

Отечественная Геология



II/1993

**ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ
В ДЕПРЕССИОННЫХ ПРОСАДКАХ**

ТИПЫ КРАТЕРОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

НЕОКОМСКИЕ КЛИНОФОРМЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН
ВОСТОКА РОССИИ**

ДРЕВНИЕ ПОРОДЫ В СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ

Отечественная Геология

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

III/1993

Учредители:

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Сианисян Э.С. Количественная оценка динамокатагенетической напряженности осадочных бассейнов . . .	3
Седых А.К. Основные этапы формирования угленосных формаций в депрессионных просадках зоны разломов	10

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Максимова М.Ф. Редкоземельные элементы в рудах гидрогенных пластово-инфильтрационных месторождений урана	14
Калодько А.А., Левин В.И., Соболев В.К., Приходин Ю.Е. Типы кратеров кимберлитовых трубок юго-восточного Беломорья	20
Киселев И.И. Концентрации ценных минералов в рыхлом покрове восточной части Балтийского щита . . .	25
Войтович В.С. О генезисе Сарановского хромитового месторождения	32

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Киричкова А.И. Фитостратиграфия триасовых и нижнеюрских отложений Восточного Урала	37
--	----

Бро Е.Г., Пчелина Т.М. Преображенская Э.Н., Десятков В.М. Параметрические скважины на Вассдаленской площади Шпицбергена	46
Кунин Н.Я., Сегалович И.Е. Стратиграфия неокотских клиноформ севера Западной Сибири	51
Худoley К.М., Мигович И.М. Палеобιοгеография континентальных окраин Востока России в меловом периоде	57

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Соколов Б.А., Холодов В.Н. Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов — новое направление геологии . . .	64
--	----

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Ненахов В.М., Абакумова Л.Н., Лыточкин В.Н. Офиолитокластовые брекчии Туркестано-Алая . . .	75
---	----

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Беляцкий Б.В., Куренцова Н.А., Васильева И.М. Древние породы в Срединно-Атлантическом хребте	81
--	----

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Зарубинский Я.И. Техногенные изменения окружающей среды в районах угледобычи	90
--	----

Художественный редактор **Е.А.Карпенко**

Редакция: **Р.В.Добролюбовская, Л.Д.Овчинникова, Г.В.Василова, Л.Б.Кожемакина**

Сдано в набор 15.06.93. Подписано в печать 21.03.94. Формат 185×270 Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 800 экз.

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

Полиграфическая база ЦНИГРИ
113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296

Количественная оценка динамокатагенетической напряженности осадочных бассейнов

Э.С.СИАНИСЯН (Ростовский государственный университет)

Общепринятая теория осадочного происхождения нефти, разработанная Н.Б.Васюковичем, И.О.Бродом, А.А.Карцесым, Н.В.Лопатиным, М.Ф.Мирчинком, В.В.Семеновичем, К.В.Родионовой, А.А.Трофимук, В.А.Успенским и др., не исключает появления отдельных вопросов, на которые в настоящее время не существует однозначных ответов. к их числу относятся несоответствия между первоначальным объемом органического вещества (ОВ), способным генерировать углеводороды (УВ), и его фактическим количеством, заключенным в залежах; между катагенетической преобразованностью ОВ, оцениваемой методом отражательной способности витринита (ОСВ), и максимальными палеотемпературами (ПТ), определяемыми другими экспериментальными и расчетными методами, и др.

В последние годы многие исследователи причину этих несоответствий видят в учете не всех видов энергии, влияющих на преобразование ОВ. Ю.А.Пецюха выделяет тектоногенный механохимический процесс генерации, первичной миграции и аккумуляции УВ. Н.В.Черский, В.П.Царев, Т.И.Сороко называют сейсмотектонический фактор, В.А.Соколов и О.В.Япаскерт — динамокатагенетический, Г.И.Амурский, Н.Н.Соловьев — тектонодинамический и т.д.

Активное развитие теории движения плит стало причиной поиска новых источников энергии, ведущих к формированию, преобразованию вещества, миграции флюидов и т.д. Большое значение для геологии осадочных бассейнов, и в частности нефтяной геологии, имеет природа отражательной способности витринита, на данных которой строятся представления о катагенетической превращенности ОВ.

Анализируя работы исследователей относительно влияния различных факторов, определяющих характер и причины изменения ОСВ, можно констатировать, что единого мнения на этот счет не существует. Совершенно очевидна роль температурного фактора, на что указывают классические труды И.И.Аммосова, В.И.Горшкова, Н.П.Гречишников и др.

Сторонники этой позиции часто приводят

примеры аномально высокой стадии катагенеза ОВ в зонах контакта осадочных пород с магматическими телами. Однако, на наш взгляд, такой пример нельзя считать достаточно «чистым», т.к. в результате магматической деятельности появляются стрессовые неравномерные нагрузки на различные участки осадочных комплексов, возникают и активизируются физические поля (магнитные, акустические, электрические и т.д.), происходит изменение газового и радиоактивного фона, что может в той или иной степени оказывать влияние на показания ОСВ (R_0). Да и сама магматическая активность может быть следствием различных геодинамических процессов.

Некоторые авторы определенную роль в изменении R_0 отводят времени, условиям захоронения ОВ. П.П.Тимофеев и Л.И.Боголюбова (1971), исследовав гелефицированную древесину широкого диапазона литификации, установили вариации ОСВ в зависимости от литологического состава пород и условий их формирования. Ими отмечено возрастание средних значений ОСВ в ряду песчаник — аргиллит — уголь. Та же закономерность отражена в статье Б.К.Чичуа (1964). Следует отметить, что А.Н.Фомин (1989), ссылаясь на работы И.И.Аммосова и собственные исследования, считает, что не всегда возможно судить о связи ОСВ с литологическим типом пород, поскольку в одних случаях фиксируется рост ОСВ от песчаников к углям, в других — снижение этих значений. А.В.Астаховым и др. [3] установлено влияние на отражательную способность угля CO_2 . Л.С.Прайс и С.Е.Баркер [11] сообщают, что в керогене, обогащенном водородом, R_0 составляет 3/5 от значения для керогена, богатого кислородом в соседних горных породах. Прямую связь между концентрацией урана и возрастанием R_0 выявил С.Роджер [12].

Еще в 1948 г. Ю.А.Жемчужниковым отмечалось, что напряжения в углеродсодержащих породах приводят к молекулярной перестройке ОВ углей; это явление было названо динамометаморфизмом.

Позднее А.Б.Травин (1950) дал оценку преобразованию динамической напряженности в тепловую энергию, которая обуслов-

ливает усиление метаморфической превращенности углей, определив как динамотермальный метаморфизм.

Л.И.Сарбеева и Н.М.Крылова (1968) наблюдали увеличение ОСВ и анизотропности на контакте витринита с «твердыми» компонентами, представленными минеральными частицами и фюзенированными фрагментами. При стрессовых явлениях, как считают авторы, а также, по-видимому, в процессе регенерации минералов, имеющем место повсюду в разрезах осадочных бассейнов, на соприкасающихся ребрах и гранях создаются дополнительные нагрузки, приводящие к молекулярной упорядоченности, что, в свою очередь, вызывает более высокую степень анизотропии и повышение ОСВ. Такое явление Н.М.Крыловой было названо «оптической аномалией». Как указывает П.Эткинс (1980), механические взаимодействия в отличие от теплового влияния создают организованное, направленное движение молекул. Развивая это положение Ю.А.Пецюха с позиций механохимии также допускает возможность увеличения ОСВ за счет стрессовых нагрузок [4].

А.А.Трофимук, Н.В.Черский, В.П.Царев и др. (1983) в настоящее время разрабатывают теорию доминирующего влияния сейсмостектонических факторов на преобразование ОВ. Возникающие при этом механохимические реакции происходят при уча-

стии внутренних генераторов энтропии активных центров и являются необратимыми, т.е. не могут быть описаны с помощью аппарата классической термодинамики обратимых процессов. В более поздней работе Н.В.Черским и др. [1] на базе лабораторных исследований и многочисленных наблюдений на природных объектах было установлено резкое повышение показаний ОСВ в зонах образования микротрещин и зеркал скольжения. Сравнивая результаты, полученные в условиях сейсмостектонического стресса и ненарушенных областей при прочих равных условиях, авторы приходят к выводу о влиянии тектонических напряжений на отражение витринита.

А.Н.Резниковым [5] на основе анализа термического развития практически всех крупных нефтегазоносных бассейнов мира, отражаемого экспоненциальной геохронотермой (ϵ_t), и степенью преобразованности органического вещества R_0 впервые дана количественная оценка динамокатагенетического фактора, названная условным показателем динамокатагенеза (УПДК, Дк) и выраженная приближенной формулой

$$Дк = 1,4 \left(\frac{0,9R_0}{\epsilon_t} \right)^{1,5} \quad (1)$$

Построенное на данных распределения этого показателя динамокатагенетического поле Терско-Каспийского прогиба (рис.1)

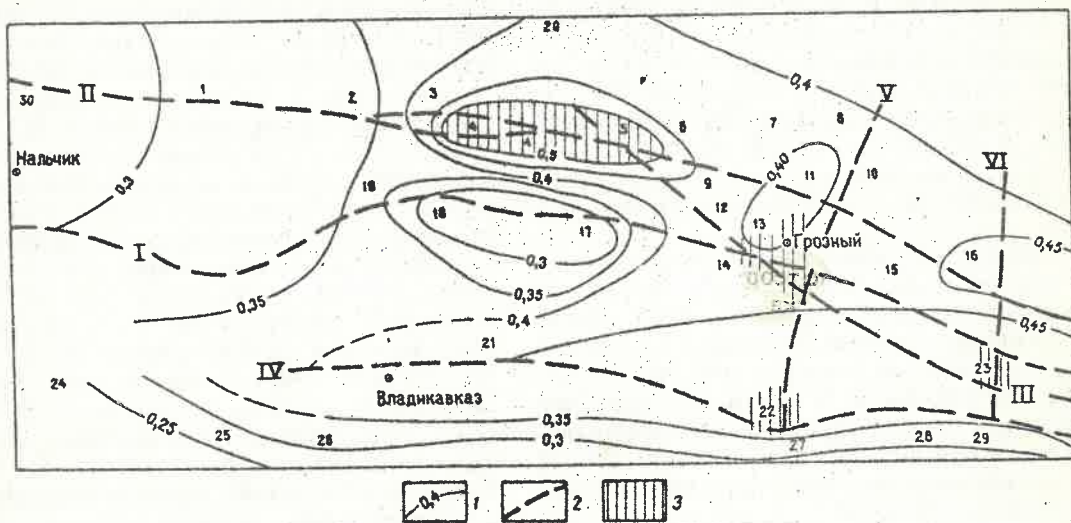


Рис. 1 Схема распределения УПДК в кровле аптских отложений Терско-Каспийского прогиба:

1 — линии равных значений Дк (пунктиром — предполагаемые); 2 — глубинные разломы: I — Пшекиш-Тырынауз-Аргудан-Сунженский, II — Срединный, III — Бенойско-Эльдаровский, IV — Черногорский, V — Аргунский, VI — Новогрозненский; 3 — области повышенных значений Дк; структуры и обнажения: 1 — Арак-Далатарецкая, 2 — Ахловская, 3 — Северо-Малгобекская, 4 — Малгобек-Али-Юртская, 5 — Эльдаровская, 6 — Северо-Минеральная, 7 — Правобережная, 8 — Червленая, 9 — Хаянкортская, 10 — Северо-Брагунская, 11 — Брагунская, 12 — Северо-Старогрозненская, 13 — Старогрозненская, 14 — Октябрьская, 15 — Ханкальская, 16 — Гудермеская, 17 — Серноводская, 18 — Карабулак-Ачалукская, 19 — Заманкулская, 20 — Алпатовская, 21 — Первомайская, 22 — Аргунская, 23 — Бенойская, 24 — Урух, 25 — Ардон, 26 — Фиагдон, 27 — Чанты-Аргун, 28 — Хулхулау, 29 — Охоли-Тлау, 30 — Кистанты

позволило выявить ряд закономерностей, связанных как с тектоническим строением региона, так и нефтегазоносностью недр [6].

В последние годы в связи с развитием термобарогеохимических (ТРХ) методов и успешным их использованием в геологии осадочных бассейнов [2, 9, 10 и др.] появились работы, в которых приводятся целенаправленные или разрозненные сведения по сравнению палеотемператур, полученных на основе ОСВ- и ТРХ- исследований. Несмотря на различие применяемых методов, многие результаты определений максимальных температур по одним и тем же объектам вполне сопоставимы. Детальный сравнительный анализ данных на примере мезозойско-кайнозойских отложений Терско-Каспийского прогиба (ТКП) показал, что отличия в большинстве своем наблюдаются в тектонически активных зонах (А.Б.Травин, 1950).

Проанализировав условия диагенеза и эпигенеза, а также радиогеохимической обстановки изучаемых комплексов ТКП (Э.В.Соколовский, 1968), следует считать, что на показания ОСВ, кроме теплового воздействия в отдельных зонах прогиба, заметно влиять может лишь динамокатагенетический фактор.

В настоящей статье автором на примере данного прогиба предпринята попытка анализа зависимости между R_0 и максимальными ПТ, определенными ТРХ-методом с использованием вакуумного декриптометра типа ВД-4. При этом результаты исследований включений в прозрачных минералах контролировались методом гомогенизации с учетом поправки на давление. Как было показано ранее [7], температуры вакуумной декриптации газово-жидких включений (T_d) приближаются с точностью до нескольких градусов Цельсия.

Для достижения поставленной цели использовалась выборка, состоящая из 59 пар определений ОСВ и T_d образцов, характеризующих разрез от миоцена до триаса и зоны с различной тектонической активностью. Кроме того, нами рассчитаны значения Дк по методу А.Н.Резникова [5]. С этой целью для каждого комплекса пород по площадям или отдельным скважинам построены хроностратиграфические диаграммы, представляющие график изменения стратиграфического уровня выбранной поверхности во времени с нанесенными на него данными ПТ, полученными экспериментальным методом. На основе анализа построенных хроностратиграфических диаграмм рассчитывается экспоненциальная

геохронотерма $\varepsilon_t = 10 \frac{\tau_\Sigma}{1000}$, где τ_Σ - произведение геологического времени (млн лет) на температуру ($^{\circ}\text{C}$). Максимальные темпе-

ратуры оценивались термобарогеохимическим методом. Очевидно, при использовании формулы (1) не рекомендуется применение данных ПТ, полученных методом витринитовой термометрии, чтобы избежать взаимообусловленности одних и тех же факторов: с одной стороны — R_0 как степени преобразованности ОВ, с другой — максимального прогрева, определенного на основе того же показателя.

Метод оценки Дк-фактора А.Н.Резникова представляется детальным и всесторонним, однако достаточно громоздким. В качестве экспресс-метода предлагается более простой способ, основанный на сравнении максимальных палеотемператур, полученных ТРХ (или каким-либо другим) путем, и значений R_0 .

Нанесенные на график R_0 — ПТ показатели указывают на существование между ними экспоненциальной зависимости (рис. 2, а). Точки на графике располагаются достаточно плотно вдоль кривой, описываемой формулой, полученной в результате статистической обработки с использованием пакета прикладных программ Systat: $R_0 = 0,101e^{0,012\text{ПТ}}$. Из выборки были исключены данные, относящиеся к зонам высокой тектонической активности, анализ которых приведен ниже. Коэффициент корреляции $r = 0,81$ свидетельствует о существовании тесной связи между R_0 и ПТ, дисперсия D составляет 0,191. Еще более тесная связь наблюдается между значениями УПДК и R_0 ($r = 0,839$), что подчеркивает влияние динамокатагенетического фактора на показания отражения витринита. В то же время отмечается слабая взаимообусловленность между фактором Дк и максимальным прогревом пород ($r = 0,528$).

Выделенная на графике ε -окрестность, не превышающая Дк, характеризует область Терско-Каспийского прогиба. Анализ данных, выходящих за пределы области дисперсии, говорит о том, что в верхней части графика они отражают зоны повышенной активности: в районах Бенойского и Аргунского выступов (см. рис. 2, а, б, точки 1-5), где фиксируются максимальные показания Дк, обусловленные тангенциальным сжатием в период формирования Черногорской моноклинали и смещением горных масс на север; в непосредственной близости от зон разломов и разрывных нарушений (точки 6-9, 12-15), а также (в меньшей степени) сводов складок (точки 10, 11). Относительно высокой динамокатагенетической активностью отличаются локальные зоны в пределах отдельных структур, как, например, Северо-Минеральная (точка 12). Точка отбора образца находится на значительном расстоянии от разрывного нарушения (200-

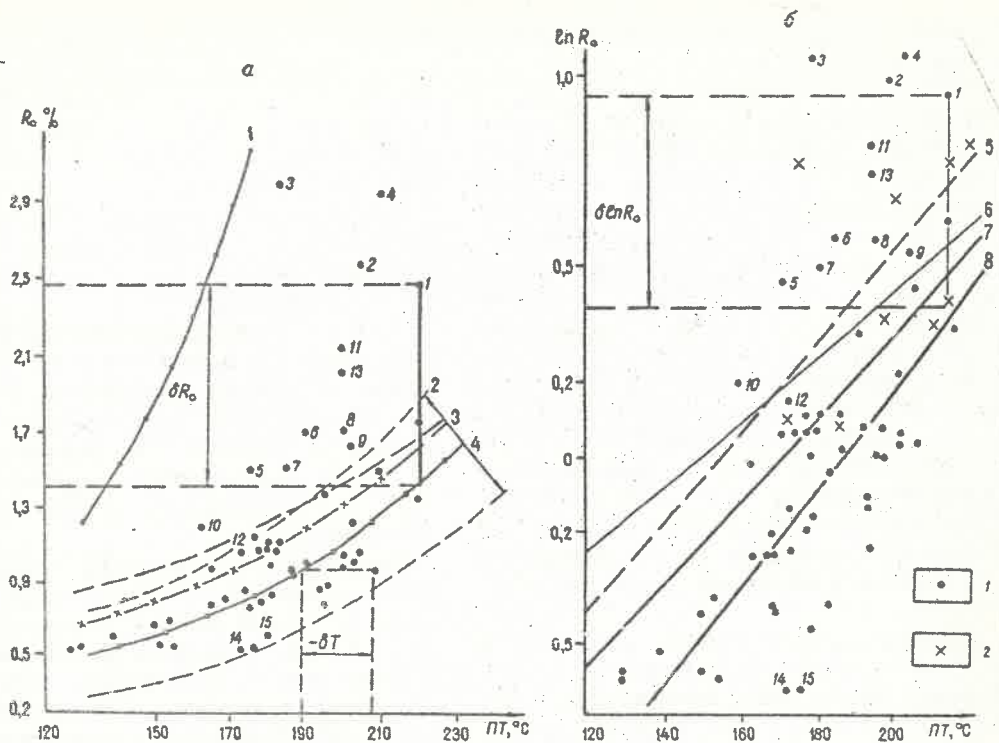


Рис. 2. Корреляция соотношений ОСВ (R_0) и температур, определенных термобарогеохимическим методом (а), $\ln R_0$ и максимальных палеотемператур (PT) (б) для ТКП и зоны сочленения Прикаспийской впадины и вала Карпинского (1 — по данным Ю.Боуна и Н.Рассела, 2 — С.Е.Баркера и М.И.Павлевича, 3 — ИГиРГИ, 5 — автора):

1 — точки характеризующие аномальные зоны ТКП; 2 — то же, Западного Предкавказья; шифр кривых: 1 — $R_0 = 0,068e^{0,022PT}$, 2 — $R_0 = 0,301e^{0,0078PT}$, 3 — $R_0 = 0,172e^{0,0102PT}$, 4 — $R_0 = 0,101e^{0,012PT}$, 5 — $\ln R_0 = 0,011PT - 1,75$, 6 — $\ln R_0 = 0,0078PT - 1,2$, 7 — $\ln R_0 = 0,01PT - 1,76$, 8 — $\ln R_0 = 0,012PT - 2,29$

250 м) на границе интенсивно воздымающегося в настоящее время блока со скоростью 5—10 мм/год [8]. В той же области графика расположены значения R_0 — PT , характеризующие образцы, отобранные в пермотриасовых отложениях площади Дружба (точка 13), где обнаружены следы древнего вулканизма.

