициальным гранофиром и гранофировых аляскитов. Последние могут зарож-

даться палингенным путем под влиянием температурного разогрева и эманий базальтоидных магм [11]. Геохимическая специфика адырторских аляскитов, по Л. И. Соломовичу (1981 г.), свидетельствует об указанной двойственной природе их образования.

Интрузии кенсу-адырторской серии сопровождаются мощной высокотемпературной пропилитизацией, захватывающей как интрузивные тела, так и вмещающие породы. На фоне широкой пропилитизации выделяются локальные ореолы беризитизации (внутри интрузивных тел) и скарнирование (в ближнем экзоконтакте). Монцонит-сиенитовая формация в целом характеризуется ярко выраженной рудоносностью с металлогеническим профилем на вольфрам, молибден, висмут и другие металлы. С адырторским комплексом в связи с появлением аляскитов ассоциируется еще и олово.

Пермская эпоха глыбового тектогенеза приходится на конечную стадию активизации догерцинских структур Северного и Срединного Тянь-Шаня и на заключительную (консолидационную) стадию развития герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня и сопряженных с ней краевых прогибов, захватывающих Срединный Тянь-Шань (Теректинская зона) и Таримскую платформу (Джангартская зона). В Северном и Срединном Тянь-Шане образуются небольшие тела аляскитовой формации, являющиеся, по-видимому, отголосками палингенного магматизма, сопряженного с гранитоидами латитового ряда. С аляскитовой формацией ассоциируют оловянно-редкометалльные рудопоявления.

Максимум интенсивности магматизма в пермскую эпоху глыбового тектогенеза смещается в герцинские консолидированные зоны Южного Тянь-Шаня и сопряженной с ними северной переработанной окраины Таримской платформы (Джангартская зона). Консолидация этих зон завершилась формированием в них терригенных и обломочно-карбонатных позднекаменноугольных — раннепермских моласс (возраст дан по Г. С. Бискэ, Г. С. Поршнякову и др., 1979 г.). Она ознаменовалась переходом геосинклиналь-

но-складчатых зон из подвижного состояния в состояние квазикратона, присоединившегося к общему с зонами Северного и Срединного Тянь-Шаня сводово-глыбовому воздыманию. Пермский магматизм, резко несогласно наложенный на герцинские геосинклинально-складчатые комплексы, представлен палингенными гранитами, относящимися к гранит-лейкогранитовой формации и формации гранитов-рапакиви.

Гранит-лейкогранитовая формация соответствует кокшальскому интрузивному комплексу. Интрузивы указанного комплекса образуют несколько ареалов в контурах разновозрастных тектонических зон Южного Тянь-Шаня, контролируясь узлами пересечения сквозных зон разломов субширотного и субмеридионального простираний. В относительно более жестких структурах ранних герцинид Иныльчекской подзоны они по морфологическим особенностям (малые размеры, трещинный характер) отвечают верхним и средним уровням гипабиссальной фации. В относительно менее жестких, только что консолидированных позднегерцинских складчатых структурах Кокшальской зоны, интрузии по морфологическому облику (крупные штоки и батолитоподобные массивы) отвечают нижнему гипабиссальному уровню.

Кокшальский интрузивный комплекс имеет двучленное строение. Породы главной фазы (порфировидные биотитовые граниты) по геохимическим особенностям обладают переходными свойствами от палингенных гранитов известково-щелочного ряда к плюмазитовым редкометальным лейкогранитам, по Л. В. Таусону [11]. Породы заключительной фазы (биотитовые и двуслюдяные лейкограниты) целиком соответствуют геохимическому типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов. Появление последних сопряжено с интенсивным эманионным концентрированием летучих и редких элементов, что подчеркивается внедрением на заключительных этапах формирования интрузивов «экзотических» жильных ультраредкометальных пород — онгонитов [15] и эльванов — мощными процессами эксплозивного

брекчирования с образованием в предрудные этапы трубок взрывов и эксплозивных даек.

Ареалы интрузивов кокшальского комплекса непосредственно контролируют редкометально-оловянные рудоносные площади. Дифференциация фациальных условий становления интрузивов, связанная с локальными геотектоническими обстановками, определенным образом отразилась на спектре рудоносности гранитов. Интрузивы верхних гипабиссальных уровней (Иныльчекский рудный узел) контролируют вольфрам-оловянную рудную минерализацию. Для нижних и средних гипабиссальных уровней более существенно монометальное оловянное (Акширайский рудный узел) и оловянно-полиметаллическое (Сарыбулакский рудный узел) оруденение.

Формация гранитов-рапакиви [10] тяготеет к северной переработанной окраине Таримской платформы (Джангартская краевая зона). С этой еще плохо изученной формацией ассоциирует кварцево-сульфидная минерализация с сопутствующими металлами.

Глыбовый тектогенез позднепермской — раннетриасовой эпохи проявился в условиях общекратонного (субплатформенного) состояния всей металлогенической области. В этом отношении он рассматривается в качестве стадии общей эпигерцинской активизации. Магматизм этой эпохи представлен вулканогенными и интрузивными проявлениями мантийно-щелочно-базальтоидного ряда.

Пермо-триасовые вулканы установлены в Срединном Тянь-Шане (арпатакырская свита Т. А. Додоновой, И. Л. Захарова, 1974 г.). Они представлены излияниями лейцитифиров, лейцитовых тефритов, лейцитовых трахитов и относятся к калиевой ветви щелочно-базальтоидных серий и формации щелочных базальтов и лейцитифиров. Детально ареал этой формации и ее металлогеническая значимость не изучены.

Позднепермские — раннетриасовые интрузивы относятся к натровой серии базальтоидного магматизма и к формации щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. Они слагают

кайчинский комплекс, тяготеющий к северной переработанной окраине Таримской платформы (Джангартская зона). Щелочные габброиды и нефелиновые сиениты образуют небольшие штоки и трещинные тела с прожилково-жильными карбонатитами. С ними ассоциирует свойственная формации редкометальная минерализация.

Важной задачей дальнейшего изучения структур Восточно-Киргизской сводово-глыбовой металлогенической области, имеющей большое прикладное значение в плане металлогенического прогнозирования, является геологическая конкретизация и детализация сквозных зон разрывных нарушений. Ее решение позволит не только определить позиции конкретных рудоносных площадей (узлов), но и значительно уточнить детали внутреннего строения последних (структур рудных полей). Кроме того, реально прогнозирование стратиформных месторождений, общая позиция которых должна определяться сопряжением сквозных зон с благоприятными толщами пород (углеродсодержащих формаций и др.). Основными методами решения поставленной задачи должны стать детальное структурно-геологическое исследование в сочетании с морфоструктурным анализом особенностей современного рельефа по топоосновам и аэрокосмическим фотоснимкам, детальные петрографо-геохимические и геофизические исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волчанская И. К., Кочнева Н. Т., Сапожникова Е. И. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М., Недра, 1975.
2. Додонова Т. А., Захаров А. Д., Захаров И. Л. Чон-Ашуйский массив нефелиновых сиенитов в хр. Терской-Алатоо. — В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе, Илим, 1968, с. 72—86.
3. Геология оловянных месторождений Восточной Киргизии/А. Б. Павловский, А. С. Крючков, Н. К. Маршукова и др. М., Наука, 1977.
4. Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — Труды ВСЕГЕИ, 1968, т. 155, с. 223—250.
5. Карпова Е. Д., Смыслов А. А., Шувалов Ю. М. Фанерозойский глыбовый тектогенез и рудообразование. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 26—41.
6. Магматические формации СССР. Т. 1, 2. Л., Недра, 1979.

7. Металлогенетический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). М., Наука, 1977.
8. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой/М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др. М., Недра, 1969.
9. Синайский С. А., Дорошенко Н. И., Буров В. Г. Оловоносность советской части Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., Наука, 1970, с. 241—254.
10. Соломович Л. И., Сабельников С. Е. Граниты рапакиви в Южном Тянь-Шане.— В кн.: Геологические формации и рудоносность Киргизии. Изд. Фрунз. политехн. ин-та, 1978, с. 146—152.
11. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Недра, 1977.
12. Таусон Л. В., Соломович Л. И., Захаров М. Н. Геохимия монзонитовых интрузий кенсуйского комплекса.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 4, с. 972—976.
13. Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы ло-

кального прогнозирования эндогенного оруденения.— Сов. геология, 1968, № 10, с. 6—20.

14. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., Наука, 1973, с. 49—65.
15. Трифонов Б. А., Соломович Л. И. О нахождении онгонитов в Тянь-Шане.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 435—437.
16. Фогельман Н. А. Развитие сводово-глыбовых структур и их роль в размещении эндогенных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 74—80.
17. Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 26—37.
18. Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 7—17.

УДК 551.243+551.7(551.53-15)

Л. Н. КУКЛЕЙ (ИФЗ АН СССР)

Структура и стратиграфия докембрийских образований Приольхонья (Западное Прибайкалье)

Приольхонье сложено породами, испытавшими преобразование первичного состава в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, а также прошедшими различные стадии мигматизации, гранитизации и деформаций. Трудности, возникающие при изучении таких толщ, обычно приводят к тому, что даже при среднемасштабном картировании каждый исследователь предлагает свою интерпретацию геологического строения региона. Существует несколько схем расчленения древних толщ и для Приольхонья [1, 4, 5, 8, 9].

Ниже излагаются новые материалы по стратиграфии и тектонике, полученные автором в 1968—1980 гг. при структурном картировании района, выполненном на основе аэрофотоснимков масштаба 1:2000—1:6000. В работе оставлены названия свит, предложенные Н. А. Божко [1], однако их содержание и границы распространения значительно изменены, а выделение большинства складчатых и разрывных структур обосновано впервые.

Вещественный состав и стратиграфия метаморфических толщ. Докембрий Приольхонья сложен большим разнообразием пород: широко представлены различные по составу мраморы, кальцифиры, пироксеновые и амфибол-пироксеновые плагиоклазовые и скаполитовые сланцы, амфиболиты, кварциты, местами насыщенные магнетитом, разнородные по составу и текстуре гнейсы и кварцито-гнейсы. В ассоциации с мраморами встречаются линзы и слои графитовых и кварц-графитовых сланцев.

Многие из отмеченных пород имеют тонко слоистые текстуры разного ранга (от микро до грубослоистых и массивных разностей). Породы чаще всего залегают в виде чередующихся слоистых тел разной мощности. Изучение большого числа стратиграфических разрезов на различных участках крупных складок позволило выделить четыре фациально самостоятельных совокупности пород, проследить их по простиранию и выявить особенности их взаимоотношений. Рассмотрим их как самостоятельные свиты (снизу вверх).

Тажеранская свита состоит из чередования слоев кальцитовых мраморов, кварцитов, кальцифиров, плагиопироксеновых и скаполит-пироксеновых сланцев и гнейсов, иногда с гранатом, гиперстеном и кальцитом. Слюдяные гнейсы и амфиболиты редки, а пластовые тела их маломощны. Неотъемлемым элементом свиты являются небольшие бескорневые тела перидотитов, пироксенитов и габбро-пироксенитов, разбросанных по всему разрезу и часто разбитых на блоки и глыбы, между которыми сконцентрированы пегматитовые жилы. Мощность свиты не менее 1200 м.

Мухурская свита — переслаивание доломитовых мраморов с пачками более тонкого чередования прослоев амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов. Именно эти породы и их чередование, а не только количество амфиболитов [1] являются индивидуальной особенностью свиты и придают ей роль маркирующего стратиграфического подразделения. Кальцитовые мраморы, пироксеновые сланцы, кварциты хотя и присутствуют, но имеют под-

чиненное значение; мощность свиты около 1300 м.

Уланнурская свита — биотитовые, гранат-биотитовые иногда с силлиманитом и амфибол-биотитовые гнейсы. Кварциты и пироксеновые сланцы среди гнейсов не обнаружены, а амфиболиты и мраморы встречаются редко в виде слоев и линз небольшой мощности. Видимая неполная мощность свиты предположительно 700 м.

Ангинская свита (серия [5]) состоит из мощных пачек и слоев мраморов, кальцифиров, амфиболитов, мелкозернистых гранат-биотитовых и гранат-двуслудяных сланцев и гнейсов. В основании ее отмечаются прослои магнетитовых кварцитов и пластовое тело паргаситовых амфиболитов, непрерывно прослеживающихся по простиранию совместно с другими моноклинально залегающими слоями почти на 25 км. Неполная видимая мощность свиты не менее 1850 м.

Можно предположить самостоятельную роль пятой свиты, развитой в пределах региона вдоль уступа Приморского хребта: толщи амфиболовых и амфибол-биотитовых сланцев, известных в литературе как диафориты Приморского разлома [5] или относимых к уланнурской свите [1]. Ряд фактов дает основание рассматривать ее в качестве самой древней толщи разреза Приольхонья, подстилающей тажеранскую свиту и соответствующей, возможно, нижнетерригенной формации начальных стадий развития геосинклинали.

Особенности состава свит, расчленение их на подсвиты, чередование и мощности слагающих их слоев показаны на стратиграфических колонках (рис. 1). Распределение свит на площади, а также деформации, которые они испытали после образования, отражены на схеме (рис. 2).

Фрагменты ранних северо-восточных складок — основа стратиграфического расчленения Приольхонья. Структуры периода гранитизации. Для Приольхонья типично линейное распределение главных структурных элементов (см. рис. 2). Они наиболее наглядно представлены двумя разновозрастными типами деформаций: среднемасштабной складчатостью этапа регионального метаморфизма северо-восточного простирания и наложенными на нее протяженными разломами этапа гранитизации, ориентированными под углом 10—20° к осевому плану складчатости. Высокоамплитудные движения по разломам привели к тому, что отдельные части когда-то единых складок, простирающихся за пределы Приольхонья, оказались перемещенными одни относительно других, и в современном эрозионном срезе сохранились, хотя и крупные, но все же только фрагменты этих структур.

С этапом гранитизации связано образование еще одного типа деформаций — гранито-гнейсовых валов, локализованных в гнейсах, наиболее легко подвергающихся превращению в метасоматические граниты и мигматиты. Связь разломов с этапом гранитизации подтверждается тем, что они в большинстве случаев выполнены мощными протяженными телами гранитных пегматитов. Линии разломов нигде не пересекают массивы гранитов, а дли-

ные оси валов обычно ориентированы параллельно простиранию разломов.

Для задач стратиграфии наиболее важны те ранние складчатые структуры, форма которых не вызывает сомнений, а в их пределах — участки, где разрезы сохранились наиболее полно. Полученные таким образом колонки с учетом специфики состава стратиграфического подразделения дали возможность обнаружить складки, форма которых неопределенна из-за отсутствия ясно выраженного замыкания, наложенного разрыва или по другим причинам. Выделены следующие среднемасштабные тектонические структуры раннего этапа деформаций (см. рис. 2): полоса амфиболовых и амфибол-биотитовых сланцев; Чернорудская моноклираль с дополнительными складками с левым рисунком асимметрии; Мухурская синклираль; Томотская антиклираль; синклираль оз. Холбо; Таготская группа складок с правым рисунком асимметрии в пределах юго-восточного крыла синклинали оз. Холбо; Сахюртинская антиклираль; Тугайская синклираль; Прибрежная антиклираль; Оргойтинская синклираль; Ангинская моноклираль.

Все эти структуры, за исключением первой и последней, нарушены наложенными на них деформациями, синхронными с этапом гранитизации. В Приольхонье структуры этапа гранитизации представлены тремя морфологическими типами: гранито-мигматитовыми валами, в ядрах которых развиты метасоматические граниты; протяженными разломами, тела которых заполнены гранитными пегматитами; приразломными складками. Наиболее крупные валы (см. рис. 2): Шаранурский массив, Тугайский, Оргойтинский, Куркутско-Тяготский, Томотский, Шидинский; протяженные разломы: Кучелгинский, Куркутский, Центральный Прибайкальский, Танханский, Нудгейский. Ангинский разлом, по-видимому, не связан с гранитизацией, а является более поздним, поскольку по нему на Оргойтинскую структуру надвинута негранитизированная Ангинская моноклираль.

На участке между поселками Черноруд и Шида наблюдается фрагмент Мухурской синклинали, в котором почти полностью представлен разрез мухурской свиты. Для синклинали, как и для многих складок Приольхонья, характерны изоклиральная форма, субвертикальное положение осевой поверхности, северо-восточное погружение шарнира под углом 15—25°. Из-за высокой степени сжатия складки последовательность слоев полностью сохранена в замке, но сильно редуцирована на крыльях, что, однако, не нарушает индивидуальных особенностей свиты. Слой можно объединить в три подсвиты (см. рис. 1). Верхняя включает чередование доломитовых мраморов с пачками перемежающихся полевошпатовых амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов. В основании подсвиты залегает пачка очень тонкого переслаивания пород разного состава, которая вниз по разрезу заканчивается кальцитовыми мраморами, подстилающимися бурыми пироксен-амфиболовыми сланцами с прослоем гадингситовых амфиболитов. Средняя подсвита, в основном силикатная, начинается с пласта амфибол-биотитовых гнейсов, постепенно вниз по разрезу переходящего в мощный пласт гранат-биотитовых гнейсов. В по-

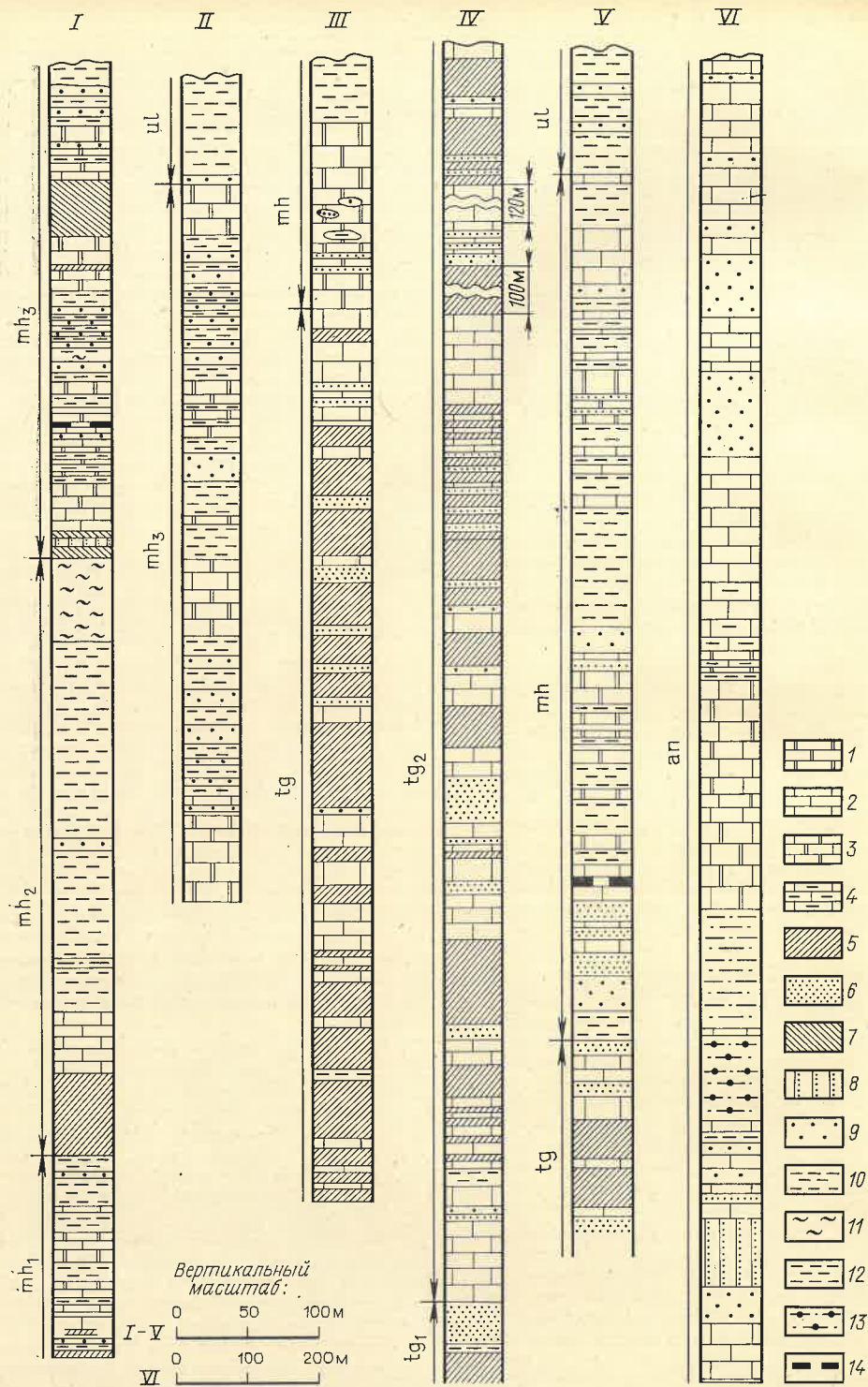


Рис. 1. Стратиграфические разрезы Приольхонья
I — Мухурская синклиналь, II — юго-западная часть Томотской антиклинали, III — замыкание Тутайской синклинали, IV — Чернорудская моноκлиналь, V — замыкание Прибрежной антиклинали, VI — Ангинская моноκлиналь; свиты: ап — ангинская, ул — уланурская, mh (mh₁, mh₂, mh₃) — мухурская (соответственно нижняя, средняя, верхняя подсвиты), tg (tg₁, tg₂) — тажеранская (нижняя, верхняя подсвиты); 1—3 — мраморы: 1 — доломитовые, 2 — кальцитовые, 3 — доломит-кальцитовые или чередование доломитовых и кальцитовых; 4 — кальцифилы, 5 —

плагноклазовые или скаполитовые диопсидовые, двупироксеновые или гиперстенные сланцы; 6 — кварциты; 7 — амфибол-пироксеновые сланцы; 8 — паргаситовые или гастингситовые амфиболиты; 9 — полевошпатовые, местами с гранатом и пироксеном роговообманковые амфиболиты; 10 — гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом; 11 — амфибол-биотитовые гнейсы; 12 — двуслюдяные кварцито-гнейсы (микрогнейсы); 13 — тонкое переслаивание микрогнейсов и полевошпатовых амфиболитов; 14 — кварцграфитовые сланцы

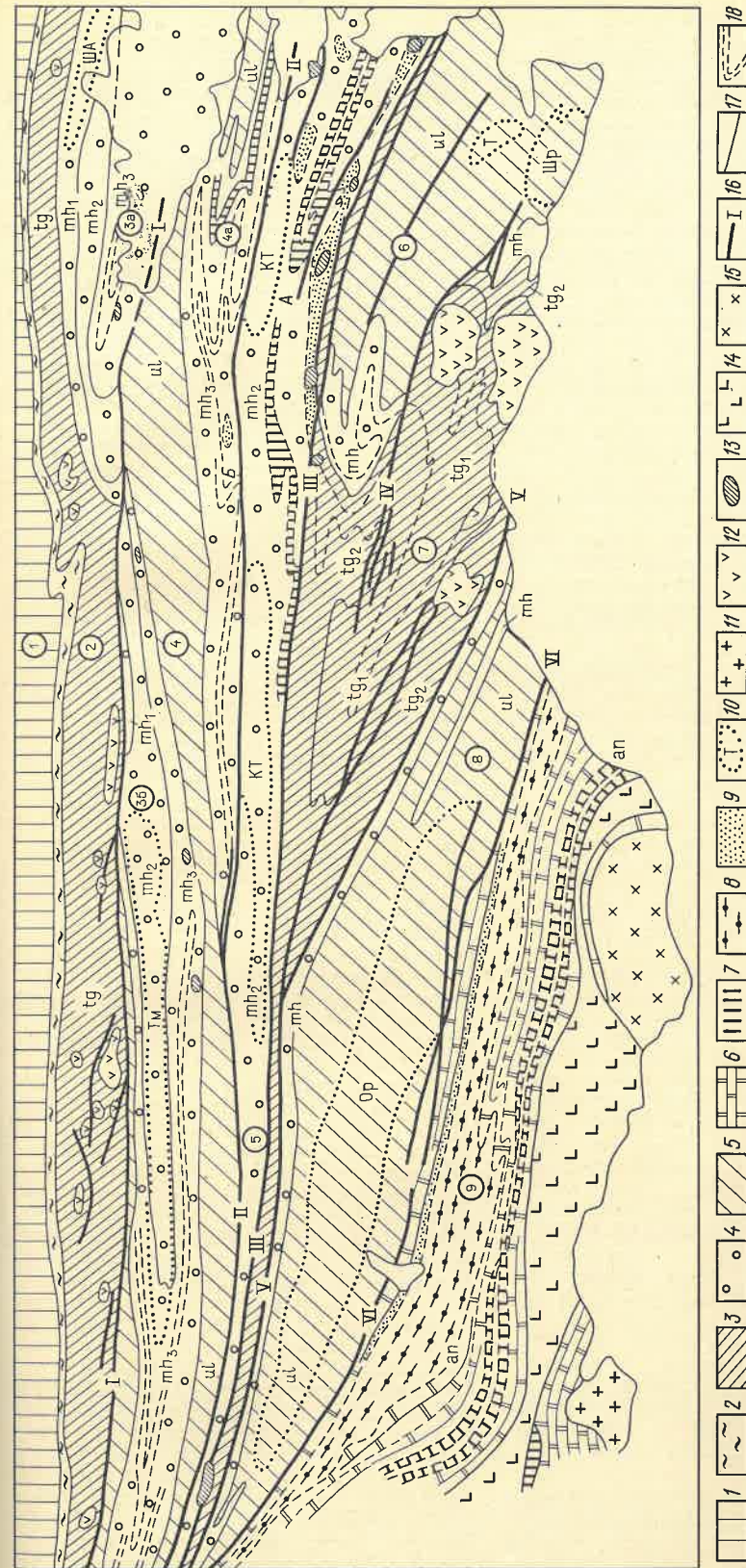


Рис. 2. Схема геологического строения Приольхонья

I — амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы; 2 — «переходная» пачка; 3 — тажеранская свита; 4 — мухурская свита; 5 — уланурская свита; 6 — ангинская свита; 7 — амфиболиты (и в мухурской свите); 8 — тонкое переслаивание двуслюдяных микрогнейсов и полевошпатовых амфиболитов; 9 — паргаситовые амфиболиты (и в мухурской свите); 10 — контуры овалов границации и митализации (Ор — Оргойтский, Шр — Шаранурский, Т — Тутайский, КТ — Куркутский, Шд — Шидинский, Тм — Томотский); 11 — интрузивный массив гранитов бухты Ая; 12 — габро и ультраосновные породы, кроме дунитов; 13 — дуниты; 14 — диориты и габро-диориты; 15 — тажеранские щелоч-

ные породы; 16 — разломы (I — Кучелгинский, II — Куркутский, III — Центральный Прибайкальский, IV — Танханский, V — Худейский, VI — Ангинский); 17 — согласные границы между свитами, подсвитами; 18 — границы между горизон- тами пачками. Крупные складчатые структуры этапа регионального метамор- физма (цифры в кружках): 1 — толоса «диффторитов» (?), 2 — Чернорудская моноκлиналь, 3а — Мухурская синклиналь, 4 — синклиналь оа, Холбо, 4а — Тагог- ская группа складок, 5 — Сахаргинская антиκлиналь, 6 — Тутайская синκлиналь, 7 — Прибрежная антиκлиналь, 8 — Оргойтская антиκлиналь, 9 — Ангинская мо- ноκлиналь, А, Б — участки с наиболее выраженными приразломными складками

доше ее развит горизонт кальцитовых мраморов, который подстилается слоем пироксеновых сланцев. Нижняя подсвита по составу близка верхней, отличаясь от нее меньшим распространением доломитовых мраморов, полным отсутствием пироксен-амфиболовых сланцев и значительно меньшей мощностью.

Так же полно разрез мухорской свиты представлен в пределах Томотской антиклинали. Особенно выразителен ее юго-западный удлиненный замок, погружающийся на юго-запад, что хорошо видно в крутых поперечных склонах ручьев Горхон и Барсой. Здесь происходит перегиб с крыла на крыло пластов верхней подсвиты — доломитовых мраморов и пачек чередования гнейсов с амфиболитами. По прослою кальцитовых мраморов в основании верхней подсвиты замыкание складки картируется на перевале через хр. Томота. К северо-востоку от этого замка, слагая протяженную площадь ядра антиклинали, развиты гранитизированные (Томотский вал) амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы средней подсвиты. Нижняя подсвита распространена на незначительной площади антиклинали в районе пос. Кучелга, а на северо-востоке, как и вся складка, ограничена Кучелгинским разломом.

Мухорская синклиналь и Томотская антиклиналь — важнейшие реперные складки Приольхонья. Их изучение позволило определить место мухорской и уланнурской свит в стратиграфическом разрезе региона, а это в свою очередь дало возможность: 1) обнаружить крупные складки, которые не замыкаются в пределах рассматриваемой территории; 2) выяснить формы складок; хотя и есть хорошо картируемый один замок складок, но крутое положение шарниров на перегибе слоев в замке приводило к неоднозначной трактовке формы структуры (антиклиналь или синклиналь).

Одна из таких складок — синклиналь оз. Холбо. Хр. Хара-Нюрчан, параллельный хр. Томота, на всем протяжении от пролива Ольхонские Ворота до пос. Еланцы сложен однообразными гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами уланнурской свиты, которые, за исключением редких разлинзованных тонких слоев мраморов и амфиболитов, не содержат маркирующих слоев, позволяющих уверенно проследить замыкание структуры. Ее синклинальная форма выявляется по другим признакам. На всем протяжении северо-западного склона хр. Хара-Нюрчан между поселками Черноруд и Еланцы почти непрерывно прослеживается пласт доломитовых мраморов кровли верхней подсвиты мухорской свиты, расположенный на юго-восточном крыле Томотской антиклинали. Гнейсы хр. Хара-Нюрчан нигде не перекрывают более низкие части разреза мухорской свиты. Это указывает на то, что гнейсы уланнурской свиты согласно залегают на мухорской и наращивают вверх разрез юго-восточного крыла Томотской антиклинали.

Второе крыло синклинали обнаруживается при картировании серии дополнительных складок в районе пос. Тагот. Особенно хорошо Таготская группа складок (см. рис. 2) выявляется при прослеживании от Куркутского залива слоя доломитовых мраморов мощностью

не менее 15 м и подстилающего его слоя амфибол-пироксеновых сланцев, т. е. пород, характерных для мухорской свиты. Шарниры таготских складок имеют устойчивое северо-восточное погружение под углом 5—30°. Это говорит о том, что на доломитовых мраморах залегают более молодые породы, т. е. разрез наращивается снизу вверх в северо-восточном и северо-западном направлениях. На мраморах здесь расположена пачка чередующихся амфиболитов с гранат-биотитовыми гнейсами. Вверх по разрезу она сменяется слоем доломитовых мраморов. Выше следуют однообразные гнейсы уланнурской свиты. Таким образом, между поселками Черноруд и Тагот наблюдается сечение через ядро и оба крыла синклинальной структуры, смежной с Томотской антиклиналью.