Проявления вулканизма, но совершенно другого характера, фиксируются и в районе Октябрьского месторождения (точки 14—15). Здесь в майкопских глинистых отложениях, где стрессовые нагрузки снивелированы мощной пластичной глинистой толщей, Дк-фактор оценивается минимальными значениями [6]. В то же время в разрезе этого поднятия как в прошлом, так и по сей день отмечается повышенная термическая активность, обусловленная конвективным теплопереносом из более погруженных комплексов. Аналогичные температурные аномалии, не связанные с проявлением стрессовых тектонических напряжений, отражены в нижней части графика.

Анализ результатов исследования включений и ОСВ, полученных Г.М.Гигашивили и Г.В.Тархановым по Терско-Каспийскому

прогибу, подтверждает концепцию, изложенную в настоящей работе. Следует отметить, что согласно данным [2] практически все результаты оценки палеотемператур витринитовым методом завышены по сравнению с ТРХ-определениями.

Корреляция многочисленных данных ОСВ и максимальных палеотемператур по различным бассейнам, известная под названием шкалы ИГиРГИ, также отвечает экспоненциальной зависимости $R_0 = 0,172e^{0,0102PT}$ ($r = 0,99$). Учитывая, что указанные материалы были собраны в разновозрастных отложениях, в бассейнах с различной тектонодинамической напряженностью, этот график следует считать как усредненный для осадочных бассейнов.

Зависимости, аналогичные предыдущим, были получены С.Е.Баркером и М.И.Павлевичем [9], а также Ю.Боуном и Н.Расселом по бассейну Купер-Эроманга Южной Австралии [10]. Приведенные в [10] температуры, определенные методом гомогенизации по-видимому, не соответствуют истинным максимальным палеотемпературам. Например, по их данным значения $R_0 = 2\%$ отвечают температурам 152—155 °C, $R_0 =$

1% для 122—125 °С, в то время как по шкале ИГиРГИ такие показания отражения витринита должны характеризовать прогрев 235 и 175 °С соответственно. Заниженные по отношению как к истинным, так и трансформированным по шкале ИГиРГИ значения температур обусловлены, как указывают сами авторы, неучетом поправок на давление. Тем не менее для иллюстрации на рис. 2 а нанесена полученная этими исследователями кривая, отражающая зависимость R_0 от температуры гомогенизации, которая описывается формулой $R_0 = 0,068e^{0,022T}$ ($n = 34, r = 0,9$). Несмотря на то, что температуры гомогенизации занижены по отношению к истинным, общий характер связи между указанными параметрами сохраняется таким же, как по ТКП и обобщенным данным по осадочным бассейнам.

Корреляция отражения витринита и максимальных температур, полученная С.Е.Баркером и М.П.Павлевичем [9], описывается формулой $R_0 = 0,301e^{0,0078PT}$ ($r = 0,84$). Для оценки максимальных палеотемператур авторами использовались комплексные исследования, и в результате полученная кривая по расположению на графике и характеру изменения приближается к усредненной по осадочным бассейнам, построенной по данным ИГиРГИ, и попадает в область значений для Терско-Каспийского прогиба.

Для удобства дальнейшей работы с данными экспериментальных определений R_0 и ПТ, их соотношениями в математическом выражении полученные результаты представлены в полулогарифмическом масштабе. В этом случае зависимости $\ln R_0$ от ПТ будут иметь следующий вид: для ТКП

$$\ln R_0 = 0,012PT - 2,29, \quad (2)$$

по шкале ИГиРГИ

$$\ln R_0 = 0,01PT - 1,76, \quad (3)$$

по результатам [9] — $\ln R_0 = 0,0078PT - 1,2$ (см. рис. 2, б). Наглядно видно, что прямая, построенная по обширным материалам ИГиРГИ, проходит между линиями, отражающими палеодинамокатагенетическую напряженность различных бассейнов.

На тот же график в виде отдельных точек нанесены данные по сверхглубоким скважинам Западно-Кубанского прогиба, расположенным вблизи Ахтырской шовной зоны, классифицируемой многими геологами как надвиг (Северо-Дмитриевское и Левкинское поднятия). Все точки, отражающие тектонически активные участки разреза, разместились в верхней части графика над прямой ТКП (см. рис. 2, б). В разрезе скважин и по образцам керна палеогенового комплекса можно отчетливо видеть, что пласты под-

надвига заметно смещены и деформированы, отмечаются плоскости скольжения. Кроме тангенциальных сил, за счет тектонического фактора были созданы дополнительные напряжения, направленные вкрест и диагонально напластованию. По-видимому, эти суммарные усилия ответственны за увеличение Дк-фактора, который здесь в 2—3 раза выше, чем в зонах относительно спокойных областей Предкавказья.

Нами также были исследованы образцы пород по тектонически активным областям Прикаспийской впадины в зоне сочленения с валом Карпинского. Особенностью района является широкое развитие в палеозойском разрезе покровно-надвиговых структур, плоскостей скольжения. В результате статистической обработки данных ПТ и ОСВ по одним и тем же образцам получена зависимость: $\ln R_0 = 0,011PT - 1,75$ ($n = 16, r = 0,9$). Эта прямая располагается над линиями обобщенных значений ОСВ и максимального прогрева по данным ИГиРГИ, отражающим «спокойные» зоны Терско-Каспийского прогиба, пересекает поле высокой тектонической активности ТКП и Западно-Кубанского прогиба. В то же время интересно отметить, что точка, отражающая соотношение $\ln R_0$ — ПТ для Прикаспийской сверхглубокой скважины ПСГ-1 из интервала 5625—5633 м (образец любезно предоставлен Т.П.Волковой), находящейся в относительно спокойной безинверсионной зоне, в точности ложится на линию данных ИГиРГИ.

Построенные графики, описывающие условия развития бассейнов, имеют определенные для конкретных зон, комплексов, бассейнов тангенсы углов наклона прямой к оси ПТ, отвечающие градиентам $\ln R_0$. Очевидно, этот параметр является одним из количественных показателей динамокатагенетической напряженности районов аналогично геотермическому градиенту, характеризующему тепловое поле. Для каждой зоны этот показатель отражает темп нарастания R_0 с увеличением ПТ. Примечательно, что в представленных в статье регионах, различающихся расположением, тектоническим развитием, возрастом отложений, градиенты $\ln R_0$ отличаются незначительно. В то же время сравнение градиентов $\ln R_0$ позволяет констатировать, что, например, в пределах Терско-Каспийского прогиба динамокатагенетические процессы оказывают большее влияние на R_0 , чем в среднем по осадочным бассейнам. Количественно это положение можно выразить значением C — отношением коэффициентов при аргументах ПТ в формулах (2) и (3), т. е. $C = 0,012/0,01 = 1,2$.

Таким образом, выполненный анализ

- R_0 расчет. может быть выражен либо в процентах отражения витринита (см. рис. 2 *а*), либо в безразмерных единицах в случае $\delta \ln R_0 = \ln R_0$ фактич. - $\ln R_0$ расчет. (см. рис. 2, *б*). Поскольку показатель часто принимает значения, равные десятым и сотым долям единицы, для построения карт и разрезов целесообразно использовать его значения, умноженные на 100, т. е. $100 \delta \ln R_0$.

В областях динамокатагенетической напряженности δR_0 или $\delta \ln R_0$ будут иметь положительный знак и тем большее значение, чем большее динамокатагенетическое напряжение испытывала зона по сравнению со «спокойными» участками. Соответственно в случае локального прогресса, особенно в зонах растяжения, в процессе образования крупных трещин, когда изменение ОСВ происходит исключительно за счет температурного фактора, δR_0 и $\delta \ln R_0$ будут иметь отрицательный знак. Аналогичным образом можно оценить степень динамокатагенетической напряженности бассейна в целом или его участка относительно усредненных параметров.

Представляется интересным сопоставление оценки Дк-фактора по методике А.Н.Резникова [6] и показателя динамокатагенетической активности $\delta \ln R_0$ на основе предложенной методики. С этой целью был проведен корреляционный анализ трех выборок: в тектонически активных зонах Терско-Каспийского, Западно-Кубанского прогибов и в относительно «спокойных» областях ТКП. В зонах высокой напряженности эта связь достаточно тесная, о чем свидетельствуют значения их коэффициентов

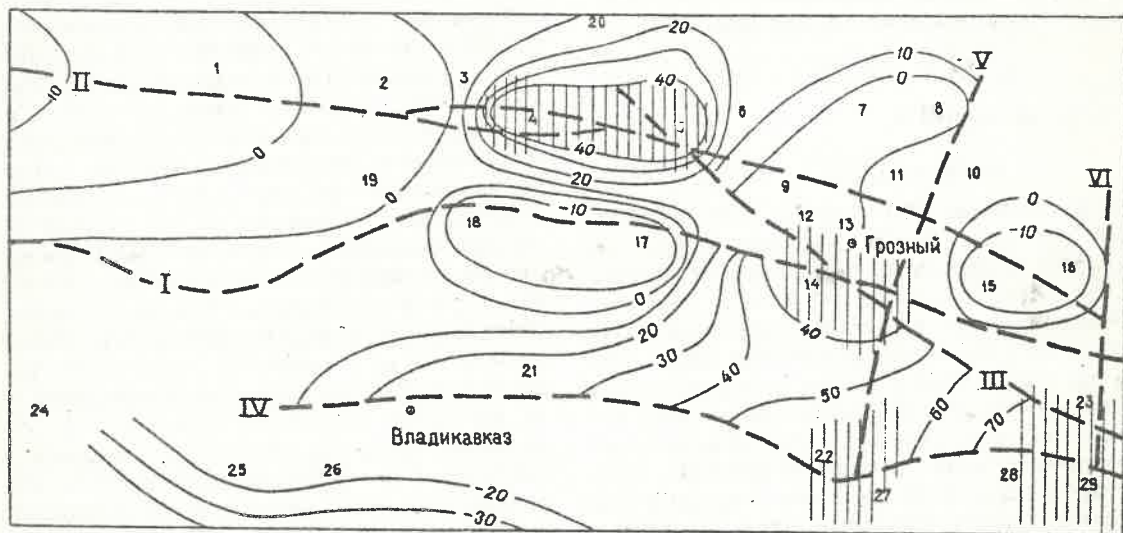


Рис.3. Схема изолиний динамокатагенетической напряженности мезозойско-кайнозойских отложений Терско-Каспийского прогиба:

усл. обозн. см. рис. 1

корреляции, соответственно 0,74 и 0,89. Для третьей выборки корреляционной связи между D_k и $\delta \ln R_0$ не обнаружено. Такой результат вполне закономерен, поскольку D_k , судя по формуле (1), отражает суммарную преобразованность вещества, включая и «нормальный» эпигенез пород, а показатель динамокатагенетической активности $\delta \ln R_0$, представляющий разность между фактической в конкретной точке и фоновой преобразованностью ОВ, характеризует направленно лишь процесс тектонодинамической напряженности (при отсутствии или учете других факторов, влияющих на R_0). В зонах тектонической активности оба параметра фиксируют повышение динамокатагенетической напряженности. В областях же «спокойного» эволюционного преобразования пород УПДК увеличивается в направлении поступательного развития эпигенеза отложений, в то время как $\delta \ln R_0$ стремится к нулю, а в соответствующей ε -окрестности может принимать и отрицательные значения. Кроме того, в последнем случае изменение обоих показателей может быть незначительным и находиться в пределах точности методов.

Как видно из рис. 3, картина динамокатагенетической активности мезозойско-кайнозойских отложений ТКП близка к построенной на основе распределения УПДК (см. рис. 1), достаточно детально охарактеризованной в [7].

Таким образом, анализ опубликованных данных и результатов исследований автора по различным бассейнам свидетельствует о влиянии тектонодинамических напряжений на значения ОСВ, количественную оценку которых рекомендуется определять на основе вышеописанной методики посредством показателя динамокатагенетической активности $\delta \ln R_0$. Используя предложенные построения и формулы представляется возможным охарактеризовать степень катагенетической напряженности бассейна, зоны, отдельных участков разреза, сравнить либо с другими геологическими объектами, либо

усредненными параметрами по осадочным бассейнам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влияние тектоносейсмических процессов на образование и накопление углеводородов / Н.В.Черский, В.П.Царев, Т.И.Сороко и др. — Новосибирск: Наука, 1985.
2. Гигахвили Г.М., Тарханов Г.В. Комплексирование методов палеогеотермии на примере Терско-Каспийского прогиба. — М., 1985. Деп. в ВИНТИ. № 6674.
3. Изменение при газонасыщенности отражательной способности угля — признак его разуплотнения пленками сорбата / А.В.Астахов, А.В.Бумин, А.И.Кецлах и др. // Докл. АН СССР. 1989. № 3. С. 631—633.
4. Пецюха Ю.А. Реализация генерационного потенциала нефтегазопроизводящих пород на больших глубинах под воздействием тектоногенных механических процессов // Условия нефтегазообразования на больших глубинах. М., 1988. С. 143—149.
5. Резников А.Н. Прогноз фазового состояния углеводородных скоплений на больших глубинах по хронобаротермическим критериям // Сов. геология. 1988. № 5. С. 34—43.
6. Резников А.Н., Сианисян Э.С. Количественная оценка динамокатагенетического фактора в связи с нефтегазонасыщенностью // Сов. геология. 1991. № 11. С. 11—16.
7. Сианисян Э.С., Резников А.Н. Палеотермическая характеристика глубокозалегающих горизонтов Терско-Каспийского прогиба // Геология нефти и газа. 1991. № 3. С. 42—45.
8. Сианисян Э.С., Сианисян С.С. Выявление зон трещиноватости глубокопогруженных горизонтов на основе изучения современной геодинамики и гидрогеохимии // Изв. СКНЦ ВШ. 1991. № 1. С. 97—102.
9. Barker C.E., Pawlewicz M.Y. The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter // Lecture Notes in Earth Sciences 5. Springer-Verlag, Berlin. 1986. P. 79—93.
10. Bone Y., Russell N.J. Correlation of vitrinite reflectivity with fluid inclusion microthermometry: Assessment of the technique in the Cooper/Eromanga Basins, South Australia // Australian Journal of Earth Sciences. 1988. № 35. P.567—570.
11. Price L.C., Barker C.E. Suppression of vitrinite reflectance in amorphous rich kerogen — major unrecognized problem // Y.Petrol Geol. 1985. № 1. P. 59—84.
12. Roger S. Effects of radiation exposure on indicators of thermal maturity // Org.Geochem. 1984 № 4. P. 183—186.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

Основные этапы формирования угленосных формаций в депрессионных просадках зон разломов

А.К.СЕДЫХ (ДВПИ)

Разломы и сопровождающие их зоны повышенной проницаемости земной коры широко известны как рудоконтролирующие структуры в рудных поясах континентов. Влияние разломов на концентрацию углеводородов подтверждается многочисленными исследованиями в нефтегазовых провинциях мира. Угленосные формации образуют своеобразный тип в депрессионных провалах зон разломов, широко распространенных на обширной территории континентальных окраин Тихоокеанского подвижного пояса.

На примере многочисленных месторождений бурого угля Приморья палеоген-неогенового возраста рассмотрим основные этапы

формирования угленосных формаций приразломного типа.

Образование свободных полостей вдоль сдвигово-раздвиговых зон подробно изучалось В.П.Уткиным (1988) на примере рудоносных и магматических структур Сихотэ-Алиня. В Приморье известно около 30 угленосных впадин, связанных с разломами. Они выполнены терригенными и вулканогенными отложениями палеогена и неогена. Впадины одной группы приурочены к сдвигово-раздвиговым зонам северо-северо-восточного простирания и образуют депрессионные провалы тектонического типа, а другой -- простираются перпендикулярно впадинам первой группы и формируют субши-

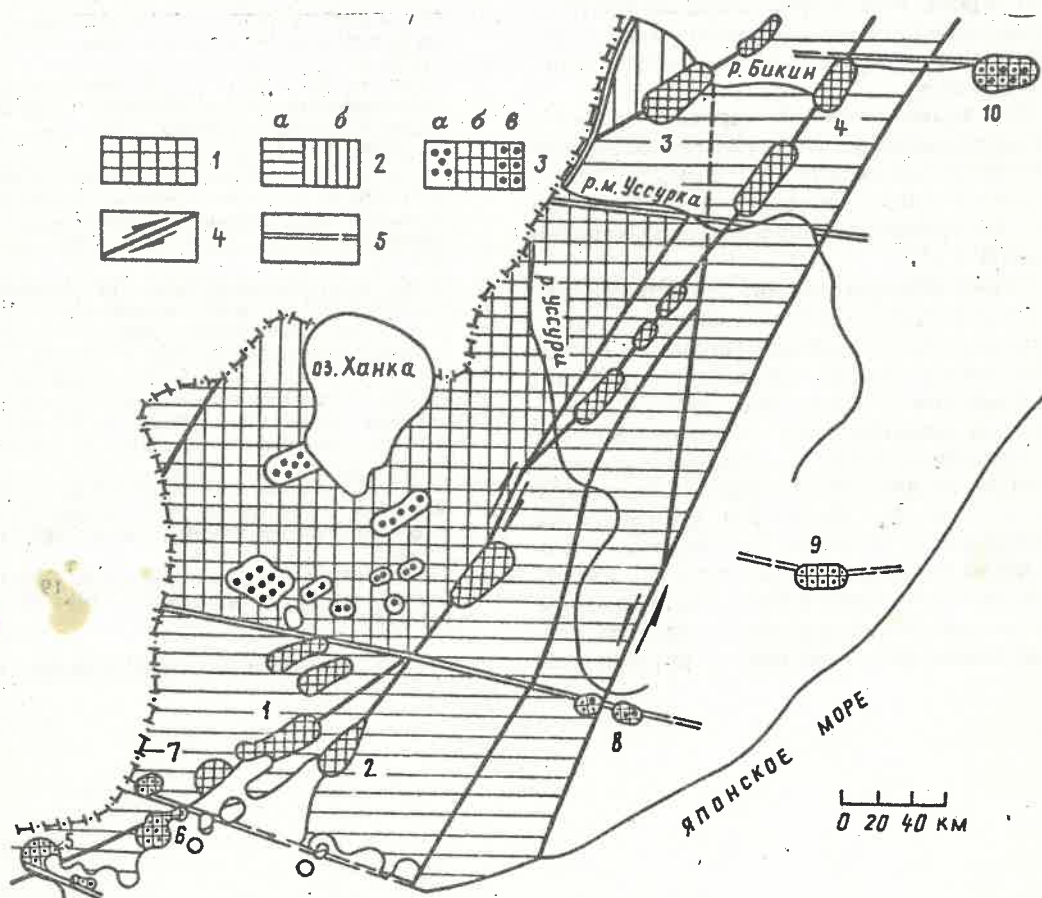


Рис.1.Тектоническая схема кайнозойских угленосных впадин Приморья:

1 — Ханкайский срединный массив; 2 — области складчатости: а — позднепалеозойской, б — мезозойской; 3 — угленосные впадины: а — эрозионно-тектонические, б — тектонические (1 — Угловская, 2 — Шкотовская, 3 — Бикинская, 4 — Среднебикинская); в — вулканотектонические (5 — Краскинская, 6 — Пойминская, 7 — Нарвская, 8 — Березовская, 9 — Зеркальнинская, 10 — Верхнебикинская); 4 — основные северо-восточные сдвиговые зоны; 5 — разрывные субширотные зоны

ротные раздвиговые зоны и структуры вулканотектонического типа (рис. 1).

Вдоль основных сдвиговых зон тектонических впадин фиксируется устойчивое правостороннее смещение по направлениям $20\text{--}40^\circ$ для палеогена и $50\text{--}70^\circ$ для неогена. Вдоль сдвиговой зоны между смежными тектоническими блоками чередуются участки растяжения и сжатия. Полости, образующиеся в зонах растяжения, выполняются комплексом терригенных отложений, включая, как правило, два угленосных горизонта.

Сдвиговая природа образования депрессионных просядок в Приморье вдоль основных северо-северо-восточных разломов доказывается замерах ориентировок борозд скольжения на плоскостях разрывов (А.К.Седых и др., 1977; В.П.Уткин, 1988).

С момента возникновения вулканотектонические угленосные впадины испытывали преимущественно деформации растяжения, вызванные их перпендикулярной ориентировкой к общему фронту сдвиговых перемещений (см. рис. 1). Эти депрессионные просядки имеют субширотные простирания. Состав чехольного выполнения отличается широким развитием вулканогенных образований, формировавшихся синхронно с терригенными слабо угленосными (один гори-

зонт). Центры вулканических аппаратов обычно приурочены к местам пересечения северо-северо-восточных сдвиговых зон с субширотными раздвиговыми. Состав вулканогенных образований самый разнообразный, с преобладанием лав основного состава.

Образование формаций, выполняющих присдвиговые угленосные впадины Приморья, проходит, как правило, в несколько этапов.

I этап -- вскрытие, образование микститового комплекса угленосной формации (рис. 2, 3). Первоначально узкая, протяженная щель и прилегающие к ней шарнироподобно опущенный блок заполняются грубозернистыми неотсортированными и слабо окатанными породами, сносимыми с размывающихся бортов и привнесенными временными потоками, устремившимися в образовавшуюся полость. Материал сосредотачивается в наиболее погруженной приразломной части депрессии. Процесс осадконакопления носит неравномерный и изменчивый характер. Одновременно с накоплением континентальных образований склонового и речного типов периодически меняются фациальные условия с формированием озерных (лагунных) отложений. При этом в

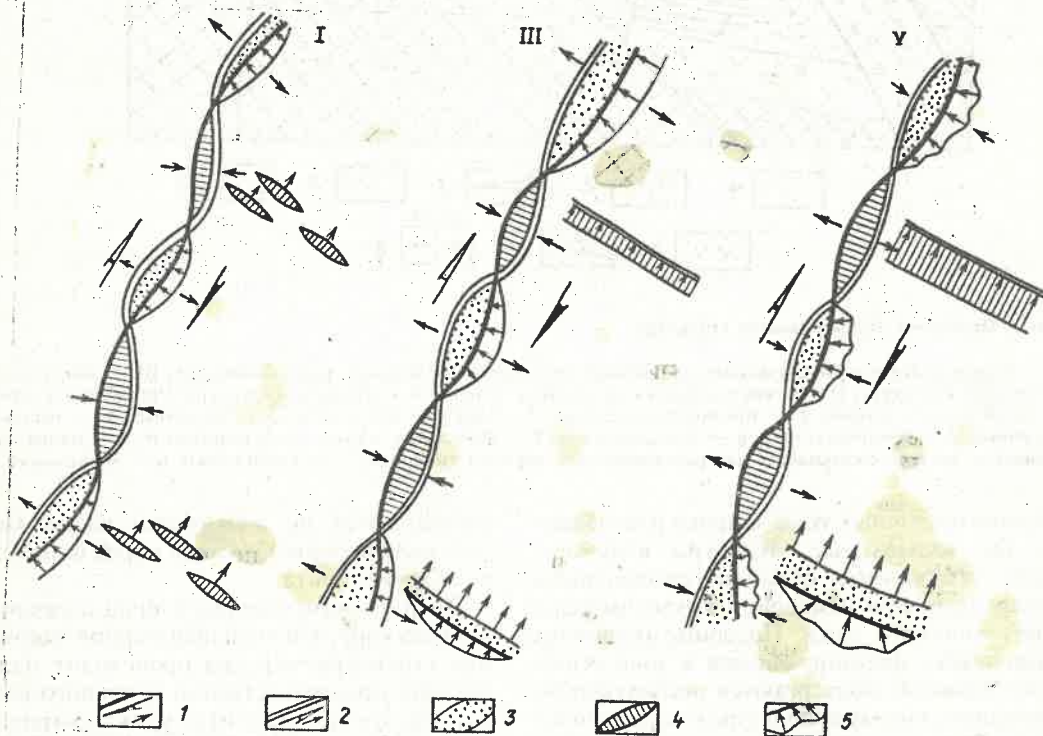


Рис.2 Схема последовательности деформации вдоль сдвига

основные этапы деформаций: I — вскрытие структуры, III — максимальное раскрытие, V — инверсия, закрытие структуры; 1, 2 — мобильный и стабильный блоки и направления основных деформаций; зоны: 3 — раздвигов, 4 — надвигов (односторонние грабены); 5 — прираздвиговые зоны, вовлеченные в прогибание (зоны торфонакопления в депрессионных просядках)

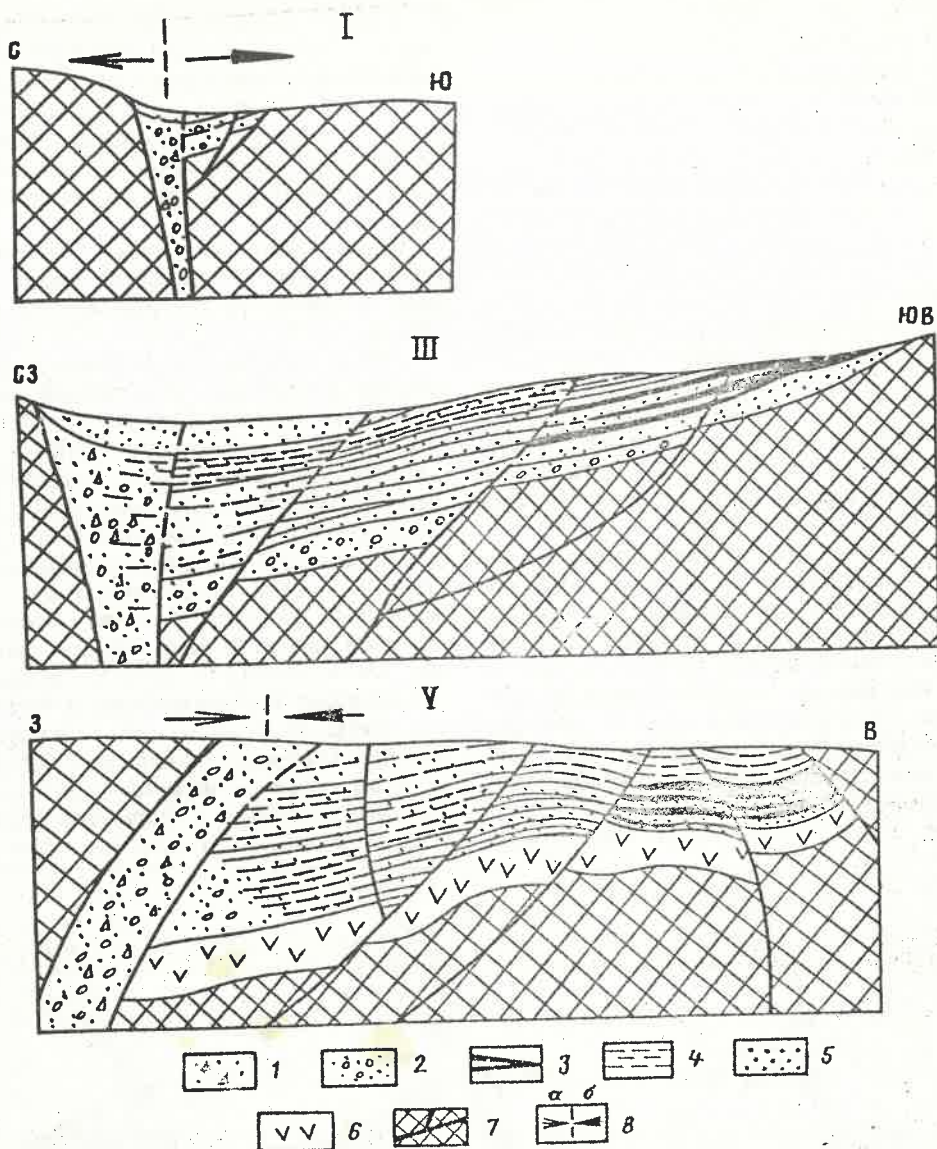


Рис.3. Основные этапы развития структур:

I — вскрытие структуры (Лузановская эрозионно-тектоническая впадина, ранний миоцен), III — максимальное раскрытие структуры (Угловская тектоническая впадина, эоцен), V — закрытие структуры (Челябинский грабен, поздний триас); фации: 1 — пролювия и склонов, 2 — руслово-пойменные, 3 — болотные, 4 — озерные и лагуны, 5 — проточных озер, 6 — вулканогенные; 7 — фундамент, нарушенный разрывами; 8 — направление основного вектора сжимающих или растягивающих деформаций блоков: а — стабильного, б — мобильного

составе осадочных толщ широко развиваются так называемые «текстуры взмучивания», вызванные обвальными оползновыми процессами при изменении крутизны седиментационного ложа. Подобные осадочные комплексы, формирующиеся в зоне основного разлома, подвергаются последующему дополнительному дроблению и перемещиванию. Они отнесены к микститам тектоно-гравитационного типа (М.Г.Леонов, 1988). Максимальная мощность этих образований отмечена в Угловской и Бикинской впадинах и достигает 300 м. Отложения легко

распознаются по хаотически расположенным включениям обломков пород близлежащего фундамента.

По разломам, наиболее проникающим в земную кору, в начальный период зарождения структуры нередко происходит излияние лав преимущественно основного состава, образуются микститы, вулканогравитационного типа (М.Г.Леонов, 1988). В Приморье чаще всего этот тип встречается в составе угленосных формаций вулканотектонических впадин Прибрежного пояса и Хасанского блока (см. рис. 1).

II этап — раннее компенсированное прогибание, формирование нижней угленосной толщи. В пределах стабильного борта впадины происходит последующее компенсированное прогибание с образованием угльной залежи, а в удалении от приразломного борта — чередование компенсированного и недокомпенсированного прогибания с формированием угольных пластов с переслаиванием глинистых отложений озерного типа, русловых и пролювиальных фаций. На заключительной стадии этапа, при дальнейшем раскрытии структуры начинают преобладать озерные условия и отлагаются преимущественно тонкозернистые глинистые породы. Непокойные условия седиментации, особенно в приразломной и прилежащей к ней зонах, способствуют образованию в осадочных толщах «текстур взмучивания». Вкрест простираения заполняющегося прогиба сохраняется общая закономерность увеличения зернистости осадочного материала по направлению к мобильному борту. В этом же направлении происходит расщепление угольных пластов, уменьшение их мощности до полного выклинивания, увеличение минеральных примесей в углях.

Нижняя угленосная толща распространена повсеместно, мощность ее изменяется в широких пределах, достигая максимума (500 м) в Угловской и Бикинской впадинах. Среди палеогеновых отложений Приморья она выделена в угловскую свиту (эоцен-олигоцен).

III этап — недокомпенсированное прогибание, или максимальное раскрытие, формирование глинистой толщи (см. рис. 2, 3). Раздвижение вдоль основного разлома достигает максимума и на месте депрессионной просадки образуется озеро (лагуна). При этом на значительной площади накапливаются глинистые отложения застойных озер, а вблизи приразломного борта — песчано-глинистые проточных озер с «текстурами взмучивания». Монотонная песчано-глинистая толща известна в многочисленных впадинах рассматриваемого типа. В Приморье она представлена надежинской свитой (олигоцен) среди палеогеновых отложений. Мощность отложений свиты 150–650 м.

IV этап — начало инверсии, или позднее компенсированное прогибание, формирование верхней угленосной толщи. Переход через максимум раскрытия за счет смены кривизны профиля сдвига на противоположный (см. рис. 2) обусловил смену деформаций растяжения на сжатие в границах депрессии. Уменьшаются площади осадконакопления, происходят обмеление бассейна и смена озерного режима озерно-болотным. Возобновляются процессы углеобразования. Приразломный борт теряет свою актив-

ность, и наиболее угленасыщенная часть разреза формации смещается в центральную прогнутую часть депрессии. На периферии области осадконакопления за счет сокращения площади седиментации фиксируются мощные размывы, формируются русловые фации.

Верхняя угленосная толща тоже широко распространена в Приморье и представлена усть-давыдовской свитой (нижний — средний миоцен). Ее максимальная мощность (до 650 м) установлена в Шкотовской и Бикинской впадинах.

V этап — инверсия, или закрытие структуры (см. рис. 2, 3). Он отражает геодинамические процессы, происходящие по уже определившемуся комплексу отложений угленосной формации, выполняющих депрессию. Инверсию испытывают, как правило, палеозойские и мезозойские впадины. В результате интенсивного сжатия сбросы и сбросо-сдвиги трансформируются во взбросы, надвиги и даже тектонические покровы (Челябинский грабен, Чульманская впадина и др.). Отмечается наиболее интенсивный размыв бортов сформировавшейся структуры, что в ряде случаев приводит к полному размыву делювиального шлейфа и угольной залежи стабильного борта.

Рассматриваемые впадины Приморья находятся еще в начальной стадии инверсии.

Таким образом, последовательность формирования приразломных угленосных впадин во времени и пространстве отражает вполне закономерный процесс деструктивного тектогенеза в сочетании с осадконакоплением вдоль сдвиговых зон криволинейного характера (см. рис. 1, 2).

Вулкано-тектонические угленосные впадины (Краскинская, Верхнебикинская и др.) расположены перпендикулярно к общему фронту сдвиговых перемещений (см. рис. 1). Выполняющие их угленосные формации начиная с позднего палеоцена накапливались в условиях растяжения земной коры и в отличие от присдвиговых впадин не включают IV и V этапы (см. рис. 2). Для этих формаций характерны слабая угленасыщенность отложений, более пестрый и фациально изменчивый состав, наличие синхронно формирующихся вулканогенных образований.

Сформулируем основные выводы изучения приразломных угленосных впадин Приморья.

1. Начиная с позднего палеоцена на территории Приморья активизировались сдвиговые подвижки вдоль основных северо-северо-восточных зон разломов, совпадающих с общим простираемием мезозойских.

2. В образующихся присдвиговых полях земной коры, а также в зонах раздви-

гов, ориентированных перпендикулярно к фронту сдвиговых перемещений, в течение палеогена -- неогена накапливались своеобразные угленосные формации.

3. Присдвиговые угленосные формации представлены в основании микститовым горизонтом мощностью 0 — 300 м, переходящим вверх по разрезу в угленосный горизонт угловской свиты мощностью до 500 м, постепенно замещающийся песчано-глинистым горизонтом надеждинской свиты мощностью до 400 м. Завершает разрез угленосный горизонт усть-давыдовской свиты мощностью до 650 м. Общая мощность угленосной формации 1500 — 1800 м, возрастной диапазон — от верхнего палеогена в основании до нижнего — верхнего миоцена в верхних частях разреза. Формация преимущественно континентальная. Слабое влияние лагунных условий отмечается в западных районах Угловской впадины (Тавричанское месторождение угля). Установлена асимметричность строения формации вкрест простирания, вблизи приразломного борта впадин преобладают грубозернистые фации и отмечается слабая углистость. По направлению к стабильному борту увеличивается роль озерно-болотных фаций, формирую-

щих иногда мощные угольные пласты до залежей мощностью в несколько десятков метров. Общая динамика среды осадконакопления увеличивается к приразломному борту с интенсивным расщеплением угольных пластов в этом направлении.

4. Угленосные формации раздвиговых зон характеризуются разрезом трансгрессивного типа с микститовым горизонтом в основании, переходящим вверх по разрезу через слабо угленосный горизонт в песчано-глинистый. Общая мощность угленосной формации 600 — 1500 м, возраст ее тот же, что и возраст присдвиговых угленосных формаций. Большинство формаций имеют асимметричное строение вкрест простирания с преобладанием грубозернистых фаций и вулканогенных образований вблизи приразломного борта. Угленосность слабая, приурочена к наиболее стабильным бортам впадин.

5. Рассматриваемые угленосные формации представляют интерес также как объекты поиска промышленных концентраций германия в углях и углистых породах.