Занимая сравнительно широкую полосу в районе оз. Холбо, синклиналь заметно суживается в плане в юго-восточном направлении. Около оз. Гызгы-Нур она почти замыкается по слоям верхней подсвиты мухорской свиты. Сюда же от Куркутского залива с небольшим перерывом в необнаженной долине прослеживаются две мощные пегматитовые жилы, знаменующие Куркутский разлом, которым срезаны слои мухорской свиты в пределах юго-восточного крыла синклинали, а юго-восточнее озера и ее ядро. По разлому выдвинута вверх относительно синклинали смежная с ней Саяхуртинская антиклиналь.

Согласные соотношения между мухорской и перекрывающей ее уланнурской свитами наблюдаются также в пределах северо-западного крыла Томотской антиклинали. Полоса уланнурских гнейсов тянется вдоль этого крыла от пос. Хара-Нур близ Еланцов на северо-восток. Наиболее отчетливо граница между свитами видна в левых склонах долин ручьев Борсой и Горхон и прослеживается на северо-восток до Тонты. По вертикальному контакту здесь соприкасаются слои доломитовых мраморов кровли мухорской и гранат-биотитовые гнейсы подошвы уланнурской свиты, которые наращивают разрез северо-западного крыла Томотской антиклинали.

Наличие Томотской антиклинали и уланнурской свиты в пределах ее северо-западного крыла приводит к выводу, что к северо-западу от антиклинали должна располагаться смежная с ней синклинальная структура. Гнейсы уланнурской свиты здесь сменяются на северо-запад, вкострости, породами совершенно другого комплекса: пироксеновыми сланцами, кальцитовыми мраморами, кальцифирами и кварцитами тажеранской свиты (см. рис. 1). При прослеживании границы между свитами обнаруживается, что с уланнурскими гнейсами соприкасаются то сланцы, то мраморы разных частей разреза тажеранской свиты. На протяженном отрезке между поселками Тонта и Улан-Харгана по указанной границе сконцентрированы мощные тела пегматитов с обломками пород обеих свит. Однако при изучении только этого района остается неясным, наращивает ли тажеранская свита вверх разрез уланнурских гнейсов, или по взбросу выдвинута толща, залегающая под мухорской свитой. В пределах северо-западного крыла Мухорской синклинали слои тажеранской свиты лежат под самыми низкими частями раз-

реза мухорской свиты, т. е. тажеранская свита не только не лежит на уланнурских гнейсах, а подстилает мощную промежуточную мухорскую свиту.

Слои тажеранской свиты, слагающие Чернорудскую структуру, на фоне общего северо-восточного простирания падают к юго-востоку, что подтверждается наличием дополнительных флексурных складок с левым рисунком асимметрии и северо-восточным погружением их смежных коротких крыльев. Такое залегание слоев противоположно северо-западному падению соответствующего крыла Томотской антиклинали, но согласуется с погружением аналогичного крыла Мухорской складки. В пределах других складок, где распространена тажеранская свита, не обнаружено налегания слагающих ее пород ни на образования мухорской, ни тем более на гнейсы уланнурской свиты.

Приведенные данные позволяют считать, что тажеранская свита перекрывает отложения мухорской. В юго-западной замковой части Томотской антиклинали ее северо-западное крыло срезано Кучелгинским разломом, а уланнурские гнейсы по тектоническому контакту соприкасаются с тажеранскими породами Чернорудской моноклинали (см. рис. 2). Кучелгинский разлом, косо ориентированный к оси Томотской антиклинали, срезает не только ее северо-западное крыло, но и ядро, и большую часть юго-восточного крыла. На северо-восточном продолжении складка почти полностью исчезает. Около залива Мухор сохранилась лишь часть ее крыла, смежного с синклиналью оз. Холбо.

В районе летника Харикта и горы Танхан обнажены замыкания двух других крупных складок: Тутайской синклинали и Прибрежной антиклинали (см. рис. 2). В них изогнуты слои двух комплексов пород, один из которых по составу отвечает тажеранской свите, другой — уланнурской. Между ними в пределах синклинали имеется пачка, в основании которой залегает пласт мощностью не менее 100 м доломитовых мраморов с тонкими прослоями песчаниковидных кварцитов и линзами гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов (см. рис. 1, III). В замке антиклинали фиксируется разрез, содержащий несколько слоев доломитовых мраморов в чередовании со слоями гнейсов, амфиболитов и кварцитов (см. рис. 1, V). Несмотря на меньшую мощность, эти разрезы по составу очень похожи на опорный разрез мухорской свиты в районе одноименного залива. При значительной вариации углов падения шарниров дополнительных складок (15—70°), осложняющих замыкания обеих крупных структур, преобладает северо-восточное погружение. Это говорит о том, что в пределах Тутайской и Прибрежной складок свиты расположены в той же последовательности, которая зафиксирована в северо-западной части Прибайкалья: в основании породы тажеранской свиты, затем мухорской и выше уланнурские гнейсы.

Смежное крыло Тутайской синклинали и Прибрежной антиклинали осложнено Танханским разломом. На северо-востоке он в виде мощного тела пегматита начинается от массива Шаранурских гранитов и прослеживается до пироксен-перидотитового массива горы

Танхан. К мраморам и кварцитам нижней половины тажеранской свиты здесь приближены уланнурские гнейсы. Разрывом полностью срезаны мухорская свита и верхняя часть разреза тажеранской, которые вновь появляются лишь на периклинали Прибрежной антиклинали (см. рис. 2).

Танханский разлом — один из немногих в Приольхонье, по которому можно оценить порядок и направление относительного перемещения соседних блоков. Наличие единых геологических границ по обе стороны от линии разрыва, их удаление в плане, мощности и залегание слоев позволяют определить вертикальную амплитуду взброса юго-восточного блока 700 м. В пользу именно взброса, а не сдвига в горизонтальном направлении говорит большое число мелких складок в узкой зоне, примыкающей к разлому, которые хотя и имеют горизонтальные шарниры, но явно наложены на более ранние складки, изгибая их осевые поверхности.

От пади Оргойта на Байкале на юго-запад простирается линзовидное в плане наиболее широкое в Приольхонье тело, сложенное гнейсами, имеющими состав уланнурской свиты и на обширной площади гранитизированными и мигматизированными. Эту полосу гнейсов мы рассматриваем как Оргойтинскую синклиналь (см. рис. 2). Форма структуры вызывает дискуссии, поэтому сначала приведем аргументы в пользу синклинали, а затем рассмотрим те причины появления юго-западных направлений погружения шарниров мелких складок в юго-западной части структуры, которые Н. А. Миронова (устное сообщение, 1981 г.) считает основой для интерпретации складки как антиклинальной. В пользу синклинали говорят следующие данные.

1. Состав слагающих структуру пород соответствует уланнурской свите.

2. Вдоль северо-западного борта Оргойтинской структуры на всем ее простирании наблюдаются элементы разреза, отвечающие по составу мухорской свите. В зоне Нудгейского разлома, который разделяет уланнурские гнейсы и породы тажеранской свиты, присутствуют линзы пластов, состоящих из доломитовых мраморов, гнейсов, амфиболитов, реже кварцитов, а также линзы пачек чередования этих пород, отделенных друг от друга то сливающимися, то опять расходящимися полосами пегматитов. Разломом не затронуты пласт пеллошпатитовых амфиболитов, граничащий с уланнурскими гнейсами, и подстилающий его слой доломитовых мраморов кровли мухорской свиты. Оба прослеживаются почти непрерывно вдоль крыла складки от Нудгейского залива на Байкале на юго-запад: мраморы почти до ручья Горхон, амфиболиты еще дальше — за ручей Барсой. Наличие реликтов мухорской свиты позволяет рассматривать Прибрежную антиклиналь и Оргойтинскую складку как структуры смежные, противоположные по форме.

3. Внутреннее строение. Сплошное вертикальное обнажение через всю структуру, ориентированное вкострости простирания, отмечается в береговых обрывах Байкала южнее пади Нудгей. Принципиальная картина внутреннего строения гнейсовой толщи на отрезке почти в 2 км между ее юго-восточной границей с ан-

гинской свитой и падью Оргойта приведена в работах разных авторов [3, 4], и наши данные полностью согласуются с их представлениями. Это флексур. Юго-восточное ее крыло шириной около 400 м в виде моноклинали падает под углом 50–70° к северо-западу. Затем оно постепенно выполаживается и на отрезке 1300 м гнейсы имеют практически горизонтальное залегание, осложненное пологими простыми волнообразными изгибами, шарниры которых или горизонтальны, или под углом до 15° погружаются к востоку. Это широкая горизонтальная ступень флексуры. Еще северо-западнее морфология деформаций резко меняется. Приблизительно в 150 м от тальвега пади Оргойта гнейсы интенсивно дислоцированы большим количеством мелких сближенных разрывов, выполненных пегматитовыми жилами мощностью до 5 м, так что определить общее залегание гнейсов здесь невозможно. Однако в самой пади эрозией вскрыты породы мухорской свиты. Они образуют ядро узкой антиклинали, замком которой находится в 5 км юго-западнее Байкала (см. рис. 2). Встречное замыкание этой дополнительной складки в теле Оргойтинской синклинали обнаружено на другом конце структуры, где глубокая промоина на левом склоне ручья Горхон прорезала гнейсы и вскрыла подстилающие их мраморы и амфиболиты мухорской свиты. В рассматриваемом вертикальном сечении отрезок с интенсивно дислоцированными гнейсами играет роль связующего звена между дополнительной антиклиналью и широкой горизонтальной ступенью флексуры, а синклинальная форма Оргойтинской складки становится очевидной.

Как же увязать синклинальную форму Оргойтинской складки с теми юго-западными погружениями шарниров мелких складок, которые обнаружены между оз. Намши-Нур и ручьем Горхон? Наиболее вероятно следующее объяснение. Гнейсы, слагающие центральную часть Оргойтинской структуры, интенсивно гранитизированы, т. е. превращены в метасоматические граниты, магматиты и насыщены пегматитовыми жилами. Не вызывает сомнений, что объем структуры, сложенной ранее только гнейсами, за счет привноса гранитизирующего материала значительно увеличился. Как отметили А. Н. Иванов и Б. М. Шмакин [6], только на одном из участков Намшинурского пегматитового поля площадью 70 км² ими зафиксировано около 1000 пегматитовых жил. Этот участок почти целиком совпадает с юго-западной половиной Оргойтинской складки. По нашим наблюдениям, преимущественным развитием здесь пользуются жилы шириной 1–5 м при длине до первых десятков метров. Обычно они близко расположены друг к другу, часто сливаются, облекая линзы гнейсового субстрата, вместе с которыми образуют структуру типичного агматита с большим количеством новообразованного материала. По мере снижения интенсивности гранитизации от метасоматических гранитов через мигматиты к области с меньшим количеством пегматитов все больше проявляется полнокладчатая структура гнейсов. Местами можно видеть, как в складки, совпадающие по ориентировке осевых поверхностей с простиранием жил, изогнуты не только осевые

поверхности ранних складок, но и их шарниры. Таким образом, в центральной и юго-западной частях Оргойтинской структуры наблюдается пример интерференции двух различных и разновозрастных механизмов складкообразования: инверсия ранней складки линейного типа в условиях формирования гранит-мигматитового антиформного вала.

Аналогичную картину перераспределения структурного плана ранних складок можно видеть и на других участках Приольхонья, например, близ юго-западной границы тела шаранурских метасоматических гранитов в районе м. Крест. В результате тектонической активности массива возникли складки с юго-западным погружением шарниров, противоположным характерному северо-восточному падению слоистости в замке Прибрежной антиклинали.

К юго-востоку от Оргойтинской структуры расположена толща пород, слою которой имеют устойчивое падение на юг под углом 70°. Прекрасная обнаженность берега Байкала позволила составить послойный стратиграфический разрез ангинской свиты (см. рис. 1, VI). Редкие асимметричные складки в средней части свиты не нарушают ее общего моноклиналиного залегания. Однако сложные деформации в ее подошве, представленные заметными по размеру складками разной формы и разной ориентировки, похожи на фронтальные деформации при надвиге. Падающие к северо-западу уланнурские гнейсы юго-восточного крыла Оргойтинской синклинали на контакте с нижним мощным слоем мраморов ангинской свиты опрокинуты в соответствии с падением моноклинали.

Таким образом, можно считать, что почти двухкилометровая по мощности плита Ангинской моноклинали по крутому одноименному взбросу напозла на Оргойтинскую структуру. Вероятно, выклинивание гнейсов уланнурской свиты в юго-западной части Оргойтинской складки целиком обязано этому взбросу. Степень метаморфических преобразований (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации) и отсутствие следов процесса гранитизации дают основание, вслед за авторами монографии [8], рассматривать ангинскую свиту как самое молодое стратиграфическое подразделение докембрийских отложений Приольхонья, а Ангинский разлом — как взброс, возникший после главной фазы орогения, которая совпадает с процессом гранитизации. По нашим представлениям, Ангинская плита надвинута на уже гранитизированные породы, слагающие Оргойтинскую структуру, но вдоль взброса никаких гранитоидных пород не обнаружено.

Между Тутайской синклиной и синклиной оз. Холбо находится сложно построенная Сахюртинская структура (см. рис. 2). Слагающие ее породы — доломитовые мраморы, преобладающие среди карбонатов, пласты амфиболитов, чередующиеся с гнейсами, незначительное количество кварцитов, пироксеновых сланцев и кальцитовых мраморов — несомненно относятся к мухорской свите. Интенсивная изоклиальная складчатость двух генераций, структуры разлिनзования и обилие разрывов с пегматитовыми заполнениями обусловили возникновение круто стоящих тектонических линзово-складчатых пластин, за-

трудняющих восстановление стратиграфической последовательности. Однако эти сложные деформации локализованы лишь в пределах мухорской свиты. Порода тажеранской и уланнурской свит в Сахюртинской структуре нет. Отчетливо она выражена как антиклиналь на своем продолжении на северо-восток, где в 10 км от пролива Ольхонские ворота картируется простое периклиналиное замыкание по нескольким слоям мраморов, амфиболитов и гнейсов мухорской свиты и по контакту ее с гнейсовым полем уланнурской свиты. Шарнир антиклинали погружается на северо-восток. В Приольхонье Сахюртинский блок в виде горста выдвинут по двум региональным разломам — Куркутскому и Центральному Прибайкальскому (см. рис. 2).

Вдоль уступа юго-восточного склона Приморского хребта, параллельного Чернорудской структуре, протягивается полоса пород довольно однообразного состава: амфиболовые, биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы. Толща сланцев нигде не примыкает непосредственно к породам тажеранской свиты, слагающим Чернорудскую моноклинали, а отделена от них пачкой мощностью не более 150 м. Основу пачки составляет пласт амфибол-биотитовых гнейсов мощностью 70 м, содержащий маркирующий прослой (около 5 м) микроклин-биотитовых однородных микрогнейсов. Пласт перекрыт прослоем мощностью 3–5 м силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов, выше которых наблюдается очень тонкое чередование маломощных прослоев пироксеносодержащих амфиболитов, диопсидовых сланцев, кварцитов, карбонатных сланцев, гранат-биотитовых гнейсов и двух тонких слоев доломитовых мраморов. Подстилаются амфибол-биотитовые гнейсы очень выразительным прослоем черных микрокристаллических в основной массе кварц-биотитовых сланцев с крупными порфиробластическими выделениями плагиоклаза, реже граната и кварца, напоминающими миндалиты эффузивов. Ниже залегает пласт доломит-кальцитовых мраморов с двумя слоями таких же черных сланцев.

Этот разрез «переходной» пачки наблюдается в паре сопряженных асимметричных складок северо-западнее пос. Кучелга, но отдельные фрагменты его обнаружены в восьми пересечениях зоны контакта с тажеранской свитой. Чуть выше берега Хужир-Нудгейсового залива в Малом Море «переходная» пачка постепенно сменяется полосой сланцев, а в Кучелгинских складках — тажеранской свитой. Шарниры указанных складок под углом 50–70° погружаются к востоку. Если шарниры не опрокинуты и в складки изогнута прямая, а не перевернутая последовательность напластования, то оказывается, что «переходная» пачка подстилается тажеранскую свиту, а вниз по разрезу сменяется толщей однообразных амфиболовых и амфибол-биотитовых сланцев, которые являются, таким образом, самым нижним членом разреза докембрийских образований Приольхонья.

Выше в связи с Танханским разломом отмечены сопровождающие вертикальное движение блоков наложенные мелкие складки с пологими шарнирами. Более крупные приразломные складки этапа гранитизации известны в районе Сахюртинской структуры и в Тагот-

ской группе складок. В первом случае (см. рис. 2) можно видеть, как от Базарской губы пролива Ольхонские Ворота на юго-запад протягиваются две полосы амфиболитов, разделенные полосой гранат-биотитовых гнейсов. В 5 км от залива все три полосы поворачивают с образованием складчатого замыкания; полоса гнейсов является ядром ранней изоклиальной складки с субгоризонтальным шарниром. Обе полосы амфиболитов погружаются под гнейсы, замыкаются вокруг складчатого окончания гнейсов и, таким образом, представляют собой единый пласт. Поворот трех полос на юг соответствует складке более поздней генерации; положение ее шарнира также близко к горизонтальному. С юго-восточного крыла к наложенной складке прилегает разрыв — мощная пегматитовая жила.

Аналогичная ситуация наблюдается в Таготской группе складок. От Куркутского залива прекрасно прослеживается на юго-запад маркирующий горизонт, состоящий из слоя доломитовых мраморов и подстилающего его пласта амфибол-пироксеновых сланцев. Около пос. Тагот оба слоя смяты с образованием четырех смежных дополнительных асимметричных складок с северо-восточным погружением шарниров. С северо-западного крыла самой крайней из них антиклинали маркирующий горизонт следует еще дальше на юго-запад, но в 3 км от пос. Тагот вдруг появляется еще пара сопряженных складок, не соответствующих левому рисунку асимметрии первых четырех. В этой новой паре последовательность в залегании слоев оказалась обратной. Доломитовые мраморы под углом 35° падают под сланцы. Гнейсы, залегающие в четырех складках на мраморах, здесь находятся под мраморами. Как и в первом случае, на юго-востоке от этой аномальной складчатой пары имеется разрывное нарушение — региональный Куркутский разлом. Отметим, что маркирующий горизонт, изогнувшись около разлома в пару складок, далее уже спокойно следует на юго-запад в некотором удалении от линии разлома.

В обоих случаях локальный характер появления приразломных складок легко понять, если представить себе, что вдоль разломов выдвигались вверх юго-восточные блоки. В первом случае движением была захвачена и подвернута ранняя изоклиальная синклинали, во втором — захвачено и вывернуто почти вертикальное северо-западное крыло антиклинали самой крайней из четырех складок.

Велико в Приольхонье количество более мелких приразрывных складок, а размеры их зависят от подвижки блоков. Чаше они наблюдаются около пегматитовых жил и хорошо видны по изгибанию сланцеватости или минеральной линейности текстур, образованных в условиях регионального метаморфизма. В ряде случаев приразрывные складки затрудняют расчленение последовательности деформаций. Характерной особенностью приразрывных наложенных складок являются пологие шарниры. Поскольку в большинстве случаев они изгибают вертикальные структурные элементы (крылья, осевые поверхности, сланцеватость), обусловленные ранними деформациями, при оценке разрывов чаще всего приходится предполагать взброс, а не сдвиг в

горизонтальном направлении, поскольку тогда следовало бы ожидать появления наложенных изгибов с крутыми, даже вертикальными шарнирами.

Сформулируем основные выводы.

1. В Приольхонье наиболее четко выражены докембрийские тектонические структуры двух этапов деформаций, увязанных с периодами метаморфических преобразований пород. На позднем этапе сформировались структуры, связанные с активным проявлением процессов гранитизации. Они представлены: 1) гранит-мigmatитовыми валами, соответствующими по механизму образования широко известным в докембрии гранито-гнейсовым куполам; 2) региональными разломами и более мелкими разрывами, которые фиксируются телами пегматитов; 3) приразломными и приразрывными складками.

С более ранним этапом связано образование протяженных, линейных, достаточно сжатых складок северо-восточного простирания, которые возникли в период регионального метаморфизма, предшествующий гранитизации.

2. В процессе наложения деформаций второго этапа структурный план ранней складчатости был заметно перестроен. Перестройка выразилась по-разному. За счет гранитизации гнейсовых толщ и частичного подъема образовавшихся по ним метасоматических гранитов в ряде случаев оказались переориентированными шарниры ранних складок в соответствии с формой новообразованной структуры типа гранито-гнейсового вала или купола.

Сопровождающиеся пегматитообразованием движения по разломам привели к нарушению целостности ранних линейных складок и образованию в ряде мест наложенных приразломных складчатых изгибов. В результате раздробления от ранних складок сохранились хотя и крупные, но лишь фрагменты, ограниченные линиями разломов, которые ориентированы под углом 10—20° к осевому плану складчатости первого этапа деформаций.

3. Среди фрагментов ранних складок в Приольхонье имеются структуры, антиклинальная или синклинальная форма которых не вызывает сомнений. Изучение последовательности залегания слоев в пределах этих складок позволило восстановить стратиграфические соотношения между конкретными ассоциациями слоев, которые по литолого-стратиграфическим особенностям правомерно рассматривать в качестве свит. Последовательное расположение трех из них лишь в общих чертах соответствует стратиграфической схеме Н. А. Божко [1]. В качестве самого низкого члена стратиграфического разреза предположительно выделена толща амфиболовых и амфибол-биотитовых сланцев («днафторитов»), которую прежние исследователи [1, 4] включали в состав уланнурской свиты. От тажеранской свиты эта толща отделена «переходной» пачкой. Мощная толща (1850 м) чередования мраморов, амфиболитов, кальцифиров и двуслюдяных микрогнейсов, развитая в юго-западной части района, по ряду признаков не может быть скоррелирована с другими согласно залегающими свитами Приольхонья, суммарная мощность которых не менее 3000 м. По тектоническому контакту она граничит с верхней, уланнурской свитой, несет следы более низко-

го уровня регионального метаморфизма (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фация [1]), но содержит, хотя и в небольших количествах, соскладчатые жилы, соответствующие валам, широко развитым на территории. Эти данные позволяют отнести ангинской свиты с ними в разрезе Приольхонья, уланнурскую свиту гнейсов.

4. Метаосадки и метавулканы на пять свит, сформированные в докембрии, были деформированы не позднее розойского времени. Об этом свидетельствуют радиологические отсчеты цирконов (1900 млн. лет) из гранитоидов в районе р. Зундук. Изложенное в работах [1, 2, 5], показывает, что метаосадки, развитые в ее нижнем и среднем течении, непрерывно прослеживаются вдоль юго-восточного склона Приморского хребта на юго-запад к пос. Еланцы и образуют единый формационный комплекс с породами ольхонской серии. Особенно хорошо коррелируется с ольхонской серией разрез в нижнем течении реки, который схож с породами тажеранской свиты.

С северной оконечности Байкала в эту же долину прослежены метаморфические образования, широко распространенные во внутренней зоне Патомского нагорья [7]. Нельзя исключать, что толща амфибол-биотитовых и амфиболовых сланцев (низы разреза Приольхонья) окажется аналогом выделенной на р. Зундук олигитинской свиты [2]. В дальнейшем необходимо сопоставить разрез Приольхонья с разрезами внутренней зоны Патомского нагорья на севере и протерозойских отложений Хамар-Дабана на юге Байкала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Божко Н. А., Дёмина Л. И. О геологии и условиях метаморфизма древних толщ центральной части Западного Прибайкалья. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 12, с. 106—120.
2. Возраст гранитов Приморского комплекса (Западного Прибайкалья) по данным U-Pb метода/Е. В. Бибилова, С. П. Кориковский, А. И. Сизько, В. С. Федоровский. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 462—466.
3. Гончаров М. А. О связи магматизации со складкообразованием. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, вып. 4, с. 126—138.
4. Ескин А. С. К стратиграфии и тектонике архея Приольхонья (Западное Прибайкалье). — В кн.: Геология и петрология докембрия. Новосибирск, 1962, с. 137—146.
5. Ескин А. С. Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья. — Геология Прибайкалья. Путеводитель геологической экскурсии XII сессии международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. Иркутск, 1969, с. 91—120.
6. Иванов А. Н., Шакин Б. М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М., Наука, 1980, с. 90—91.
7. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М., Наука, 1980.

8. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия/А. С. Ескин, В. В. Эз, О. В. Грабкин и др. Новосибирск, Наука, 1979, с. 4—72.
9. Кульчицкий А. С. Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1957, с. 36—38.

УДК 550.83 : 550.814 : 551.243

Л. Н. РОЗАНОВ, И. Н. КАЛИНИНА (ВНИГРИ)

Интерпретация космофотолинеamentов

Линейные тектонические элементы играют весьма важную роль в структуре земной коры, образуя как бы ее каркасную систему. Дешифрированию и описанию линеamentов, выделяемых на космоснимках, посвящена обширная литература, однако многие вопросы их глубинного строения — тип разрывов, глубина их проникновения, наличие смещения отдельных блоков и др. — пока недостаточно изучены.

В плановом размещении линеamentов, выделяемых по космофотоснимкам, — назовем их космофотолинеamentами (КФЛ) — наблюдается определенная упорядоченность. Большинство из них образует две системы простираний — северо-восточную и северо-западную. При этом в расположении линеamentов нет строгой выдержанности и можно говорить о преобладающем их направлении, которое проявляется на фоне широкого спектра различных простираний.

Эти две главные системы КФЛ прослеживаются по всем платформенным областям, а многие из них и на большие расстояния, пересекая области не только плит, но и складчатых систем, сложенных породами разного возраста от древних до четвертичных. При этом КФЛ трассируются не сплошными линиями, а прерывистыми фрагментами, образуя общие системы. При взаимном пересечении отдельных отрезков линеamentов они, как правило, заметно не смещаются.

Эти общие особенности КФЛ освещались в литературе [1, 2, 3, 4, 6, 7 и др.], однако интерпретируются различно. Так, в одних случаях КФЛ рассматриваются как отражение крупных глубинных разломов на поверхности [1], в других — как трещины растяжения без заметных горизонтальных и вертикальных смещений, или как без-

амплитудные и малоамплитудные разрывы [3, 4, 7], связанные с планетарной трещиноватостью [8]. Предполагается также, что КФЛ отражают молодые наложенные процессы, а наиболее крупные из них — первичное деление Земли [2].

Некоторую ясность в этот вопрос могут, по нашему мнению, внести данные сейсмических наблюдений по региональным профилям, по которым изучалась глубинная структура и выявлено большое число разрывных дислокаций, установлены глубина их проникновения в земную кору, наклон поверхности разрывов и вертикальное смещение.

Прежде всего требовалось установить, отражаются ли КФЛ на сейсмических профилях. С этой целью сопоставлялись результаты дешифрирования данных космических съемок и сейсмогеологические разрезы по региональным профилям. На разрезах, построенных по данным комплекса сейсмических исследований (ГСЗ, МОБЗ, МОБ, КМПВ) и электроразведки, прослежены основные границы раздела (фундамент, условный «базальтовый» слой, граница Мохоровичича) и целый ряд других границ по комплексу различных волн; большое число разрывных нарушений в осадочном чехле, верхней части земной коры, а также развитые от поверхности земли до границы Мохоровичича и проникающие в мантию. Некоторые глубинные разломы на поверхности не прослеживаются и затухают в осадочном чехле.

В зоне глубинных разломов устанавливаются значительные (2—6 км) смещения нижних горизонтов земной коры, включая поверхность Мохоровичича. По верхним горизонтам, включая поверхность фундамента, одни глубинные разломы сопровождаются смеще-



Рис. 1. Сопоставление разрывов земной коры по сейсмическим и дистанционным данным на участке Западно-Сибирской платформы

1—5 — разрывы: 1 — со смещением по всем горизонтам чехла, фундамента и по границе М, 2 — со смещением по чехлу и фундаменту, не прослеживающийся по М, 3 — со смещением по М и фундаменту, без заметного смещения по чехлу, 4 — со смещением по М, без смещения по фундаменту и чехлу, 5 — без смещения по всем горизонтам (раздвиги); 6 — участки потери информации на сейсмических профилях (зоны трещиноватости); 7 — космофотолинеаменты; 8 — линии сейсмических профилей

нием границ (от нескольких сот метров до 2 км), другие — нет. Наклон поверхности разрывов на сейсмологических разрезах вертикальный или близкий к нему. На профиле Березово—Усть-Мая в пределах Западно-Сибирской плиты выделен глубинный разлом с наклоном плоскости смещения 50° . На глубине 34 км он раздваивается, и образовавшиеся разломы на уровне поверхности фундамента наклонены уже практически под углом 90° .

Выделяются также зоны повышенной проницаемости, которые пересекают всю толщу земной коры.

Как показывает сопоставление сейсмических и дистанционных материалов, космофотолинеаменты хорошо совпадают с разрывами как в верхней части земной коры, так и с глубинными (рис. 1, 2). Большинство разрывов в верхней части смещается по поверх-

ности фундамента. Наблюдается смещение границ раздела нижней части земной коры в зоне разломов, совпадающих с КФЛ. Часть выделенных КФЛ попадает в области повышенной проницаемости земной коры и хорошо согласуется с зонами трещиноватости, выделенными на разрезах.

Отмечается группа космофотолинеаментов, которые совпадают с участками потери информации, т. е. отсутствия корреляции границ раздела. Это может быть вызвано различными причинами, в частности наличием зон трещиноватости, раздробленности пород, что приводит к увеличению проницаемости земной коры, а значит, и вертикальной миграции подземных вод. Последнее является основным индикатором выявления тектонических разрывов на космоснимках [5].

Соотношения между КФЛ и проявлением разрывных дислокаций на разных структурных этажах земной коры показаны на рис. 1, 2. Почти все линеаменты совпадают с разрывными нарушениями или с зонами повышенной проницаемости, выделенными на сейсмологических разрезах. Однако не все разрывные нарушения, отмеченные на разрезах, отражаются на космоснимках. Естественно предположить, что на земной поверхности проявляются лишь те разрывные нарушения, которые связаны с новейшей тектонической активизацией [5 и др.]. Поэтому не отраженные на КФЛ дислокации следует рассматривать как пассивные в настоящее время.

Некоторые КФЛ, имеющие в плане дугообразно изогнутую форму, в отличие от прямолинейных, соответствуют не вертикальным, а наклонным дизъюнктивам. При этом выпуклость линеаментов в плане обращена в сторону, обратную плоскости падения разрыва. По-видимому, в таких (немногих) случаях отмечается проекция наклонной плоскости разрыва на сферическую поверхность Земли. Очевидно, что чем ближе плоскости дизъюнктивов, тем более изогнуты в плане КФЛ.