Принята редколлегией 31 августа 1992 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.495

© М.Ф.Максимова, 1993

Редкоземельные элементы в рудах гидрогенных пластово-инфильтрационных месторождений урана*

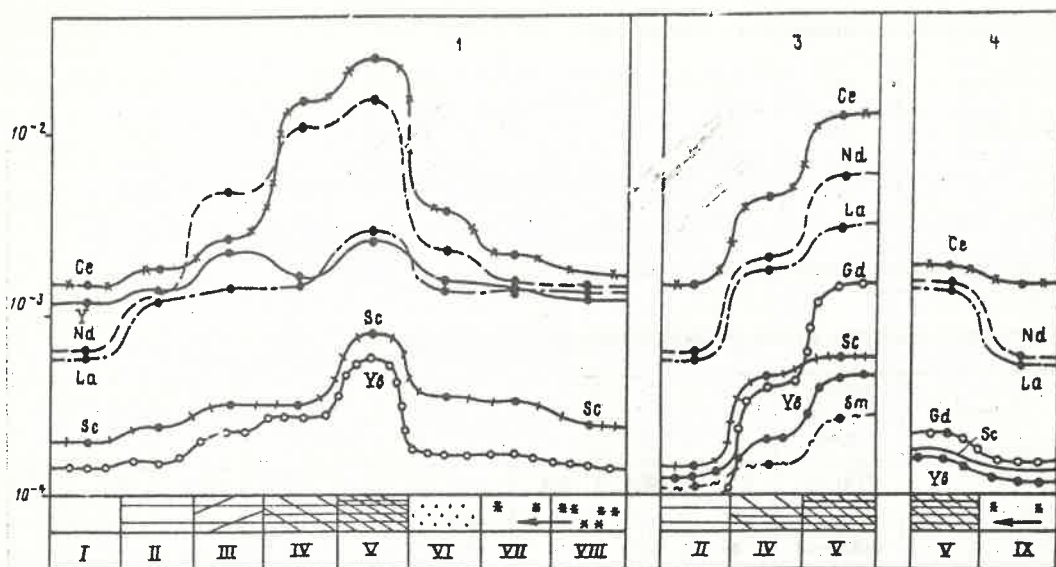
М.Ф.МАКСИМОВА (ВИМС)

Статья С.М.Кравченко и соавторов преследует цель доказать отсутствие концентрации моновалентных редких и редкоземельных элементов в рудах пластово-инфильтрационных месторождений урана. Делается это в противовес не только данным, изложенным в работах Е.М.Шмариовича с соавторами [5—8], но и своему собственному материалу. Так, С.М.Кравченко с соавторами [2] отмечают, что руды несколько обогащены лантаноидами и иттрием по сравнению с зарудными песками — в 1,5—3 раза. Больше того, сами авторы не исключают,

что некоторая часть лантаноидов, особенно легко выщелачиваемая, накапливается в рудах с минералами урана по механизму, предлагаемому в работах [6—8]. После этого следует вывод, противоречащий сказанному: «Таким образом, данные авторов не подтверждают сведений о значительном накоплении лантаноидов в рудах пластово-инфильтрационных месторождений урана».

Не ясно, что подразумевают авторы под «значительным накоплением»? Количественной стороны коснемся ниже. Хотя принципиальный вопрос не в количественной характеристике, а в том, есть ли накопление моновалентных элементов на геохимическом барьере или нет. Е.М.Шмариович с соавторами утверждают, что есть. С.М.Кравченко с соавторами пытаются до-

* По поводу статьи: С.М.Кравченко, Б.И.Омельяненко, А.Ю.Беляков. Редкоземельные элементы в рудах гидрогенных пластово-инфильтрационных месторождений урана // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4 С. 69—79.



Распределение элементов в профиле эпигенетической зональности месторождений 1, 3, 4 Чу-Сарысузской провинции (данные по месторождениям 3 и 4 заимствованы из табл. 6 [2]):

I — неизменные породы; II — ореол; руда: III — бедная, IV — рядовая, V — богатая; VI — вынос; VII — частичный, VIII — неполный; IX — ЗПО

казать, что этого накопления нет, хотя сами же говорят, что содержания лантаноидов, Sc и Y в руде выше, чем в зарудных песках.

Одним из основных методических приемов для установления эпигенетичности накоплений любых элементов является сравнительный анализ их содержания в безрудных неокисленных вмещающих породах с таковыми на геохимическом барьере. Согласно этому методу С.М.Кравченко с соавторами [2] признали, что такие накопления имеются, хотя и незначительные.

Построения авторов основаны на не совсем представительном материале: исследованы лишь 52 пробы из трех месторождений. Опыт изучения инфильтрационных месторождений показал, что распределение эпигенетических элементов, как поли- так и моновалентных, очень прихотливое. содержание всех сопутствующих урану металлов колеблется от кларковых до значительных даже в руде с высокими количествами урана. Если учесть, что закономерности распределения элементов следует рассматривать в профиле эпигенетической зональности, которая включает: зону окисления (с подзонами частичного, неполного и полного окисления), зону восстановления с подзонами разрушающихся и формирующихся руд (богатых, рядовых, бедных, ореолов рассеяния), плюс безрудные породы — то для представительной характеристики необходимо проанализировать не меньше 60—100 проб для каждого месторождения. Именно для каждого, т.к. уровень содержаний и набор элементов различны от месторождения к мес-

торождению даже в пределах одной провинции (рисунок). Например, рассмотрим распределение поливалентных (Se, Mo) и моновалентных (Sc, Y, Yb) элементов в профиле эпигенетической зональности в палеогеновых и меловых аллювиальных песках ряда месторождений Чу-Сарысузской провинции (ЧСП), расположенных вблизи месторождений, описанных в статье С.М.Кравченко и др. [2]. Se, Mo определены рентгеноспектральным анализом (PCA), Sc, Y, Yb — количественным, данные которого были подтверждены нейтронно-активационным методом.

Аналитический материал показывает, что все элементы, как поли-, так и моновалентные, характеризуются прихотливым распределением — от близкларковых до очень значительных. Максимальные содержания всех элементов за исключением селена, как правило, приурочены к богатой (реже рядовой) руде. В безрудных сероцветных, окисленных породах и ореоле рассеяния содержания элементов наиболее низкие.

Характерным элементом инфильтрационных месторождений считается селен. Однако на месторождении 1 [4] содержания его достигают 6746 г/т, на 2 — лишь 583 г/т. А на месторождениях приуроченных к меловым отложениям этой же провинции, максимальные содержания селена крайне низкие — 6—29 г/т. Не установлено высоких концентраций и Sc на втором месторождении.

В песках с богатым урановым оруденением максимальные содержания достигают, г/т: на месторождении 1 — Sc — 25, Y — 250, Yb — 42, La — 49, Ce — 391, Nd —

1. Содержания Sc и лантаноидов в глине месторождения 1, г/т*

Подзоны	Sc	La	Ce	Nd	Eu	Sm	Tb	Lu
Бедная руда	15	27	94,8	50,5	0,5	2,9	0,5	0,55
Богатая	26	126,5	683,5	698	2,72	26,85	1,54	0,93
Вынос	12	23,7	70	22,5	0,59	3,32	0,68	0,61
Кларк в глине	13	67	45	33	1,24	6,7	1,6	0,5

* Среднее по двум пробам; данные нейтронно-активационного анализа.

2. Содержания элементов в глине у выклинивания ЗПО месторождения 1, г/т*

Подзоны	Номера скважин, проб	Sc	Y	Yb	La	Ce	Nd	Eu	Sm	Tb
Богатая	9161—9	23,5	53,5	5,4	117	104	467	2,3	7,91	1,4
Вынос	9161—10	12,5	21	5	23,4	88	27	0,54	3,07	0,7
Богатая	9168—18	26	46	3	38	—	—	—	—	—
Окисление	9168—18	15	15	2	25	—	—	—	—	—

* По скв. 9161 — данные нейтронно-активационного метода; по скв. 9168 — количественного эмиссионного.

173 (в рядовой руде — Eu до 1,1; Tb — 2,5; Sm — 4,1; Lu — 3,2; Hf — 59,7; на месторождении 2 — Y — 150 (в рядовой руде — 174); Yb — 16 (в рядовой руде — 18). В бедной руде и ореоле рассеяния, тем более в окисленных и неизмененных аналогичных породах содержания всех элементов значительно ниже.

С.М.Кравченко с соавторами считают, что если по составу вмещающих пород, особенностям эпигенетической зональности и другим признакам месторождения схожи, то это дает основание полагать, что полученные результаты могут иметь общее значение. Несмотря на схожесть вещественного состава, особенностей эпигенетической зональности месторождений, совершенно ясно, что анализировать полученный материал совместно не следует. Геохимические особенности месторождений нужно представлять раздельно для каждого из них.

Эпигенетическая «добавка» моновалентных элементов установлена на геохимическом барьере не только в песчаных отложениях, но и в глине, причем максимальные их содержания, как и в песках, приурочены к богатому урановому оруденению, в подзоне выноса концентрации элементов значительно уменьшаются. В табл. 1 приведены содержания Sc и лантаноидов в глине из разных участков эпигенетической зональности.

Особенно показательны результаты анализа одного или соседних кусков керна, часть которого окислена, а соседняя сильно обогащена ураном (табл. 2). Здесь четко видно, что все элементы концентрируются в обогащенной ураном глине, в то время как

в окисленной глине содержания их значительно ниже.

Таким образом, можно говорить, что не только в песке, но и в глине у контакта с зоной пластового окисления (ЗПО) происходит концентрирование моновалентных элементов, которые при окислении переходят в сферу миграции с последующим переотложением. Хотя установлено, что аккумуляции сопутствующих урану элементов пространственно совмещены с урановым оруденением, прямой корреляции урана ни с одним из элементов (как поли-, так и моновалентным) не наблюдается.

Если в том же ключе рассмотреть данные, приведенные в табл. 5 статьи С.М.Кравченко и др. [2], то выводы окажутся значительно иными. Так, в табл. 3, этот материал расклассифицирован по месторождениям, эпигенетическим зонам с учетом литологических особенностей пород. На месторождении 3, как и на ряде других месторождений ЧСП (см. рисунок), происходит увеличение содержаний всех элементов от ореола рассеяния к богатой руде ($\approx$ в 4 раза для Sc, в 6—14,5 раз для TR и в 21,8 для Re). По месторождению 4 картина менее четкая, тем не менее заметно, что содержания всех элементов (кроме Eu) в окисленных породах меньше, чем в богатой руде (см. рисунок).

В табл. 3 приведены данные по пробам мелко-среднезернистых песков из разных скважин (по 1—2 пробы из скважины). Высокие содержания элементов установлены в пробах с большим количеством урана.

Если сравнить с данными по более глинистым отложениям, то и здесь видно, что в мелко-тонкозернистом песке даже с неболь-

3. Содержания элементов в профиле эпигенетической зональности (данные PCA, г/т)

Элемент	Месторождение 3				Месторождение 4	
	Ореол	Рядовая	Богатая	Увеличение	Богатая	ЗПО
La	6,3	38	58,9	9,3	16	10
Ce	13,6	95	141,2	10,3	25,5	20,5
Pr	2	11,6	21,3	10,6	3,4	3,1
Nb	8,3	60	99,4	12	14	12,9
Sm	1,9	13	23,3	12,3	3,5	2,4
Eu	0,4	2	5,8	14,5	0,5	0,5
Gd	2,4	12	22,5	9,4	3,5	2,9
Tb	0,4	1,6	3,9	9,7	0,7	0,5
Dy	2,5	10	19,2	7,7	4,65	2,9
Ho	0,5	2	3,2	6,4	1	0,5
Er	1,4	5	8,8	6,3	3	1,4
Tm	0,2	0,7	1,2	6	0,45	0,2
Yb	1,3	4	7,9	6	2,5	1,15
Lu	0,18	0,6	1,1	6,1	0,36	0,16
Sc	1,9	5,3	7,3	3,8	3,5	1,45
Re	0,09	0,235	1,966	21,8	1,91	0,189

шим (орсольным — 67 г/т) содержанием урана концентрации элементов более высокие, чем в глине и глинистом песке с близкларковым содержанием урана. Отсюда можно предположить, что если бы у С.М.Кравченко и соавторов был материал по безрудным мелкозернистым пескам [4], то увеличение было бы еще более высоким, чем приведено в табл. 3.

В работе [2] использованы результаты наиболее точного масс-спектрометрического анализа. Эти результаты, помещенные в табл. 4, расклассифицированы аналогично данным PCA (см. табл. 3). Кроме того, приведены концентрации Sc и $\sum TR$, полученные другими методами. Результаты масс-спектрометрического метода подтвердили выводы, вытекающие из материала, полученного PCA: увеличение содержаний всех элементов в 6—13 раз от ореола к богатой руде, что говорит о накоплении, и уменьшение в 1,5—2,7 раз при окислении пород, свидетельствующее о легкой растворимости соединений этих элементов.

В своей статье С.М.Кравченко с соавторами утверждают, что урановые руды обогащены РЗЭ по сравнению с зарудными песками в 1,5—3 раза, в то время как, по данным Е.М.Шмарисвича и др. [4, 6—8], установлено, что средние содержания скандия, иттрия и лантаноидов (иттербия) в рудах одного из гидрогенных месторождений урана превышают таковые в породах в 3, 5, 7 и 10 раз соответственно.

Приведенный выше материал показал, что не только по данным Е.М.Шмариовича с соавторами, но и по данным [2], содержа-

ния РЗЭ в богатой руде в 6—13 раз превышают таковые в породах ореола рассеяния (а по сравнению с безрудными неокисленными породами, безусловно, еще больше).

С.М.Кравченко с соавторами отмечают, что концентрации лантаноидов в изученных рудах низкие и варьруют в пределах кларков кварцевых песков — сланцев — речной взвеси. Не совсем понятно, по какой причине авторы сравнивают содержания РЗЭ в песчаных отложениях рассматриваемых провинций с кларками постархейских сланцев Австралии, которые лишь на 20% выше кларка верхней земной коры, а также с речным песком Южной Каролины и Джорджии и тонкими осадками рек. Логичнее было бы сравнивать с кларком в песках и глинах. По К.Таркяну и К.Ведеполю [3] кларк Sc в песке 1г/т, в глине 13. Количество Sc на месторождениях ЧСП достигает (в г/т): в песке 25, в глине 30, La в песке 18, Ce 45 и т. д.

В первую очередь следует сравнивать накопление элементов в руде с содержанием таковых во вмещающих безрудных неокисленных породах.

Одним из основных положений в анализируемой статье является утверждение, что основная часть лантаноидов связана с моноцитом, ксенотимом, цирконом. Связь лантаноидов с этими минералами никто не отрицает, так же как и связь Sc с глинистыми минералами. Однако весь вопрос заключается в том: имеется ли концентрирование элементов на геохимическом барьере, т.е. существует ли эпигенетическая «добавка». Приведенный выше материал однозначно свидетельствует: да, существует. Количественные соотношения — это вопрос особый.

4. Содержания элементов в песках из разных участков эпигенетической зональности, г/т

Метод	Элементы	Месторождение 3				Месторождение 4		
		Ореол	Рядовая	Богатая	Увеличение	Богатая	ЗПО	Уменьшение
Масс-спектрометрический	La	7,67	22,65	48,22	6	11,37	7,08	1,6
	Ce	18,31	62	144,4	8	26,42	17,45	1,5
	Nd	7,781	29,55	74,85	9	12,05	7,148	1,6
	Sm	1,656	6,904	18,44	11	2,729	1,151	2,4
	Eu	0,398	1,587	4,316	11	0,693	0,2925	2,4
	Gd	1,341	6,755	18,55	13	3,374	1,476	2,3
	Dy	1,526	6,265	16,05	10	3,814	1,529	2,5
	Er	0,88	3,174	7,176	8	2,547	0,987	2,6
	Yb	-	3,0	6,377	-	2,268	0,9218	2,5
	Lu	0,1178	0,3759	0,9616	8	0,3181	0,123	2,7
Нейтронно-активационный	Sc	1,7	6,8	7,8	4	2,7	1,5	1,8
Гравиметрический	TR	50	200	500	10	130	54	2,4

Примечание. Увеличение — в богатой руде по сравнению с ореолом; уменьшение — в ЗПО по сравнению с богатой рудой.

Представляется, что С.М.Кравченко с соавторами преувеличивает роль акцессорных минералов. В песках ЧСП, по имеющемуся у нас материалу, ксенотим не был обнаружен среди акцессорных минералов. Монацит зафиксирован на двух месторождениях: на первом и на одном из приуроченных к меловым отложениям — в отдельных пробах в виде единичных зерен и лишь в одном случае — 1% от веса тяжелой фракции из окисленного мелового песка. Циркон встречается повсеместно. При анализе тяжелых фракций установлено, что содержания Zr, Sc, Y, Yb, La в тяжелых фракциях по сравнению с вмещающей породой повышены часто на порядок, причем независимо от местоположения пробы в профиле зональности — как в неизмененных, так и в окисленных и рудоносных породах. Выход тяжелых фракций в песчаных отложениях очень мал, чаще сотые — десятые доли процента от веса породы, и повышение содержаний элементов в них практически не влияет на обогащение всей пробы, даже при наличии монацита в тяжелой фракции.

Таким образом, для отложений ЧСП содержаниями Sc, Y, TR в акцессорных минералах можно пренебречь в силу крайне низких количеств их минералов-носителей. Об этом свидетельствуют и незначительные содержания фосфора в породе и тяжелых фракциях, в то время как в монаците и ксенотиме P_2O_5 достигает 32—35% [2].

Высокие количества иттрия и некоторых других элементов в эпигенетических минералах также не сопровождается высокими содержаниями фосфора. А содержания Sc, Y, Yb, La в эпигенетических минералах, особенно урановых, часто значительны. Так

с помощью микрозондового анализа (Самебах, аналитик Абрамов М.В.) на первом месторождении в коффините установлено Y_2O_3 до 1%, в настуране — до 0,2%; в настуране из месторождения в палеодолине [1] — до 0,4%. Крайне прихотливое распределение иттрия в пределах минерала позволяет говорить о наличии мелких тонкодисперсных самостоятельных фаз.

По данным локально-лазерного анализа в минералах урана выделено до 0,006—0,5, в единичных случаях до 2% Y, до 0,005—0,05% Sc, свыше 0,03% Yb, до 0,01—0,3% La. В самородном селене — до 0,03% Y. Как правило, высокие содержания этих элементов в новообразованных минералах сочетаются с высокими концентрациями их во вмещающих породах, чаще — с богатым или рядовым урановым оруденением, что вполне естественно, т.к. руда содержит и большее количество минералов U. Имеются случаи, когда урановая минерализация характеризуется очень высокими содержаниями Sc, Y среди, например, алевролита с орсоальными содержаниями урана (15 г/т). При этом сам алевролит также несет несколько повышенные количества Sc (21 г/т) и Y (49 г/т).

С.М.Кравченко с соавторами считают совершенно очевидным, что отсутствие пропорциональности между содержаниями урана и лантаноидов свидетельствует о том, что минералы урана не вносят существенного вклада в суммарную концентрацию лантаноидов. Судя по приведенным нашим данным такой вклад существует. Последние вряд ли входят в решетку урановых минералов (как и в случае Re, Mo, Se, и т.д.), скорее они образуют свои минеральные фазы, однако, несомненно то, что формирова-

5. Содержания рения, г/т*

Возраст песков	Месторождения	Богатая + радовая руда	Бедная руда	Ореол
Палеоген	1	$\frac{0,04-22,8}{2,4}$ (58)	$\frac{0,007-7,7}{0,28}$ (14)	$\frac{0,005-6,8}{0,663}$ (69)
	2	$\frac{0,926-23,4}{6,6}$ (12)	$\frac{0,384-2,68}{1,5}$ (2)	Не опр.
	5	$\frac{0,005-0,45}{0,145}$ (21)	$\frac{0,083-0,4}{0,19}$ (3)	$\frac{0,038-0,37}{0,13}$ (9)
	6	$\frac{0,005-0,048}{0,007}$ (17)	$\frac{0,005-0,048}{0,01}$ (5)	$\frac{0,005-0,12}{0,03}$ (7)
Мел	7	$\frac{0,064-11,2}{1,4}$ (72)	$\frac{0,005-1,25}{0,336}$ (29)	$\frac{0,095-0,355}{0,2}$ (5)
	Урано-угольное	$\frac{0,27-52}{7,7}$ (63)	$\frac{0,005-20}{3,208}$ (43)	$\frac{0,005-8,5}{1,29}$ (49)

* В числителе — предел колебаний, в знаменателе — среднее, в скобках — число проб.

ние этих фаз происходит совместно с U, Re, Mo, и т.д. в ходе эпигенетического процесса на совмещенном геохимическом барьере. И сами авторы анализируемой статьи вынуждены были признать, что некоторая часть лантаноидов, особенно легко выщелачиваемая, накапливается в рудах с минералами урана по механизму, предлагаемому в работах [6—8].

Целесообразно остановиться на рении. В рассматриваемой статье авторы неоднократно подчеркивали: «Уран не коррелируется ни с одним из элементов, за исключением рения. Эта зависимость позволяет на основе данных по запасам урана грубо определять прогнозные ресурсы рения». Вот этого как раз и нельзя делать.

Накоплен очень большой материал, свидетельствующий об отсутствии прямой корреляции урана с сопутствующими элементами, в т. ч. и с рением.

Распределение рения в руде крайне прихотливое, даже в богатой руде содержание рения может быть ниже чувствительности кинетического метода ($< 0,005$ г/т). В табл. 5 сведен материал по содержанию рения на месторождениях, локализующихся в палеогеновых и меловых отложениях ЧСП. Для сопоставления приведен материал по урано-угольному месторождению [5]. Наиболее богаты рением руды — в песчаных породах палеогена. В меловых отложениях, наряду с месторождениями с низкими концентрациями рения (месторождение 6, отчасти 5), есть руды и с достаточно высокими содержаниями рения (7), хотя это месторождение по ураноносности уступает месторождениям 5 и 6. Максимальным средним содержанием урана в пределах ЧСП характеризуется месторождение 1, а рения — 2.

Среднее содержание рения (7,7 г/т) на урано-угольном месторождении [5] превышает таковое на месторождениях ЧСП, однако, его ураноносность несколько меньше, чем на месторождении 5, значительно меньше, чем на месторождениях 1 и 2, и незначительно выше, чем на 6.

Об отсутствии корреляции U и Re, а следовательно, о невозможности определять, хотя бы и грубо, прогнозные ресурсы рения по запасам урана свидетельствуют и коэффициенты корреляции (Кк) между этими элементами. Даже на месторождениях с высокими концентрациями рения, несмотря на пространственное совпадение рудонакоплений Re и U, между содержаниями этих элементов устанавливаются низкие коэффициенты корреляции (табл. 6).

Таким образом, накопленный нами большой разнообразный фактический материал и тщательный анализ данных, помещенных в [2], позволяют сделать следующие выводы:

1. На геохимическом барьере наряду с поливалентными (U, Re, Mo, Se) элементами происходит концентрирование моновалентных элементов (Sc, Y, TR) как в песчаных, так и глинистых отложениях. В процессе окисления эти элементы переходят в сферу миграции с последующим перестроением.

2. Всеми исследователями (в т. ч. и из ИГЕМ) установлено увеличение содержания всех моновалентных элементов (в 4—13 раз) от ореола рассеяния к богатой руде и уменьшение при переходе к породам ЗПО.

3. В связи с тем, что повышенные содержания TR, связанные с акцессорными минералами, выявлены во всех породах независимо от их местоположения в эпигенетической зональности (в т.ч. в безрудных се-

6. Коэффициенты корреляции

Месторождения	Зоны, подзоны	Число проб	Кк	Порода
1	Руда	171	0,338	Песчаная
7	Руда	12	0,669	«
	богатая	4	0,636	Уголь
	рядовая	41	0,157	Песчаная
	бедная	27	0,239	«
	Ореол	14	0,159	«
Урано-угольное	Руда	126	0,456	Уголь
В палеодолине	Руда	124	0,123	Песчаная

роцветных и окисленных), а количество акцессорных крайне незначительно, эти содержания TR не влияют на их содержание во всей пробе. Таким образом можно определенно говорить, что на геохимическом барьере наряду с повсеместными сингенетическими концентраторами имеется эпигенетическая «добавка» Sc, Y, TR, приуроченная к ураноносным участкам с эпигенетическими минералами урана и других элементов. Вероятно, указанные металлы образуют самостоятельные тонкодисперсные фазы.

4. Отсутствие корреляции между Re и U (как и другими сопутствующими элементами) позволяет утверждать об ошибочности вывода С.М.Кравченко и др. о том, что прогнозные ресурсы рения могут определяться по запасам урана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коноплев А.Д., Максимова М.Ф.. Литолого-фациальные и минералогическо-геохимические особенности месторождений в палеодолинах // Сов. геология. 1989. № 11. С. 89—96.
2. Кравченко С.М., Омеляненко Б.И., Беляков А.Ю.

Редкоземельные элементы в рудах гидrogenных пластово-инфильтрационных месторождений урана // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 69—79.

3. Краткий справочник по геохимии / Г.В.Войткевич, А.Е.Мирошников, А.С.Поваренных и др. — М.: Недра, 1970.
4. Максимова М.Ф., Аубакиров Х.Б. Концентрирование редких и рассеянных элементов в инфильтрационном месторождении // Сов. геология. 1992. № 5. С. 3—11.
5. Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Рений в инфильтрационных урано-угольных месторождениях // Геология рудных месторождений. 1982. № 3. С. 71—78.
6. Поведение иттрия и лантаноидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе / Е.М.Шмариович, М.Ф. Максимова, К.Г.Бровин и др. // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 4. С. 39—53.
7. Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе / Е.М.Шмариович, Л.И.Полупанова, Б.И.Натальченко и др. // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 1. С. 83—92.
8. Шмариович Е.М., Натальченко Б.И., Бровин К.Г. Условия формирования комплексного пластово-инфильтрационного оруденения // Сов. геология. 1988. № 8. С. 23—31.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

УДК 552.323.6.(470.11)

© Коллектив авторов, 1993

Типы кратеров кимберлитовых трубок Юго-Восточного Беломорья

А.А.КОЛОДЬКО, В.И.ЛЕВИН, В.К.СОБОЛЕВ, Ю.Е.ПРИХОДИН (Северный ОКИ ЦНИГРИ)

Важнейший элемент строения ряда кимберлитовых трубок Юго-Восточного Беломорья — наличие хорошо выраженных кратерных построек диаметром от 80 до 550 м, выполненных специфическим комплексом осадочно-вулканогенных образований. Отдельные разности последних литологически сходны с вмещающими породами, обладают близкими с ними петрофизическими свойствами и нередко камуфлируют трубочные объекты, тем самым создавая определенные трудности при проведении поисков.

В составе кратерных образований выделя-

ются две различающиеся по веществу и текстурно-структурным особенностям пачки: туфогенная, включающая туфы, туффи-ты, туфопесчаники, мощностью 20—40; вулканогенно-осадочная, состоящая из песчаников, алевролитов, аргиллитов, осадочных брекчий и содержащая в небольших количествах кимберлитовый материал. Мощность пачки 30—40 м.

Примером однослойного строения кратера может служить кратер трубки С (рис. 1). В данном случае кратерные образования сложены одной вулканогенно-осадочной пач-

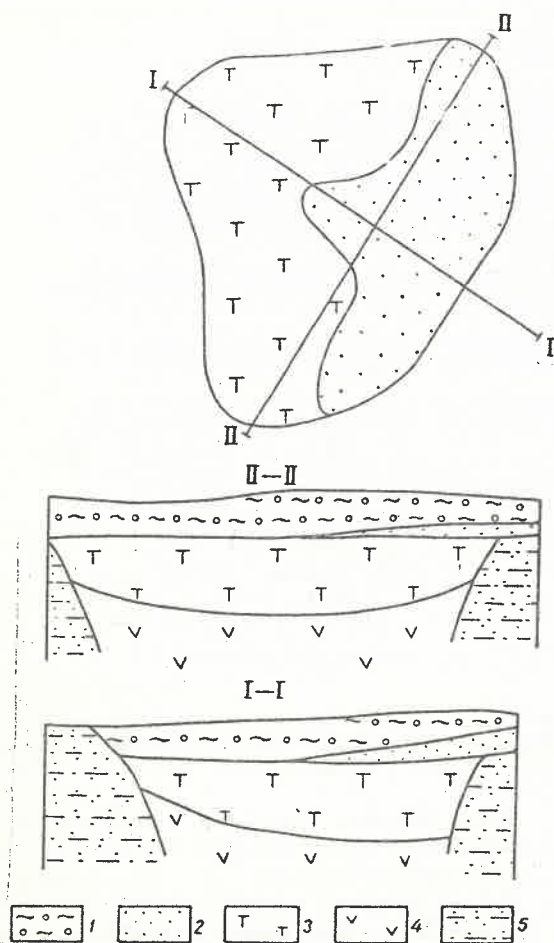


Рис. 1. Строение кратерной части трубки С:

1 — моренные суглинки; 2 — песчаники, пески урзугской свиты московского яруса среднего карбона; 3 — туфогенно-осадочные породы; 4 — вулканические брекчии жерловой фации; 5 — осадочные породы венда

кой, состоящей из прослоев, линз красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, содержащих в различном объеме обломки вмещающих пород — от мелких псефитов до крупных глыб размером до 10 м. Пирокластический материал в перечисленных породах содержится от исчезающе малых количеств до 10—12 %. В ряде случаев встречаются пизолиты в виде правильных шаровидных концентрически-зонального строения образований диаметром 0,6—1,5 мм.

Залегание пачки субгоризонтальное, иногда отдельные слои слабо наклонены к центру трубки. Ложатся породы непосредственно на ксенотуфобрекчии жерла, полностью перекрывают их и заполняют весь объем кратера. Согласно наиболее распространенному представлению, формирование вулканогенно-осадочной пачки и соответственно данного типа кратеров происходило

путем аккумуляции в кратерной воронке материала кольцевого вала и бортов трубки, поступающего в нее в результате гравитационного обрушения и смыва временными водными потоками.

Наиболее распространен в районе тип двухслойного строения кратерных отложений. Здесь нижняя пачка сложена разностями, обогащенными пирокластическим материалом — взрывно-обломочными (туфы) и осадочно-вулканокластическими (туффиты). В совокупности указанные породы составляют туфогенную пачку. Цвет их фиолетово-коричневый, сиреневато-коричневый. Характерна пятнистость, обусловленная наличием в породе многочисленных кристаллокластов. Верхняя пачка по вещественно-структурным признакам идентична вулканогенно-осадочной толще однослойных кратеров. Обычно она залегает на поверхности туфогенной пачки (рис. 2), иногда же — с краев кратера ложится на вулканические брекчии жерловой фации: ксенотуфобрекчии и автолитовые брекчии.

В данном случае наиболее реальна следующая картина формирования кратерных осадков. На заключительной стадии вулканической деятельности в результате затухания взрывных процессов определенная часть пирокластического материала уже не могла быть выброшена в кольцевой вал и за пределы кратера, вследствие чего она отлагалась непосредственно в его пределах, покрывая породы жерловой части трубки, концентрируясь вокруг действующих взрывных центров. Часть ранее выброшенного за пределы кратера и сосредоточенного в кольцевом вале материала в результате гравитационного обрушения и размыва водными потоками также неизбежно поступала на днище кратера, но доля его на первых порах формирования толщи кратерных пород была незначительной. По составу данные образования относятся к туфам. Со временем в формировании кратерных осадков все большее значение приобретал материал кратерных и бортовых частей трубок с возрастом осадочной составляющей. Это привело к все большему участию в разрезе толщи туффитов, а затем к смене туфогенных пород вулканогенно-осадочными с накоплением туфопесчаников и почти чисто кварцевых, олигомиктово-кварцевых песчаников с незначительной примесью вулканогенного материала.

Третий тип кратерных отложений рассмотрим на примере трубки А (рис. 3). Особенность строения данного типа кратеров заключается в том, что туфогенная пачка залегает не на породах жерла, а являясь как бы «зажатой» между двумя пачками вулканогенно-осадочных образований, за-

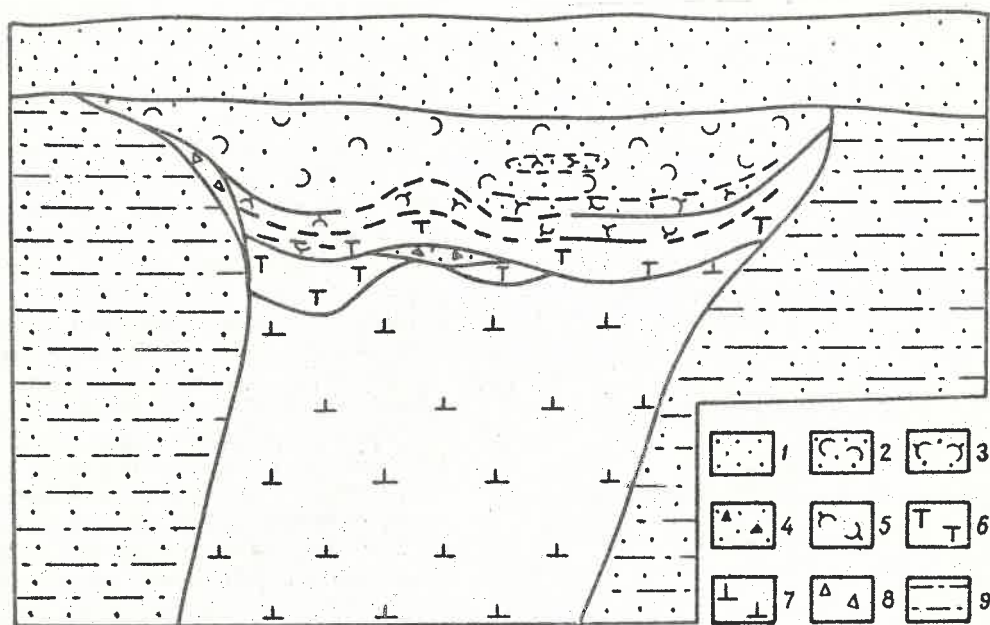


Рис. 2. Строение кратерной части трубки П:

1 — песчаники, пески урузгской свиты $S_{2\text{иг}}$; 2 — кварцевые песчаники с примесью пирокластического материала; 3 — туфопесчаники; 4 — песчаники, содержащие пирокластический материал с щебнисто-глыбовыми фрагментами вмещающих пород; 5 — туффиты; 6 — туфы; 7 — кимберлиты; 8 — приконтактная брекчия; 9 — породы венда

нимает среднюю часть разреза. Она сложена прослоями, линзами туфов, туффитов, туфопесчаников (см. рис. 3). Породы имеют пеструю зеленовато-коричнево-сиреневую окраску. В составе вулканогенно-осадочных разностей примесь пирокластического материала редко достигает более 15 %.

Песчаники в различных соотношениях включают разной размерности обломки вмещающих пород венда, в результате чего на отдельных участках переходят в брекчии. Третья пачка — туфогенная — состоит из трех типов осадочно-вулканогенных пород: туфов, туффитов, туфопесчаников. Содержание пирокластического материала в них колеблется от первых до 80 % и более.

Положение туфогенной толщи в разрезе кратерных отложений, когда она залегает непосредственно на породах жерла, а называется «зажатой» между пачками вулканогенно-осадочных пород и при этом в подстилающих породах отсутствуют признаки подводящих для кимберлитового материала каналов, а сами они в отношении пирокластических являются почти «стерильными», предполагает иной, чем для двухслойных кратерных построек, механизм формирования. Существенно кварцевый состав, отсутствие слоистых текстур, большая (до 30 м) мощность пород нижней пачки делают маловероятной возможность ее формирования в результате смыва в кратер материалов кольцевого вала, поскольку кварцсодержащие продукты вулканических выбросов к

этому времени уже были погребены под мощным покровом пирокластиков длительно работающего вулкана.

В то же время перечисленные выше особенности, а также условия залегания, строение и морфология нижней пачки (четкие, резкие контакты с породами жерла, наличие «теневых» брекчий, сложнопостроенный профиль кровли с наклоном контактов по периметру трубки в сторону стенок кратера, характерный для оползневых структур и др.) указывают, что ведущими при ее формировании были процессы гравитационного обрушения. И геологическая обстановка, сложившаяся к началу заполнения кратера осадками, являлась весьма благоприятной для этого. Огромные размеры кратера, уровнем залегания своего дна уходящего в основание раструба на глубину 250—300 м, а возможно, и более, раздробленность, нарушенность вмещающих пород в околотрубном пространстве, распространение в них субгоризонтальных прослоев полутвердых и тугоплавких аргиллитов, служащих потенциальными плоскостями скольжения — все это способствовало возникновению неустойчивого состояния пород в массиве вокруг кратера и приводило к мощным обрушениям блоков с перемещением «выжатого» из стенок кратера материала к центру трубки по всему ее периметру.