Приведенное сопоставление КФЛ и особенностей строения земной коры по данным сейсмических исследований проясняет их природу. Вероятнее всего, КФЛ отображают так называемую

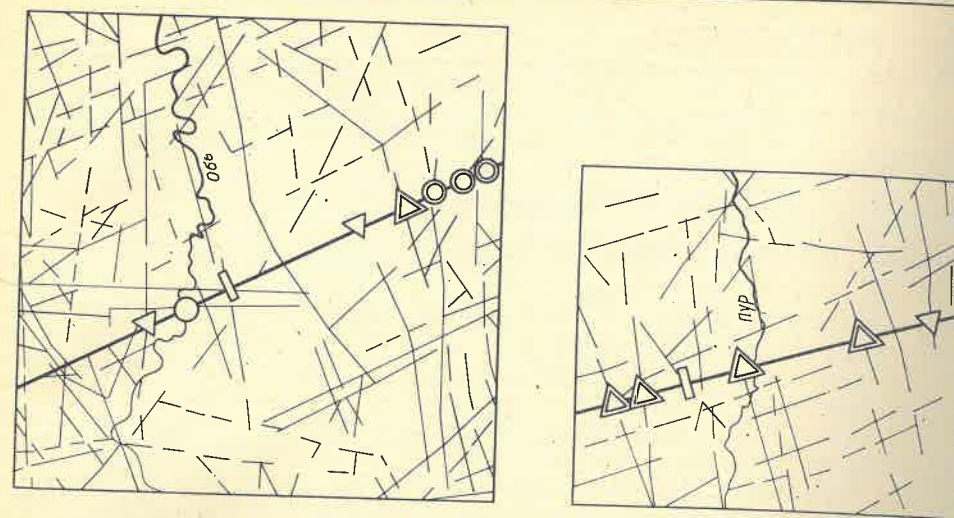


Рис. 2. Сопоставление разрывов земной коры по сейсмическим и дистанционным данным на двух участках Западно-Сибирской плиты
Усл. обозн. см. рис. 1

планетарную трещиноватость, проявляющуюся во всей коре или большей ее части. Она согласуется также и с региональной тектонической трещиноватостью, наблюдаемой в обнажениях пород и в кернах скважин. Отражающиеся на дистанционных и сейсмических материалах дизъюнктивы представляют собой в основном зоны растяжения земной коры и циркуляции флюидов, чем и объясняется их фиксация на космоснимках. В большинстве случаев этим зонам соответствуют вертикальные перемещения отдельных блоков осадочного чехла и фундамента, проявляемые на разных структурных этажах земной коры.

Итак, космофотолинеаменты представляют собой весьма важные структурные элементы, которые необходимо учитывать при тектонических построениях и использовать в комплексе с данными регионального сейсмического профилирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башилов В. И. Линеаменты и проблемы нефтегазоносности севера Восточно-Евро-

пейской платформы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 1, с. 13—17.

2. Комаров В. Б., Можжев Б. Н. Современные аспекты разработки и использования дистанционных методов при геологических исследованиях в СССР. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. М., Наука, 1980, с. 102—109.

3. Макаров В. И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов). — Исследование Земли из космоса, 1981, № 4, с. 109—115.

4. Наумкин А. Н. Линеаменты, выделяемые на телекосмических изображениях Средней Сибири и их возможная геологическая природа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 3, с. 30—35.

5. Розанов Л. Н. Геодинамический подход к дешифрированию космоснимков при решении задач нефтегазовой геологии. — Геология нефти и газа, 1982, № 6, с. 39—42.

6. Розанов Л. Н. Космофотолинеаменты и их связь с нефтегазоносностью. — Геология нефти и газа, 1983, № 6, с. 29—32.

7. Трифонов В. Г., Макаров В. И., Флоренский П. В. Изучение глубинного строения литосферы с помощью комплекса космических снимков. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. М., Наука, 1980, с. 115—122.

8. Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. — В кн.: Деформация пород и тектоника. Л., Наука, 1964, с. 147—153.



Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит)

Изученный массив размещается в центральной части Алданского щита на северо-западной окраине Эльконского горстового поднятия. При геологосъемочных работах (А. Н. Угрюмов и др., 1964 г.) в гидротермально-измененных щелочных сиенитах установлено медное оруденение. В процессе дальнейшего изучения массива (Ар. Н. Угрюмов и др., 1978 г.; В. В. Зайцев и др., 1981 г.; А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, 1982 г.) определены его положительные перспективы на этот вид полезного ископаемого.

Авторами настоящей статьи исследованы рудовмещающие метасоматические измененные породы массива с целью уточнения их возраста, вещественного состава и соотношений с оруденением. Получены данные о локальных факторах контроля медного сульфидного оруденения, проявленного в не обычной для него ассоциации с ультракалиевыми щелочными изверженными и метасоматическими породами.

Рябиновый массив сформировался в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации. В его строении принимают участие вулканические, плутонические породы и разнообразные метасоматиты алданского щелочного комплекса [10]. Массив имеет в плане неправильную, приближающуюся к эллипсовидной форму и вытянут в северо-восточном направлении согласно простиранию активизированного в мезозое архейского регионального разлома. Юго-западный фланг массива примыкает к крупнейшему меридиональному дизъюнктиву — Якоутскому глубинному разлому, по которому смещены геологические границы платформенного чехла, архейского фундамента [11], а также глубинные границы Конрада и Мохоровичича [4]. В восточной части массив осложнен крупными тектоническими нарушениями северо-западного простирания, составляющими

зону долгоживущего регионального Юхутинского разлома. Таким образом, структурная позиция Рябинового массива определяется его приуроченностью к узлу пересечения разноориентированных долгоживущих глубинных разломов.

Массив залегает в толще кристаллических сланцев, гнейсов и гранито-гнейсов федоровской свиты архея. На контактах метаморфические породы архея фенитизированы. Во внешней зоне фенитов развиты кварц-ортоклазовые метасоматиты. Ширина ореола измененных пород архея составляет 100—500 м (рис. 1).

Платформенный чехол в районе массива практически полностью размыт. Его фрагменты, представленные небольшими блоками мраморов, скарнов и ороговикованных песчаников, встречаются внутри массива и в грабенах у его северной и южной границ. Контакты массива под разными углами наклонены к центру, что определяет его общую лополитообразную форму.

Широкое развитие в краевых зонах массива щелочных габброидов позволяет предположить, что эти породы выстилают днище лополита. Выше размещаются разнообразные щелочные сиениты, которые в современном эрозионном срезе слагают основную площадь массива. По указанным особенностям строения он сходен с расслоенными интрузиями платформ.

Центральную часть массива занимает крупный, опущенный по разломам блок, представляющий собой, вероятно, вулканическую кальдеру. Здесь среди щелочных сиенитов залегают блоки ороговикованных щелочных трахитов и псевдолейцитовых порфиров, некие сельвсбергитовых эруптивных брекчий (см. рис. 1).

Данные геологосъемочных, поисковых и тематических работ (А. Н. Угрюмов и др., 1964, 1969 гг.; Е. П. Мак-

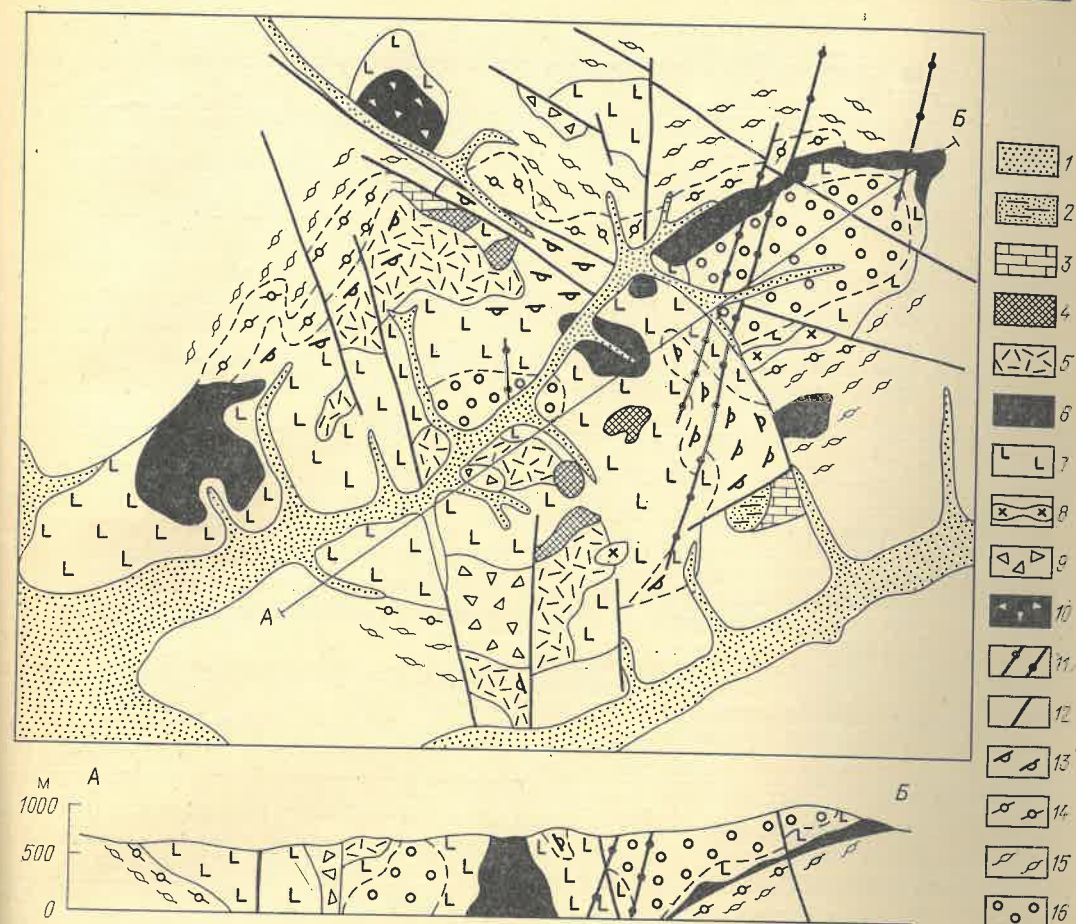


Рис. 1. Схема строения Рябинового щелочного массива (составлена автором с использованием материалов В. В. Зайцева и др., 1981 г.)

1 — метаморфические породы архея и аллювиальные отложения; 2 — юрские песчаники; 3 — мраморы; 4 — скарны; 5 — щелочные трахиты; 6 — щелочные габброиды; 7 — щелочные сиениты; 8 — нордмаркиты;

9 — эруптивные брекчии сельвсбергитов; 10 — то же щелочных пикритов (флогопитизированных); 11 — поздние дайки (щелочные пикриты, минетты, бостониты); 12 — разломы; метасоматиты: 13 — эгирин-ортоклазовые, 14 — фениты, 15 — кварц-ортоклазовые, 16 — микроклиновые и серицитовые («мусковитизированные» сиениты)

симов и др., 1969, 1974 гг.; В. В. Зайцев, А. Я. Кочетков и др., 1981 г.) и собственные наблюдения авторов позволяют выделить в пределах массива группы изверженных и метасоматических пород, отвечающие четырем главным фазам магматической деятельности (табл. 1).

Составленная авторами возрастная схема формирования массива для изверженных пород хорошо согласуется с данными об этапности проявления щелочного магматизма района [8]. Хронологическая позиция метасоматитов и оруденения определена впервые и требует обсуждения.

Метасоматические процессы на площади Рябинового массива были ши-

роко развиты в конце третьей плутонической фазы магматизма. По-видимому, первые признаки метасоматических изменений изверженных пород, выраженные в эгиринизации пироксена и калиевом ошелачивании ортоклаза, проявились в позднемагматическую стадию. Завершился процесс после полной кристаллизации пуласкитов и пуласкит-порфиров, о чем свидетельствует подчиненность их интенсивной прожилково-пятнистой эгиринизации трещинной тектонике. Интенсивно эгиринизированы (т. е. превращены в эгирин-ортоклазовые метасоматиты) не только пуласкиты и другие щелочные сиениты, но также вулканы первой и второй фаз магматизма, юрские пес-

Таблица 1

Хронологическая схема формирования изверженных и метасоматических пород Рябинового массива

Фаза магматизма	Породы	Радиологический возраст, млн. лет*
Четвертая	Эгирин-кварцевые, эгирин-кварц-микроклиновые, эгириновые жилы	79±4
	Сельвсбергиты, грорудиты, эгириновые граниты Щелочные пикриты, микрошонкиниты, минетты, бостониты, щелочные трахиты	120, 108
Третья	Микроклиновые и серицитовые метасоматиты	92, 82±2
	Сиенит-пегматиты	134
	Нордмаркиты	—
	Фениты (по гнейсам архея), эгирин-ортоклазовые метасоматиты (в массиве)	157±5, 140±3
	Диопсид-флогопитовые и тремолитовые скарны	—
Вторая	Пуласкит-порфиры и пуласкиты	150±14
	Нефелиновые сиениты и меланократовые щелочные сиениты	—
	Малиньиты, шонкиниты	179±11, 160±16
	Псевдолейцитовые порфиры, пироксеновые трахиты	—
Первая	Гололейкократовые щелочные трахиты и кварцевые порфиры	—

* Определялся К-Аг методом. Руководитель А. П. Гревцова (ПГО «Уралгеология»).

чаники и метаморфические образования архея.

Эгиринизация пород массива имела площадной характер. На ряде участков (верховья ручьев Лыжного, Сульфидного и др.) эгиринизированные сиениты постепенно переходят в эгириновые фениты, развитые по архейским гнейсам. Устанавливается хронологическое и генетическое единство процессов эгиринизации сиенитов массива и контактовой фенитизации вмещающих его архейских гнейсов. Эгиринизированные породы во многих участках несут убогую тонкую вкрапленность борнита, иногда содержат кварцевые жилы с бедной вкрапленностью галенита.

Нордмаркиты и сиенит-пегматиты секут интенсивно эгиринизированные

щелочные сиениты и трахиты. Особенно отчетливо такие соотношения проявлены в бассейне р. Рябчик, указывая на затухание процессов эгиринизации и, вероятно, фенитизации архейских гнейсов к моменту внедрения сиенит-пегматитов.

Следующий этап интенсивных площадных метасоматических изменений пород массива — микроклинизация и серицитизация, которые наложились не только на пуласкиты, пуласкит-порфиры и другие щелочные сиениты, но также и на сиенит-пегматиты. Микроклиновые и серицитовые метасоматиты явно моложе всех пород третьей фазы магматизма и по данным определений радиологического возраста (см. табл. 1). Микроклинизированные и серицитизированные щелочные породы

массива («мусковитизированные» сиениты, по Ю. А. Билибину [1]) включают главные штокверковые и прожилково-вкрапленные зоны медного (пирит-халькопиритового с подчиненным борнитом), а также медно-молибденового оруденения.

Дайки щелочных пикритов, минетт и бостонитов четвертой фазы магматизма не только пересекают микроклинизированные и серицитизированные породы, но и содержат их ксенолиты. Однако рудная минерализация, ассоциирующая с метасоматитами, проникает в дайки, что указывает на формирование последних при затухании микроклин-серицитовых изменений в поздние стадии рудоотложения.

Эгирин-кварцевые и эгирин-кварц-микроклиновые метасоматические жилы, иногда с гнездами борнита, завершили становление массива. Эти жилы секут эгириновые граниты — самые поздние магматические образования алданского щелочного комплекса.

Таким образом, в геологической истории массива установлены три главных этапа проявления постмагматических метасоматических процессов, разделенные периодами внедрения поздних жил и даек изверженных пород.

Метасоматиты первого этапа. Процесс эгиринизации и сопровождающее его калиевое ощелачивание полевых шпатов, выделяемые нами как железокалиевый метасоматизм, развивались преимущественно в краевой части массива, в породах его вулканогенной кровли и в архейских гнейсах. Это привело к возникновению в массиве эгирин-ортоклазовых метасоматитов, а в его обрамлении — фенитов.

Наиболее полные метасоматические колонки, характеризующие процесс эгиринизации, наблюдаются в тех случаях, когда фениты постепенно переходят в эгирин-ортоклазовые метасоматиты (рис. 2, а). Обычно во внешней зоне таких колонок по метаморфическим породам архея, например, по биотитовым гранитам и гранито-гнейсам, образуются кварц-ортоклазовые метасоматиты — гнейсовидные породы среднезернистые, белого и серовато-белого цвета. Преобразование гранита выразилось в замещении темноцветных минералов эгирин-авгитом, кислого

плагноклаза ортоклазом. При этом произошла существенная перестройка структуры породы. Кварц обособился в полевошпатовом агрегате в виде весьма характерных, ориентированных субпараллельно, червеобразных вrostков, а также в виде прихотливо ветвящихся прожилков.

Изменение химического состава нашло отражение в привносе калия, накоплении закисного железа и отчасти магния, выносе кремния, натрия и алюминия. Направленность изменений определялась слабым повышением общей основности пород от гранита к метасоматиту (табл. 2, см. рис. 2, а).

Дальнейшее развитие метасоматического процесса привело к формированию фенита — среднезернистой зеленовато-серой породы, состоящей из калиевого ортоклаза (70—80 %), эгирина (20 %) и эгирин-авгита (0—10 %). Структура ее приближается к гранобластовой. Основная масса состоит из агрегата изометричных зерен ортоклаза, в интерстициях которых находятся призматические зерна эгирина и сростки короткопризматических зерен эгирин-авгита. Скопления пироксена часто имеют полосчатое или линейное распределение, наследующее гнейсовидность архейских пород.

Химические изменения сопровождались привносом калия и окисного железа, некоторым увеличением содержания других оснований и алюминия, выносом кремния. Общая основность породы возросла по сравнению с основностью гранита более чем в два раза.

Близкие по характеру изменения связаны с развитием эгирин-ортоклазовых метасоматитов по пуласкитам и другим щелочным сиенитам. В этом случае изменение минерального состава заключалось в переходе натрового ортоклаза в его калиевую разновидность и замещении авгита эгирином. Состав калиевого полевого шпата в метасоматитах колеблется от промежуточного до максимального ортоклаза (коэффициент моноклинности $\Delta z = 0,53—0,68$) [5]. В ходе изменений гипидиоморфная и порфирированная структура сиенита испытала перекристаллизацию с уменьшением размера зерен примерно в два-три раза. Химические преобразования пуласкитов, вызывав-

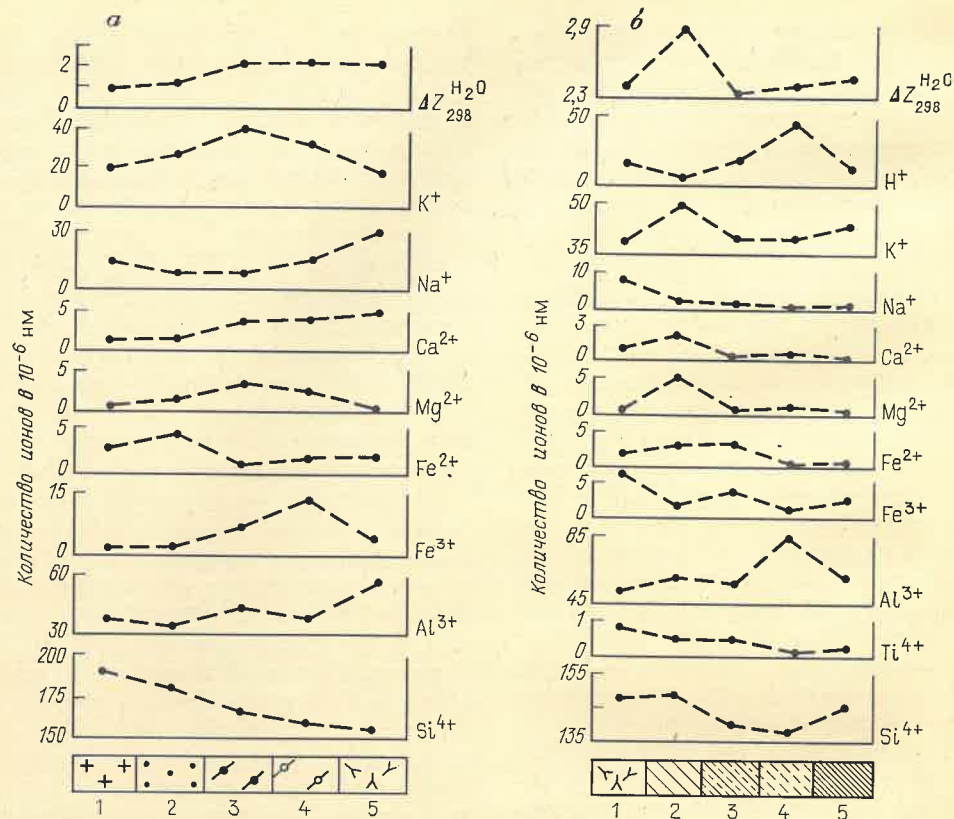


Рис. 2. Графики изменения содержаний петрогенных элементов и общей основности в метасоматической колонке

а — контакт архейских гранитов и пуласкитов (первый этап, железо-калиевый метасоматизм): 1 — гранит, 2 — кварц-ортоклазовый метасоматит, 3 — фенит, 4 — эгирин-ортоклазовый метасоматит, 5 — порфириновый пуласкит; б — щелочные сиениты (второй этап, водородно-калиевый метасоматизм): 1 — щелочной сиенит, 2 — микроклинит-1, 3 — «мусковитизированный» сиенит, 4 — серицитолит, 5 — микроклинит-2

шиеся в привносе калия и окисного железа, выносе алюминия и натрия, не влияли на общую основность пород (см. рис. 2, а и табл. 2).

Эволюция метасоматизма происходила по двум обособленным направлениям. В одном из них на стадии кислотного выщелачивания при снижении общей основности эгирин в фенитах заместился агрегатом кварца и гематита. На поздней щелочной стадии образовались жилы и прожилки кварц-кальцит-баритового состава с вкрапленностью галенита. В водных вытяжках из кварца этих жил натрий преобладает над калием, присутствует трехвалентное железо, отмечаются повышенные концентрации сульфат-иона (табл. 3).

В другом случае снижение основности флюидов, формирующих метасоматиты, сопровождалось нарастанием

активности натрия. Эгирин-ортоклазовый метасоматит подвергался интенсивной прожилковой и пятнистой эгиринизации, конечным продуктом которой были мономинеральные эгириновые прожилки и жилы, несущие вкрапленную борнитовую минерализацию.

Метасоматиты второго этапа. Процессы микроклинизации и серицитизации, реализующиеся в условиях повышенной активности калия и воды, могут быть классифицированы как водородно-калиевый метасоматизм. В Рябиновом массиве они наиболее широко и интенсивно проявились в лейкократовых средне-, крупно- и гигантозернистых plutonic породах — пуласкитах, эгириновых сиенитах и сиенит-пегматитах. Слабо затронуты изменениями щелочные габброиды, ороговикованные эгиринизированные вулканогенные породы, эгирин-ортоклазовые метасоматиты и фениты.

Химический состав исходных пород и метасоматитов разных этапов метасоматизма

Таблица 2

Компоненты	Первый (железо-калиевый)					Второй (водородно-калиевый)					Третий (железо-калиевый)				
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	75,62	72,28	64,00	60,10	61,46	60,18	57,32	59,50	54,60	60,34	67,76	58,67	52,64	59,02	64,28
TiO ₂	0,04	0,38	0,15	0,50	0,24	0,44	0,24	0,26	0,04	0,12	0,14	0,35	0,84	0,15	0,02
Al ₂ O ₃	12,88	11,90	14,43	18,89	13,14	18,30	19,47	20,26	28,00	21,42	15,70	8,82	1,69	15,84	18,62
FeO ₃	0,60	0,76	3,54	2,25	7,04	3,46	1,05	2,20	0,72	1,39	1,85	12,92	30,00	10,28	1,75
FeO	1,33	2,33	0,51	0,95	0,95	0,85	1,20	1,53	0,10	0,26	0,59	2,03	2,27	0,56	0,42
MnO	0,01	0,06	0,05	0,09	0,12	0,16	0,05	0,12	0,02	0,01	0,47	0,33	0,40	0,01	0,01
MgO	He ^{опр.}	0,36	0,87	0,50	0,74	0,16	1,27	0,06	0,23	0,05	0,28	1,11	0,57	0,20	0,20
CaO	0,38	0,69	2,33	1,85	1,45	0,41	0,76	0,20	0,25	0,20	0,45	2,16	1,99	0,35	0,25
Na ₂ O	2,83	8,45	1,80	5,90	3,24	1,75	0,50	0,44	0,27	0,39	5,74	6,02	7,65	0,56	0,70
K ₂ O	6,30	0,04	11,94	6,22	10,56	12,40	14,84	13,34	12,48	14,22	5,94	7,12	0,55	11,61	13,14
P ₂ O ₅	0,02	0,80	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}	0,07	He ^{опр.}	0,03	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}	0,01	0,01	0,03	0,02
П. п.	He ^{опр.}		0,45	2,03	0,39	1,30	3,84	1,14	2,70	0,95	0,34	0,32	0,66	1,46	0,60
Сумма	99,81	99,71	100,07	99,28	99,33	99,44	100,54	99,08	99,41	99,35	99,26	99,86	99,28	100,07	100,01
H ₂ O	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}	0,94	0,36	2,03	2,50	0,80	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}	He ^{опр.}
CO ₂	0,85	0,26	0,20	0,20	0,20	0,10	0,30	0,20	0,20	0,20	0,10	He ^{опр.}	0,12	0,20	0,20
Общая ос-новность		1,17	2,32	2,30	2,39	2,29	2,89	2,33	2,41	2,47	1,84	2,45	1,01	1,76	2,15
Объемная плотность, г/см ³	2,58	2,47	2,59	2,50	2,50	2,44	2,56	2,34	2,50	2,37	2,52	2,57	2,37	2,57	2,37

* Здесь и в табл. 5: 1 — гранит (архей), 2 — кварц-полевошпатовый метасоматит, 3 — фенит, 4 — порфириновый пуласкит, 5 — эгирин-ортоклазовый метасоматит, 6 — пуласкит, 7 — микроклинит-1, 8 — мусковитизированный сиенит, 9 — серицитолит, 10 — микроклинит-2, 11 — грудуит, 12 — эгирин-микроклиновый метасоматит, 13 — эгиринит, 14 — кварц-гематит-микроклиновый метасоматит, 15 — кварц-микроклиновый метасоматит. Анализы выполнены в ПГО «Уралгеология» (руководитель Г. В. Бьюнова), анализ 12 заимствован из работы В. В. Зайцева и др. (1981 г.).

Таблица 3

Состав водных вытяжек из жильного кварца рудных жил, 10^{-3} моль на 100 г образца

Номер образца	Порода	Число проб	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ³⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	pH
5506/1, 6506/2	Барит-поли-металлическая кварцевая жила из зоны эгирин-ортоклазовых метасоматитов	2	0,10	0,16	0,28	0,04	0,07	0,19	0,14	0,35	7,78
5501/1	Пирит-кварцевая жила из зоны «мусковитизированных» сиенитов	1	0,03	0,02	0,12	0,07	Нет	0,14	0,12	Нет	7,5

Анализы выполнены в ПГО «Казварцсамоцветы». Руководитель Г. Н. Клюкин.

Водородно-калиевый метасоматизм, имевший широкое площадное распространение, как показали данные бурения, проникнул на большую глубину (более 500 м). Блоки метасоматически измененных пород по форме представляют собой крупные штоки, выходы которых обычно изометричны или эллипсоидные в плане (см. рис. 1).

Связь водородно-калиевого метасоматизма с поздними грубозернистыми плутоническими породами массива, по видимому, не случайна. Потоки гидротермальных растворов, очевидно, наследовали пути движения поздних магматических дериватов глубинного очага. Существенно и то, что грубозернистые разности изверженных пород относятся к наиболее проницаемым (табл. 4).

В процессе водородно-калиевого метасоматизма можно выделить три последовательные стадии, сопоставляющиеся с ранней щелочной, кислотного выщелачивания и поздней щелочной стадиями, по Д. С. Коржинскому [6, 7].

Ранняя щелочная стадия характеризовалась повышением активности калия в гидротермальных растворах. При этом происходила микроклинизация ортоклаза щелочных сиенитов и сиенит-пегматитов с образованием нерешетчатого микроклина-1, струк-

турное состояние которого определяется коэффициентами моноклинности $\Delta z = 0,97$ и триклинности $\Delta y = 0,88$ [5]. Показатели преломления микроклина-1: $n_p = 1,514 - 1,515$ и $n_g = 1,522$ *.

Изменение минерального состава пуласкитов в первую стадию, помимо микроклинизации, выразилось в замещении пироксена биотитом, пиритом, халькопиритом и борнитом. Пирит, представленный преимущественно мелкими (до 1—2 мм) кубическими кристаллами и зернами неправильной формы, был преобладающим рудным минералом. Общее количество сульфидов варьировало от 5 до 10 %. Отлагались они в виде тонкой рассеянной вкрапленности главным образом в интерстициях зерен полевого шпата.

Изменение химического состава в эту стадию — привнос калия, магния, кальция, меди, серы и отчасти алюминия, вынос натрия и титана, частичное восстановление окисного железа — привело к возрастанию основности пород (см. рис. 2, б и табл. 2).

Микроклинизация ранней щелочной стадии протекала без изменения первичной магматической структуры сиенитов. Поэтому под микроскопом из-

* Здесь и ниже приведены показатели преломления минералов, определенные Г. Ф. Запировой.

Таблица 4

Физические свойства главных типов эффузивных и интрузивных пород Рябинового массива и вмещающих архейских гранитов

Порода	Число проб	Плотность, г/см ³		Пористость, %		
		объемная	минералогическая	общая	открытая	эффективная
Архейский гранит	1	2,58	2,66	3,0	2,0	0,8
Трахиты, псевдолейцитовые порфиры	5	2,52	2,66	5,44	3,3	0,56
Щелочные габброиды	2	2,83	2,92	3,40	1,6	0,5
Нефелиновые сиениты	1	2,59	2,70	4,10	3,0	0,7
Пуласкиты и порфировидные пуласкиты	4	2,57	2,71	5,28	3,73	1,25

Анализы выполнены в ПГО «Якутскгеология». Аналитик А. Н. Самсонова.

мененные разности пород диагностируются с трудом, в основном по наличию сульфидных минералов. Однако часто эта стадия заканчивалась насыщением микроклина-1 мельчайшими газово-жидкими включениями, обуславливающими дисперсионный эффект розовой окраски. Первоначально включения концентрировались вдоль трещин в зернах микроклина, а затем (в участках интенсивных изменений) распространялись на весь объем породы. Характерная розовая (до красной) окраска позволяет четко отличать интенсивно измененные микроклиниты-1 от других изверженных и метасоматических пород массива.

Стадия кислотного выщелачивания и в ней проявилась вследствие резкого повышения активности воды в гидротермальных растворах, связанного, вероятно, со снижением температуры метасоматического процесса. Смена минеральных парагенезисов выразилась в замещении микроклина-1 и биотита мелкочешуйчатым мусковитом, серицитом, реже гидромусковитом. Замещение начиналось на стыках зерен микроклина и вдоль трещин в последних, т. е. в структурно ослабленных и наиболее проницаемых участках исходных пород. В результате микроклинизированные сиениты были преобразованы в «мусковитизированные» сиениты — метасоматические породы розового цвета, среднезернистые. Их

состав (%): мусковит (серицит) 15—30, микроклин-1 70—80, рудные минералы 5—10. При интенсивном развитии процесса микроклин целиком замещался слюдыстым агрегатом (преимущественно серицитом) с образованием мономинеральных слюдитов (серицитолитов).

В мусковитизированных сиенитах средний размер чешуек мусковита составлял 0,14 мм. Более мелкозернистая структура была характерна для серицитолитов (0,08 мм). Изменение структуры исходных пород при образовании этих метасоматитов в сторону уменьшения зернистости может указывать на наличие «структурного сжатия» [4], которое могло проявиться в условиях повышенного общего давления.

Рентгеноструктурный и химический анализы монофракций мусковитов показали, что их свойства варьируют [5]. Слюда из мусковитизированных сиенитов (мусковит-1) представлена железистой разновидностью — ферримусковитом (Fe_2O_3 3 %, Si : Al 1,2), а слюда из серицитолитов — фенгитом (Fe_2O_3 0,7 %, Si : Al 1,5—1,6). По мусковитовому геотермометру [2] температура образования железистого мусковита находится в пределах 450—200 °С, калиевого фенгита 300—100 °С.

Ранее выделившиеся сульфиды в условиях стадии кислотного выщелачивания сохраняли устойчивость, но

иногда замещались тонкочешуйчатым гематитом. К новообразованным сульфидам этой стадии можно отнести рассеянные в серицитолитах мелкие ксеноморфные зерна пирита, халькопирита, борнита и редкие чешуйки молибденита. Изменение химического состава микроклинита-1 при мусковитизации характеризовалось увеличением содержания водорода и алюминия, выносом калия, сильных оснований, кремния и титана, что обусловило снижение общей основности пород (см. рис. 2, б и табл. 2).

Кремнезем, высвобождавшийся при замещении микроклина-1 слюдой, выделялся в виде немногочисленных маломощных секущих кварцевых прожилков преимущественно на флангах зоны гидротермальных изменений или в ее ближайшем обрамлении. Генетическая связь этих прожилков с процессами водородно-калиевого метасоматизма отражена не только в их пространственных и временных соотношениях, но и в особенностях состава водных вытяжек из жильного кварца (см. табл. 3). Кварц пирит-кварцевых жил отличается, например, от кварца барит-полиметаллически-кварцевых жил, ассоциирующих с эгириин-ортоклазовыми метасоматитами, высоким значением отношения калия к натрию в остаточных растворах и отсутствием сульфат-иона.

Поздняя щелочная стадия ознаменовалась новым повышением активности калия и серы в гидротермальных растворах и спадом активности воды. В этой обстановке слюды замещались мелкозернистым агрегатом бледно-розового нерешетчатого микроклина-2 и ассоциирующих с ним поздних сульфидов (пирита, халькопирита, молибденита, галенита).

Микроклином-2 замещался не только серицит, но также и микроклин-1. При этом таблитчатые зерна последнего, замутненные вследствие наличия обильных газово-жидких включений, были преобразованы в мелкозернистый гранобластовый агрегат прозрачного (в шлифах) микроклина-2. Включения «изгонялись» из микроклиновых зерен в их интерстиции. По структурным параметрам ($\Delta z=0,78$ и $\Delta y=0,75$) микроклин-2 соответствует максимально-

му микроклину [5]. Его показатели преломления $n_p=1,518$, $n_g=1,524$.

Среди сульфидов здесь, как и в предшествующих рудных ассоциациях, преобладает пирит. По сравнению с пиритом ранней щелочной стадии этапа водородно-калиевого метасоматизма этот пирит представлен большим морфологическим разнообразием — неправильными и гипидиоморфными зернами, кристаллами кубического, кубооктаэдрического и кубопентагондодекаэдрического габитуса.

Общее количество сульфидов в позднюю щелочную стадию редко превышало 10—15 %. Они образовывали неравномерную вкрапленность, гнездообразные скопления и тонкие секущие прожилки, тесно связанные с агрегатами микроклина-2.

Метасоматиты третьего этапа. Ими сложены многочисленные маломощные метасоматические прожилки, встречающиеся локально среди метасоматитов двух ранних этапов и пространственно тяготеющие к участкам распространения пород щелочно-гранитной серии (грорудиты, эгириновые граниты). Поскольку прожилки пересекают эти породы, можно полагать, что их образование соответствует завершению в массиве постмагматической гидротермальной деятельности.

Особенность минерального состава метасоматитов третьего этапа состоит в наличии белого (под микроскопом прозрачного) решетчатого микроклина-3 (степень триклинности $\Delta y=0,94$, показатели преломления $n_p=1,516$, $n_g=1,522$), кварца и игольчатого эгирина. В некоторых разностях отмечены альбит и железистый карбонат. Из рудных минералов установлены пирит, борнит, гематит. Гнезда борнитовой руды встречены в кварц-эгириновых и эгириновых жилах.

Развитие метасоматического процесса на рассматриваемом этапе шло по двум главным направлениям. Первое из них характеризовалось нарастанием активности трехвалентного железа при снижении потенциала калия. Вначале образовались эгирин-микроклиновые метасоматиты, а затем жильные эгириниты с низкой основностью (см. табл. 2).

Второе направление отражало главную тенденцию, присущую метасоматическому процессу на всех этапах его проявления, — возникновение окислительной обстановки при высокой активности калия в растворах. В этих условиях эгирин замещался кварц-гематитовым агрегатом, микроклин же не испытывал изменений. Образовавшиеся таким путем кварц-гематит-микроклиновые метасоматиты имеют более низкую основность по сравнению с эгирин-микроклиновыми (см. табл. 2). В позднюю щелочную стадию третьего этапа сформировались кварц-микроклиновые метасоматические прожилки.

В результате проведенных исследований установлено, что процессы щелочного метасоматизма в Рябиновом массиве проявились наиболее интенсивно и широко в конце главной (третьей) плутонической фазы магматизма, а затем в ослабленной форме после внедрения самых поздних магматических пород.

С первым (ранним) этапом связаны метасоматиты железо-калиевого, со вторым — водородно-калиевого, с третьим — железо-калиевого петрохимических профилей. Первые локализованы преимущественно в краевой и приконтактной зонах массива среди кристаллических пород архея, вторые — главным образом в грубозернистых щелочных сиенитах осевой части массива, третьи — вдоль тектонических трещин в неизмененных сиенитах, грорудитах и эгириновых гранитах, в метасоматитах первого и второго этапов и в архейских породах.

Отмеченные особенности петрохимии, геологической позиции и возраста метасоматических образований разных этапов подчеркивают их генетическую обособленность. Это позволяет допустить существование на каждом этапе самостоятельных источников постмагматических растворов. Такое предположение подтверждается и тем, что в течение каждого этапа достаточно отчетливо проявлен полный цикл кислотно-щелочной эволюции растворов, соответствующий последовательности стадий, по Д. С. Коржинскому [6]: ранняя щелочная → кислотное выщелачивание → поздняя щелочная. Расчеты основности метасомати-

ческих пород, по А. А. Маракушеву [9], с учетом содержания воды (см. табл. 2) позволили получить численное выражение их кислотно-щелочных свойств.

Сульфидным оруденением сопровождались метасоматические образования на всех этапах формирования. По сравнению с вмещающими породами метасоматиты заметно обогащены медью и другими халькофильными элементами (табл. 5). Гнезда борнитовой руды отмечены в обогащенных эгирином метасоматитах первого и третьего этапов. Однако крупные штокверки вкрапленно-прожилковых пирит-халькопиритовых руд присущи водородно-калиевым метасоматитам. Внутри последних рудные столбы локализованы в обрамлении зон интенсивного кислотного выщелачивания, фиксируемых мономинеральными серицитовыми (фенгитовыми) породами. Во времени массовое осаждение рудных минералов было приурочено к моменту завершения ранней и поздней щелочных стадий. Дифференциация рудных компонентов в зависимости от их кислотно-основных свойств выразилась в предпочтительном накоплении меди в микроклинитах, а молибдена — в кварц-ортоклазовых метасоматитах и фенгитовых слюдитах.

Связь рассмотренной рудной минерализации с многофазным субвулканическим массивом, преимущественная локализация ее среди метасоматически измененных (микроклинитизированных и серицитизированных) сиенитов, прожилково-вкрапленная форма нахождения и невысокое (5—20 %) содержание сульфидов, преобладание пирита, наличие халькопирита и борнита, примесь молибденита, присутствие некоторых компонентов (Mo, Pb, Te и др.) — все это сближает медное оруденение Рябинового массива с типичными меднопорфировыми месторождениями, на которых интенсивно проявилась околорудная серицитизация (Кальмаккыр, СССР; Или и Зортам, США и др.).

Таким образом, специфика строения рудных штокверков Рябинового массива заключается в образовании резко выраженного щелочного калиевого профиля вмещающих изверженных по-

Таблица 5

Средние содержания элементов в исходных породах и метасоматитах, $10^{-3} \%$

Элемент	1 (5)*	2 (6)	3 (3)	4 (4)	5 (5)	6 (5)	7 (5)	8 (44)	9 (40)	10 (33)	11 (10)	12 (4)	13 (2)	14 (25)	15 (12)
Mn	17,8	8,30	26,67	65,00	88,00	8,40	30,60	11,00	1,63	3,86	22,00	87,50	100,00	18,20	13,80
Ni	0,66	0,30	1,00	2,65	4,40	0,30	0,26	0,91	1,28	1,60	1,16	3,00	2,00	0,75	1,00
Co	0,82	0,08	0,50	0,40	2,00	—	0,46	0,22	—	0,03	0,11	0,60	1,75	—	0,03
V	1,80	4,30	73,83	7,00	77,00	8,20	25,20	16,60	41,93	16,60	9,70	142,50	100,00	24,20	22,10
Ti	0,36	120,00	133,33	350,00	100,00	30,00	82,00	121,10	56,00	60,80	58,00	165,00	200,00	36,40	33,10
Cr	2,10	2,20	1,00	4,00	66,00	3,00	1,80	2,13	1,93	2,15	14,30	1,50	4,50	2,80	1,20
Zr	8,00	16,00	6,67	13,73	4,00	5,80	6,00	15,10	19,50	40,00	23,50	30,00	80,00	3,30	5,30
Mo	0,04	31,00	0,30	0,14	0,16	0,16	0,98	0,53	10,50	0,90	0,28	0,15	0,25	0,24	0,38
Cu	4,00	10,80	3,67	6,25	13,60	2,80	24,00	24,10	7,00	18,80	5,40	85,00	75,00	7,40	14,70
Zn	3,60	—	5,67	4,50	27,40	0,60	2,40	5,00	2,75	3,50	5,40	35,00	25,00	1,70	6,50
Pb	0,80	23,70	10,67	6,50	15,40	0,48	15,00	7,57	7,50	6,30	5,40	7,50	5,00	5,90	10,30
Ca	4,20	416,70	366,67	85,00	280,00	58,00	66,00	88,60	117,50	112,60	41,00	32,50	55,00	192,00	458,00

Полуквантитативный спектральный анализ выполнен в ИГО «Уралгеология». Руководитель Н. В. Лисьева.

*В скобках указано число проб.

род и метасоматитов и, как следствие этого, в отсутствии типичных для многих меднопорфировых месторождений высоко- и низкотемпературных пропилитов, метасоматических кварцитов, кварц-серицитовых пород и аргиллитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю. А. Последюрские интрузии Алданского района. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941.
2. Болтыров В. Б., Огородников В. Н. Использование мусковита метасоматических пород в геологической термо- и барометрии.— В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1974, с. 59—64.
3. Булин Н. К., Ицксон М. И. Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и их отражение в глубинном геологическом строении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., 1975, с. 276—286.
4. Дворник Г. П. Изменение структуры и петрохимического состава щелочных сиенитов в условиях гидротермального калиевого метасоматоза (Центральный Алдан).— В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала. Ч. 3. Свердловск, 1981, с. 33—34.
5. Дворник Г. П., Суставов С. Г. Калиевые метасоматиты в щелочных сиенитах Центрального Алдана и связанное с ними сульфидное оруденение.— В кн.: Тезисы докладов X конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. Иркутск, 1982, с. 29—31.
6. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., 1955, с. 335—456.
7. Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 14—21.
8. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита.— Сов. геология, 1971, № 7, с. 108—119.
9. Макарушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979.
10. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой)/Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Донаков и др. Л., Недра, 1967.
11. Угрюмов А. Н. О связи щелочного магматизма и тектоники Центрально-Алданского района Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970, с. 167—171.

УДК 553.621 (470.54)

Г. И. СТРАШНЕНКО, В. В. ОСТАПЧУК (ПО «Уралкварцсамоцветы»)

Природа аномально высоких содержаний алюминия в жильном кварце

Месторождения жильного кварца типа Гора Хрустальная расположены на Среднем Урале в эндоконтактовой части Верхисетского гранитоидного массива. В ряде работ [1, 2, 3, 4] охарактеризованы геологическое строение, минеральный состав и геохимические особенности этих месторождений, доказана силексит-пегматитовая модель их образования.

Одним из характерных свойств жильного кварца силексит-пегматитовых месторождений является аномально высокое содержание в нем примеси алюминия, определяемого спектральнохимическим методом. Концентрация алюминия в жильном кварце обычно на порядок или два превышает усредненные значения концентраций в безрудных гидротермальных кварцевых жилах. Несмотря на очевидное научное и практическое значение этого факта для познания генезиса месторождений, определения эффективной технологии обогащения и рационального использования жильного кварца, природа аномально высоких содержаний в нем примеси алюминия не определена. Авторы предположили, что подавляющая часть алюминия связана в самостоятельной минеральной фазе, находящейся в кварце в виде ультрамикроскопических включений. С целью проверки правильности высказанного предположения проведено электронно-микроскопическое изучение кварца месторождения Гора Хрустальная. Среднее содержание алюминия в кварце $230 \cdot 10^{-4} \%$, среднеквадратичное отклонение $180 \cdot 10^{-4} \%$.

Электронно-микроскопическое изучение кварца проведено методами самооттененных угловых реплик со сколов, реплик с извлечением, микродифракции на приборе ЭМВ-100Л; рабочее ускоряющее напряжение 50 кВ, увеличение снимков 5 000—24 000 крат.

На электронно-микроскопических снимках (рис. 1) включения в кварце представляют собой полупрозрачные, часто изометричные чешуйки с четкими краями, многие из них имеют псевдогексагональный облик. Картины микродифракции с крупных чешуек представляют гексагональную сетку рефлексов, характерную для слоистых силикатов (слюда, каолинит, монтмориллонит). Параметры элементарной ячейки, определенные по картине микродифракции и равные $a_0 = 5,1 \cdot 10^{-10}$ и $b_0 = 9,1 \cdot 10^{-10}$ м, позволяют сузить круг возможных минералов к группе каолинита и мусковита. Поскольку для этих минералов параметры a_0 и b_0 лежат в близких пределах, то точная диагностика включений по картине микродифракции практически невозможна. Вместе с тем для проведенных вычислений она и не требуется, поскольку все минералы группы каолинита имеют одну и ту же химическую формулу и одинаковое содержание алюминия. Близким содержанием алюминия характеризуется и мусковит (20,93 % в каолините, 20,38 % в мусковите).



Рис. 1. Микроминеральные включения в жильном кварце месторождения Гора Хрустальная. Угловая реплика, ув. 19 000

В правом верхнем углу электронограмма отдельного включения

По данным электронно-микроскопического изучения микроминеральные включения в кварце имеют размеры от 0,1 до 4 мкм (рис. 2, а). Отчетливо видимые ребра и попадающие на некоторых снимках торцевые части чешуек позволяют определить их толщину в $(100-200) \cdot 10^{-10}$ м. Для дальнейших расчетов принята средняя толщина $150 \cdot 10^{-10}$ м.

Количество включений в 1 см^3 жильного кварца n_v можно оценить через среднее расстояние между включениями L :

$$n_v = L^{-3} = n \sqrt{n},$$

где $L = n^{-1/2}$, n — определяемая по микроснимкам концентрация включений, приведенная к 1 см^2 поверхности скола.

Оценив размеры и объемную концентрацию ультрамикроскопических минеральных включений в жильном кварце, можно рассчитать количество связанного в них алюминия по формуле

$$C_{Al} = 1,5 \cdot 10^{-6} \frac{P}{P_q} X \sum_{i=1}^h l_i^2 n_{vi},$$

где l_i — средний размер i -го класса крупности

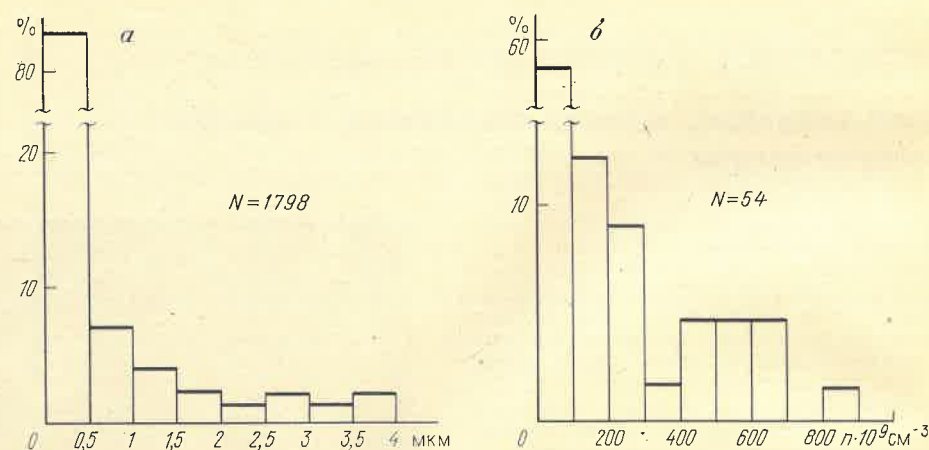


Рис. 2. Распределение линейных размеров (а) и количества зерен (б) микроминеральных включений в жильном кварце силексит-пегматитовых месторождений

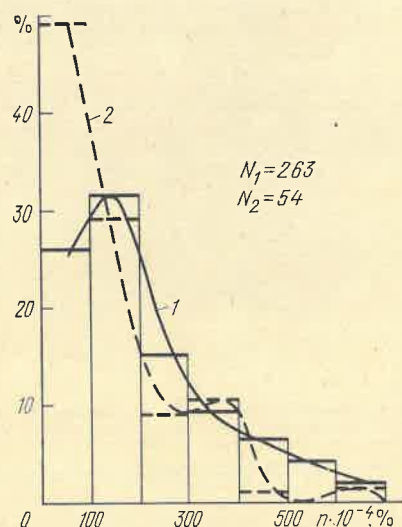


Рис. 3. Распределение содержаний алюминия в жильном кварце силексит-пегматитовых месторождений, определенных химико-спектральным методом (1) и рассчитанных по данным электронно-микроскопического изучения (2)

минеральных включений; n_i — объемная концентрация (см^{-3}) включений i -го класса крупности; P — плотность минерала-включения; P_q — плотность кварца; X — содержание алюминия в минерале-включении; h — число классов крупности включений.

Для расчетов принимается: $P=2,62 \text{ г/см}^3$; $P_q=2,65 \text{ г/см}^3$; $X=20,93 \%$. Значения P и X взяты условно для минерала диккита. Возможная ошибка в расчетах из-за неправильной диагностики минерала-включения (диккит или мусковит) с учетом различий в их плотности и количестве связанного в них алюминия составляет около 5%. Если учесть, что относительная погрешность химико-спектрального определения алюминия в кварце равна 30%, то ошибкой в расчетах за неправиль-

ную диагностику включений можно пренебречь.

Содержания связанного в минеральных включениях алюминия, рассчитанные по 54 электронно-микроскопическим снимкам, приведены в виде гистограммы распределения и осредняющей ее кривой на рис. 3. Для сравнения на рисунок нанесена кривая распределения содержаний алюминия, определенных в кварце химико-спектральным методом. Сопоставление этих кривых показывает, что они примерно равны. Наблюдается некоторое смещение кривой распределения аналитически определенных содержаний алюминия вправо по оси абсцисс, т. е. в сторону их больших значений. Величина этого смещения составляет менее $10^{-2} \%$, т. е. равна содержанию, обычно определяемому в кристаллах кварца, свободных от минеральных примесей. Это указывает на то, что помимо алюминия, связанного в минеральных примесях, химико-спектральным анализом фиксируется алюминий, рассеянный в атомарном или ионном состоянии на вакансиях и в междоузлиях кристаллической решетки.

Близость пределов колебаний и примерное равенство гистограмм распределения аналитически определенных и рассчитанных концентраций алюминия в жильном кварце позволяют утверждать, что подавляющая часть фиксируемого химико-спектральным анализом алюминия в жильном кварце силексит-пегматитовых месторождений Среднего Урала связана с ультрамикроскопическими включениями минералов группы каолинита или слюд. Факт возможного нахождения относительно низкотемпературных включений в жильном кварце генетически можно объяснить раскристаллизацией обогащенной алюминием маточной среды в ранее образовавшемся и охлаждающемся кварцевом теле. Аналогом подобного рода консерватов могут служить включения «тяжелой» фазы (неструктурной примеси) в синтетических кристаллах кварца.

И. П. Хаджи и В. Е. Хаджи [5] установили, что алюминий в искусственном кварце может находиться также в виде коллоидально-дисперсных включений размером $0,02-0,04 \text{ мкм}$ с плотностью $(1,1-1,3) \cdot 10^9 \text{ см}^{-2}$.

Кристаллы кварца, содержащие такие включения, после отжига при температуре $550-600^\circ\text{C}$ окрашиваются в молочно-белый цвет. Подобным образом ведут себя прозрачные и полупрозрачные разности жильного кварца исследованных месторождений после их отжига при температуре 600°C . Возникновение молочно-белой окраски при этом вызывается рассеянием света на микроскопических трещинах, образующихся в кварце вокруг микроминеральных включений.

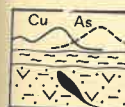
Высокая насыщенность жильного кварца силексит-пегматитовых месторождений ультрамикроскопическими минеральными включениями несколько ограничивает его практическое использование. При столь малых размерах включений существующие способы обогащения не позволяют существенно снизить их содержание в жильном кварце. Поэтому возможны два подхода к решению проблемы использования жильного кварца силексит-пегматитовых месторождений для производства высококачественного кварцевого стекла. Первый подход можно назвать геологическим. Сущность его заключается в том, что в процессе разведки месторождений рассматриваемого типа необходимо выделить участки перекристаллизованного гидротермального кварца, прошедшего природную самоочистку от сторонних атомно-ионных и минеральных примесей.

Второй подход — технологический, он заключается в разработке методов обогащения кварцевого расплава. В частности, плавление кварцевого стекла должно сопровождаться превращением включений минералов каолиновой группы и мусковита в муллит. Послед-

ний, как показали Н. Боуэн и Дж. Грейг [6], при повышении температуры расплава до 1810°C плавится инконгруэнтно. Очищение кварцевого расплава от примеси алюминия в этом случае возможно электролитическим способом при температуре плавления свободного глинозема (корунда), образующегося при инконгруэнтном плавлении муллита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вертушков Г. Н. Жильный кварц из жил восточного склона Урала. — Докл. АН СССР, 1946, т. 51, № 1, с. 53—56.
2. Глаголев Е. В. Об особенностях образования жильного кварца месторождения Гора Хрустальная на Среднем Урале. — Труды Ин-та геологии и геохимии Уралск. фил. АН СССР, 1970, вып. 86, № 9, с. 53—59.
3. Мельников Е. П., Оболкин В. Д., Евстропов А. А. Месторождение жильного кварца Гора Хрустальная. — Сов. геология, 1981, № 8, с. 36—39.
4. Оболкин В. Д., Мельников Е. П., Евстропов А. А. Вещественный состав силексита месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 6, с. 119—128.
5. Хаджи И. П., Хаджи В. Е. Электронно-микроскопическое исследование синтетического кварца с неструктурной примесью. — Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 6, с. 1321—1323.
6. Bowen N. L., Greig J. W. J. Amer. Ceramic Soc., 1924, № 7, p. 238—254.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.4 : 552.578.2(574.1)

О. В. БАРТАШЕВИЧ, В. Ф. БЕЛИХОВА, В. С. МЕЛАМЕДОВА, В. И. ЕРМАКОВА (ВНИИЯГГ)

Геохимические особенности нефтей Оймашинского месторождения

Выявление промышленной нефтегазоносности доюрского разреза в пределах Оймашинской структуры определило направление геологоразведочных работ в Южном Мангышлаке, а также исследований физико-химических свойств и условий формирования флюидов.

Месторождение Оймаша приурочено к одноименному поднятию, осложняющему Песчаномысский свод. В его строении принимают участие три структурных этажа — фундамент, пе-

реходный комплекс, платформенный чехол. Метаморфические породы фундамента (сланцы), прорванные массивными гранитоидами, со стратиграфическим несогласием перекрыты отложениями триаса, представленными терригенно-карбонатными разностями с многочисленными горизонтами туфов и пеплового материала кислого состава. Верхняя часть триасового разреза имеет терригенный состав. С размывом на триасовом комплексе залегают песчано-глинистые породы юры, кото-

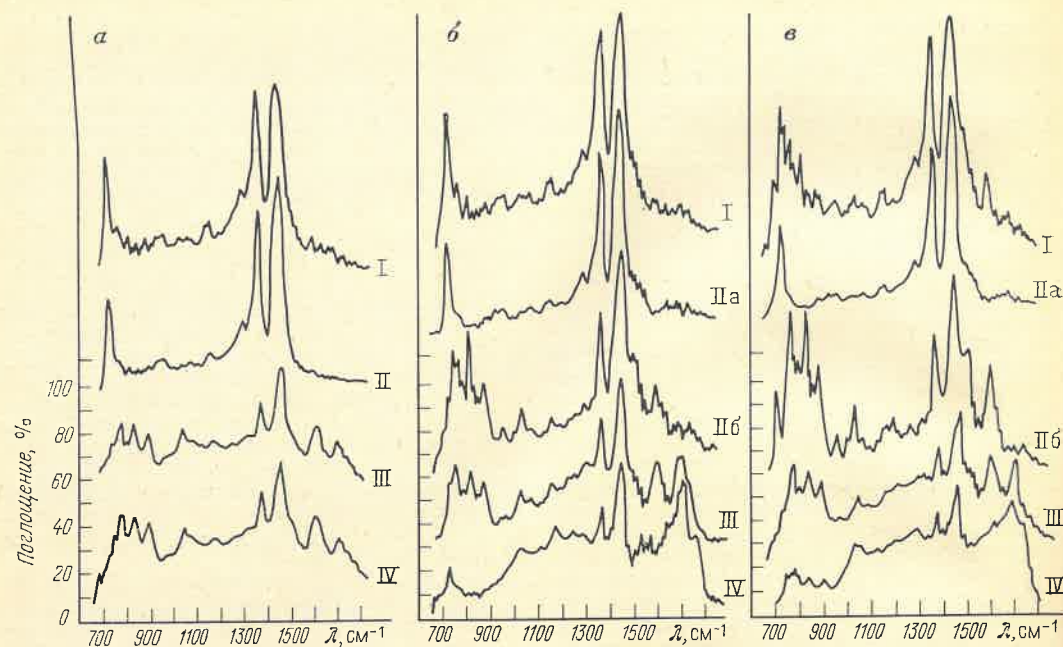


Рис. 1. ИК-спектры нефтей и фракций

а — скв. 12, интервал 3835—3850 м, фундамент; б — скв. 13, интервал 3530—3550 м, Т₂₋₃ (?); в — скв. 10,

интервал 3142—3162 м, J; I — целиковая нефть, II — углеводородная фракция (IIa — метаново-нафтеновая, IIб — ароматическая), III — бензольные смолы, IV — спиртобензольные смолы

рые являются составным элементом платформенного чехла.

Притоки нефти получены из гранитов (скв. 9, 12, 18, 20) и сланцев фундамента (скв. 9, 20), туфов триаса (скв. 9) и базального горизонта юры (скв. 7, 10). Результаты определения физико-химических свойств нефтей фундамента и триаса показали, что они практически однотипны: плотность 0,813—0,843 г/см³; выход фракции до 300 °С около 40 %, содержание смолисто-асфальтеновых компонентов не превышает 2,0—2,5 %. Нефти юрского комплекса часто обладают более высокой плотностью (0,850—0,875 г/см³); количество смолисто-асфальтеновых компонентов в них достигает 5—10 % и более, выход фракции до 300 °С снижается до 30 %. Наряду с этим типом нефтей в юрских отложениях обнаружены легкие нефти, в составе которых практически отсутствуют асфальтены и содержится не более 3,0—4,0 % смол. Все нефти продуктивного разреза значительно обогащены (от 12 до 20 %) высокомолекулярными парафиновыми углеводородами.

Различия наблюдаются и в составе газов залежей, причем их основные компоненты — метан (60—77 %), этан

(12—14 %) и пропан (7—10 %). Так, в залежах фундамента и триаса установлено 2—3 % углекислого газа и 3,5—4,5 % азота, в юрских — соответственно «следы» и до 2,5 %. Вверх по продуктивному разрезу газы обедняются тяжелыми углеводородами (C₃+в): от 450—380 до 250 г/см³.

В целях детального изучения углеводородной фракции и смолистых соединений нефтей проведены структурно-хроматографические исследования с помощью методов инфракрасной спектроскопии (ИКС) и газожидкостной хроматографии (ГЖХ). Для проведения сопоставительного анализа из юрского комплекса отобрана проба нефти, наименее обогащенная смолисто-асфальтеновыми компонентами, поскольку накопление последних в больших концентрациях, вероятнее всего, связано с условиями формирования залежей. Нефти фракционировались на углеводороды, бензольные и спиртобензольные смолы; в отдельных случаях углеводородная фракция разделялась на метаново-нафтеновую и ароматическую.

ИК-спектр углеводородной фракции нефтей фундамента (рис. 1, а) свиде-

тельствует о том, что в ее составе преобладают алкановые углеводороды, в том числе высокомолекулярные (полосы поглощения 720—730, 1380, 1460 см⁻¹). Присутствие нафтеновых углеводородов фиксируется в области 950—970 см⁻¹, причем, судя по конфигурации полосы поглощения (широкая, расплывчатая), доминируют нафтены конденсированного строения. Функциональные группы, входящие в состав ароматических углеводородов (полосы поглощения 1610—1620 и 770—820 см⁻¹), обнаружены в крайне ограниченном количестве, что указывает на очень низкую концентрацию ароматических углеводородов в нефтях.