При образовании туфогенной толщи процессы гравитационного обрушения также имели определяющее значение. Скорее все-

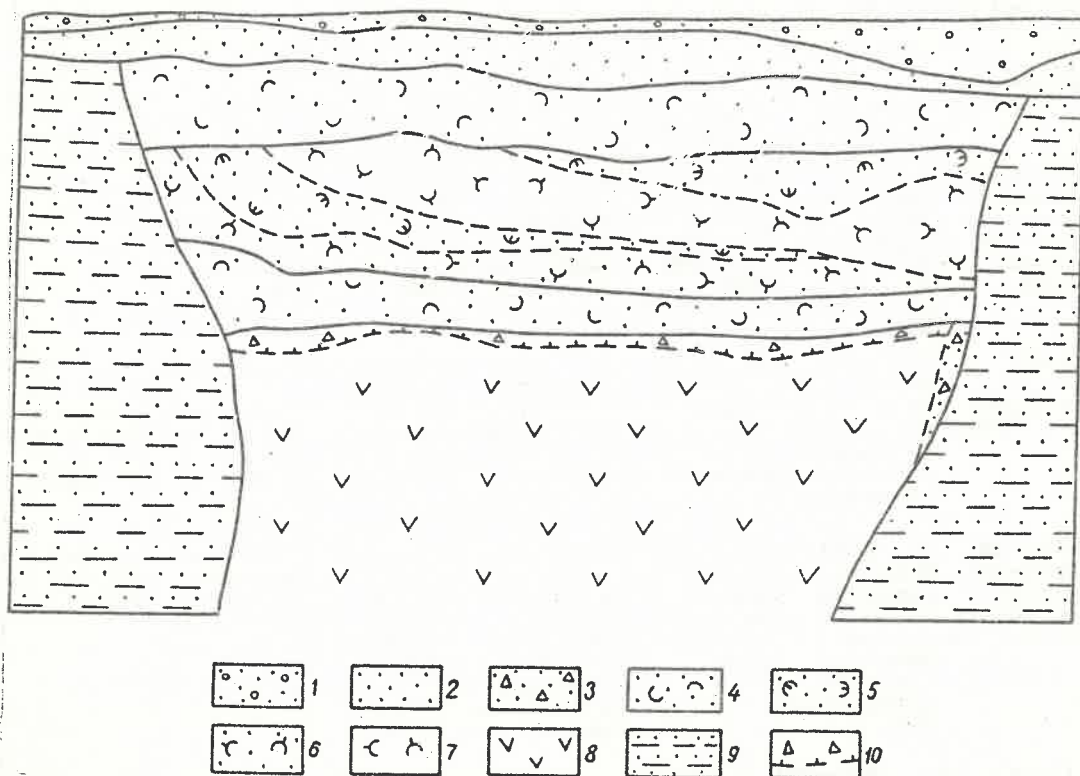


Рис. 3. Строение кратерной части трубки А:

1 — песок с галькой; 2 — песок, слабо литифицированные песчаники урузгской свиты $C_{2иг}$; 3 — приконтактная брекчия; 4 — песчаники с содержанием пирокластики до 10 %; 5 — туфопесчаники с содержанием пирокластики от 10—15 до 45—50 %; 6 — туффиты с содержанием пирокластики 50—90 %; 7 — туфы; 8 — вулканические брекчии жерловой фации; 9 — породы венда; 10 — верхняя раздробленная, измененная часть вулканической брекчии

го, она сформировалась синхронно с ниже-лежащей пачкой — в результате единого мощного обрушения. На это указывают «всхолмленный», не подвергшийся заметной нивелировке и конформно повторяющийся на нескольких уровнях рельеф залегающих внутри пачки слоев; чешуйчатое строение пачки мощностью до 20 м и более в основании разреза, где отмечаются многочисленные линзы, реже прослои песчаников, брекчий осадочных пород; сохранившиеся особенности обломочного материала, характерные для пород кольцевого вала — угловатые, реже угловато-округлые формы литокластов, угловато-прямолинейно-ромбовидный облик псевдоморфоз — кристаллокластов, сапонитизированные зерна кварца; присутствие в верхней части разреза довольно однородного, монотонного и мощного (до 30 м и более) слоя туфов, туффитов, по структуре, характеру накопления, насыщенности кимберлитовым материалом и наличию обломков гранитоидов, соотносимых с сформированными в кольцевой вал продуктами вулканических эксплозий.

Дальнейшее заполнение кратера и формирование вулканогенно-осадочных пород

верхней пачки происходило в основном за счет смыва в него водными потоками материала сохранившихся образований кольцевого вала и пород бортов кратера, в которых преобладали кварцевая составляющая, обломками алевролитов и аргиллитов.

Отметим, что описанный тип кратерных отложений сопоставим с кратерными образованиями одной из крупнейших в мире трубок Мвадуи (Танзания), в основании которых также залегает слой «стерильных» брекчий (вмещающих гранитоиды), а выше крупнозернистые осадочно-кимберлитовые отложения (М.Ж.Барде, 1974).

Описанный вариант формирования кратерных отложений, на наш взгляд, справедлив для трехслойных разрезов кратеров вообще. Для трубки А, расположенной в цепочке сближенных трубчатых тел, он может быть дополнен усложняющим фактором, предусматривающим поступление в ее кратер и кольцевой вал продуктов эксплозий из соседних вулканических аппаратов, особенно на более поздних стадиях. В принципе такая возможность не исключается для любых других рядом расположенных вулканических аппаратов, но когда процесс их фор-

Типы кратеров кимберлитовых трубок и основные прогнозно-поисковые модели

Тип кратеров кимберлитовых трубок	Ближнепривные отложения				Дальнепривные отложения	
	Континентальные	Ведущие поисковые методы	Прибрежно-морские	Ведущие поисковые методы	Морские	Ведущие поисковые методы
Слабо эродированный, с верхней вулканогенной осадочной пачкой	М—I. Слабо контрастные ореолы индикаторных компонентов. Малоамплитудные магнитные аномалии	Использование ореолов смектита. Электроразведка ПЕЭП, ЗСБЗ	М—II. Слабо контрастные ореолы индикаторных компонентов. Малоамплитудные магнитные аномалии	Использование ореолов смектита. Электроразведка ПЕЭП, ЗСБЗ	М—III. Отсутствие ореолов. Малоамплитудные магнитные аномалии	Электроразведка ПЕЭП, ЗСБЗ
Среднего уровня эрозии, с туфогенной пачкой	М—IV. Контрастные ореолы индикаторных компонентов. Контрастные магнитные аномалии	Шлихо-минералогическое опробование. Аэро- и наземная магнитная съемка	М—V. Контрастные ореолы индикаторных компонентов. Контрастные магнитные аномалии	Шлихо-минералогическое опробование. Аэро- и наземная магнитная съемка	М—VI. Слабо выраженные ореолы индикаторных компонентов. Контрастные магнитные аномалии	Использование ореолов смектита. Аэро- и наземная магнитная съемка
Глубоко эродированный, с нижней вулканогенно-осадочной пачкой	М—VII. Слабо контрастные ореолы индикаторных компонентов. Малоамплитудные магнитные аномалии	Использование ореолов смектита. Электроразведка ПЕЭП, ЗСБЗ	М—VIII. Слабо контрастные ореолы индикаторных компонентов. Малоамплитудные магнитные аномалии	Использование ореолов смектита. Электроразведка ПЕЭП, ЗСБЗ	М—IX. Отсутствие ореолов. Малоамплитудные магнитные аномалии	Электроразведка ЗСБЗ, ПЕЭП

Примечание: М — модель

мирования сближен во времени — происходит взаимное разубоживание «чужеродного» материала путем повторяющихся собственных выбросов. Трубка А в этом отношении как раз является исключением, поскольку в своем развитии несколько опережала соседние трубки, а глубокий кратер и высокий кольцевой вал способствовали «удерживанию» материала собственных эксплозий.

Анализ фактического материала показывает, что существует четкая тенденция к затуханию вулканической активности в цепочке кимберлитовых тел месторождений и на ее продолжении по направлению от трубки А на север и на юг.

В этой закономерности мы видим определенный смысл: в цепочке вулканических аппаратов всегда есть трубка — «лидер», которая «ведет» за собой соседнюю трубку, а через нее следующую и т.д., до тех пор, пока есть условия для ее работы. Саму же цепочку трубок, обладающую всеми вышеприведенными звеньями, следует рассматривать в качестве «зрелой» и с этих позиций либо оценивать перспективы обнаружения новых тел, либо в зависимости от того, какое звено найдено, определять направление поиска.

Трубка А в этом аспекте, несомненно,

является — «лидером». Таким образом, в зависимости от уровня эрозионного среза трубок с кратерными постройками под покровными отложениями оказались разные типы отложений с различными петрографо-минералогическим составом и петрографическими свойствами.

Наиболее малоамплитудными аномалиями в магнитных полях проявляются трубки с небольшим эрозионным срезом, сохранившим верхнюю вулканогенно-осадочную пачку. Так же выглядят в магнитных полях трубки с глубоким эрозионным срезом, но сохранившие нижнюю вулканогенно-осадочную пачку.

Контрастно выделяются в магнитных полях трубки с кратерами, где вскрыты туфогенные пачки. Уровень эрозионного среза определяет не только контрастность проявления объектов в магнитном поле, но и характер ореолов индикаторных компонентов продуктов кимберлитового вулканизма в первом промежуточном коллекторе, которым являются терригенные отложения уругской свиты среднего карбона. На этом основании разработаны различные поисково-прогнозные модели кимберлитовых объектов подобного типа (таблица) и применяемый комплекс методов их поисков.

Концентрации ценных минералов в рыхлом покрове восточной части Балтийского щита

И.И.КИСЕЛЕВ (Севзапгеология)

Рыхлый покров рассматриваемой территории состоит из трех крупных литолого-генетических комплексов: кор выветривания мезозойско-неогенового возраста, продуктов переотложения коры выветривания и пестрой гаммы четвертичных образований. Их минеральный состав изучен не одинаково. Больше всего данных имеется по голоценовым отложениям, т.к. они наиболее доступны для шлихо-минералогического опробования. Менее исследованы подморенные отложения плейстоцена и совсем мало — россыпная минерализация коры выветривания и доледникового делювия, вскрытые, как правило, бурением и изученные главным образом геохимическими методами.

Ниже приводятся краткие сведения по содержанию ценных компонентов в основных фациальных комплексах рыхлого покрова Карельско-Кольского региона, которые в определенной мере можно рассматривать как прямые признаки россыпенности района.

Золото. Коренными источниками золота описываемой территории являются разнообразные горные породы, но практическое значение, по данным Е.А.Селивановской, Т.П.Жадновой, А.Д.Дайна, В.З.Нсгруцы, В.Н.Шурыгина, В.А.Безрукова, Н.М.Саморукова, В.В.Ушкова, имеют золото-кварцевая, золото-кварц-сульфидная, золото-конгломератовая рудные формации. Золото в основном мелкое, увеличение его крупности до 1—2 мм встречается лишь в кварцевых жилах.

В рыхлом покрове золото отмечается редко в виде единичных мелких знаков. В пределах структурных комплексов, содержащих рассеянное золото, наблюдаются механические ореолы металла. Вблизи золото-рудных проявлений и точек минерализации его количество в рыхлых образованиях может достигать нескольких граммов на кубометр. Концентрации золота обнаружены в коре выветривания и продуктах ее переотложения, в ледниковых, водно-ледниковых, речных и озерных отложениях.

При поисковых работах в Контозерской кальдере, сложенной эффузивно-осадочными породами палеозоя, бурением вскрыта кора выветривания неогенового возраста. По данным Л.Г.Сапрыкиной, она состоит из глинистого материала с включением обломков доломитовых карбонатитов. Золотоспектрометрическим и пробирным анализом в ней установлено золото и серебро соответ-

ственно 0,34 и 1,13 г/т. Содержания золота (0,1—0,16 г/т) выявлены также в отдельных пробах из коры выветривания пироксенитов. Распространение золотосодержащих отложений в разрезе и по латерали не изучено.

Золото (до 0,1 г/т) встречается в каолиновой и каолинит-гидрослюдистой коре выветривания, сформированной на сланцах Прихибинской части Имандра-Варзугской структуры. Золотосодержащие гипергенные образования вскрыты бурением в карстовой долине руч.Аномального и в ложине оз. Щучьего восточнее г.Апатиты [2]. В центральной части упомянутой структуры на участке Фомкин ручей (среднее течение р.Варзуги) каолинит-гидрослюдистая кора выветривания, сформированная на сланцах, по данным золотоспектрометрического анализа содержит золото до 3 г/т. В четвертичных отложениях этой территории хорошо выражен шлиховой ореол золота.

Форма нахождения золота в коре выветривания Кольского полуострова и Карелии не изучена. Однако наличие металла в количествах, выявленных в основном попутно, позволяет рекомендовать специализированное изучение золота в гипергенных образованиях геологических структур, содержащих рассеянное золото. В связи с этим интересен факт накопления золота при выветривании гранитоидов в районе Вуотс юго-западнее оз. Инари в Финской Лапландии. При изучении поверхностных образований этого района под маломощной морской установлен горизонт выветрелых глинистых пород с каолинитом, монтмориллонитом и вермикулитом. Продукты выветривания отличаются большой пористостью и адсорбционной способностью. Е.Пулкин [11] считает, что появление самородного золота здесь могло быть связано с процессом формирования элювиальных глин вследствие выветривания гранитоидов. Содержащееся в них золото образовывало растворимые соединения, после чего вторично осаждалось в виде характерных для этого района «листообразных» самородков, которые затем при размыве продуктов выветривания концентрировались в неровностях ложа водотоков.

Более высокие концентрации золота зафиксированы в переотложенных разностях химической коры выветривания. Такие отложения встречены в Прихибинской части Имандра-Варзугской структуры, где они заполняют карстовые воронки и полости [2].

Предварительное изучение карстовозаполняющих отложений, вскрытых бурением, с использованием золотоспектрометрического и пробирного анализов показало наличие в них золота до 1 г/т. Максимальные содержания металла приурочены к каолинит-гидрослюдистым и гидрослюдистым глинисто-дресвянистым образованиям желтого, красно-желтого, буровато-желтого, светло-бурого и кирпично-красного цветов. Мощность золотосодержащих отложений достигает десятков метров.

Распределение металла по разрезу неравномерно. В целом намечается его приуроченность к нижним частям каолинизированных отложений. Содержание золота возрастает также в прослоях с повышенным количеством кремнезема при сокращении оксидов титана, марганца, железа, общей воды и потерь при прокаливании. По-видимому, золото концентрировалось в верхних, наиболее зрелых частях коры выветривания, которые при размыве и переотложении переместились в основание слоев. На это указывает возрастание свободного кварца в золотосодержащих отложениях. Не исключено также, что золото сорбировалось гидроксидами железа или глинистыми частицами, поэтому основная часть металла может находиться в тонких классах, вследствие чего его извлечение будет связано с большими трудностями.

Работами последних лет золото установлено в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Одно из таких проявлений расположено в южной части Куолаярвинской структуры в долине р.Вуоснайоки (юго-запад Мурманской области). Коренной источник золота — кварцевые жилы. Содержание металла достигает в них десятков грамм на тонну. Жилы приурочены к невысоким сельгообразным грядам. Вершины и склоны гряд обнажены или покрыты тонким слоем морены, мощность которой в углублениях 1—1,5 м. В заболоченных понижениях между сельгами слой морены равен нескольким метрам. Значимые содержания золота в морене встречаются только возле кварцевой жилы, на расстоянии первых десятков метров его содержание резко падает до единичных знаков на шлих. Золото распределено в морене беспорядочно по всему слою. Максимальный размер золотин до 1,5 мм.

Золотоносная морена выявлена в Костомукшском районе Карелии В.В.Ушковым. Коренное золото контролируется тектонической зоной, пересекающей гранитный штук. Золото приурочено к самой нижней части морены, перекрывающей золотоносные коренные породы. Выше его содержание резко падает. Общая мощность морены на этом участке невелика, редко превышает 1,5

м. Преобладающий размер золотин в морене — 0,04—0,2 мм.

Возле золото-сульфидного коренного источника в районе оз.Эльмус в Южной Карелии В.В.Сивасвым и А.Ф.Горошко зафиксировано содержание золота в морене до 1,7 г/т. Этот пункт остался не изучен.

В Карело-Кольском регионе известно несколько точек минерализации золота, связанных с водно-ледниковыми отложениями. Одна из них расположена в древней депрессии западнее оз.Ципринги в Северной Карелии. Здесь на глубине до 70 м в озерно-ледниковых супесях и песках, залегающих на глинистом плотике, выявлено содержание золота в десятки и сотни мелких знаков на шлих. Коренным источником металла служит массив основных пород, в котором золото в небольших количествах встречается в ассоциации с платиноидами. Вследствие большой глубины залегания эта находка не имеет практического значения, но она показывает, что мелкое золото может накапливаться в бассейновых фациях водно-ледниковых отложений за счет коренного источника с убогим содержанием полезного компонента.

В этом же районе знаки золота размером 0,3—0,5 мм отмечаються во флювиогляциальных отложениях урочища Боровское на перемычке между озерами Пяозеро и Ципринга, западнее оз. Ципринги и в песках Ципрингинской флювиогляциальной дельты.

Золото в количестве нескольких десятков знаков на шлих установлено во флювиогляциальных отложениях южной части Лехтинской структуры (район оз.Когу, ур.Нигалми, оз.Камышового). Наибольшие содержания золота приурочены к нижней части слоя гравийно-галечных песков, залегающих на морене, и к тонкому слою глины в кровле размытой морены. Форма золотин дискообразная, чешуйчатая, размер до 0,3—0,4 мм в поперечнике.

Несколько точек минерализации золота связаны с аллювием. Одна из них находится на р.Пулонге в юго-восточной части Кольского п-ова. Золото до 4 г/м³ выявлено Е.Е.Федоровым и В.В.Масленниковым в намыве небольшого углубления щеткообразного русла реки. Поисковыми работами, проведенными Центральнокольской экспедицией, не обнаружено сколько-нибудь интересных в практическом отношении содержаний золота. С 1882 г. известны небольшие концентрации (до 2,4 г/м³) мелкого золота на реке Паже в юго-восточной Карелии, открытые П.Грановским. Проведенные в последующем поисковые работы и здесь не дали положительных результатов.

В пляжных отложениях оз.Бабье (юго-

восточная часть Кольского п-ова) при поисковых работах Центрально-Кольской экспедиции выявлено золото до сотен мелких знаков на шлиховую пробу (20 кг). Предварительное изучение этого участка показывало, что прибрежно-озерные отложения продуцируются песчано-галечными образованиями Терских Кейв, сформированными в краевой части Понойского ледника в субаквальных условиях.

Поисковые работы, проведенные в очень небольших объемах в Карело-Кольском регионе с целью нахождения россыпных месторождений золота, не дали положительных результатов. Причиной неудач, по мнению автора, являются; отсутствие палеогеографического и геоморфологического анализа территорий на первых стадиях поискового процесса; бурение потенциально россыпных объектов малым диаметром (не более 110 мм); недостаточный объем проб (не более 10 кг); большие потери мелкого золота при лотковой промывке пробы.

Учет названных причин может привести к открытию в Карело-Кольском регионе россыпного месторождения золота.

Платина. Платиноиды в рыхлом покрове восточной части Балтийского щита установлены геохимическими методами в нескольких пунктах возле коренных источников. Минеральная форма платины известна в одном случае. Т.П.Граховская в образце из элювия, сформированного на микроабброритах Луккулайсварского массива, обнаружила зерно сперилита размером в десятые доли миллиметра.