Углеводородная фракция из нефтей триаса и юры была разделена на метаново-нафтеновую и ароматическую (см. рис. 1, б, в). Первая фракция по структурным свойствам углеводородных соединений однотипна для рассматриваемых нефтей, а по соотношению и интенсивности полос поглощения, соответствующих метаново-нафтеновым функциональным группам, обладает общими чертами с углеводородной фракцией нефтей фундамента. Таким образом, структурные особенности метаново-нафтеновых углеводородов не испытывают заметных изменений по всему продуктивному разрезу.

Для ароматической фракции наиболее характерно присутствие в ее составе не только ароматических, но и гибридных нафтеново-ароматических углеводородов. Последнее подтверждается наличием на ИК-спектрах достаточно интенсивной полосы поглощения при 950—970 см⁻¹, соответствующей функциональным группам нафтеновых структур. Что касается структуры ароматических углеводородов, то наиболее представительны ди-тризамещенные бензола (770—800 см⁻¹), замещенные нафталина (820—840 см⁻¹), и, очевидно, более высокой степени конденсированности арены (840—900 см⁻¹). При сравнении ИК-спектров ароматической фракции нефтей из триасовых и юрских отложений отмечаются такие различия: в юрской нефти эта фракция обогащается монозамещенными бензола (770—710 см⁻¹), в ней увеличивается количество несо-

пряженных С=С групп ароматического кольца (полоса поглощения 1600—1610 см⁻¹ имеет высокую интенсивность), что указывает на развитие более легких фракций вверх по продуктивному разрезу.

Данные определения физико-химических свойств и структурного анализа показали, что в углеводородной фракции нефтей преобладают алканы. Изучение индивидуального состава алканов изопrenoидного и нормального строения выполнено в нефракционированных нефтях методом газожидкостной хроматографии. Согласно полученным данным (таблица) существенных изменений в распределении изопrenoидов по продуктивному разрезу не наблюдается. Ряд представлен соединениями от iC₁₁ до iC₂₄ с максимальным содержанием iC₁₁. В составе изопrenoидов преобладают низкомолекулярные соединения (iC₁₁—iC₁₇), содержание которых достигает 70—85 % от общей суммы. Отношение общего количества изопrenoидов к сумме n-алканов для всех исследованных нефтей составляет 0,1—0,2.

В ряду n-алканов характер распределения индивидуальных соединений изменяется по разрезу (рис. 2, а, б), причем в нефтях фундамента и триаса прослеживаются одни закономерности, а в юрских — другие. Для сопоставления использовались следующие геохимические показатели нефтей: характер распределения индивидуальных соединений в ряду, положение концентрационного максимума, содержание фракции C₅—C₈ и др.

В гомологическом ряду нефтей фундамента и триаса выделяются две области, где индивидуальные соединения присутствуют примерно в равных количествах: первая охватывает n-алканы от C₉₋₁₁ до C₁₅₋₁₇, сумма которых от общего содержания составляет 50 % и более; во второй области от C₁₈₋₂₀ до C₂₅₋₂₇ выход индивидуальных соединений уменьшается в два и более раз, а начиная с C₂₇₋₂₉ резко снижается. В ряду n-алканов из нефти юрской залежи происходит довольно плавное снижение количества индивидуальных соединений в сторону высокотемпературной области. Концентрационный максимум в исследованных

Относительное концентрационное распределение *n*-алканов и изопреноидов в нефтях месторождения Оймаша, %

Относительное концентрационное распределение n-алканов и изопреноидов в нефтях и нефтепродуктах																												
Номер скважины	Интервал отбора образца, м	Возраст породы-коллектора	Исследуемые соединения	C ₅	C ₆	C ₇	C ₈	C ₉	C ₁₀	C ₁₁	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₄	C ₁₅	C ₁₆	C ₁₇	C ₁₈	C ₁₉	C ₂₀	C ₂₁	C ₂₂	C ₂₃	C ₂₄	C ₂₅	C ₂₆	C ₂₇	C ₂₈	
9	3514—3544	T ₂₋₃ (?)	n-Алканы* n-Алканы** изопреноиды**	2,6	2,6	4,5	4,1	4,5	4,1	4,1	3,6	4,2	4,3	3,7	3,5	3,4	2,4	2,6	2,1	1,5	0,8	1,5	1,3	1,4	1,0	1,0	0,8	0,7
9	3635—3850	T ₂₋₃ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	4,6	5,1	5,6	4,9	4,9	4,5	4,5	4,1	4,5	4,6	3,0	2,4	2,1	2,1	2,1	2,0	1,8	1,2	1,2	1,0	1,2
12	3720—3850	PZ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	4,1	4,3	4,3	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9
12	3720—3773	PZ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	4,2	5,0	5,5	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2
12	3835—3850	PZ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	3,4	4,4	4,2	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4
13	3485—3539	T ₂₋₃ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	3,9	5,6	5,3	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6
13	3499—3544	T ₂₋₃ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	5,6	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3
13	3530—3550	T ₂₋₃ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	3,8	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4
17	3540—3578	T ₂₋₃ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	4,0	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4
9	3754—3788	T ₂₋₃ (?)	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	3,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4
10	3142—3162 нефть густая	J	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	2,2	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6
10	3142—3162 нефть жидкая	J	n-Алканы n-Алканы изопреноиды	—	—	—	—	11,5	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7

Продолжение табл.

Номер скважины	Интервал отбора образца, м	Возраст породы-коллектора	Исследуемые соединения	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₃	C ₃₄	C ₃₅	C ₃₆	C ₃₇	C ₃₈	Σ	Σ C ₅₋₈	Σ C ₂₃₋₃₈	МЦГ/C ₇	Σ IC ₇ /Σ IC	IC ₃₀ /IC ₂₀	Σ IC ₁₁₋₁₇
9	3514—3544	T ₂₋₃ (?)	<i>n</i> -Алканы* <i>n</i> -Алканы** изопреноиды**	0,6	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	—	67,4	20,6	12,8	0,5	—	—	—
9	3635—3850	T ₂₋₃ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,3	1,1	0,9	0,7	0,7	0,4	0,3	0,2	0,2	—	72,5	—	—	—	—	—	—
12	3720—3850	PZ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	0,8	0,4	0,1	0,1	0,1	0,5	0,5	0,4	0,2	—	15,9	13,5	13,1	1,0	—	—	—
12	3720—3773	PZ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,7	1,3	0,9	0,6	0,6	0,2	—	—	—	—	75,0	7,2	24,2	—	—	—	—
12	3835—3850	PZ(?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,3	1,0	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,2	0,2	—	12,3	—	—	—	—	—	—
13	3485—3539	T ₂₋₃ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,6	1,3	1,0	0,8	0,5	0,3	—	—	—	—	80,7	10,0	24,6	0,6	—	—	—
13	3499—3544	T ₂₋₃ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,2	1,1	0,9	0,7	0,5	0,3	0,2	0,1	—	—	13,0	—	—	—	—	—	—
13	3530—3550	T ₂₋₃ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	0,9	0,8	0,6	0,1	—	—	—	—	—	—	78,5	2,8	25,2	—	—	—	—
17	3540—3578	T ₂₋₃ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,3	1,0	0,8	0,7	0,4	0,4	0,1	—	—	—	75,3	—	—	—	—	—	—
9	3754—3788	T ₂₋₃ (?)	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	2,7	2,0	1,3	0,8	—	—	—	—	—	—	78,9	—	—	—	—	—	—
10	3142—3162 нефть густая	J	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,3	1,2	1,1	1,0	0,9	0,7	0,6	0,3	—	—	74,7	13,4	19,7	0,6	—	—	—
10	3142—3162 нефть жидкая	J	<i>n</i> -Алканы <i>n</i> -Алканы изопреноиды	1,3	0,5	0,8	0,5	—	—	—	—	—	—	79,8	7,6	25,8	0,7	—	—	—

* Газожидкостная хроматография на набивной колонке.
** Капиллярная газожидкостная хроматография.

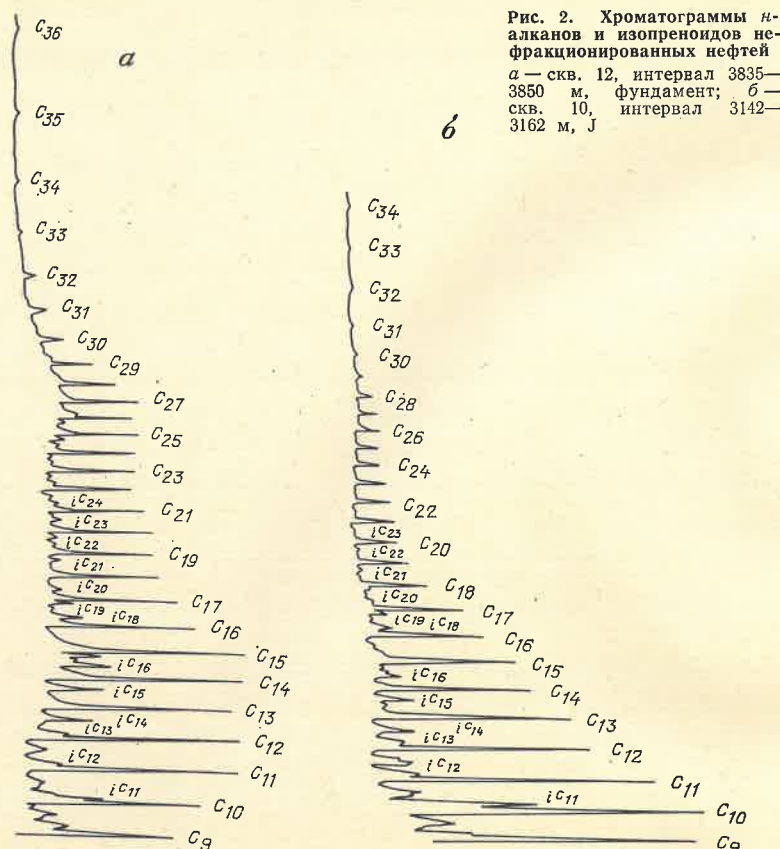


Рис. 2. Хроматограммы *n*-алканов и изопреноидов нефтей
а — скв. 12, интервал 3835—3850 м, фундамент; б — скв. 10, интервал 3142—3162 м, J

нефтях приурочен чаще к фракции C_9 — C_{11} . Фракция C_5 — C_8 обнаружена во всех нефтях, однако в залежах фундамента и триаса ее количество чаще не превышает 10 % от общей суммы *n*-алканов, тогда как в юрских может достигать 30 %. Подсчет относительно содержания высокомолекулярных *n*-алканов (ΣC_{23} — C_{38}) показал, что на их долю приходится 20—25 % от общей суммы *n*-алканов по всему продуктивному разрезу; исключение составляют отдельные горизонты в юре, где высокомолекулярных *n*-алканов не более 10 %.

На хроматограммах представляется возможным идентифицировать промежуточный пик, расположенный между C_7 и C_8 и соответствующий метилциклогексану. Величина отношения количества метилциклогексана к гептану ($MЦГ/C_7$) позволяет судить об участии в составе нефти низкомолекулярных нафтеннов. Для нефтей фундамента и триаса она составила 0,5—1,0, а нефтей юры 2,0—2,5, т. е. вверх по

продуктивному разрезу нефти обогащаются низкомолекулярными нафтеннами.

Кроме углеводородной фракции исследованы структурные особенности смолистых соединений. Бензольные смолы (см. рис. 1) практически сохраняют структурную характеристику по продуктивному разрезу. Их основой служат конденсированные ароматические функциональные группы (характерный «трезубец» в области 770—900 cm^{-1}), сопряженные с парафиновыми цепями (1460, 1380, 720—730 cm^{-1}) и кислородсодержащими ($C=O$) структурами (1700—1720 cm^{-1}). Количество последних закономерно возрастает от залежей фундамента к юрским залежам. Повсеместно на ИК-спектрах фиксируется полоса поглощения при 1038—1040 cm^{-1} , свидетельствующая об участии в составе бензольных смол сульфогрупп ($S=O$).

Спиртобензольные смолы в нефтях фундамента близки по структурным

свойствам к бензольным, т. е. для этих залежей присутствие высокомолекулярных смолистых соединений не характерно. В залежах триаса и юры спиртобензольные смолы представляют собой сложные гетеросистемы, основным элементом которых являются кислородсодержащие функциональные группы, что сближает их со спиртобензольными смолами хлороформенного битума пород.

На основании полученных данных можно сделать следующие выводы.

1. На месторождении Оймаша по результатам физико-химических и структурно-хроматографических исследований выделяются два основных типа залежей нефтей: залежи первого типа приурочены к фундаменту и триасу (T_{2-3}), второго — к юрскому комплексу.

2. Закономерности изменения состава нефтей снизу вверх по продуктивному разрезу заключаются в обогащении их ароматическими углеводородами и смолисто-асфальтовыми компонентами при максимальных концентрациях этих соединений в залежах юры.

3. Несмотря на существующие различия нефти всего продуктивного разреза обладают рядом общих геохимических показателей, среди которых принципиальное значение имеют единство в характере распределения алканов изопреноидного строения, стабильность отношения суммы изопреноидов к сумме *n*-алканов, доминирующая

роль в ряду *n*-алканов высокомолекулярных соединений, наличие гибридных нафтенно-ароматических углеводородов и ограниченное участие в составе низкомолекулярных нафтеннов. Это дает основание считать, что нефтяные залежи продуктивного разреза генетически едины.

4. Установленные изменения в составе нефтей происходят, вероятнее всего, в результате взаимодействия углеводородного потока, мигрирующего от залежей фундамента, с сингенетическим битуминозным веществом вмещающих пород. По имеющимся данным, в разрезе триаса и особенно юры участвуют отложения, высокообогащенные преобразованным гумусовым органическим веществом ($C_{орг}$ 4—5 % и более), которое в достаточно жестких термобарических условиях (глубины свыше 3000 м) контактировало с легкими углеводородными скоплениями метаново-нафтенного состава. Можно предполагать, что происходил процесс естественного экстрагирования, сопровождающийся обогащением нефтей ароматическими углеводородами, смолами, асфальтенами. Выдвигаемое предположение подтверждается, в частности, наличием в нефтях триаса и юры спиртобензольных смол (в залежах фундамента эта фракция практически отсутствует), структура которых характерна для битуминозного вещества пород и принципиально отличается от структуры указанной фракции в нефтяных скоплениях.

УДК 550.42 : 546.291 : 556.31 (478.9)

В. М. БОБРИНСКИЙ, К. Е. МОРАРУ (Ин-т геофизики и геологии АН МолдССР)

О гелиеносности подземных вод Молдавии

За последнее десятилетие опубликовано много работ, посвященных особенностям поведения гелия в подземных водах, его связям с гидрогеохимическими и геотектоническими условиями. Повышенный интерес к проблеме гелиеносности объясняется значительными информативными свойствами этого элемента как индикатора многогранных геологических процессов [1, 2, 5, 9, 10].

Институтом геофизики и геологии АН МолдССР совместно с ВИМСом были проведены гелиметрические исследования на территории Молдавии. Содержание растворенного гелия в основных продуктивных водонос-

ных горизонтах и комплексах определялось с помощью методики, разработанной ВИМСом [4], по данным опробования более 1000 эксплуатационных скважин. Густота опробования составляла не менее двух точек на 10—15 km^2 .

На основании обобщения результатов гелиметрических исследований составлены карты естественного поля гелия для верхнемелового, нижне- и среднесарматского, понт-меотического водоносных горизонтов. Они показали преимущество в размещении гелиевых аномалий по разрезу и в плане, что позволяет применять сводную карту поля гелия для изучения водоносных горизонтов разного воз-

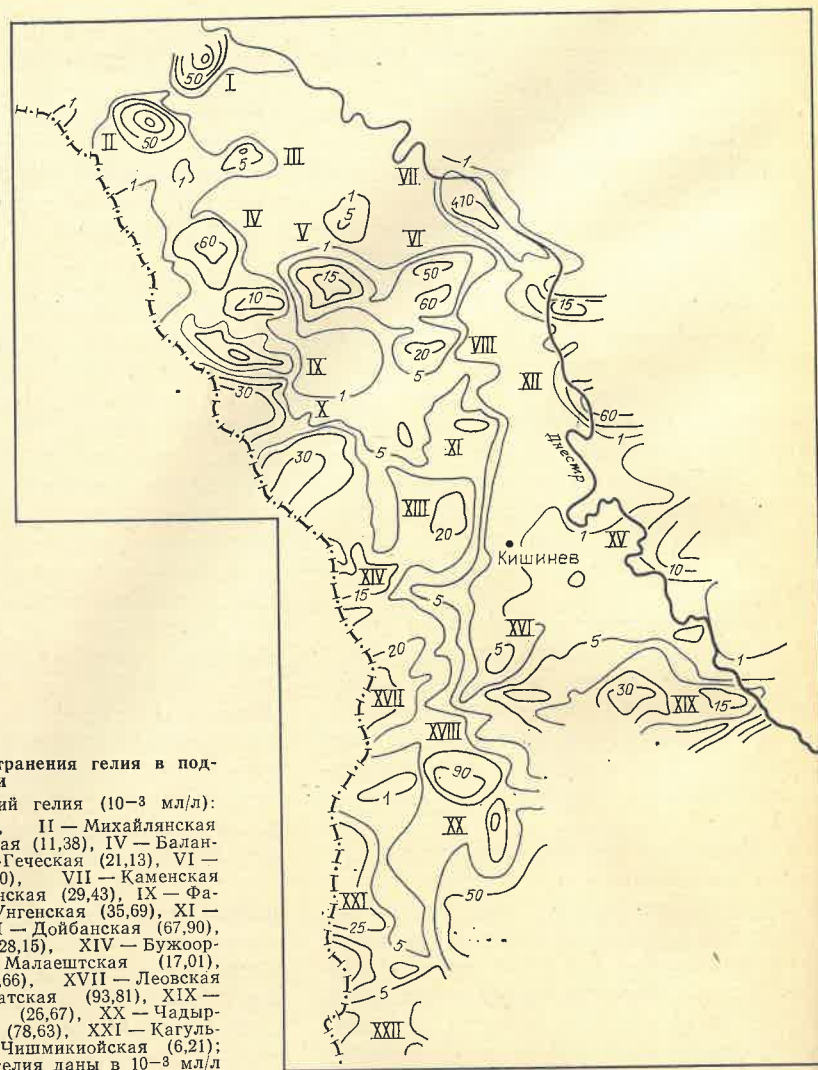


Рис. 1. Карта распространения гелия в подземных водах Молдавии

Аномалии концентраций гелия (10^{-3} мл/л): I — Окинская (165,0), II — Михайлинская (170,47), III — Тырновская (11,38), IV — Баланская (47,25), V — Ново-Геческая (21,13), VI — Штефанештская (76,40), VII — Каменская (479,76), VIII — Негуренская (29,43), IX — Фалештская (42,39), X — Унгенская (35,69), XI — Исаковская (14,09), XII — Дойбанская (67,90), XIII — Страшенская (28,15), XIV — Бужоорская (21,24), XV — Малаештская (17,01), XVI — Юрьевская (18,66), XVII — Леовская (27,17), XVIII — Комратская (93,81), XIX — Каушанско-Суворовская (26,67), XX — Чадыр-Лунгско-Тараклийская (78,63), XXI — Кагульская (29,81), XXII — Чишмикийская (6,21); изолинии содержаний гелия даны в 10^{-3} мл/л

раста. Как следует из анализа карты, аномалии не приурочены к закрытым структурам, а закономерно прослеживаются по вертикали в этажно залегающих водоносных горизонтах, причем с глубиной их контрастность возрастает. В качестве примера можно привести Каменские нижнесарматскую ($42,9 \cdot 10^{-3}$ мл/л) и меловую ($239,8 \cdot 10^{-3}$ мл/л) аномалии, зафиксированные друг под другом, Рошетиц-Штефанештские нижнесарматскую ($68,0 \cdot 10^{-3}$ мл/л) и меловую ($76,4 \cdot 10^{-3}$ мл/л), Комратские верхне- ($64,3 \cdot 10^{-3}$ мл/л) и нижнесарматскую ($93,8 \cdot 10^{-3}$ мл/л). Этажность в расположении аномалий дает возможность использовать сводную карту гелиевого поля подземных вод и для изучения геологических структур вместе с геотермическими картами и геофизическими материалами, так как она более информативна по сравнению с погоризонтными картами.

Выделены 22 аномалии первого порядка (рис. 1), приуроченные к зонам пересечения тектонических нарушений субширотного направления, параллельных простиранию Виш-

невского палеорифта, с серией зон растяжения субмеридионального направления, сформировавшихся при заложении Прикарпатского прогиба [5].

Существует четкая зависимость содержания растворенного гелия в подземных водах от глубины. Распределение фигуративных точек значений содержаний гелия на логарифмическом графике хорошо аппроксимируется прямой, отражающей положительную связь их с глубиной отбора проб и в целом с глубиной залегания водоносного горизонта. Это согласуется с современными представлениями о глубинном характере источника гелия, которым служат породы фундамента, содержащие его во много раз больше, чем осадочный чехол [9].

В связи с тем что в осадочном чехле основной формой перемещения гелия является диффузия, особое значение имеет вычисление так называемого коэффициента положения K , представляющего собой отношение разности между глубиной залегания фундамента H и глубиной отбора пробы h к последней [7].

Коэффициент положения учитывает, с одной стороны, интенсивность поступления гелия из фундамента, с другой — процесс диссипации его в атмосферу. Зависимость вычисленных значений коэффициента положения от содержания гелия выражается гиперболической кривой, которая показывает, что с уменьшением K количество гелия увеличивается, или чем ближе фундамент, тем больше содержание растворенного гелия в подземных водах (рис. 2). Например, коэффициентам положения 0,18 и 0,11 (с. Наславча и пос. Каменка) соответствуют содержания гелия $7,5 \cdot 10^{-3}$ и $9,1 \cdot 10^{-3}$ мл/л. Там же, где фундамент залегает близко от поверхности, т. е. при минимальных коэффициентах положения, установлены самые высокие его концентрации [9]. При близких коэффициентах положения в подземных водах разновозрастных водосодержащих отложений содержится примерно равное количество гелия. В общем случае коэффициенты положения отражают интенсивность диффузионного гелиевого потока в зависимости от мощности осадочного чехла и положения кристаллического фундамента.

Глубинная природа гелия подтверждается также выявленной зависимостью между аномальными концентрациями его в подземных водах и относительной отметкой кристаллического фундамента. В аномальных зонах содержание гелия в подземных водах уменьшается пропорционально квадрату расстояния до фундамента. Аналогичные закономерности получены И. Н. Яницким для Русской платформы [10]. На распределение гелиевых аномалий оказывает влияние и структура кристаллического фундамента, отображающаяся в вариациях геофизических полей. Так, аномальные содержания гелия коррелируются с данными ГСЗ [11].

Еще более четкая качественная связь гелиевого поля региона наблюдается с гравитационным и магнитным полями. При сопоставлении гравитационной и магнитной карт обнаруживается взаимное соответствие аномальных площадей. По результатам анализа указанных полей установлены: 1) приуроченность гелиевых аномалий к крыльям геофизических аномалий; 2) соответствие геофизических аномальных зон гелиеносным; 3) повышение напряженности магнитного и гравитационного полей, а также увеличение содержания растворенного гелия в подземных водах с юга, юго-запада в северном и северо-западном направлениях, т. е. в направлениях, по которым фундамент приближается к поверхности.

По гелиевым аномалиям фиксируются и прослеживаются проницаемые тектонические разломы, тогда как в магнитном и гравитационном полях отражаются приразломные преобразования. Однако в поле гелия наблюдаются только активные разломы, по которым осуществляются гидравлические связи между водоносными горизонтами. Залеченные разломы в нем не проявляются, они могут быть обнаружены лишь геофизическими методами. Следовательно, в основном каждой гелиевой аномалии соответствуют магнитная и гравитационная, но не всякой геофизической — гелиевая.

Глубина же залегания фундамента фиксируется как геофизическими измерениями, так

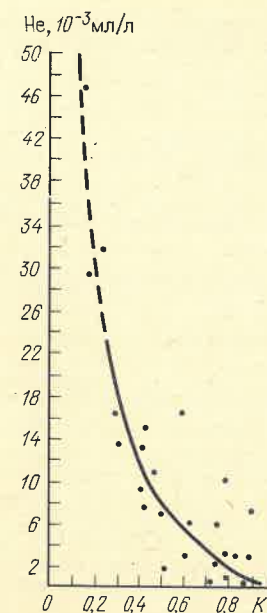


Рис. 2. График зависимости концентрации гелия от коэффициента положения K

и гелиметрической съемкой. Это подтверждается при рассмотрении Чишмикийских магнитного максимума, гравитационного минимума и гелиевой аномалии ($6,2 \cdot 10^{-3}$ мл/л), Гаваноских магнитного максимума, положительной гравитационной и гелиевой ($13,5 \cdot 10^{-3}$ мл/л) аномалий, а также Комратской, Страшенской и Приднестровской аномальных зон.

Для Молдавского артезианского бассейна установлена также тесная корреляционная связь между пространственным положением гелиевых, гидрогеохимических и геотермических аномалий. Это подтверждается данными геотермических измерений (В. И. Осипчук, 1981 г.) по нефтяным и газовым скважинам для гипсометрической поверхности 250 м, а также результатами комплексного гидрогеохимического опробования. Совместное рассмотрение гелиевого и геотермического полей показало их сходство: пространственное совпадение аномалий, общее направление увеличения параметров и аналогичные структуры.

Следовательно, геотермическое поле юга Молдавии определяется тектоническими разломами, а не доминирующим влиянием рельефа поверхности фундамента на распределение температур, как это считалось ранее [8]. Действительно, осадочный чехол располагается между двумя изотермическими поверхностями — нейтральным слоем, где постоянство температур контролируется влиянием солнечной радиации, и поверхностью фундамента, изотермичность которого объясняется высокой теплопроводностью слагающих его кристаллических пород. Очевидно, что существующая положительная связь между гелиевыми и геотермическими аномалиями объясняется одной причиной — приуроченностью к тектоническим разломам, по которым мигрируют глубинные флюиды, имеющие повышенную температуру. С гелиевыми аномальными зонами связаны также аномальные содержания микро- и макрокомпонентов в подземных во-

дах, что позволяет по-новому трактовать условия формирования химического состава подземных вод Молдавского артезианского бассейна [6].

Существенное влияние на формирование гелиевого поля оказывает гидродинамика. Так, Окинская, Михайланская, Каменская, Дойбанская и Малаештская аномалии (см. рис. 1) приурочены к зоне активного водообмена. Диффузионное же рассеяние гелия там, где нет постоянного подтока гелиеносных вод, значительно усиливается за счет разбавления атмосферными водами. Это отчетливо видно при сопоставлении его концентраций в подземных водах Каменско-Кишиневско-Комратского и Теленештского блоков ($n \cdot 10^{-5}$ мл/л) с межаномальными зонами Припутья ($100n \cdot 10^{-5}$ мл/л).

Из совместного анализа карт гелиеносности, коэффициентов фильтрации и водопроводимости [3] следует, что высокие значения динамических показателей соответствуют повышенной гелиеносности подземных вод. Например, аномальная по гелию Страшенская площадь характеризуется коэффициентом фильтрации 3—10 м/сут, водопроводимостью 200—500 м²/сут; Единенская площадь — соответственно 2—4 м/сут и 50—200 м²/сут и др.

В заключение можно сделать следующие выводы.

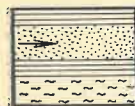
1. Существует прямая связь между концентрациями гелия и глубиной залегания водоносных горизонтов, рельефом кристаллического фундамента и коэффициентом положения.

2. Качественное соответствие гелиевого, геофизического, геотермического и гидрохимического полей указывает на единый механизм их образования.

3. Поле гелия отражает реальный массообмен в подземных водах, что открывает возможность оценки скоростей и направлений восходящих потоков и может быть использовано для изучения процессов формирования химического состава вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булашев Ю. П. Гелий в подземных водах на Свердловском профиле ГСЗ.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 4, с. 825—829.
2. Воронов А. Н. Закономерности распределения гелия в подземных водах Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 127—132.
3. Зеленин И. В. Оценка параметров фильтрации водоносных пластов с применением методов математической статистики. Кишинев, Штиинца, 1976.
4. Измерительная аппаратура для анализа гелия при геологических исследованиях/Л. Е. Левина, В. В. Пименов, В. Е. Стадник и др.— Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. X, 1975, вып. 1.
5. Макареску В. С. Горизонтальные движения и их роль в формировании структуры северо-западного Причерноморья.— Изв. АН МолдССР. Сер. геол., 1982, № 1, с. 48—53.
6. Созинова Т. В., Бобринский В. М. Гелий в подземных водах центральной части Молдавии.— Сов. геология, 1981, № 3, с. 113—118.
7. Тихомиров В. Г., Тихомирова В. В. Гелиеносность пластовых вод молодых платформ СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 116—121.
8. Толь-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М., Недра, 1982.
9. Яницкий И. Н. Гелиевая съемка М., Наука, 1979.
10. Яницкий И. Н. О механизме формирования гелиеносных газов.— Сов. геология, 1974, № 11, с. 53—66.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.361

М. И. ИСРАПИЛОВ (Махачкалинское нефтедобыв. упр.),
И. М. АБДУРАХМАНОВ (Ин-т физики Даг. филиала АН СССР)

Условия формирования термических аномалий в осадочных бассейнах

Несмотря на большое количество исследований и важность проблемы, в частности при моделировании процессов формирования скоплений углеводородов, взгляды на природу зон термических аномалий в осадочных бассейнах во многом противоречивы. Наиболее распространена ювенильная ги-

потеза, допускающая наличие на глубинах под зонами термоаномалий неостывших очагов, зон тектонического дробления или крупных разломов, по которым из фундамента предполагается активный перенос тепла различными флюидами.

Анализ данных замеров температур в глубоких скважинах в известных осадочных бассейнах Советского Союза [1—15] показывает, что по мере увеличения глубин после прохождения определенных интервалов относительно высоких темпов роста температур наблюдается неуклонное снижение геотермических градиентов.

В верхних частях разрезов на глубинах до 500 м геотермический градиент составляет 3—8 [2, 3, 8, 12, 13, 14], а иногда до 14 °С на 100 м [12, 14], за исключением зон многолетней мерзлоты Восточно-Сибирской плиты. На больших же глубинах геотермический градиент в пределах осадочных бассейнов, древних плит и щитов уменьшается и имеет примерно одинаковое значение 1,5—1,6 °С на 100 м. Стабилизация значений геотермического градиента в большинстве бассейнов начинается с 3—4 км независимо от возраста пород. Максимальные глубины стабилизации геотермических градиентов отмечаются в Терско-Кумской впадине: в западной части ее 6—6,5 км; в восточной, в районе Кизлярской ступени, в интервале 5,5—6 км он достигает 2,23 °С на 100 м и далее снижается.

Согласно ювенильной гипотезе в соответствии с уравнением Лапласа с глубиной по мере приближения к изверженным и сильно дислоцированным породам фундамента, т. е. к предполагаемым источникам тепла, геотермический градиент должен расти (обратно пропорционально квадрату расстояния до источника тепла).

Полностью отрицать возможность наличия горячих очагов в бассейнах, вероятно, нельзя. Однако как показывает фактический материал по Камчатке [11, 13], Прикавказскому району Кавказа, Прибайкалью [4, 5] и др. районам, влияние разломов, а также современного или недавнего вулканизма на температурный режим в осадочном чехле имеет локальный характер и может быть оценено радиусом не более 20 км [4, 5, 6, 11, 13].

В Прикавказских районах Горного Кавказа, в Центрально- и Западно-Камчатских впадинах геотермический градиент имеет низкие значения уже недалеко от вулканических зон. Даже в пределах Восточно-Камчатского

бассейна, который непосредственно примыкает к одноименному вулканическому поясу, на глубине 1400 м зафиксирована температура лишь 70 °С. Температуры на глубинах 1200—1400 м в Северной Осетии, составляют всего 30—31 °С. Эти температуры на 50—70 °С ниже температур на тех же глубинах в термоаномальных зонах невулканических зон Восточного Предкавказья. Прямыми замерами в гранитных интрузиях и дайках Терско-Кумской впадины под зонами термических аномалий на 4,5—5 км аномальные температуры не зафиксированы.

В зонах скопления залежей углеводородов допускается возможность формирования термоаномалий в результате выноса ими тепла при миграции из больших глубин [7, 9]. Однако небольшие объемы мигрирующих углеводородов по сравнению с огромными массами подземных вод и пород вряд ли достаточны для формирования существенно контрастных зон термоаномалий. Например, как показали расчеты, даже при выносе углеводородов из больших глубин с начальной температурой более 300 °С и формировании ими мощной (100 м) зоны скопления на глубине 2000 м за 1,5 млн. лет температурное возмущение в ней останется в пределах 0,4—0,5 °С [10].

В одной из последних работ недостаточно аргументировано объяснение высокой термической напряженности молодых бассейнов поглощением тепла при реакции трансформации глинистых пород [15]. Тезис авторов — теплопроводность глинистых пород при дегидратации возрастает — противоречит экспериментальным данным [3, 14].

Известно объяснение формирования термоаномальных зон с позиций переноса тепла движением пластовых вод как латерально внутри пластов, так и между ними по разломам. Воды караганских и чокракских горизонтов Чечено-Ингушетии, например, при движении из областей питания через глубокие прогибы транспортируют громадное количество тепла. В южной части Октябрьской площади по этой причине на глубине всего 1000 м температура достигает 113 °С. Можно

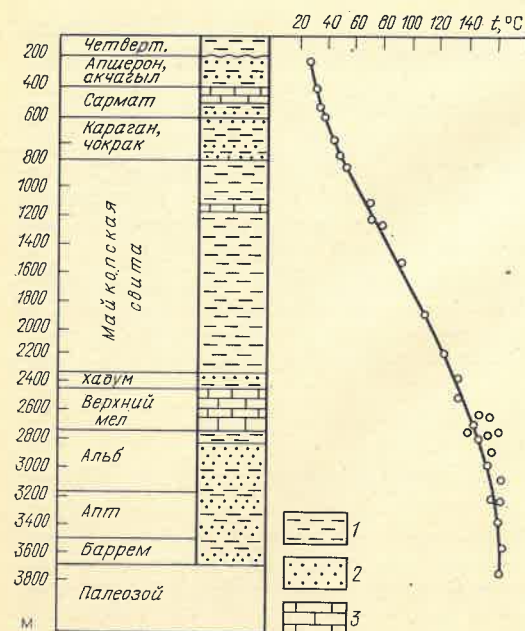


Рис. 1. Геотермический разрез Прасковейско-Чкаловской площади (по М. В. Мирошникову, К. И. Волобуевой)

1 — глины, 2 — песчаники, 3 — известняки

предположить, что такие зоны развиты во многих предгорных прогибах.

Перетоки горячих вод из глубоких водоносных горизонтов в верхние известны в Западной Туркмении, на Апшеронском полуострове, в Предгорном Дагестане. Так, на площадях Каякент и Берикей (Дагестан) температура воды на глубине всего 500 м в Чокракском горизонте достигает 60 °C.

Перенос тепла движущимися водами в целом правильно объясняет природу зон термоаномалий, но только приуроченных, как правило, к неглубоким инфильтрационным зонам предгорных впадин. С глубиной, как известно, движение вод в пластах становится затрудненным, а проводимость разломов ухудшается. Скорости эллизионных потоков вод при этом очень малы и явно недостаточны для существенного переноса тепла. Так, для Волго-Уральского региона фактор переноса тепла движущимися водами фиксируется только до глубин 250—300 м [8]. Для эффективного переноса тепла необходимы более высокие, на 1—2 порядка выше наблюдаемых, скорости движения подземных вод [2 и др.].

С иных позиций к вопросам формирования зон термических аномалий подходят авторы работ [1, 10, 14]. По их мнению, кондуктивная теплопередача (вертикальная и тангенциальная) по пластам с высокой теплопроводностью может привести к формированию аномалий в сводах соляных куполов, рифовых массивов, высокоамплитудных антиклиналей и т. д. Однако в этих исследованиях роль кондуктивного теплопереноса в формировании крупных зон термоаномалий не оценена. Принято считать, что это процесс обуславливает слабые (2—10 °C) аномалии, которые могут быть использованы для поисково-разведочных целей при неглубоком залегании объектов (метод вариации теплового потока). По мере увеличения глубин (свыше 2500—3000 м), по мнению авторов работы [14], теплопроводность пород различного литологического состава нивелируется и температурное поле осадочной толщи сглаживается.

На наш взгляд, роль кондуктивного теплопереноса в осадочных бассейнах более существенна и возможности его при формировании зон термических аномалий на всех глубинах неограничены. Фактические полевые данные и приближенные к естественным условиям лабораторные определения [3] показывают, что различия в теплопроводности терригенных, карбонатных и водоносных пластов сохраняются во всем интервале глубин залегания, и температурное поле при этом не сглаживается, а имеет значительную контрастность. Тепловое сопротивление и геотермические градиенты в глинистых отложениях, например, Волго-Уральского региона [8] и Припятского района [13] в 2—3 раза выше, чем в карбонатных пластах. Геотермический градиент в водоносных песчаниках Предкавказья в 15—20 раз ниже, чем в глинах, а в случаях очень мощных пластов приближается к нулю.

Это нетрудно объяснить тем, что независимо от глубин внутри мощных водоносных песчаников и высокопроницаемых известняков может активно протекать процесс кондуктивной теплопередачи, усиленный естественной конвективной циркуляцией воды. На рис. 1 показан геотермический разрез Прасковейско-Чкаловской площади

Ставропольского края, где в широком интервале развития альб-аптских песчаников, на глубинах 2750—3600 м, температура остается почти постоянной, а аномалия ее в кровле достигает 50 °C.

Отметим, что интервалы максимального роста геотермических градиентов повсеместно ограничены, как правило, подошвой водоносных пластов.

С позиции кондуктивного теплообмена может быть объяснена приуроченность крупных термоаномальных зон на больших глубинах Терско-Кумской, Амударьинской, Ферганской впадин и других осадочных бассейнов именно к участкам, где развиты мощные водоносные комплексы в направлении более погруженных зон. Так, в Восточной части Терско-Кумской впадины непрерывно чередующиеся водоносные пласты и глины небольшой мощности нижнего мела и средней юры образуют толщу от 700 до 1000 м. Эта мощная пачка водоносных горизонтов залегает на глубинах 3 км и далее глубоко (до 10 км) погружается в Терско-Судакском прогибе. Выше по разрезу на 1 и 2,5 км залегают плиоценовый и среднемиоценовый водоносные комплексы, которые также погружаются на 4,5—5 км. Наличие при этом мощных теплоизолирующих глинистых толщ и огромных объемов воды в водоносных комплексах обусловили, естественно, формирование крупной термоаномальной зоны. Действительно, температуры на глубинах 5—7 км в Терско-Кумской впадине достигают 190—230 °C (см. табл. 2) и превышают температуры, например, соседнего Южно-Каспийского и других бассейнов, где нет аналогичных водоносных комплексов, на 103—107 °C.

Водоносные пласты, вынося тепло из больших глубин, нагреваются сами и, естественно, прогревают окружающие глинистые толщ. Несколько мощных водоносных комплексов в осадочной толще бассейна могут прогреть всю толщу, заключенную между ними, а также близлежащие массивы, и контрастность температурных возмущений внутри разреза осадочной толщи постепенно за геологическое

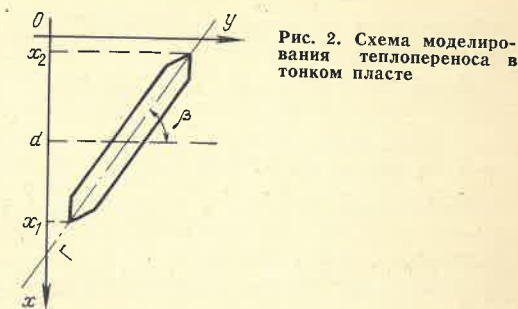


Рис. 2. Схема моделирования теплопереноса в тонком пласте

время сгладится. В конечном итоге это может привести к формированию крупного термоаномального осадочного бассейна, как, например, в Терско-Кумской зоне Восточного Предкавказья.

Для изучения влияния тонкого пласта повышенной теплопроводности (известняк, доломит, водонасыщенный песчаник с застойным режимом) на распределение температуры в осадочном бассейне рассмотрим следующую модельную задачу (рис. 2). Пусть возмущенное тонким пластом температурное поле стационарное и двумерное. Тонкий пласт примем за линию (щель) Γ в комплексной плоскости $x+iy$. Обозначим: λ_0 — коэффициент теплопроводности пласта (щели); $2h_0/h(s)$ — его ширина, где $h_0 = \text{const}$, s — дуговая координата вдоль щели Γ ; λ — коэффициент теплопроводности окружающей породы.

На основании закона сохранения количества тепла граничное условие вдоль щели Γ :

$$\frac{\lambda}{2h_0\lambda_0} (\psi^+ - \psi^-) = h(s) \frac{\partial T}{\partial s}, \quad (1)$$

где $\psi^\pm$ — предельные значения функции тока ψ , сопряженной с температурой T , соответственно слева и справа от линии Γ .

Надо отыскать комплексный потенциал $W(z) = T + i\psi$ температурного поля, возмущенного тонким включением Γ , в предположении, что температура при отсутствии включения известна и определяется заданной гармонической функцией $T_0(x, y) = \text{Re}F(z)$.

Потенциал $W(z)$ можно искать как сумму заданной функции $F(z)$ и интеграла типа Коши с неизвестной

действительной плотностью $\omega(t)$, взятого вдоль линии Γ

$$W(z) = F(z) + \Phi(z) + C, \quad \Phi(z) = -\frac{1}{2\pi} \int_{\Gamma} \frac{\omega(t) dt}{t-z}. \quad (2)$$

Применяя формулы Сохоцкого к функции $W(z)$ при $z \rightarrow t \in \Gamma$ и используя граничное условие (1), получаем сингулярное интегродифференциальное уравнение относительно функции $\omega(t) = \psi^+ - \psi^-$:

$$\frac{\lambda}{2h_0\lambda_0} \frac{\omega(t)}{h(s)} = \operatorname{Re} \left[t'(s) \left(F'(t) + \frac{1}{2\pi} \int_{\Gamma} \frac{\omega(\tau) d\tau}{\tau-t} \right) \right]. \quad (3)$$

Пусть равны значения функции ψ на концах щели Γ : $\psi^+ = \psi^-$ и линия Γ — отрезок прямой

$$t = d_0 + z_0 s', \quad d_0 = d + id_1, \quad z_0 = ia e^{i\beta}, \quad s \in [-1, +1]. \quad (4)$$

Здесь d, d_1, a — неизвестные действительные числа, а β — угол наклона линии Γ к горизонту. Тогда (3) примет вид уравнения Прандтля

$$\frac{\varepsilon \omega(s)}{h(s)} - \frac{1}{\pi} \int_{-1}^{+1} \frac{\omega(\tau) d\tau}{\tau-s} = f(s), \quad (5)$$

$$f(s) = 2 \operatorname{Re} [z_0 F'(t)], \quad \varepsilon = \lambda a / h_0 \lambda_0. \quad (6)$$

Для решения уравнения (5) функция $\omega(s)$ аппроксимируется линейной комбинацией из многочленов Чебышева 2-го рода:

$$\omega(s) \approx \omega_n(s) = \sum_{k=1}^n C_k U_{k-1}(s), \quad (7)$$

$$U_{k-1}(s) = \sin(k \arccos s).$$

Подставляя (7) в (5), получим невязку

$$R[\omega_n(s)] = \sum_{k=1}^n C_k \left[\frac{\varepsilon}{h(s)} + \frac{k}{\sqrt{1-s^2}} \right] U_{k-1}(s) - f(s). \quad (8)$$

Неизвестные коэффициенты C_k находят приближенными методами. Подставляя (7) в (2), получим приближенное значение потенциала

$$\Phi(z) \approx \Phi_n(z) = -\frac{1}{2} \sum_{k=1}^n C_k \times \times (z_1 - \sqrt{z_1^2 - 1})^k, \quad z_1 = \frac{z - d_0}{z_0}. \quad (9)$$

Постоянную C , входящую в (2), определяем из условия: температура щели $T_{щ}$ совпадает с нормальной (невозмущенной) температурой $T_n = \operatorname{Re} F(z)$ на нижнем конце щели $z = d_0 - z_0$

$$C = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n (-1)^k C_k. \quad (10)$$

Тогда возмущение температуры вдоль щели

$$\Delta T = T_{щ} - T_n = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n C_k \times \times [(-1)^k - \cos(k \arccos s)]. \quad (11)$$

Непосредственные экспериментальные данные показывают, что возмущение температуры вдоль хорошо проводящего пласта имеет параболический профиль. Поэтому в выражении (11) можно ограничиться первыми двумя членами.

При приближенном решении уравнения (5) наиболее простые выражения для коэффициентов C_k получаются при применении метода коллокации, когда требуем, чтобы невязка (8) обращалась в нуль в заданных точках $s_i \in [-1, +1], i = 1, n$.

В случае поступательного потока $F(z) = \gamma z$ (γ — геотермический градиент) при $n=2, s_1=-1, s_2=0$ возмущение температуры выразится простой формулой

$$\Delta T(s) = \frac{A\varepsilon(1+s)}{2(1+\varepsilon)} \left(1 + \frac{2}{\varepsilon} - s \right), \quad s = \frac{\gamma}{A} (d - x), \quad (12)$$

$$\varepsilon = A/\delta\delta_0, \quad \delta = h_0\lambda_0/\lambda, \quad \delta_0 = \gamma \sin \beta.$$

Зная значения фактических температурных возмущений в двух точках x' и x'' , из равенства (12) найдем два уравнения для определения A и d .

Глубину залегания нижнего (x_1) и верхнего (x_2) концов и протяженность пласта (l) рассчитаем по формулам

$$x_1 = d + \frac{A}{\gamma}, \quad x_2 = d - \frac{A}{\gamma}, \quad l = (x_1 - x_2)/\sin \beta. \quad (13)$$

Рассмотрим примеры применения изложенного метода расчета температур.

1. Район Тернаир — Караман Дагестана: $\beta = 11-12^\circ$, $\gamma = 38^\circ\text{C}/\text{км}$, $h_0 = 0,1$ км, $\lambda_0/\lambda = 4$ [3, 14].

Таблица 1
Температурные возмущения в районе Тернаир — Караман, $^\circ\text{C}$

Глубина, км	$T_{щ}$ пласта	T_n массива	$\Delta T_{\text{факт}}$	$\Delta T_{\text{расч}}$
0,5	40	30	10	6,5
1	60	40	20	20
1,5	80	56	24	27
2	103	75	28	28
2,5	110	90	20	22,5
3	115	107	8	10,6

Для чокракской песчаной свиты В на площади Тернаир по сравнению с невозмущенным массивом соседней площади Караман имеем $x' = 1$ км, $T' = 20^\circ\text{C}$, $x'' = 2$ км, $T'' = 28^\circ\text{C}$, тогда $\delta_0 = 7,524$; $\delta = 0,4$. В результате расчета находим $A = 53,85$; $d = 1,894$; глубина залегания подошвы пласта $x_1 = 3,312$; $x_2 = 0,477$ км, протяженность пласта $l = 14,3$ км. Распределение $T(x)$ приведено в табл. 1.

2. Терско-Кумская впадина.

$$\beta = 1^\circ, \quad h = 0,4 \text{ км}.$$

При $\gamma = 18^\circ\text{C}/\text{км}$ в невозмущенных массивах соседних регионов для среднеюрского водоносного комплекса имеем $x' = 4$ км, $T' = 88^\circ\text{C}$, $x'' = 6$ км, $T'' = 104^\circ\text{C}$. По результатам расчета $A = 240,42$; $d = 10,978$; глубина пласта $x_1 = 24,33$; протяженность $l = 1351,7$ км. Распределение возмущения температуры приведено в табл. 2.

Таблица 2
Температурные возмущения в районе Терско-Кумской впадины, $^\circ\text{C}$

Глубина, км	$T_{щ}$ пласта	T_n массива	$\Delta T_{\text{факт}}$	$\Delta T_{\text{расч}}$
1	50	30	20	54
2	85	50	40	66,6
3	130	58	72	8
4	165	72	88	88
5	190	90	100	104
6	210	106	104	110
7	230	130	100	120
10	—	—	—	120
15	—	—	—	109
20	—	—	—	65,4
24	—	—	—	6

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Основными причинами формирования зон термоаномалий в осадочных бассейнах являются существенная тепловая неоднородность песчаных водонасыщенных и глинистых пластов и кондуктивный перенос тепла из больших глубин по водонасыщенным пластам.

2. Наличие теплового возмущения в разрезе и высокие термические градиенты водоносных пластов являются указателями их развития на большие глубины.

3. Температурный градиент в осадочных бассейнах независимо от возраста пород в зонах отсутствия водоносных пластов на больших глубинах снижается до $0,015-0,016^\circ\text{C}$ на 1 м. Влияние пластовых вод на термический режим тем выше, чем больше объем, мощность и песчаность осадочного чехла и чем больше в них сосредоточено водоносных пластов, приуроченных к большим глубинам.

4. Зона максимальной контрастности термических аномалий в Восточном Предкавказье приурочена к глубинам 11—12 км, где температура по сравнению с соседними районами может быть выше примерно на 120°C и достигает 350°C .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковнер С. С. Расчет величины термической аномалии антиклиналя. — Докл. АН СССР, 1947, т. 56, № 5, с. 473—477.
2. Корценштейн В. Н. Геотермические условия мезозойских комплексов Предкавказья. — Труды ВНИИгаза, 1964, вып. 22 (30), с. 107—122.
3. Любимова Е. А., Маслеников А. И., Ганиев Ю. А. Метод прогнозирования глубинных температур горных пород при высоких давлениях и температурах в условиях увлажнения и нефтесодержания. — В кн.: Тепловое поле Земли. Махачкала, 1978, с. 67—88.
4. Лысак С. В. Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири. — В кн.: Проблемы разломной тектоники, Новосибирск, Наука, 1981, с. 87—95.
5. Новые геотермические исследования оз. Байкал/В. А. Голубев, Ю. А. Зорин, С. В. Лысак, С. В. Осокина. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, с. 68—84.
6. Овнатанов С. Т. Теплопроводящие глубинные разломы и особенности теплового поля вблизи них. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, с. 421—423.

7. *Осадчий Г. В.* Причины аномальной температуры нефтяных и газовых месторождений.— В кн.: Теоретические методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефтяных месторождений. М., ВНИИОЭНГ, 1969, с. 113—115.
8. *Основные особенности геотермической характеристики Волго-Уральской нефтегазодобывающей провинции и Ромашкинского нефтяного месторождения/Д. А. Дьяконов, Б. А. Яковлев, Г. А. Тужилин и др.—* Геология нефти и газа, 1973, № 7, с. 52—58.
9. *Парфененко Н. В.* Основные причины образования геотермических аномалий над нефтегазовыми месторождениями.— Геология нефти и газа, 1978, № 11, с. 18—21.
10. *Сардаров С. С.* Природа геотермических аномалий нефтегазовых залежей.— В кн.: Тепловое поле Земли. Махачкала, 1979, с. 67—82.
11. *Сугробов В. М.* Геотермальные ресурсы Камчатки.— В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. Петропавловск-Камчатский, 1976, с. 10—12.
12. *Справочник по подземным водам нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа.* Под ред. А. М. Никанорова, М. В. Мирошникова. Орджоникидзе, 1970.
13. *Тепловой режим недр СССР.* Под ред. Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, М., Наука, 1970. (Труды ГИН АН СССР, вып. 218).
14. *Тепловой режим осадочных толщ/Х. И. Амирханов, В. В. Суетнов, Р. А. Левкович и др. Махачкала, 1972.*
15. *Термобарические условия формирования залежей нефти и газа в областях Кайнозойского прогиба/Л. А. Польстер, Ю. А. Висковский, В. А. Николенко и др.—* Геология нефти и газа, 1981, № 3, с. 44—47.

УДК 624.131.1 : 624.139 (985)

С. Е. ГРЕЧИЩЕВ, Е. С. МЕЛЬНИКОВ (ВСЕГИНГЕО)

Прогноз изменения геокриологических условий в районах Крайнего Севера

Региональное геокриологическое изучение и прогноз (РГИП) предусматривают получение информации о геокриологических условиях местности и их возможных изменениях в будущем под влиянием естественных и техногенных факторов с целью оптимального выбора мест размещения крупных объектов (городов, поселков, промплощадок, линейных сооружений) в осваиваемых районах, а также для планирования мероприятий по охране окружающей среды. В отличие от двух последующих стадий геокриологического изучения и прогноза (при изысканиях и в процессе строительства и эксплуатации сооружений) РГИП производятся не под отдельные сооружения или их комплексы на уже выбранных площадках, а по всей территории предполагаемого расположения строительных площадок (или трасс линейных сооружений). Это определяет состав, масштаб, глубинность, достоверность, общую площадь и прогнозный период РГИП.

Состав и глубинность вытекают из требования универсальности (многоцелевого назначения) РГИП. Практи-

чески для любого вида строительства необходима информация об инженерно-геокриологических условиях до глубины 10—20 м. При любых видах строительства в той или иной степени нарушаются поверхностный покров (почвенно-растительный и снежный) и гидрологический режим. Прогнозный период РГИП также вытекает из требования универсальности таких исследований и может быть определен как 20—50 лет, что соответствует наиболее распространенным нормативным срокам службы сооружений.

Общая площадь, на которой должны производиться РГИП, определяется требованием обеспечить оптимальный выбор строительных площадок (трасс), например, по критерию минимума капитальных затрат на освоение территории. Выполненные нами специальные исследования применительно к линейным сооружениям показали, что ширина полосы РГИП вдоль линии, соединяющей начальный и конечный участки трассы, в условиях севера Западной Сибири должна составлять примерно 10—15 км. Именно в такой полосе гарантировано нахож-

дение самого дешевого варианта трассы. В отношении размещения строительных площадок другого назначения (городов, поселков, промышленных объектов) этот вопрос предстоит еще исследовать.

Более сложной проблемой является определение необходимого масштаба и достоверности РГИП. Очевидно, что при увеличении масштаба исследований повышается надежность оптимального размещения объектов, но возрастают затраты на производство РГИП. Теоретически эти вопросы пока не решены, но, по-видимому, могут быть исследованы математическими методами. Приблизительные оценки, а также опыт проектных организаций показывают, что достаточны масштабы 1 : 50 000—1 : 200 000, откуда следует минимально возможный размер картируемых природных объектов (0,2—0,8 км) и соответствующая достоверность информации.

Таким образом, в состав РГИП целесообразно включать следующие виды работ.

1. Среднемасштабная инженерно-геокриологическая съемка и картирование в масштабах 1 : 50 000—1 : 200 000 до глубины 20 м для получения информации о современных геокриологических условиях как начальных для прогноза.

2. Многолетнее стационарное изучение геокриологических условий и их изменений под влиянием нарушения поверхностных покровов и гидрогеологического режима как источник информации, необходимой при прогнозе методом аналогий и для корректировки расчетов.

3. Прогноз на срок 20—50 лет изменения геокриологических условий под влиянием естественных факторов и при нарушении поверхностных покровов и гидрологического режима.

Предметом регионального геокриологического изучения и прогноза служат горные породы и подземные воды криолитозоны, их состав, свойства и процессы, происходящие в них. При выборе основного объекта РГИП могут быть использованы различные критерии: геологические, геокриологические, инженерно-геологические, ландшафтные.

Геологические критерии не могут удовлетворять в полной мере цели и задачам РГИП, так как не учитывают смену состояний горных пород и их роль в массоэнергообмене, являющемся основой экзогенных геологических процессов. Собственно геокриологические критерии (типы мерзлых толщ, типы промерзания—протаивания, температурные поля и т. п.) не учитывают геологической дифференциации и суммарного эффекта взаимодействия внешних сред (атмосферы, гидросферы, биосферы) с литосферой. Инженерно-геологические критерии оценки пригодности грунтов в качестве оснований и фундаментов сооружений, а также возможности и особенности строительства и эксплуатации сооружений быстро устаревают вследствие изменяющегося уровня технического развития общества и строительной индустрии.

Поэтому для целей РГИП предпочтителен ландшафтный принцип, исходящий из учения о природных комплексах Земли (В. В. Докучаев, Л. С. Берг, В. Б. Полынов и др.) как естественных (по В. И. Вернадскому) тел, в пределах которых происходит взаимодействие литосферы с гидро-атмо-биосферой. Естественные границы природно-территориальных комплексов (ПТК), их материальность, полнота, иерархия в пространстве и времени позволяют объективно выделять их и применять системный анализ, учитывая влияние любых природных явлений на состояние горных пород и процессы, протекающие в них.

Природные комплексы—это сложные саморегулирующиеся и самовосстанавливающиеся материальные системы взаимосвязанных элементов (горные породы, подземные и поверхностные воды, биота) и компонентов, между которыми происходит массоэнергообмен под воздействием тех или иных ведущих факторов. Геокриологические условия мы рассматриваем как элемент такой системы—подсистему. Данный подход позволяет учитывать взаимодействие элементов и компонентов естественных тел, их пространственно-временную структуру, функционирование и обмен вещества и энергии между ними. В геокриоло-

гии ландшафтный принцип картирования применялся с начала зарождения науки (Л. С. Ячевский, П. А. Аболин, М. И. Сумгин, В. Ф. Тумель) и теперь получил дальнейшее развитие в связи с разработкой РГИП. Введена иерархия равнинных ПТК для целей инженерно-геокриологических исследований, определены их размеры и диагностические признаки, начато систематическое исследование геокриологических условий ПТК разных рангов.

Вопрос о глубинности внутриландшафтных связей ПТК с литогенной основой в зависимости от его ранга (характерного площадного размера) является одним из принципиальных. Поскольку учение о природных комплексах развивалось в рамках физической географии, основное внимание уделялось динамике биоты и рельефа. При этом связь с подстилающей литогенной основой хотя и не отрицалась, но последняя рассматривалась как «инертная основа», вследствие чего, по видимому, практически не уделялось внимания изучению прямых и обратных связей поверхностных покровов с литологией. Поэтому в понятие ПТК обычно включают лишь биоту, рельеф и почву.

По результатам исследований криолитозоны Западной Сибири, проведенным ВСЕГИНГЕО, установлено с помощью количественных статистических методов наличие отчетливых корреляционных связей поверхностных покровов с литогенной основой и зависимости глубины их от ранга ПТК и сделано три важных вывода:

1) понятие ПТК должно быть расширено, т. е. они должны трактоваться как природные объекты, глубина которых равна глубине (радиусу) корреляции поверхностных покровов и рельефа (микрорельефа) с литогенной основой;

2) поскольку глубинность РГИП определена равной 10–20 м, а это значение соответствует глубине корреляционных связей для ПТК в ранге урочищ и местностей, то именно их целесообразно рассматривать в качестве объектов РГИП;

3) площадные размеры урочищ 0,2–1,0 км, а местностей 1–10 км, следовательно, масштаб РГИП должен со-

ставлять 1:200 000–1:50 000, т. е. соответствовать тому минимальному масштабу, в котором могут быть закартированы природные объекты таких размеров.

В соответствии с ландшафтным принципом основные задачи геокриологического картирования заключаются в исследовании характера взаимосвязей геокриологических условий ПТК с его внешними элементами и выявлении закономерностей пространственной изменчивости их. Пространственная изменчивость условий ПТК тесно связана с морфологической структурой комплекса и с положением его в пределах комплекса более высокого ранга. Количественный анализ структуры ПТК, на наш взгляд, позволит выявить региональные и местные закономерности пространственной изменчивости инженерно-геокриологических условий ПТК, разработать правила экстраполяции результатов геокриологического изучения ПТК на прилегающие территории и однотипные ПТК. Использование ландшафтного принципа РГИП повлекло за собой разработку ряда методов картирования и прогнозирования: ландшафтно-индикационный, ландшафтно-структурный (картографо-статистический), метод генетических рядов ПТК и др.

Итак, подчеркнем, что объектом РГИП наиболее целесообразно принимать ПТК в его расширенном понимании. Следовательно, основной задачей стационарного изучения режима геокриологических условий является получение информации о криогенных физико-геологических процессах в пределах всех типов ПТК (включая динамику термовлажностных условий) и о их развитии во времени под влиянием естественных и техногенных факторов. Поскольку необходимы сведения о всех типах ПТК изучаемого района, то важной проблемой становится определение минимального объема стационарных исследований (минимального количества площадок, а также состава и сроков наблюдений на каждой из них), обеспечивающего достоверность, соответствующую средним масштабам РГИП. Теоретическое решение этой проблемы возможно в рамках систем-

ного анализа и теории планирования эксперимента.

Региональный геокриологический прогноз производится на основе материалов съемки, стационарных наблюдений и специальных исследований. Объектом прогноза, как и всего РГИП, служат ПТК. Производится прогноз развития как естественных процессов, так и наиболее распространенного типа техногенного нарушения — импульсного или постоянного разрушения поверхностных покровов (почвенно-растительного, водного и снежного). При этом могут быть использованы два метода прогноза: природных аналогий и моделирования.

Метод природных аналогий основан на использовании стационарных наблюдений отдельных типов комплексов и повторных наблюдений нарушенных ПТК. Важными и пока нерешенными проблемами здесь являются определение минимально необходимой информации, получаемой при стационарном изучении, и разработка способов экстраполяции ее в пространстве и во времени (проблема «схожести» ПТК).