Морена, покрывающая Олангские расчлененные интрузии в Северной Карелии, по данным спектрального и атомно-адсорбционного анализа содержит платиноиды практически постоянно в количестве десятков миллиграмм на тонну. Некоторое увеличение полезных компонентов наблюдается в водно-ледниковых отложениях подножья Луккулайсварского массива. В алевритах и супесях на дне лога, врезанного в морену южного склона горы Луккулайсвары, содержание платиноидов по данным количественного спектрального анализа повышается до 200 мг/т. Платиноиды в количестве до десятков мг/т выявлены Н.Р.Холодиловым в ледниково-делювиальных отложениях, залегающих на основных и ультраосновных породах Тикшозерского массива в Северной Карелии.

Повышение концентрации платиноидов отмечаются О.В.Суздальским в донных осадках Порьей губы Белого моря. Их содержание возрастает с увеличением количества мелких фракций. Форма нахождения полезных компонентов не установлена. Коренными источниками платины, по мнению

О.В.Суздальского, служат фальбанды побережья Порьей губы. Существуют признаки платиноносности рыхлых отложений периферии Панской интрузии основных пород, расположенной в центральной части Кольского п-ова и Бураковского массива в юго-восточной Карелии.

Серебро. В рыхлых отложениях Карело-Кольского региона серебро обнаружено спектральным анализом. Повышенные его концентрации (более 1 г/т) тяготеют к местам находок платиноидов, золота и олова. До 3—5 г/т серебра содержат бурые дресвянистые глины и «доломитовая мука», заполняющие нижнюю часть карстовой воронки в бассейне р.Черной в южных предгорьях Хибинского массива. Отложения залегают под мореной и черными дресвянистыми глинами. В ассоциации с серебром находятся свинец, цинк, медь, кобальт и некоторые другие элементы [2]. Мощность серебросодержащих отложений более 5 м.

Ледниковые отложения района Кительского оловянного месторождения в Северном Приладожье обогащены серебром до 3—4 г/т. Оно ассоциирует здесь с оловом. Невысокие содержания серебра (до 1—2 г/т) установлены в озерных отложениях Тикшозерской котловины в северной Карелии и некоторых других пунктах Мурманской области и Карелии.

Олово. К числу наиболее распространенных минералов олова относится касситерит. В пределах Карело-Кольского региона шлиховые ореолы касситерита встречаются в Северном Приладожье.

Ледниковые отложения, распространенные в районе Кительского оловянного месторождения, по данным спектрального анализа содержат олово от 0,3 до 1,5 кг/т. Максимальные его концентрации наблюдаются в базальной части морены, общая же мощность оловоносной морены 3—10 м. В парагенезисе с оловом находятся цинк, свинец, вольфрам, серебро. Форма нахождения олова в ледниковых отложениях не определена. В шлихах касситерит фиксируется в виде мелких единичных зерен в алевритовой фракции. Возможно, основная его часть теряется при лотковой промывке пробы.

Современные озерные пески Ладожского озера южнее горы Питкяранты, по данным О.Е.Школина, местами значительно обогащены касситеритом — до 1200 г/м³. Размер таких участков невелик, ограничен узкой полосой современного пляжа и измеряется десятками, реже сотнями квадратных метров. Количественные содержания касситерита в пляжах северо-восточного берега Ладожского озера приводит И.М.Экман. (1978).

Титан. Титан входит в состав многих

минералов, однако, промышленное значение имеют два: рутил и ильменит. В Карело-Кольском регионе их источниками являются различные метаморфические, основные и ультраосновные породы. Практический интерес может представлять также перовскит, входящий в состав щелочных, карбонатных и некоторых других пород региона.

Рутил и ильменит — постоянные шлиховые минералы. Титаниты встречаются во всех генетических типах рыхлых отложений. В морене небольшие содержания рутила зафиксированы в пределах распространения пород гранулитовой формации в западной части Мурманской области. В долине р.Явр между горами Юовв-оайв и Учебю-оайв в ледниковых и водно-ледниковых отложениях М.И.Дубровским и В.Е.Романовым выявлена комплексная гранат-ильменит-рутиловая россыпь со средним содержанием рутила $4,5 \text{ кг/м}^3$ (в отдельных пробах более 10 кг/м^3). Рутилом обогащена морена, ледниково-делювиальные и водно-ледниковые отложения северного (долина р.Лотты) и южного (долина р.Вувы, Ноты и др.) флангов гранулитовой формации. Рутил постоянно ассоциирует здесь с гранатом, ильменитом и цирконом.

Повышенные концентрации рутила установлены в мелкозернистых песках нижней морской террасы губы Вичаны Мурманского берега (до $10,2 \text{ кг/м}^3$), а также в морских отложениях ряда пунктов Терского берега.

В аллювии максимальные содержания рутила по данным шлихового опробования отмечены В.Я.Прозоровым в устье р.Йоканьги (до 15 кг/м^3). Первые килограммы на кубометр рутила обнаружены Н.Н.Арманд в речных отложениях Ель-реки (приток Поной), а также в современных озерных отложениях оз.Медвежьего в Верхнепонойской котловине. Практическое значение площадей минерализации в аллювии и озерных отложениях невелико, т.к. они имеют ограниченные размеры и попадают в природоохранные зоны. Ильменит в рыхлом покрове Карело-Кольского региона встречается постоянно в количестве от знаков до первых килограммов на кубометр и лишь в редких случаях превышает $10\text{—}15 \text{ кг/м}^3$. Средними содержаниями ильменита 14 кг/м^3 характеризуется комплексная гранат-ильменит-рутиловая россыпь в долине р.Явр, упомянутая выше. Мощность ильменитосодержащих отложений варьирует в пределах нескольких метров. Имеются перспективы расширения ресурсов этого минерала на площади развития пород гранулитовой формации.

Точки минерализации ильменита выявлены в последние годы в водно-ледниковых

отложениях южных предгорий Хибинского массива. Повышенные концентрации этого минерала связаны с прослоями мелкозернистых песков флювиогляциальных образований. Содержания по некоторым пробам $9\text{—}15 \text{ кг/м}^3$, максимально до 103 кг/м^3 . Масштабы проявления пока не определены. В материалах В.Г.Чувардинского имеются данные о содержании ильменита до 20 кг/м^3 в водно-ледниковых отложениях долины р.Вуоннемийоки в восточной части Хибинского массива.

В.Е.Романовым установлены повышенные содержания ильменита (до $16,25 \text{ кг/м}^3$) во флювиогляциальных отложениях района Улитареченского массива основных пород, а также в аллювии массива Гремяха-Вырмес (до 40 кг/м^3). По данным О.Е.Школиной, морские отложения долины р.Колы возле пос.Шонгуй содержат ильменит до $5,4\text{—}10,2 \text{ кг/м}^3$, а аллювиальные отложения долины р.Туломы возле пос.Мурмаши — до $22,5 \text{ кг/м}^3$.

Высокие содержания ильменита (кг/м^3) обнаружены при геологосъемочных работах: в пляжных отложениях Пиренгских озер — до 101, оз.Медвежьего — до 242, в бассейне верхнего и среднего течения р.Поной, в аллювии нижнего течения р.Печенги — до 145 и р.Йоканьги — до 108, в устьевых частях рр. Пялицы, Пулонги, Поной — до 100—110 (материалы В.В.Проскурякова, Н.Н.Арманд, В.Г.Гаскельберга, М.А.Сотниковой, В.Я.Прозорова). Указанные точки минерализации в речных и озерных отложениях приурочены к узким маломощным прослоям современных пляжей и поэтому практического значения, как правило, не имеют. Исключения составляют комплексные россыпепроявления ильменита и циркона в устье р.Варзуги и Йоканьги, выявленные В.Я.Прозоровым в 1956—1959 гг., но они попадают в природоохранные зоны. Размер зерен ильменита в четвертичных отложениях варьирует от 0,01 до 1 мм, в среднем $0,2\text{—}0,3 \text{ мм}$.

Повышенные содержания перовскита ($1\text{—}8 \text{ кг/м}^3$) зафиксированы В.Я.Прозоровым в аллювиально-морских отложениях Терского берега. Аномальная концентрация этого минерала (130 кг/м^3) установлена им в озерных песках юго-западной части п-ова Турий в 500 м от берега Белого моря.

Цирконий. Наиболее важными в практическом отношении минералами циркония являются циркон, бадделит и эвдиалит. Два последних минерала образуют знаковые ореолы в Хибинском и Ковдорском массивах и по их периферии, но практически значимых концентраций пока не обнаружено. Циркон в различных генетических типах рыхлого покрова встречается постоянно. Его

содержания колеблются в значительных пределах и в общем случае зависят от расположения относительно коренного источника и степени сортированности отложений.

Элювиально-делювиальные образования южного обрамления гранулитовой формации в долине р. Вувы характеризуются содержанием циркона до $6,16 \text{ кг/м}^3$.

Ледниковые отложения Кольского п-ова и Карелии часто содержат циркон в количестве $0,1\text{--}0,3 \text{ кг/м}^3$. Более высокие концентрации (до 2 кг/м^3) наблюдаются в морене, залегающей на цирконсодержащих коренных породах (гранитоиды, щелочные породы) в среднем течении р. Вувы, окрестностей горы Туэльм, долины р. Уры. Вероятно эти данные занижены, т.к. получены при лотковой промывке морены. Примерно такими же концентрациями циркона характеризуются и водно-ледниковые отложения отмеченных районов. Увеличение его количества (до 6 кг/м^3), как правило, в ассоциации с ильменитом, рутилом и гранатом фиксируется в прослоях и линзах мелкозернистых песков в сложноустроенных флювиогляциальных толщах, общая мощность которых может достигать 30–50 м.

Точки ильменит-рутиловой минерализации выявлены В.Я.Прозоровым при поисковых работах 1956–1958 гг. на Терском берегу Белого моря. В устье р. Варзуги в элювиально-морских отложениях им обнаружена небольшая россыпь указанных минералов. В.Н.Казаков в 1990–1991 гг. дополнил эти данные, доказав, что основная часть ильменит-цирконовой россыпи сложена золотыми отложениями.

Содержания циркона возрастают во много раз (до 44 кг/м^3) в современных озерных отложениях Верхнепонойской котловины. Объясняется это близостью коренного источника — щелочных гранитов. Увеличение количества циркона отмечается также в элювии и озерно-ледниковых отложениях оз. Чудзьявр севернее Ловозерских тундр. В Сальнотундровском гранулитовом поясе Е.Г.Мининой выделено несколько совмещенных ореолов с весовыми содержаниями циркона, рутила, ильменита, в районе горы Туэльм, оз. Ракк-озеро, горы Лотмвары, севернее оз. Черного. С этими ореолами связаны также повышенные содержания хромита, монацита, золота, встречаются знаки рубина, сапфира, шпинели. Раккозерско-Туэльмская площадь рекомендуется Е.Г.Мининой на поиски россыпей титана и циркона.

В Южной Карелии содержание циркона в рыхлом покрове ниже и не превышает, как правило, $0,5 \text{ кг/м}^3$. В прибрежных песках северного берега Финского залива и пляжа северо-западного берега Ладожского озера

количество циркона, по данным О.Е.Школина, достигает первых килограммов. Размер зерна циркона обычно менее 0,2 мм.

Редкие земли. Наиболее важными в практическом отношении редкоземельными минералами являются лопарит и монацит. Основным источником лопарита — породы дифференцированного ийолит-уртитового комплекса Ловозерского массива. По его периферии расположено несколько россыпей, сформированных за счет перестроения горными ледниками и их талыми водами продуктов выветривания лопаритоносных пород [5].

Механический ореол лопарита довольно далеко распространяется от коренного источника (Л.А.Кириченко, 1966). На северо-восток он прослеживается почти до Баренцева моря, на восток — до верхнего течения р. Поной и на юго-восток — до берега Белого моря. В пределах этой обширной территории установлены содержания лопарита — до первых килограммов на кубометр. Повышенные концентрации минерала связаны в основном с озерными и озерно-ледниковыми фациями крупных магистральных депрессий, отходящих от Ловозерского массива. В среднем течении р. Паны, являющейся частью Цагинско-Варзугского желоба, В.Г.Чувардинским открыто редкометалльное россыпепроявление. На перспективность этой депрессии указывал ранее А.В.Сидоренко [9].

Лопаритом обогащены водно-ледниковые отложения долин рек Кицы, Цаги, северных подножий Федоровых и Панских тундр, котловины Верхнепанских озер. Отложения этих участков имеют по данным бурения большую мощность, но на глубину не изучены. Исходя из общей закономерности увеличения суммы рудных минералов вниз по разрезу, можно предположить обнаружение здесь погребенных россыпей.

Точки лопаритовой минерализации (первые кг/м^3) известны в прибрежно-морских песках Терского берега. Первые они были выявлены в 1956 г. В.Я.Прозоровым. В северо-восточной части механического ореола повышенные концентрации лопарита отмечались А.С.Лихачевым и Т.С.Чухиной в водно-ледниковых, озерных и речных отложениях северного побережья оз. Ловозера.

Основная часть свободных зерен лопарита в россыпях ближнего сноса содержится в классе 2–0,1 мм, а в точках минерализации, удаленных на 10 и более километров, как правило, в классе менее 0,3 мм.

Монацит (единичные знаки) встречается в четвертичных отложениях часто, но концентрации даже в количестве десятков граммов на кубометр известны в редких случаях. К таким участкам относятся окре-

стности горы Тузльм в Сальнотундровском гранулитовом поясе, котловине оз. Чудзъяв севернее Ловозерских тундр, долина р. Тунса-йюки и некоторые другие места. Содержание монацита здесь по данным шлихового опробования достигает десятков и первых сотен г/м³.

Автором было проведено дополнительное опробование водно-ледниковых отложений в северной части котловины оз. Пяозеро, где были выявлены содержания монацита в первые десятки г/м³ [3]. В валуно-галечных песках юго-западной части Ципрингской флювиогляциальной дельты содержание монацита (г/м³) составляет по данным шлихового опробования 120, в слоистых песках средней части задрового поля южнее горы Пяйнур — до 180, в песках и алевритах террасового комплекса в устье р. Оланги — до 320, в озерных песках северо-западного побережья оз. Пяозера возле ур. Коштавара — 150. Максимальные содержания монацита в водно-ледниковых отложениях приурочены к прослоям хорошо сортированных слоистых мелко-среднезернистых песков. В пробе гравитационно не обогащенного алеврита, вскрытого буровой скважиной в древней долине юго-восточнее горы Луккулайсвары, содержание монацита равно 1,25 кг/м³. Его содержание резко возрастает (до 10 кг/м³) в современных озерных песках (пляжах) возле ур. Коштавара и в устье р. Оланги.

Территория, в пределах которой выявлены повышенные концентрации монацита, вытянута в северо-восточном направлении от устья р. Оланги до восточного побережья оз. Ципринги.

Монацит в шлихах представлен уплощенными денешковидными зернами оранжевого, желтого и красновато-оранжевого цвета с высоким двупреломлением (≈ 1780 и выше). Размер кристаллов обычно менее 0,1 мм, редко встречаются зерна 0,3 мм. Сопоставление минералогических анализов гравитационно обогащенных проб (шлихов) с аналогичными данными, полученными при разделении мелкозема непосредственно в бромформе, показывает, что результаты шлихового опробования дают заниженные содержания монацита в несколько раз.

Алмаз. Первая находка алмаза в Карело-Кольском регионе относится к концу прошлого столетия. В статье, вышедшей в 1891 г. в Париже, Ш. Велен и Ш. Рабо сообщили, что в образцах из песков о. Чевессуолло на р. Пасвик (Пасйюки) обнаружено несколько мелких алмазов. Проведенные в этом районе поиски не увенчались успехом, в связи с чем сама находка была объявлена сомнительной. В последующие годы алмазы были найдены в 1974 г. О. В. Леонтьевой в при-

брежно-морских отложениях Турьего п-ова Белого моря, А. В. Пекуровым — в четвертичных отложениях района Каменных озер на юго-востоке Карелии.

Целенаправленные поиски алмазов привели к открытию коренных источников: кимберлитовых трубок на Терском берегу Кольского полуострова и лампроитов в Костомукшском районе Карелии.

В ледниковых и водно-ледниковых отложениях Северной Карелии (западнее и северо-западнее оз. Ципринги) С. Ф. Ключиным и А. А. Захаровым в 1989 г. были выявлены минералы кимберлитового парагенезиса (пироп и хромдиопсид). Юго-восточнее указанного участка в водно-ледниковых отложениях северной части котловины оз. Пяозера найден минерал флоренсит [3], встречающийся в алмазных россыпях [10]. В малообъемной пробе, отобранной из отложений размытого оза на западном побережье оз. Ципринги, были обнаружены обломки и мелкие кристаллы алмаза размером 0,06—0,48 мм. Минеральный состав отложений, включающих алмазы, следующий, %: роговая обманка — 49,3; гематит — 9,9; эпидот — 19,5; магнетит — 6,3; сфен — 1,2; циркон — 0,7; рутил — 0,2; ильменит — 0,7; моноклинный пироксен — 1,1; гранат — 0,7; апатит — 1,8; знаки гидроксидов железа, ромбического пироксена, ставролита, турмалина, монацита, перовскита, биотита, лейкоксена, пирита, кианита, пьсмонита. Сумма минералов тяжелой фракции составляет 65,6 кг/м³. Пироп и хромдиопсид отмечаются на всем протяжении флювиогляциального комплекса (более 5 км) западного побережья оз. Ципринги [4].

Минералы кимберлитового парагенезиса встречаются и в других частях восточной части Балтийского щита. Пироп, хромдиопсид фиксируются в прибрежно-морских отложениях п-ова Рыбачий, аллювии р. Падос на западе Кольского п-ова, ледниковых, аллювиальных и прибрежно-морских осадках Терского берега, переотложенной коре выветривания и озерных песках южных предгорий Хибин, флювиогляциальных отложениях Медвежьегогорского и Пудожского районов Карелии, аллювии и ледниковых отложениях Онежско-Ладожского перешейка, морских отложениях Белого моря южнее г. Беломорска и в некоторых других пунктах.

Корунд. Коренными источниками корунда в Карело-Кольском регионе являются различные метаморфические породы. Шлиховые ореолы и точки минерализации корунда на Кольском п-ове преимущественно связаны с площадью развития пород гранулитовой формации. В частности, наиболее обогащены корундом и его цветовыми разновидностями — рубином и сапфиром —

делювиальные и делювиально-ледниковые отложения склонов и подножий возвышенностей Кужвара, Кузвара, Березовая вара в междуречье Явра и Падоса. Коренной источник рубина здесь — тела эклогитов, вскрытых канавами. Н.Н.Хрушинской в морене, элювиально-делювиальных и флювиогляциальных отложениях указанной территории выявлено 22 ореола с содержанием рубина от десятков до сотен зерен на штих, максимально до $1,5 \text{ кг/м}^3$. В ассоциации с рубином находятся пироп-альмандин, обыкновенная роговая обманка, актинолит, гиперстен, диопсид, ильменит, эпидот, биотит, монацит, гематит, лимонит, силлиманит, рутил, циркон, сфен, апатит, дистен, лейкоксен, магнетит.