Единственный принципиально возможный для моделирования криогенных ПТК — метод математического моделирования. Проведенный нами теоретический анализ показал, что попытки моделирования криогенных ПТК на физических моделях (например, на эквивалентных материалах в лабораторных условиях) принципиально обречены на неудачу в связи с тем, что для любых моделей масштаба менее 1:1 (меньше натуры) критерии подобия противоречивы. Особенно это относится к временным критериям, так как они определяются различными диффузионными механизмами передачи тепла и влаги в литогенной основе ПТК и условиями тепло- и влагообмена через поверхностные покровы с атмосферой.

Основной задачей при разработке математических моделей является формализованное определение объекта моделирования, в нашем случае ПТК. Существующее определение ПТК как природных систем, открытых по энерго- и массообмену (работы В. Б. Со- чавы, А. А. Крауклиса и др.), по на-

шему мнению, не является достаточно полным. Остается не определенным, в чем отличие ПТК от других природных тел, которые могут быть выделены по другим признакам. Например, стратиграфо-генетические комплексы пород также являются природными телами, открытыми по энерго- и массообмену.

На основании изложенного выше под ПТК мы понимаем природную сложную термодинамическую систему, состоящую из горных пород (грунтов) и поверхностных покровов (почва, биота, снежный покров и т. д.) до глубины их корреляции, открытую по энерго- и массообмену и обладающую свойством гомеостазиса. Под гомеостазисом подразумевается способность системы автоматическим поддерживать собственные параметры в определенных границах изменения внешних термодинамических факторов. Поэтому предлагаемое определение ПТК включает следующие два важных признака. Во-первых, основной признак, по которому выделяется система как однородное природное тело, — область ее гомеостазиса. Во-вторых, границы гомеостазиса являются тем естественным пределом, выход за который означает потерю системой термодинамической устойчивости. Таким образом, предлагаемая трактовка ПТК учитывает представление о ПТК как энерго-массообменных системах и развиваемые П. Ф. Швецовым положения о термодинамической устойчивости почвенно-грунтового комплекса.

Нами предложена функциональная термодинамическая модель криогенного ПТК. На входе модели факторы энерго- и массообмена (климатические, техногенные, гидрологические), на выходе — температурные условия и влажность (в том числе границы ледяных тел) внутри почвенно-грунтового комплекса и криогенные физико-геологические процессы. Последние обычно определяются как «морфогенетические», что позволяет их формализовать как вектор деформаций внутри и на границах мерзлого почвенно-грунтового комплекса. В этом одно из главных отличий предлагаемой термодинамической модели от существующих.

Одной из дальнейших проблем математического моделирования является неустойчивость моделей в связи с большим количеством факторов и с вероятностным характером исходных данных. Нами установлено, что погрешность прогноза может увеличиваться с увеличением числа учитываемых факторов. Поэтому необходима разработка оптимальных математических моделей.

Разработка общей математической модели ПТК не исключает применения и дальнейшего совершенствования частных расчетных моделей для прогнозирования температурного режима, отдельных криогенных процессов. Используемая во ВСЕГИНГЕО методика регионального геокриологического прогноза является синтезом метода природных аналогий (для случая импульсного разрушения с последующим самовосстановлением почвенно-растительного покрова) и частных расчетных моделей (для случая постоянного разрушения поверхностных покровов), применяемых к основному объекту регионального прогноза — ПТК в ранге урочищ.

Высокая эффективность РГИП может быть проиллюстрирована исследованиями, проведенными ВСЕГИНГЕО на территории газоносных провинций криолитозоны Западной Сибири (районы Уренгойского, Медвежьего месторождений и магистральных газопроводов) общей площадью около 10 тыс. км². Здесь выделено свыше 60 типов ПТК в ранге урочищ, каждый из которых изучен съемкой и стационарными наблюдениями. Для всех типов ПТК выполнен геокриологический прогноз на 20 лет.

Выполненные исследования показали, во-первых, большую сложность в

изменении геокриологических условий под влиянием хозяйственного освоения, чем ожидалось. Например, оказалось, что при нарушении поверхностных покровов происходит понижение среднегодовой температуры грунтов и новообразование многолетнемерзлых пород наряду с увеличением мощности сезонно-мерзлого и сезонно-талого слоев. В связи с этим интенсивность отдельных криогенных процессов оказалась ниже, чем ожидалось. Например, термокарст в некоторых, даже сильно льдонасыщенных ПТК развивается лишь вблизи местных базисов эрозии.

Во-вторых, на основании выполненных работ можно сделать вывод о том, что обычно применяемый прогноз «с запасом» дает результаты, неоправданно завышенные в сторону наихудших условий. Такой инженерный подход, конечно, неизбежен в случае отсутствия достаточно аргументированных данных, но может привести к неоправданному расходованию средств. Поэтому разработка методов геокриологического прогноза, которые бы позволили во всей сложности охватить взаимодействие природных факторов, является важнейшей задачей, имеющей большое народнохозяйственное значение.

Изложенное свидетельствует об эффективности и экономической целесообразности проведения РГИП в осваиваемых районах криолитозоны. Для его внедрения необходима организация планомерных среднесрочных съемок таких районов, сети стационарных станций по наблюдению за режимом геокриологических условий, а также углубление научных геокриологических исследований как основы РГИП.



ХРОНИКА

УДК 550.84 : 553(047.6)

С. Г. КУЛАГИН (ВНИИЯГГ).

Московская городская конференция по проблеме "Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых и охрана окружающей среды"

Московским городским правлением НТО «Горное» совместно с его первичными организациями и Советами молодых ученых ВНИИЯГГ, ИМГРЭ и МОМГЭ 8—13 июля 1983 г. была проведена конференция по проблеме «Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых и охрана окружающей среды». В конференции приняли участие 97 специалистов ВНИИЯГГ, ИМГРЭ, МОМГЭ и БГТЭ. На заседаниях было заслушано около 40 докладов, в которых рассматривались результаты научно-исследовательских, опытно-методических и производственных работ по следующим проблемам:

- 1) физические и химические методы исследования углеводородов и вещественного состава пород, руд и природных вод;
- 2) геохимические методы поисков нефти и газа;
- 3) геохимические методы поисков твердых полезных ископаемых;
- 4) геохимические методы выявления зон загрязнения окружающей среды.

С вступительным словом к участникам конференции обратился зам. директора ВНИИЯГГ С. Л. Зубайраев. Обзорные доклады по проблемам были сделаны Л. М. Зорькиным (ВНИИЯГГ) и О. В. Кравченко (ИМГРЭ). В их докладах рассматривались итоги работы, а также основные направления развития геохимических методов исследований в десятой пятилетке и задачи на одиннадцатую пятилетку. Подчеркивалось, что для получения положительных результатов прежде всего необходимо выполнение двух условий: комплексирование различных методов исследования и выявление разнообразных индикаторов с целью выбора наиболее надежных в различных геологических ситуациях и достаточно универсальных для использования в целях диагностики поверхностных и глубинных процессов в горных породах.

Содержание докладов по первой проблеме показывает, что все большее распространение получают неdestructивные физические (главным образом, ядернофизические: нейтронно-активационный анализ, рентгенофлуоресцентный анализ и др.) методы.

Доклад А. Л. Керзина (ВНИИЯГГ) посвящен исследованию возможностей применения импульсного нейтронно-активационного анализа при активации проб надтепловыми нейтронами. По разработанной методике, включающей многостадийное облучение нейтронами различных энергий, был проведен анализ проб из ореолов рассеяния кимберлитовых трубок Якутии. Полученные результаты показывают, что по характеру распределения редких, ред-

коземельных и рассеянных элементов и их ореолов рассеяния кимберлиты резко отличаются от вмещающих пород. Установлено, что эффективность использования эпитеpmальных нейтронов неоднозначна и определяется в основном элементарным составом образца.

В докладе В. Ю. Артемьева (ВНИИЯГГ) освещены результаты изучения возможностей метода электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) для выделения баженовской свиты в разрезах скважин Западной Сибири. Исследованиями установлено, что органическое вещество пород этой свиты характеризуется повышенными концентрациями парамагнитных химических соединений и, что особенно важно, наличием ванадилпорфириновых комплексов, дающих дополнительный сигнал. Это позволяет выделенную по данным ЭПР пачку пород баженовской свиты, содержащую ванадилпорфирины, использовать в качестве своеобразного репера при корреляции разрезов.

Широкие возможности рентгенофлуоресцентного анализа при проведении комплексных геохимических исследований показаны в докладах А. М. Шильникова и А. В. Горбунова (МОМГЭ). К преимуществам этого метода относятся экспрессность, массовость анализов, обширный диапазон измерений микроэлементов при низких концентрациях анализируемой навески и независимость от фазового состояния (в жидкости, в порошке). Лабораторный анализ неdestructивный и позволяет использовать пробы для последующих анализов другими методами. Выявлено, что этот метод удобно дополнять нейтронно-активационным, позволяющим проводить измерения микроэлементов с низкими кларковыми значениями в экологических и геологических пробах.

Большой интерес с точки зрения комплексирования лабораторных аналитических методов исследования представляет доклад М. Е. Романкевича (ВНИИЯГГ), в котором рассмотрена методика фазового анализа определения форм нахождения элементов в породах и почвах в нефтегазопроисловых целях. Фазовый анализ включает совокупность последовательных операций экстракции соединений, входящих в состав пород, в различных растворителях (физико-химический метод). Вещественный состав выделенных соединений определяется затем атомно-абсорбционным анализом (физический метод). Разработанная методика позволяет дифференцированно изучать подвижные и неподвижные формы химических элементов и их соединений в горных породах, что играет роль при выявлении особенностей миграционных процессов, решении вопросов генезиса и т. д.

Технологический аспект определения редких и рассеянных элементов в рудах, в том числе разработки промышленного способа выделения редких элементов и переработки природных рассолов, рассмотрены в докладах Б. В. Бахматова, В. И. Чудинова, Б. В. Ермакова, А. А. Зубкова, И. И. Пырышкиной, В. А. Леонова, Ф. И. Шадерман, В. П. Пальмовой (БГГЭ). Здесь значительное место занимают вопросы анализа фосфатного сырья ядернофизическими методами с целью повышения эффективности сельского хозяйства и охраны окружающей среды. Выявлено, что точность измерений широкого диапазона рассеянных и редких элементов позволяет проводить подсчеты запасов сырья различного типа и тем самым повысить экономическую эффективность производственных работ.

Основное число докладов по второй проблеме — «Геохимические методы поисков нефти и газа» — представлено ВНИИЯГГ.

Среди них:

— оценка информативности геохимических показателей применительно к различным НГБ;

— обсуждение результативности геохимических индикаторов в приповерхностных отложениях;

— вопросы стандартизации технологии и обеспечения качества поисково-оценочных нефтегазопроисловых работ. Особое внимание уделено вопросам повышения эффективности геохимических поисков нефти и газа, решение которых применительно к геологическим факторам формирования аномалий тесно связано с выделением и оценкой ослабленных зон осадочного покрова. К ним в большинстве случаев относятся зоны флексурных перегибов, тектонических нарушений и т. д., взаимосвязанных с геодинамической подвижностью, а также формированием физических и геохимических полей в локальных поднятиях. Выводы подкреплены обширным фактическим материалом (А. Б. Поздняков, ВНИИЯГГ).

При выявлении ведущих факторов образования геохимических аномалий обращалось внимание на особенности отражения нефтегазовых залежей в ряде показателей, среди которых важную роль играют литогазогеохимические. Своеобразный подход предложен в докладе М. В. Обуховой (ВНИИЯГГ), рассматривающей в качестве информативных показателей характеристики покровов. Предложен метод оценки экранирующих свойств покровов, основанный на последовательном анализе возможных связей между характеристиками органической и неорганической составляющих горных пород, их флюидонасыщенностью и природными факторами. Оценка взаимосвязей между выявленными показателями и факторами проводится по балльной системе, позволяющей типизировать глинистые покровы по экранирующим и проводящим свойствам, которые характеризуются набором литогазогеохимических параметров. В качестве информативного литогазогеохимического показателя среди прочих других предложены акцессорные минералы, наиболее чувствительные к изменению физико-химических параметров окружающей среды.

В докладе О. Л. Ермаковой (ВНИИЯГГ) рассмотрены минералы группы эпидота и ильменит как косвенные индикаторы нефтегазо-

носности. Показаны специфические особенности их распределения в зависимости от расположения залежи, которые обуславливаются влиянием ореолов рассеяния на минеральную составляющую горных пород. Приводятся доводы в пользу разработки нового направления, непосредственно связывающего вопросы геодинамики и геохимии горных пород.

О. В. Белова (ВНИИЯГГ) доложила результаты анализа информативности поисковых геохимических исследований поверхностных и приповерхностных объектов в условиях Западной Сибири. Даны методические рекомендации по проведению таких работ для конкретных районов. Указан комплекс нефтегазопроисловых показателей в поверхностных водах. Для обеспечения достоверности лабораторных исследований предлагается внутривлажный контроль измерений, методика которого изложена в докладе Ю. Г. Грицуна (ВНИИЯГГ). Показано, что особое место в этом направлении занимают работы, связанные со стандартизацией газового анализа — наиболее распространенного среди прочих методов геохимических исследований. Установлены диапазоны погрешностей и причины ошибок в зависимости от способов отбора, хранения, дегазации к технологии анализа проб. Изложены основные положения методики метрологического обеспечения.

В области геохимических поисков рудных месторождений получены интересные данные о специфике элементов-индикаторов, характерных для первичных и вторичных геохимических аномалий.

В докладе Л. В. Веремеевой и Т. М. Брызгаловой (ИМГРЭ) излагались результаты применения разработанных в ИМГРЭ методов структурно-геоморфологического объемного картирования и количественного прогнозирования редкометалльного оруденения на примере одного из пегматитовых полей Восточной Сибири. Приведены новые данные о структурно-геологической позиции и вертикальной зональности гранитов и редкометалльного оруденения.

Доклады В. Б. Зиновьева и В. П. Радзина (БГГЭ) были посвящены изучению газотурбинных ореолов рассеяния на золоторудных месторождениях Средней Азии и медноколчеданных месторождениях Урала. Отмечается, что подавляющее большинство золоторудных тел и зон минерализации фиксируется аномальным содержанием паров ртути в почвенном воздухе; ореолы рассеяния паров ртути, пространственно приуроченные к рудным объектам, фиксируются в приземной атмосфере, почвенном воздухе и подземных водах. Решен ряд задач, касающихся как методики проведения газотурбинных наблюдений, так и геологической оценки результатов.

Большое внимание в докладах уделялось изучению геохимических зональностей ореолов рассеяния различных месторождений. Так, Ю. И. Четвертковым и А. В. Хотеновым (БГГЭ) даны примеры апробации методических приемов разбавки геохимических аномалий на флангах и глубоких горизонтах по одному из месторождений Северного Казахстана. Отмечено дифференцированное расположение участков максимального накопления элементов от центральной части месторожде-

ния к периферии. В докладе А. А. Шашкова (БГГЭ) проводится сопоставление амплитуд вертикальной и горизонтальной геохимических зональностей для объектов с оловянным типом оруденения, сформировавшихся в различных физико-химических условиях. Для ряда рудоносных структур и отдельных площадей Комсомольского рудного района, представленных штоковеркообразным типом оруденения касситерит-силикатной формации, показана единая схема геохимической зональности. А. И. Исмагилова (БГГЭ) сообщила об обнаружении слабой вертикальной геохимической зональности при проведении исследований марганцевого месторождения Ушкатен; отмечается, что зона окисления, обогащенная по сравнению с другими горизонтами группой редких и рассеянных элементов, может быть эффективно использована при геохимических поисках.

Минералогическо-геохимические особенности некоторых редкометалльных рудопоявлений рассматриваются в докладе В. А. Банценкина, Т. Д. Онтюевой и Л. Б. Флеровой (ИМГРЭ). На основании структурной характеристики региона сделан вывод о приуроченности рудопоявлений к узлам пересечения региональных разломов. По мнению авторов, редкометалльная минерализация обусловлена как ранними высокотемпературными, так и более поздними низкотемпературными процессами метасоматических преобразований. Установленная прямая корреляционная зависимость содержания редкометалльной и сульфидной акцессорных минерализаций позволяет предположить, что они связаны с единым гидротермально-метасоматическим процессом преобразования пород и формированием комплексного редкометалльного, полиметаллического оруденения. Результаты исследований геохимических особенностей ряда апатитовых месторождений и рудопоявлений Алданского шита приводятся в докладе А. Д. Черкасова (ИМГРЭ). Закономерности распределения редкоземельных элементов, изотопного состава серы, углерода и стронция, а также структурно-геологических характеристик объектов исследования позволяют, по мнению автора, определять происхождение апатитовых руд (ИМГРЭ).

Доклад Н. Б. Голевой был посвящен исследованиям минералогических и геохимических особенностей ксенолитов катаклазированных перидотитов и их использованию при разбавке кимберлитовых трубок. На основании минералогических различий одного из главных породообразующих минералов — граната выделены две группы пород, различающиеся по генезису, а также распределению редкоземельных элементов. Полученные данные могут быть полезны при поисках месторождений алмазов.

Данные о распределении основных элементов-индикаторов на различных рудоносных горизонтах Никитовского рудного поля (как в плане, так и в разрезе) приводятся в докладе И. В. Воробьевой (МОМГЭ). Большой интерес представляют результаты исследований геохимических ореолов над пологозалегающими рудными телами, позволившие выявить новые критерии обнаруженного скрытого оруденения (Н. М. Федорченко, МОМГЭ).

Анализ геохимических особенностей галлия, проведенный при изучении вторичных геохимических аномалий Прииртышского рудного района Рудного Алтая, доложен С. В. Филипповым (МОМГЭ). Выдвинутый им тезис о слабой деформации аномалий галлия в процессе экзогенных преобразований позволяет использовать аномалии галлия в почвах для оконтуривания геохимических ореолов рудных полей.

Серьезное внимание в докладах конференции уделялось анализу и интерпретации результатов геолого-геохимических исследований.

В докладе С. М. Островского (ВНИИЯГГ) приведены результаты многомерного статистического анализа массового материала, полученного в результате газометрических и битуминологических исследований, выполненных в Иркутском нефтегазоносном бассейне. Обработка данных включает определение главных компонент, кластер-анализ, таксономию и другие операции. Выделенные таксономические группы газов и битумоидов интерпретируются как генетические классы. Методика и результаты исследований внедрены в производство. Полученные данные сопоставляются с геологическими наблюдениями.

Доклад Л. Н. Гинзбурга и С. А. Сandomирского (ИМГРЭ) посвящен вопросу математической обработки геохимических данных. Авторами разработан комплекс программ для визуального анализа многомерных геохимических данных при решении типовых геохимических задач. Приводятся конкретные примеры, на которых показаны результаты линейного и нелинейного прогнозирования многомерных совокупностей на плоскости при первичном анализе данных, выделении фоновых участков и выявлении геохимических трендов.

Материалы докладов, посвященных проблеме использования геохимических методов при изучении загрязнения окружающей среды химическими элементами и соединениями свидетельствуют о том, что методы и приемы прикладной геохимии находят широкое применение при оценке состояния практически всех объектов природной среды: атмосферного воздуха, почв, поверхностных и подземных вод и т. д. В докладе В. А. Жилки (МОМГЭ) на большом фактическом материале показаны закономерности распределения химических элементов в атмосферном воздухе крупных городов в зависимости от промышленной структуры и метеорологических условий; приводятся данные о фоновых распределениях элементов.

В докладах И. Л. Борисенко (ИМГРЭ), Н. Н. Москаленко (ИМГРЭ), Т. Л. Онищенко (ИМГРЭ) и Е. П. Сорокиной и М. Г. Журавлевой (МОМГЭ) показано, что морфология и характеристики зон загрязнений наиболее полно отражаются в почвах и снеговом покрове, являющихся своеобразным аккумулятором для загрязнителей, поступающих в окружающую среду с выбросами промышленных предприятий. Отмечается, что структурно-морфологические особенности антропогенных ореолов (размеры, контрастность) зависят от типа источника загрязнения, времени его воздействия и ландшафтно-геохимических свойств территории. Приводятся данные по дифферен-

циации элементов по составу и интенсивности накопления в зависимости от удаления от источника загрязнений. В докладе В. С. Боршанского (МОМГЭ) дается геохимическая характеристика подземного стока в условиях крупного промышленного города. Выделены аномалии химических элементов пластовых вод, их связь с составом поверхностных вод, состоянием почвенного покрова, а также зависимость от типов гидродинамического режима. Возможности применения геохимического картирования в условиях горного промышленного, урбанизированного ландшафта рас-

смотрены на примере г. Еревана в докладе Л. Н. Юдиной (МОМГЭ).

Подводя итоги сделанных докладов, можно с уверенностью отметить высокий уровень проведения конференции. Обмен мнениями показал, что деятельность молодых специалистов активизирует развитие и практическое применение геохимических методов в СССР, способствует научно-техническому прогрессу, повышению качества и экономической эффективности геологоразведочных работ, более успешной реализации мероприятий по охране окружающей среды.



РЕЦЕНЗИИ

УДК 552.578.1/2.061.3 (049.32)

Н. А. ЕРЕМЕНКО (ИГиРГИ)

Новая книга о происхождении и прогнозировании скоплений газа, нефти и битумов*

Книга состоит из предисловия и 14 глав. В ней охватывается широкий круг вопросов теоретического и прикладного характера, непосредственно связанных с повышением достоверности прогноза нефтегазоносности седиментационных бассейнов, отчасти областей и районов нефтегазоаккумуляции, а также локальных структур. При этом большое внимание уделяется совершенствованию фундаментальных теоретических положений нефтяной геологии, а именно: развитию методики расчета генерационного потенциала, определению потерь при миграции нефти и газа и разрушении залежей, уточнению закономерностей формирования и размещения скоплений углеводородов.

В целом для книги характерно всестороннее объективное изложение рассматриваемых вопросов. Дискуссионные проблемы, которых в геологии нефти еще достаточно много, излагаются последовательно, с очень подробным изложением фактического материала. Авторы опираются на определение главной фазы нефтегазообразования (ГФН), данное Н. Б. Васюковичем, и признают главенствующую роль вертикальной миграции при формировании залежей нефти и газа, особенно на глубинах более 3—4 км. Мы не являемся сторонниками в трактовке ни первого, ни второго вопросов. Тем не менее считаем, что рецензируемая книга составлена весьма удачно, а изложенный в ней материал и сделанные выводы представляют собой большой интерес для геологов-нефтяников независимо от взглядов на те или иные теоретические проблемы.

* Происхождение и прогнозирование скоплений газа, нефти и битумов/М. Д. Белонин, И. С. Гольдберг, А. Е. Гуревич и др. Под ред. В. Д. Наливкина. Л., Недра, 1983, 25 л.

Среди первых восьми наиболее дискуссионной является глава II, посвященная геохимическому (генерационному) и миграционному размещению нефти и газа. В начале главы рассматриваются фактическое распределение запасов нефти по сравнению с предполагаемыми ГФН и ГФГ и глубинами их проявления. Это придает дискуссионность основным выводам этой главы. Авторы отмечают, что среднее вертикальное миграционное смещение на платформах составляет для нефти 1,5—1,8, для газа 3—3,5 км. В краевых частях платформ и авлакогенах смещение для нефти 4—6 и для газа 6—7 км. В результате почти вся или даже вся нефть в альпийских бассейнах залегает выше зоны ГФН. К сожалению, авторы не объясняют, какова физическая природа (механизм) такого перемещения и каким образом в материнских толщах (глинистых и карбонатных) достигался почти 100 %-ный коэффициент извлечения.

Первостепенная роль отводится латеральной миграции, без которой невозможна и вертикальная. Для районов Волго-Урала авторам осталось допустить, что при перетоках формирование залежей в нижних комплексах осуществлялось одновременно с вертикальным перераспределением УВ, т. е. ими признается сопряженная вертикально-латеральная миграция. Но и такой механизм не может обеспечить 100 %-ного удаления нефти из нижних комплексов.

Какова же физическая природа такого процесса? Авторы пытаются это объяснить следующим образом. По их мнению, в нижних комплексах должны были формироваться зоны депрессий (?), а в верхних — зоны репрессий. Они справедливо сомневаются в возможности образования депрессий за счет разгрузки избыточного давления (при

высоте залежей 50—100 м). Заметим, что при этом вообще не могут формироваться депрессии (в сравнении с гидростатическим давлением) — происходит лишь выравнивание давлений за счет уменьшения избыточного давления. Поэтому авторам остается предполагать, что наибольшего эффекта следует ожидать при широком площадном развитии зон аномально высокого пластового давления (АВПД).

Но такие условия обычны для бассейнов с развитым элизионным гидродинамическим режимом; они всегда характеризуются чрезвычайной гидродинамической расчлененностью разреза, которая способствует проявлению вертикальной миграции в соседних пластах (часто сверху вниз, в сторону меньших давлений), но практически исключает возможность дальней вертикальной миграции через пласты с повышенным или пониженным давлением.

Неясно, почему газоконденсаты относятся авторами к конечным стадиям катагенетического превращения ОВ. Если газ верхней зоны оказался в геохимически нейтральной среде (песчаники), а затем туда же путем вертикальной миграции попала нефть самых ранних генераций ГФН и после этого (или во время этого) пласт погрузился в область более напряженной термобарической обстановки, то образуются газоконденсаты. Примерно такой механизм описан И. В. Высоцким и Е. В. Кучеруком (1983 г.).

При наличии газообразных и жидких УВ формирование конденсата определяется термобарической обстановкой. Можно согласиться с многими интересными выводами авторов этой главы, в частности с выводом о значительной роли струйной миграции, возможностью существования в природе многих сходящихся потоков миграции и т. д. Но самым главным и интересным является вывод о том, что без латеральной не может быть и вертикальной миграции и что, по-видимому, в природе чаще всего формирование залежей происходит в результате сопряженной латерально-вертикальной миграции.

В III главе описаны гидрогеологические закономерности размещения нефти и газа. Заслуживают внимания представления об изменении вод в разрезе и рекомендуемые гидрогеологические критерии нефтегазоносности. Авторы подразделяют осадочный чехол на два этажа, а нижний, в свою очередь, — на два яруса. В верхнем ярусе нижнего этажа допускается латеральная миграция от десятков до многих сотен километров, в нижнем — до десятков километров. К сожалению, не рассматривается гидродинамическая расчлененность нижнего этажа и ее влияние на вертикальную миграцию.

Дискуссионным остается вопрос о существовании в природных условиях диффузионно-фильтрационного механизма миграции, описанного А. Е. Гуревичем. Авторы считают необходимым экспериментальную проверку предложенного им механизма. Возможность проявления его в природе (если только он вообще существует), видимо, ограничена, так как во многих случаях экранирование газа капиллярным давлением не вызывает сомнений.

В IV главе рассматривается в основном принцип выделения нефтегазоносных комплексов, произведено разделение таких комплексов по нефтегазоносным бассейнам. В общем использован довольно обычный геологический прием для их выделения, хотя некоторые вопросы все же остаются спорными. Прежде всего это касается указанной двухкилометровой мощности комплексов. В предыдущей же главе мощность верхнего этажа принималась равной от нескольких сот метров до 1100 м.

Авторы справедливо отмечают ряд скачков в стадийном эпигенезе пород, но упускают из виду, что не всегда это ведет к ухудшению коллекторских и экранирующих свойств пород с глубиной. Вряд ли можно согласиться с тем, что по мере уплотнения качество покрышек ухудшается, так как возрастает их способность к растрескиванию. Это происходит часто, но не всегда. Уменьшение диаметра пор приводит к улучшению экранирующих свойств, но далеко не всегда к растрескиванию (пластичность глины зависит не только от степени уплотнения). То же самое можно сказать и о цементации. Говоря о скоростях осадконакопления, авторы указывают, что большие скорости наиболее благоприятны для образования коллекторов; это по крайней мере спорно. Многие исследователи отводят здесь большую роль другим факторам, например, глубине бассейна, наличию и скорости течений и др.

Значение региональных покрышек не столь уж решающее, поэтому авторы предлагают в некоторых случаях переходить на оценку локальных покрышек. Нам представляется необходимым учитывать и то обстоятельство, что покрышка может быть проницаемой для УВ. В этом случае главным является вопрос о соотношении скоростей аккумуляции и расщепления УВ через покрышки. Возможно следовало бы более детально рассмотреть и вопрос об инверсии покрышек и коллекторов. Если покрышка растрескивается, то она может превратиться в коллектор; в то же время иногда сцементированные песчаники обладают прекрасными экранирующими свойствами.

В V главе рассмотрены тектонические закономерности размещения нефти и газа. В основу описания положена схема разделения нефтегазоносных объектов «по объему слагающих их отложений»: мегапровинция, провинция, область, район, зона, месторождение, залежь. Предложенный принцип нефтегеологического районирования не хуже других, так называемых генетических принципов, поскольку последние, как правило, лишь постулируются. По каждому рангу нефтегазоносных объектов приводятся характерные закономерности (по запасам, размерам и т. д.), с которыми читателю будет всегда интересно ознакомиться. В этой главе несколько удивляет использование понятий генерационного и миграционного потенциалов. Под генерационным потенциалом авторы подразумевают процент объема осадков, залегающих на глубине более 2 км (для нефти) и более 4 км (для газа), от общего объема осадков, слагающих данный объект. А как же быть с ГФН? Как при этом учитывать различные нефтематеринские свиты, их связь с фациями и геохимическими зонами катагенеза?

Под миграционным потенциалом понимают углы регионального наклона на участках, примыкающих к межбассейновой области. Таким образом, признается только латеральная миграция и только под действием сил Архимеда. А как при этом рассматривать вертикальную миграцию (она же постулируется основной), гидравлические силы, АВПД и другие источники энергии? Не совсем удачно, на наш взгляд, определение понятия «месторождение», в котором все в основном сводится к локальным тектоническим структурам.

Глава VI посвящена особенностям размещения нефти и газа на больших глубинах. Здесь рассматриваются вертикальная зональность, коллекторы и покровы, гидрогеологические и тектонические особенности нефтегазоносности недр. Собран, проанализирован и обобщен обширный материал. Вполне понятны и оправданы сомнения авторов относительно малых масштабов генерации УВ в апокатагенезе, но это противоречит материалам предыдущей главы.

Достаточно убедительно выглядят соображения авторов о роли трещиноватости и гидрогеологического фактора на больших глубинах. Сомнения возникают лишь относительно АВПД. В принципе вследствие многообразия причин, вызывающих АВПД, можно допустить их превышение над геостатическим давлением, однако во всех случаях, когда представлялось возможным проверить способ и условия замера, давление оказывалось либо точно не измеренным, либо явно ниже геостатического. Поэтому сведения о замерах давления в Восточном Техасе (87,6 МПа на глубине 3291 м) хотя и весьма любопытны, но вызывают сомнения. Вряд ли, на наш взгляд, можно связывать длительно существующие АВПД с сейсмическими импульсами.

Такое же мнение высказывает К. Магара*. Этот автор справедливо связывает возникновение АВПД с превышением темпа нарастания упругой энергии флюидов. Однако замкнутость поровой среды и наличие в ней АВПД исключают возможность попадания в эту зону УВ путем вертикальной или латеральной миграции. С этой точки зрения вряд ли можно рассматривать АВПД в качестве благоприятного признака нефтегазоносности недр.

В VII главе рассматриваются массовые анализы нефтей и газов, описываются закономерности изменения их состава. Главный вывод о том, что подобные исследования могут быть использованы для прогноза фазового состояния флюидов, представляется вполне оправданным.

В VIII главе изложены закономерности размещения скоплений битумов и высоковязких нефтей. К сожалению, излишняя краткость изложения не всегда позволяет разобратся в сделанных заключениях. Так, на с. 106 описаны очень интересные особенности залежей битумов, образовавшихся на месте первичных нефтяных скоплений, но чем они обусловлены, не указано. В общетеоретическом направлении весьма любопытны расчеты авторов по латеральной миграции, достигающей нескольких сот километров. А может быть, основную

* К. Магара. Уплотнение пород и миграция флюидов. М., Недра, 1982.

роль все же сыграла сопряженная латерально-вертикальная миграция, как это утверждалось во II главе?

IX глава — одна из самых интересных в книге. Она посвящена формированию скоплений газа, нефти и битумов. Авторы детально и всесторонне анализируют этот вопрос, стремясь к максимально возможному объективному изложению, поэтому большинство сделанных ими выводов очень убедительны. Они отдают должное как латеральной, так и вертикальной миграции, струйной миграции, генерации УВ в зоне протокатагенеза (на глубинах менее 2 км), первичной миграции УВ в свободном состоянии, АВПД, импульсности процессов, этапности формирования и т. д. Ими сравниваются две принципиальные модели формирования залежей: преимущественно сингенетичная и с допущением массовых перетоков УВ между нефтегазоносными комплексами. От последовательного и логического изложения авторы отклоняются всего один раз при сопоставлении этих моделей. Здесь они почему-то доверились ЭВМ. Но ведь хорошо известно, что машина может дать ответ на основании только той информации, которая в нее заложена. Все дело в способе и характере выделяемых нефтегазоносных комплексов, с одной стороны, и в гидродинамической расчлененности разреза — с другой.

В приведенном ими примере по Предкавказью платформенная часть триасовых отложений не может быть наиболее производительным источником нефти и газа вследствие блокового строения и последующего глубокого размыва. Залежи же в верхнемеловых осадках (даже без учета геохимической характеристики) не могут быть связаны с юрскими породами из-за чрезвычайной гидродинамической расчлененности разреза между ними. Если и возможна схема струйного перетока УВ через плохо проницаемые породы с высоким приведенным давлением, то предложить ее для перетока через зоны с пониженным приведенным давлением и хорошими коллекторскими свойствами (верхи нижнего мела) просто нельзя, да и залежи нефти здесь крайне мало, а в случае вертикального перетока именно здесь и должна была бы образоваться их основная масса. То же справедливо и для Волго-Урала. В доманике нет условий для латеральной миграции, а по мнению авторов, без нее не может быть и вертикальной.

Из всего приведенного авторами материала о формировании скоплений нефти и газа отнюдь не вытекает, что наиболее производительные источники нефти и газа обязательно находятся в нижних комплексах разреза. Таких источников может быть несколько, и общаемость между ними зависит от конкретной геологической обстановки. Возможно безраздельное преобладание как латеральной, так и вертикальной (иногда сквозной через весь разрез) миграции, на что справедливо указывают сами авторы в начале главы.

X глава посвящена методологии прогноза залежей. Она существенно пополняет наши знания в этом вопросе. Авторы совершенно правы, отмечая недостаточную разработанность способов комплексирования методов прогноза.

В XI главе описано совершенствование объемно-генетического метода. Приведены интересные материалы по определению нефтематеринского потенциала и оценки потерь нефти и газа при миграции и разрушении залежей. Не вдаваясь в дискуссию о ГФН, согласимся с главным выводом авторов о том, что несмотря на грандиозные масштабы формирования битумов в отдельных регионах, методы прогнозной оценки потерь нефти, связанных с битумообразованием (и, добавим, с дальнейшими условиями миграции УВ, формирования и разрушения залежей), еще недостаточно разработаны.

В XII главе рассматривается совершенствование сравнительно-геологических методов. Проанализировано состояние группы методов оценки прогнозов, базирующихся на использовании аналогий. Намечены возможные пути их совершенствования. Все это верно и очень интересно в теоретическом плане, но, к сожалению, не указаны конкретные пути совершенствования отдельных методов, авторы ограничиваются лишь самыми общими рекомендациями по созданию соответствующих моделей.

В XIII главе дано нефтегеологическое прогнозирование методом анализа кривых освоения. Рассматриваются два способа: оценки потенциальных ресурсов и быстрой оценки уровней добычи нефти на перспективу. Первый вопрос изложен несколько схематично, вероятно, в связи с наличием большого количества публикаций по нему. К сожалению, авторы не учли теоретические разработки и опыт работ ИГиРГИ в этом направлении. Заслуживает внимания заключение авторов о возможной области эффективного применения методов. Принципиальное подразделение страте-

УДК 551.763(571.5)(049.32)

В. А. БАСОВ, М. С. МЕСЕЖНИКОВ, З. З. РОНКИНА,
Н. И. ШУЛЬГИНА (ВНИИОкеангеология)

О правилах описания опорных разрезов*

Значение опорных разрезов для разработки стратиграфических схем, составления легенд геологических карт и палеогеографических построений очевидно. Их роль как базы для подготовки стратиграфической основы особенно возрастает при переходе к крупномасштабному геологическому картированию, поскольку нужно обеспечить необходимую детальность расчленения осадочных толщ, определения возраста и обоснования корреляции отложений.

При описании региональных опорных разрезов авторы должны соблюдать строго документированную последовательность биостратиграфических подразделений, развитых в пределах рассматриваемого региона, и давать ис-

тории поисков на «ползущую» и «сгущающуюся», безусловно, верно, но не уделено должного внимания их исторической взаимосвязи, а она вполне определена и имеет свои объективные закономерности. Предлагаемый подход к выбору способов оценки уровней добычи на перспективу логичен и примерно в таком плане широко используется в практике.

В XIV главе описаны методы прогноза залежей. Обилие существующих методов и их модификаций ставит исследователя в трудное положение при выборе наиболее надежного из них или подборе рационального комплекса. Авторы совершенно правы, утверждая, что выбор конкретных методов зависит, с одной стороны, от информативных возможностей объекта, а, с другой, — от разрешающей способности применяемых методов. В этом отношении необходимо прежде всего проведение некоторой унификации всех известных методов и их модификаций с четким выделением возможных границ их применения, необходимого минимума требуемой информации, оценкой точности и достоверности получаемых результатов. Отчасти эта работа проделана в предыдущих главах, но видимо, создание единой унифицированной схемы — дело ближайшего будущего.

При чтении настоящего отзыва у читателя может сложиться ложное впечатление о том, что в книге изложены только дискуссионные проблемы. Это не так. Сделано много новых интересных выводов по каждому рассматриваемому вопросу, но их перечисление заняло бы слишком много места. Резюмируя, можно сказать, что вышла в свет полезная интересная книга — есть, чему поучиться и о чем поспорить.

* Опорный разрез неокма севера Сибирской платформы (Енисей-Хатангский прогиб, Анабаро-Хатангская седловина). Т. 1, 2/А. В. Гольберт, С. П. Булыникова, К. Н. Григорьева и др. Новосибирск, изд. СНИИГГиМС, 1981.

черпывающие сведения о том, как проводятся их границы. Более ограничена роль опорных разрезов регионального значения в случае характеристики местных литостратиграфических единиц. Однако нередко уточнение стратиграфического объема свиты и ее возраста осуществляется именно с помощью опорных разрезов. Кроме того, поскольку опорные разрезы оказываются наиболее детально изученными, по ним также получают подробную фациальную характеристику отдельные слои и пачки, дается представление об истории развития региона или его частей в течение какого-либо отрезка геологического времени. При высоких темпах геологического изучения многих регионов СССР выбор опорного разреза и его описание часто опережают издание палеонтологических монографий. В этом случае описание важнейших групп фауны должно сопровождать описание опорного разреза.

Резюмируя сказанное, можно полагать, что полное описание опорного разреза является

справочным пособием, содержащим исчерпывающие и объективные сведения о литологическом составе и палеонтологической характеристике стратона, их ранге, границах, и служит обоснованию возраста этих стратона. Таким образом, описание разреза — это одна из важнейших публикаций по геологии региона, срок жизни которой вполне сопоставим со сроком жизни палеонтологических монографий, так как последующие пересмотры возраста, ранга и объема отдельных стратона неизбежно проводятся на основе изложенного в описании опорного разреза фактического материала.

В зависимости от строения разреза, его палеонтологической характеристики и степени изученности региона форма подобных монографий должна меняться, но они должны содержать и некоторые общие положения. Последние были сформулированы в соответствующих инструкциях и суть их полезно рассмотреть на примере недавно опубликованной монографии «Опорный разрез неокма севера Сибирской платформы». Эта работа является результатом комплексных исследований, проведенных на очень представительных разрезах, расположенных в непосредственной близости от Западной Сибири, где с неокмом связаны залежи нефти. Вместе с тем она содержит ряд существенных недостатков в методическом плане, требующих критического анализа.

Определяя понятие опорного разреза, авторы пишут, что его образуют отложения, выходящие на дневную поверхность по берегам Хеты, Боярка и в низовьях Анабара. Расстояние между крайними точками при этом превышает 750 км. Правомерно ли объединять такие удаленные выходы в единый опорный разрез? По-видимому, нет. Ведь опорный разрез — это последовательность нескольких ярусов. Однако обычно разрезы бывают менее полные, и в этом случае целесообразно кроме опорного давать еще описания дополнительных разрезов, восполняющих пробелы в последовательности слоев и их палеонтологической характеристике. Именно такое положение отмечается для севера Сибири: здесь есть очень полный разрез верхней юры и неокма (р. Боярка), описанный в качестве опорного группой В. Н. Сакса (1969, 1972 гг.). Ряд дополнительных разрезов либо уточняют строение отдельных частей юрско-неокмской толщи (р. Хета), либо расширяют палеонтологическую характеристику некоторых стратона (разрезы по рекам Подигаю и Анабару). Разрез же п-ова Пахса, в котором достаточно четко прослежены границы всех биостратиграфических подразделений неокма (В. А. Басов и др., 1970 г.; В. А. Захаров и др., 1974 г.), правильнее рассматривать в качестве второго опорного, приуроченного к области развития более глубоководных фаций.

Таким образом, в рецензируемой книге описание опорного разреза в сущности подменено региональным описанием морского неокма Анабаро-Хатангского района, объединяющим разрезы различных структурно-фациальных зон.

Справочный характер описания опорного разреза предполагает подробный очерк истории его изучения, прежде всего для ориентации читателя в номенклатурных проблемах и

приоритете. Резюмируется, кроме этого, могут рассматриваться и специальные (литологические, геохимические, палеоэкологические и др.), и методические исследования, но во всех случаях серьезный анализ предшествующих работ по литостратиграфическому и биостратиграфическому расчленению опорного разреза необходим. Между тем обзор предшествующих исследований занимает в книге А. В. Гольберта и др. всего три страницы и содержит простой перечень фамилий геологов, изучавших морской неокм севера Сибири. Возможно, именно отсутствие анализа проведенных работ привело к серьезным и досадным ошибкам, содержащимся в книге.

Послойное описание опорного разреза — чрезвычайно ответственная задача. Ведь назначение опорных разрезов — служить эталонами объемов и границ ярусов, подъярусов и зон в регионе, поэтому при анализе этих границ геологи оперируют конкретными слоями. Их объем, число и номера обязательно должны сохраняться в серии, а возможные изменения — мотивироваться. Только в этих условиях слой опорного разреза приобретает характер стабильных маркированных единиц, которые могут эффективно использоваться при установлении границ и объемов стратиграфических подразделений. Между тем в книге в большинстве разрезов без объяснения причин выделены слои, не имеющие ничего общего с первоначальными послойными описаниями. Более того, для ряда разрезов (в том числе и для разреза р. Боярка) приведены не послойные описания, а характеристика укрупненных пачек, которые вообще смазывают все границы и исключают возможность дальнейшей детализации предложенной стратиграфической схемы.

Литологическая характеристика слоев чрезмерно перегружена деталями и выводами, которые было бы целесообразнее выделить в самостоятельный раздел. В то же время в описании самого вещественного состава имеются досадные ошибки. Так, не указано содержание глинистых минералов, не отмечено, в чем различия состава глинистых минералов глины и цемента алевроит-песчаных пород, известные по литературным данным.

В работе имеются разночтения между таблицами и текстом при описании глинистых минералов. При рассмотрении опорных разрезов в палеогеографическом аспекте существенное значение приобретают данные детального изучения вещественного состава отложений. Эти материалы использованы слабо, а иногда весьма спорно. Так, группа минералов, названных неустойчивыми, объединяет минералы не только разные по устойчивости (пироксены и эпидот), но и разных петрографических типов пород из различных областей питания (кристаллические породы Анабарского массива, траппы Сибирской платформы и зеленосланцевые толщи протерозоя).

Палеонтологическая характеристика опорных разрезов должна быть исчерпывающей. Иначе говоря, авторы обязаны проанализировать не только собственные данные, но и все данные предшественников — точность и современность определений, надежность привязки и др. Только при соблюдении этого условия можно дать объективную палеонтологическую

характеристику слоев. В книге такая характеристика отсутствует. Достаточно сказать, что по разрезу р. Боярка приведены только материалы, собранные авторами, и совершенно не учтены данные предшественников. Еще менее объяснимы указания на малочисленность фораминифер (с. 15), в то время как В. А. Басовым и Е. Ф. Ивановой отсюда описаны уникальные по своему богатству ассоциации. Ссылок на большинство предшествующих работ в рассматриваемой книге нет.

Отмеченные выше недочеты, естественно, привели к нарушению номенклатурных правил. Так, вместо зоны *Neotollia klimovskiensis* в том же объеме выделена подзона *Temnopychites simplicissimus*, а в верхнем валанжине зона *Polyptychites polyptychus* заменена на зону *Dichotomites ramulosus*. Причины такой замены даже не объяснены, хотя собственно не может быть никакого оправдания для нарушения правила приоритета.

В установлении стратотипов еще больше грубых ошибок. Как известно, выбор стратотипа принадлежит только автору стратона, и любое другое решение исключено. Это равносильно тому, чтобы устанавливать голотипы видов, ранее описанных другим специалистом. В. Н. Сакс и Н. И. Шульгина, предложившие первую схему зонального деления бореального берриаса, не указали стратотипы своих зон, однако разрезы, в которых были установлены эти зоны, отмечены вполне конкретно — р. Хета для зоны *Sibiricus* и реки Левая Боярка и Боярка для зон *Kochi*, *Analogus* и *Mesezhni-*

kowi. Разрез Пахсы может рассматриваться только в качестве парастратотипа этих зон. Зона *Michalskii* была установлена В. И. Бодылевским в разрезе Паруса-Щелье на р. Ижма (бассейн р. Печора), поэтому указание на стратотип зоны *Michalskii* в разрезе р. Ятрия (восточный склон Приполярного Урала) следует рассматривать как недоразумение.

Наконец, отметим еще одно обстоятельство. Если берриасская фауна севера Сибири сравнительно полно описана в работах последних лет, то валанжинская, прежде всего аммониты, известна лишь по отдельным публикациям, поэтому описание валанжинских аммонитов было просто необходимо. Без них схема валанжина по-прежнему остается необоснованной.

Таким образом, отсутствие четких представлений о целях, которые преследует издание опорных разрезов, привело к выходу в свет неполного, недостаточно объективного описания уникальных разрезов морского неокма севера Сибири, изобилующего ошибками в номенклатуре стратона. Разумеется, такую книгу надо рассматривать лишь как отчет о проведенных работах, а не в качестве справочного пособия. Анализ приведенных недочетов, как нам представляется, поможет избежать их повторения и будет способствовать выпуску действительно фундаментальных опорных разрезов, необходимых самому широкому кругу геологов.

Вниманию читателей!

Специализированный книжный магазин № 17 «Недра» Ленкниги предлагает книгу *Б. С. Вольвовского, Н. Я. Кунина «Краткий справочник по полевой геофизике»*. М., Недра, 1977, 392 с. Цена 2 р.

Справочник представляет интерес для широкого круга геофизиков и геологов производственных научных и учебных организаций нефтяного профиля, преподавателей и студентов нефтяных вузов и факультетов.

Заказы следует направлять по адресу: 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

По получении от Вас заявки книга незамедлительно будет выслана наложенным платежом.

Издательство «Недра»

Памяти Нины Николаевны Субботиной



На восьмидесятом году жизни скончалась доктор геолого-минералогических наук, профессор Нина Николаевна Субботина, принадлежавшая к числу крупнейших специалистов-микрорепалеонтологов.

Н. Н. Субботина родилась 10 июля 1904 г. в Ялте. В 20-е годы она переехала в Ленинград, где поступила на биологический факультет Ленинградского университета и специализировалась в области протистологии под руководством проф. В. А. Догеля.

После окончания университета в 1930 г. Нина Николаевна была направлена в Нефтяной геологоразведочный институт (ныне ВНИГРИ), в котором к тому времени сформировалась группа блестящих исследователей, основоположников отечественной микрорепалеонтологии, главным образом специалистов по микрофауне мезозоя и кайнозоя (А. В. Фурсенко, А. К. Богданович, Л. Г. Дайн, Н. А. Волюшинова и др.). В 1938 г. без защиты диссертации ей была присуждена степень кандидата геолого-минералогических наук, а в 1953 г. она защитила докторскую диссертацию. В 1957 г. Нина Николаевна получила звание профессора.

Во время Великой Отечественной войны Н. Н. Субботина была назначена заместителем директора ленинградской группы Нефтяного геологоразведочного института. В дни блокады ей пришлось приложить героические усилия для сплочения коллектива, сохранения коллекционных и книжных фондов института. С 1949 по 1973 г. Н. Н. Субботина возглавляла лабораторию микрофауны, а с 1973 по 1978 г. была профессором-консультантом ВНИГРИ.

За годы работы в институте Нина Николаевна проводила исследования в разных районах СССР и за рубежом. Ею изучена разнообразная микрофауна из различных толщ мезозоя и кайнозоя. Однако основное внимание было уделено изучению фораминифер па-

леогена и неогена. Исследования по палеогену Северного Кавказа, начатые еще в 30-е годы, позволили Н. Н. Субботиной разработать зональную стратиграфическую шкалу, основанную на планктонных фораминиферах. Эта шкала принципиально применима для расчленения палеогена всего юга СССР. Предложенная Н. Н. Субботиной методика была успешно использована американскими геологами для создания планктонной шкалы палеогена Карибского бассейна. Наконец, с началом бурения в океанах так называемая планктонная биостратиграфия послужила основным методом изучения геологического строения и истории океанов.

Труды Н. Н. Субботиной — создателя планктонной биостратиграфии — получили чрезвычайно широкую известность и всеобщее признание. Помимо Северного Кавказа Н. Н. Субботина успешно занималась изучением биостратиграфии и фораминифер других районов СССР — прежде всего Предкарпатья и Западной Сибири. Активное участие принимала она в составлении тома «Простейшие», фундаментального издания «Основы палеонтологии». Всего опубликовано около 50 работ Н. Н. Субботиной (в том числе 9 монографий).

Н. Н. Субботина была прекрасным организатором. Она сумела создать крупнейшую в нашей стране лабораторию микрофауны, обеспеченную великолепным коллекционным фондом, обширной картотекой, полным подбором литературы. Ее лаборатория стала подлинным центром микрорепалеонтологических исследований мезозоя и кайнозоя. Выпускались серийные издания «Микрофауна СССР» и «Ископаемые фораминиферы СССР», регулярно проводились всесоюзные семинары по систематике и методике изучения микрофауны, издавались труды этих семинаров.

Ведущие специалисты лаборатории под руководством Нины Николаевны осуществляли активную кураторскую и консультационную деятельность. Особое значение имела работа Н. Н. Субботиной по подготовке и воспитанию кадров микрорепалеонтологов в местных организациях. В Краснодаре и Львове ею были созданы специализированные лаборатории. Совершенно исключительна заслуга Нины Николаевны в организации западносибирской школы микрорепалеонтологов и соответствующих лабораторий в Тюмени и Новосибирске, которые вместе с лабораторией ВНИГРИ внесли и продолжают вносить весомый вклад в изучение геологического строения и освоение нефтяных богатств этого важнейшего региона нашей страны. Н. Н. Субботина подготовила в Западной Сибири большой отряд высококвалифицированных специалистов, была инициатором выпуска в трудах ВНИГРИ двух крупнейших монографий по юрским и меловым — третичным фораминиферам этого региона. Последняя книга вышла под редакцией и при непосредственном участии Нины Николаевны.

Н. Н. Субботина поддерживала контакты с большинством крупных микрорепалеонтологов мира, многие из них посещали ее лабораторию, что способствовало активному обмену литературой и коллекционным материалом.

В 1957—1958 гг. Н. Н. Субботина работала в Индии, где ею также была создана микрорепалеонтологическая лаборатория.

Научно-общественная деятельность Н. Н. Субботиной чрезвычайно широка. Она была членом Межведомственного стратиграфического комитета СССР и его палеогеновой комиссии, членом Совета Всесоюзного палеонтологического общества и Комиссии по микрорепалеонтологии, входила в состав ученого совета ВНИГРИ, была членом Карпато-Балканской геологической ассоциации. Нина Николаевна избрана почетным членом Всесоюзного палеонтологического общества и Индийской ассоциации по нефти и газу.

Памяти Михаила Николаевича Годлевского

Геологическая наука понесла тяжелую утрату. 5 июня 1984 года скончался видный советский минералог и петролог, крупнейший специалист по месторождениям никеля, кобальта и платиновых металлов, признанный авторитет в области теории рудообразования, доктор геолого-минералогических наук, профессор Михаил Николаевич Годлевский.

М. Н. Годлевский родился 27 октября 1902 г. в Варшаве. Геологическое образование получил в Ленинградском горном институте, который окончил в 1930 г. Научную деятельность он начал сотрудником кафедры минералогии Ленинградского горного института и петрографо-минералогического отдела ВСЕГЕИ.

Первые исследования Михаила Николаевича посвящены вопросам геологии, минералогии и геохимии Хоперских железорудных месторождений, уральских месторождений подделочных камней и силикатного никеля, Индерских месторождений бора в Казахстане. Им описано новое месторождение пиррофиллита, открыты минералы айдырлит, курнаковит, гидроборатит. Его работы по минералогии гидросиликатов и боратов получили всеобщее признание и были высоко оценены В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, А. Н. Заварицким, А. Г. Бетехтиным, Д. И. Щербаковым, С. С. Смирновым. М. Н. Годлевский плодотворно сочетал научные исследования с педагогической работой. Написанный им в 1932 г. «Краткий курс кристаллографии» и в настоящее время считается лучшим учебным пособием в стране для студентов геологических вузов. Для «Курса минералогии» под редакцией профессора А. К. Болдырева им составлены разделы «Окислы и гидроокислы» и «Силикаты».

В предвоенный период М. Н. Годлевский работал руководителем петрографо-минералогической группы ВСЕГЕИ, доцентом и исполняющим обязанности заведующего кафедрой минералогии Ленинградского горного института, научным консультантом Института галургии и Центральной геологической библиотеки. В последующие годы он занимался проблемой генезиса медно-никелевых руд и разработкой научных основ прогнозирования и поисков месторождений сульфидного никеля. Им были написаны получившие широкую известность

Видный советский ученый и блестящий организатор Н. Н. Субботина была награждена орденом Трудового Красного Знамени, медалью «За оборону Ленинграда» и др.

Память о Нине Николаевне — замечательном ученом и организаторе, прекрасном и добродетельном человеке — навсегда сохранится в сердцах советских геологов.

Б. М. Зубарев, Л. И. Ровнин,
В. М. Волков, Р. А. Сумбатов,
В. А. Ярмолюк, В. В. Семенович,
А. И. Жамойда, К. К. Макаров,
М. С. Месезников



такие работы, как «Траппы и рудоносные интрузии Норильского района», «Медно-никелевые месторождения мира и проблемы их генезиса», «Магматические месторождения», которые вошли в золотой фонд отечественной геологической литературы.

Научные изыскания М. Н. Годлевского способствовали расширению сырьевой базы цветной металлургии на востоке и северо-западе СССР. Большое внимание он уделял подготовке и воспитанию геологических кадров. Среди его учеников много докторов и кандидатов наук, крупных специалистов, работающих в разных районах нашей страны.

За участие в работах по расширению сырьевой базы и плодотворную научно-педагогическую деятельность М. Н. Годлевский награжден орденами Ленина и Трудового Красного Знамени. Признание его заслуг отражено в названии нового минерала — годлевскита.

В течение многих лет Михаил Николаевич выполнял большую и ответственную работу, являясь заведующим отделом минералогии ЦНИГРИ, куратором Министерства геологии СССР по никелю и платиновым металлам, членом ВАК СССР, ученых советов ряда ин-

ституты и редакционных коллегий журналов — «Записки Всесоюзного минералогического общества» и «Геология рудных месторождений». До последних дней жизни он продолжал работать, консультировал молодых ученых и сотрудников многих геологических учреждений. Ему всегда были присущи неизменная доброжелательность и искренняя готовность поделиться знанием и опытом.

Память о Михаиле Николаевиче Годлевском, талантливым геологе и педагоге, отзыв-

чивом и добром человеке, навсегда сохранится в сердцах тех, кто его знал и с ним работал.

Б. М. Зубарев, В. М. Волков,
В. А. Ярмолюк, Н. Ф. Карпов,
В. А. Перваго, И. С. Грамберг,
А. И. Жамойда, А. С. Крючков,
А. И. Кривцов, Н. В. Межеловский,
В. А. Нарсеев

Вниманию читателей!

Издательство «Недра» выпускает в 1985 г. книгу «Геолого-промышленная оценка месторождений апатита».

Главный редактор А. С. Филько, отв. редакторы Р. М. Файзуллин, М. А. Свирский. Объем 15 уч.-изд. л. Ориентировочная цена 1 р. 50 коп.

В книге, подготовленной коллективом специалистов, с учетом новейших материалов дана рациональная методика проведения разведочных работ на предварительной и детальной стадиях для различных промышленных типов месторождений апатита. Методическим главам предпосланы разделы по типоморфизму апатита, группировке и строению его месторождений, природных и технологических типов апатитовых руд. Определены основные задачи и содержание стадий предварительной и детальной разведок. Приведены главные комплексы геологических, геофизических, геохимических и горно-буровых методов, обеспечивающие решение разведочных задач. Особое внимание уделено вопросам технологии обогащения и переработки апатитовых руд, горно-геологических условий эксплуатации месторождений апатита, технико-экономических обоснований кондиций и методики подсчета запасов апатитовых руд.

Работа представляет собой методическое руководство и предназначена для геологов, занимающихся разведкой месторождений как апатитового сырья, так и других полезных ископаемых, для технологов и обогатителей.

ЗАКАЗ

Адрес: 420097, г. Казань, ул. Зинина, 4, ВНИИгеолнатур, сектор геологии апатита.

Прошу выслать наложенным платежом книгу «Геолого-промышленная оценка месторождений апатита» в _____ экз.

Заказчик _____ (наименование организации, ф. и. о. и адрес заказчика)

Подпись заказчика

Книга будет рассылаться только по предварительным заказам.

CONTENTS

ENERGY RESOURCES

- Skorobogatov V. A.
Conditions of oil accumulation in the Krasnoleninskaya Zone, West Siberia 3
Daliayn I. B., Gridasov Yu. M., Dubovenko S. J., Rosadskaya A. S.
Oil and gas presence in carbonate rocks beneath the East Caspian Region 13

METALS AND NON-METALS

- Vershinin A. S.
Ore-bearing sub-formations in the nickel containing crust of weathering of ultrabasicite 18
Smirnov F. L.
The Seligdarskoe Apatite Deposit 29
Bezrodnukh Yu. P.
Environment types of the placer formation on the eastern Arctic shelf 33

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Neveeskaya L. A., Goncharova I. A., Ilina L. B., Paramonova N. P., Popov S. V., Bogdanovich A. K., Gabuniya L. K., Nosovskiy M. F.
Regional stratigraphic scale of the Neogene of the East Pre-Tethys 37
Lipatova V. V., Shidovinov S. N., Starozhilova N. N., Groshev V. G., Yanochkina V. G., Bukina T. F., Volozh Yu. A.
Information scope of the methods and criteria for the differentiation of Triassic sediments beneath the Mangyshlak Peninsula 49
Sennova V. F., Savelev V. P., Yudin V. S., Nikitina V. T.
New data on the stratigraphy of Devonian sediments in Middle and South Timan 55

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Trifonov B. A., Solomovich L. I., Doroshenko N. I., Stavinskiy V. A.
Features of the Hercynian Metallogeny in East Kirgizia 62
Kukley L. N.
Structure and stratigraphy of the Precambrian formations in the Priolkhon'e, the Western region of the Baikal 72
Rozanov L. N., Kalinina I. N.
Interpretation of space photographic lineaments 81

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Ugrumov A. N., Dvornik G. P.
Alkaline ore-bearing metasomatite in the Ryabinov Massif, the Aldan Shield 84
Strashnenko G. I., Ostapchuk V. V.
Nature of extremely high content of aluminium in vein quartz 95

GEOCHEMISTRY

- Bartashevich O. V., Belikhova V. F., Melamedova V. S., Ermakova V. I.
Geochemical features of oil from the Oymashinskoe oil field 97
Bobrinskiy V. M., Moraru K. E.
On helium presence in groundwater occurring in Moldavia 103

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Israpilov M. I., Abdurakhmanov I. M.
Formation conditions of thermal anomalies in sedimentary basins 106
Grechishchev S. E., Melnikov E. S.
Forecast of changes in geocryological conditions in the regions of Far North 112

NEWS IN BRIEF

- Kulagin S. G.
Moscow conference on a problem of „Geochemical methods of mineral deposits prospecting and protection of environment“ 117

BOOK REVIEWS

- Eremenko N. A.
A new book of the origin and prediction of accumulation of oil and gas and bitumen 120
Basov V. A., Mesezhnikov M. S., Ronkina Z. Z., Shulgina N. I.
On rules of description of key cross-sections 123
In commemoration of Nina Nikolaevna Subbotina 126
In commemoration of Mikhail Nikolovich Godlevskiy 127

Цена 1р. 60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, № 9, 1-128