Гранат. Коренные источники граната — разнообразные горные породы, однако максимальные содержания его приурочены к образованиям гранулитовой формации, сланцам Кейвской структуры, отдельным разностям беломорских гнейсов и некоторым другим породам (В.С.Артамонов, 1962). По данным Г.И.Гольдмана и др., гранат в разведанных коренных месторождениях в основном пригоден в качестве абразивного сырья. Лишь незначительная часть кристаллов Кительского и Шуерецкого месторождений может быть использована как ювелирный материал. В рыхлом покрове проявлений ювелирного граната пока не открыто.

М.И.Дубровским и В.Е.Романовым обнаружена россыпь граната-альмандина в ледниковых и водно-ледниковых отложениях долины р.Явр с содержанием минерала около 300 кг/м^3 . Преобладающий размер зерен граната — $0,7\text{--}0,1 \text{ мм}$. По качеству он пригоден как абразивный материал. В ассоциации с гранатом в этом месторождении находятся ильменит и рутил. Морена и водно-ледниковые отложения, развитые в пределах Западно-Кольского гранулитового пояса, постоянно обогащены гранатом, содержание которого в отдельных пунктах превышает $200\text{--}300 \text{ кг/м}^3$ (долина р.Лоты, Туломы, Улиты, Ноты и др.). Воздействие ледников на коренные породы в этой части Мурманской области было незначительным, а местами отсутствовало совсем, поэтому здесь лучше сохранились дочетвертичные коры выветривания и ярко выраженная элювиально-делювиальная основа морены.

В водно-ледниковых отложениях южных предгорий Хибинского массива содержание граната достигает 134 кг/м^3 . В ассоциации с ним находятся ильменит — до 103 кг/м^3 , сфен — до 77 кг/м^3 , лопарит — до $1,2 \text{ кг/м}^3$ и некоторые другие минералы.

Гранатом обогащены прибрежно-морские отложения Карельского берега Белого моря в районе южнее устья р.Чупы (Гранатовый

берег), р. Шуи и ряда других пунктов. Коренным источником граната являются гнейсы беломорской серии.

Содержаниями до нескольких сотен килограммов граната на кубометр характеризуются отдельные небольшие участки пляжей северо-западной части Ладожского озера. Например, в районе пос.Моторное, по данным О.Е.Школиной, гранатовое обогащение на некоторых «пятачках» достигает 835 кг/м^3 . С ним ассоциирует (кг/м^3): ильменит — до 58, циркон — до 2,2, рутил — до 4,1, монацит — до 1,1.

В рыхлом покрове восточной части Балтийского щита зафиксированы точки минерализации и других рудных минералов. Пространственно они тяготеют к коренным источникам. В ледниковых отложениях окрестностей Ковдорского железорудного массива, по данным В.Я.Евзерова, повышено содержание магнетита (до 120 кг/м^3). В ассоциации с ним находится апатит (до 40 кг/м^3). Магнетитом обогащены также отложения котловин озер Чудзъявр, Лайи (долина р. Титовки), Гремяха-Вырмес. Аномальные концентрации магнетита обнаружены в аллювиально-озерных песках устья р.Оланги (до 930 кг/м^3).

Первые сотни граммов на кубометр включают гетерогенные отложения подножья горы Хлебной, депрессии Ракк-озера, долины р.Варзуги, п-ова Турий, котловины оз.Сей-явра. Шлиховые ореолы хромита известны в Южной Карелии и на Онежско-Ладожском перешейке.

Водно-ледниковые отложения периферийных участков Хибинского и Ловозерского массивов содержат сфен до нескольких десятков кг/м^3 (до 145 кг/м^3). Первыми килограммами на кубометр сфена характеризуется флювиогляциальные отложения долины оз.Портлубол, морские отложения губы Вичаны на северо-западе Кольского п-ова, а также морские и аллювиально-морские отложения некоторых участков Терского берега Белого моря.

Содержания рудных минералов в рыхлом покрове, приведенные в статье, вероятно, не отражают истинных концентраций, т.к. они базируются в основном на результатах шлихового опробования, при котором потери ценных минералов весьма велики, особенно в мелких классах. Мелкое и пылеватое золото, а именно оно по предварительным данным преобладает в точках минерализации рассматриваемого региона, при лотковой промывке пробы теряется полностью или почти полностью [6, 7, 8]. Потери касситерита, ильменита, рутила, циркона в классах менее $0,1 \text{ мм}$ при шлиховом опробовании достигают $50\text{--}80\%$ [1, 6]. Опытные работы, проведенные на северо-западе

России О.Е.Школиным, В.Я.Прозоровым, А.С.Лихачевым, В.Г.Чувардинским, Н.В.Казаковым, Н.И.Киселевым, показывают, что содержание таких минералов, как лопарит, циркон, ильменит, рутил, монацит, снижается при лотковой промывке шлиха в 3 ... 15 и более раз.

Выводы. Данные по минерализации рыхлого покрова свидетельствуют о том, что в отдельные временные интервалы в Карело-Кольском регионе существовали условия для накопления практически значимых концентраций золота, алмаза, редких земель, циркона, титанитов, граната, олова и некоторых рудных компонентов. Эти материалы рассматриваемые в качестве прямых поисковых признаков россыпей, в сочетании с общегеологическими предпосылками россыпеобразования, обоснованными А.В.Сидоренко [9], позволяют определить восточную часть Балтийского щита и его обрамления как самостоятельную россыпную провинцию, в пределах которой ведущую роль будут играть россыпи, связанные с отложениями ледниковой формации и древним карстом.

Ожидаемые россыпи должны характеризоваться сложным строением, небольшими размерами, комплексным составом, неравномерным распределением и мелкими зернами полезных компонентов. Все это обуславливает определенные трудности поисков таких месторождений и их дальнейшую разработку. Детальное изучение и опробование ледниковых, водно-ледниковых и карстово-заполняющих отложений в пределах металлогенических зон, узлов и возле коренных источников — важная задача практиче-

ской геологии, направленная на повышение эффективности поисков россыпей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кастерин А.В. Шлихо-минералогические и шлихо-геохимические методы поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1972.
2. Киселев И.И. Поиски карстовых россыпей в Карело-Кольском регионе // Разведка и охрана недр. 1989. № 9. С.34—38.
3. Киселев И.И. Монацитоносные пески северной части котловины оз.Пяозеро // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской обл. Апатиты, 1990. С.45—47.
4. Киселев И.И., Ключин С.Ф., Захарова А.А. Изучение ледникового переноса в Северной Карелии для выявления кимберлитовых источников // Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. М., 1991. С.14—17.
5. Лихачев А.С. Редкометалльные россыпи ближнего сноса в обрамлении массива нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове // VIII совещание по геологии россыпей: Тез.докл. Киев, 1987. С.223—225.
6. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М., Уткин Р.Е. Перспективы обнаружения аллювиальных россыпей с мелкими зернами ценных минералов // Аллювий. Пермь, 1980. С.49—70.
7. Минко О.О. Проблема поисков и оценка россыпей с мелким золотом. — М.:ВИЭМС. 1985.
8. Прусс Ю.В., Ку克林 А.П., Борзов Ю.П. К вопросу о методике выявления тонкого золота при разведке // Колыма. 1971. № 1. С.44—45.
9. Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова. //Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты, 1960. Вып.1. С. 5—31.
10. Флоренсит в девонских кварцевых конгломератах на севере Русской плиты //Н.П.Симакова, М.И.Ботова, А.А.Константиновский и др. // Докл. АН СССР. 1990. № 2. С.468—471.
11. Pulkkinen E. Vuotoson rapakalliosavi vuosisirkija. 1985. 26. Lapin tutkimuss. Rovaniemi. P.41—45.

Принята редколлегией 26 октября 1992 г.

УДК 553.061.2

© В.С.Войтович, 1993

О генезисе Сарановского хромитового месторождения

В.С.ВОЙТОВИЧ (МГРИ)

Сарановское месторождение длительно отработывается. Наблюдения в карьерах и подземных горных выработках в сочетании с анализом имеющихся данных [1, 2, 6] и фактических геологических материалов позволяют уточнить представления о его строении и генезисе.

В районе пос.Сараны (рис. 1) прослеживается вулканогенно-осадочная толща с преобладанием различных сланцев и существенно терригенная, сложенная главным образом сланцами и кварцитопесчаниками с конгломератами. При проведении геологи-

ческих съемок и поисков эти толщи нередко рассматривались как примерно одновозрастные, формировавшиеся в разных структурно-фациальных зонах. Они предположительно относились к разным частям докембрия или нижнего палеозоя, а в последнее время чаще всего к верхнему рифею и венду [2, 3 и др.].

Рудовмещающие хромитоносные расслоенные ультрамафиты залегают преимущественно под эффузивно-силловым горизонтом метабазитов и внедрялись до того, как вулканогенно-осадочная толща была дислоци-

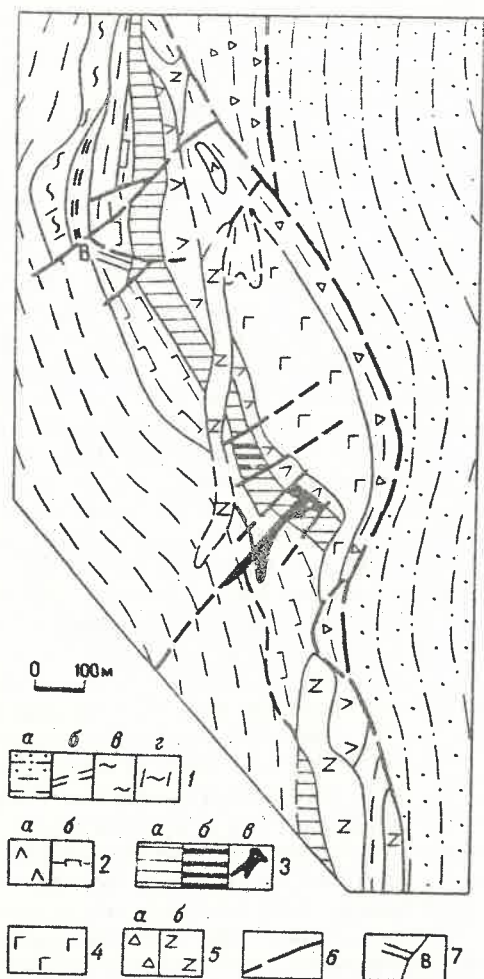


Рис. 1. Геологическое строение района пос. Сараны:

1 — отложения (*a* — вулканогенно-осадочная (внизу и существенно терригенная (вверху) толщи, *b* — прослеженные местами темно-серые до черных углеродсодержащие филлитовидные, *в* — карбонат-серпичит-хлоритовые, *г* — тальк-карбонатные сланцы); 2 — горизонты (*a* — эффузивно-силловый метабазитов; *b* — вулканогенно-терригенный с силлами и силлоподобными массивами апогарибуртитов и аподунитов); 3 — рудовмещающие ультрамафиты (*a* — расслоенные, *b* — в богатом рудоконцентрирующем блоке, *в* — образующие стратиформную залежь, переходящую в секущее тело хромитовых руд; 4 — апогаббро; 5 — брекчированные породы (*a*), габбродиабазы (*b*); 6 — разломы; 7 — траншея (въезд в карьер)

рована, скорее всего, ниже дна продолжавшего развиваться палеобассейна, в зоне глубинного разлома со сближенными разрывными нарушениями. Это способствовало расслоенности ультрамафитов, обусловило ступенчатые изменения их мощности по разломам, образование рудоконцентрирующих раздувов в виде блоков (рис. 2; см. рис. 1), ряд особенностей генезиса хромитовых руд, палеоструктурные факторы их контроля.

Ниже рассмотрены некоторые особенности состава и формирования вулканогенно-осадочной толщи, в т. ч. характерных для нее эффузивов, представленных пироксеновыми и оливковыми, реже пироксен-оливковыми порфиритами.

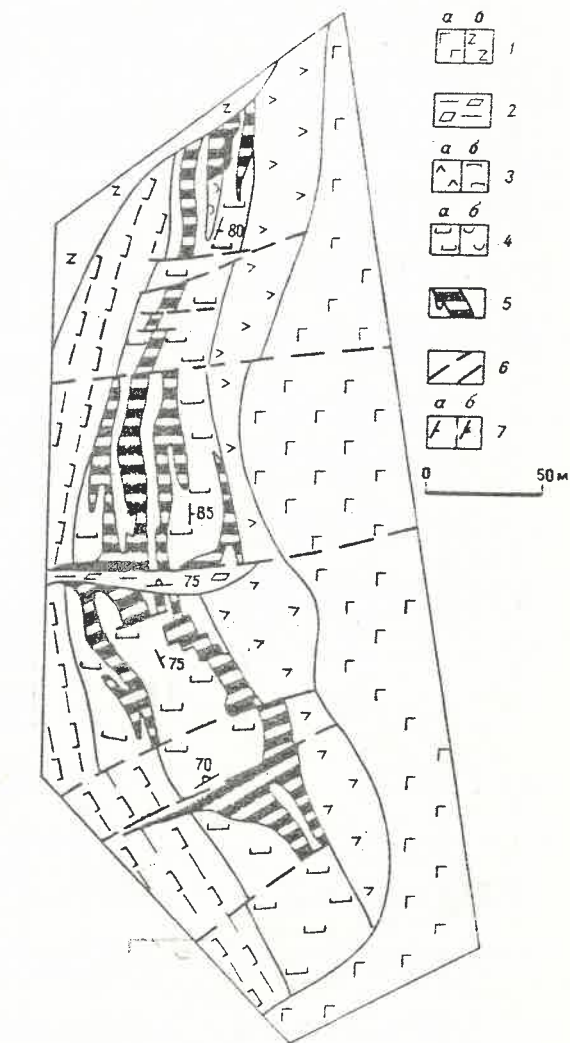


Рис. 2. Блоки в южной части месторождения:

1 — апогаббро (*a*), габбродиабазы (*b*); 2 — рассланцованное оливковое габбро, образующее дайку; 3 — горизонты (*a* — эффузивно-силловый, метабазитов; *b* — вулканогенно-терригенный с силлами и силлоподобными массивами апогарибуртитов и аподунитов); 4 — рудовмещающие расслоенные ультрамафиты (*a* — с преобладанием гарибуртитов и дунит-гарибуртитов, *b* — показанный вне масштаба слой аподунитовых серпентинитов); 5 — хромитовые руды; 6 — разломы; 7 — элементы залегания (*a* — слоев, *b* — плоско-стей разломов)

но-осадочной толщи, в т. ч. характерных для нее эффузивов, представленных пироксеновыми и оливковыми, реже пироксен-оливковыми порфиритами.

Пироксеновые порфириты вместе с анортозитами образуют эффузивно-силловый горизонт. Они обычно темно-серого и серого цвета, крепкие, тонкозернистые, с мелкими лейстами плагиоклаза и основной массой, интенсивно замещенными соссюритом. Отмечаются редкие мелкие вкрапленники пироксена, замещенного хлоритом; спорадически наблюдаются миндалины, выполненные

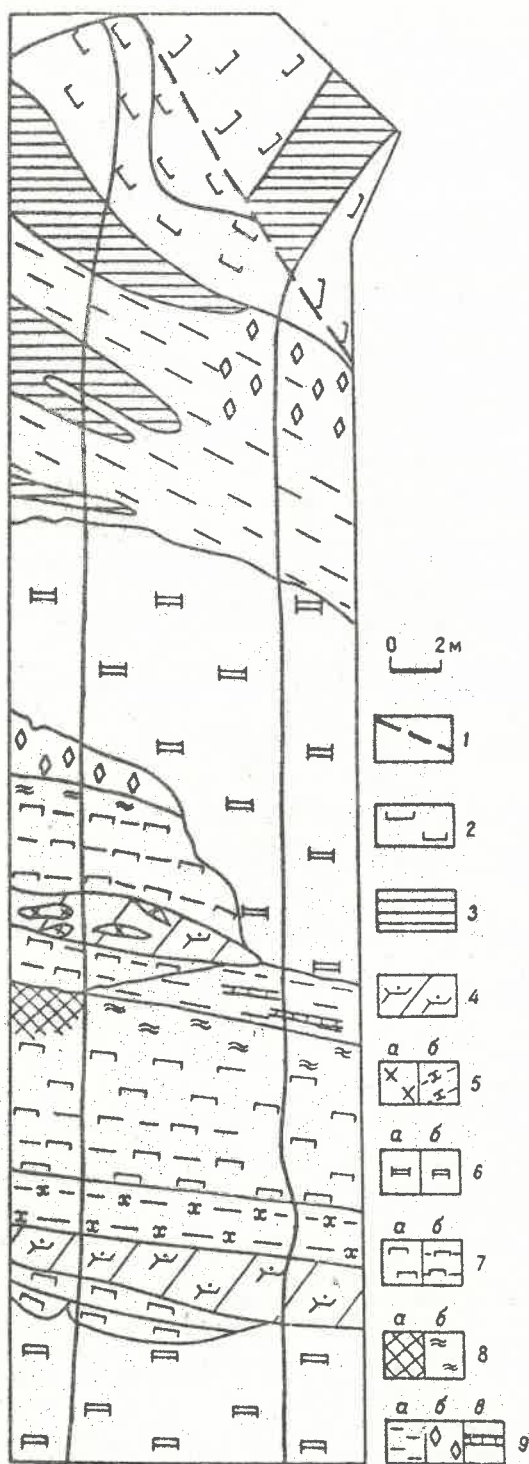


Рис. 3. Геологическое строение участка траншеи:

1 — разломы; 2 — рудовмещающие расслоенные ультрамафиты; хромитовые руды; 3 — густовкрапленные до массивных, 4 — с убогой вкрапленностью хромшпиннелида; 5 — прожилки кальцита (а), интенсивная хлоритизация по неустановленным первоначальным породам (б); 6 — аногаритбуриты (а), анодунитовые серпентиниты (б); 7 — оливиновые и пироксен-оливиновые порфириты (а), интенсивно расслаиваемые и хлоритизированные их разности (б); 8 — зоны подводного выветривания верхов лавовых покровов, обожженные гидроксидами железа (а — дезинтегрированные полурыхлые их разности, б — неравномерно брекчированные); 9 — сланцы филлитовидные, отчасти известковые, серпид-хлоритовые, иногда талькосодеждающие (а), узловатые тальк-карбонатные (б), проглатки известников (с); расположение трещин см. рис. 1

хлоритом и кальцитом. Структура близка к андзитовой, текстура — трахитоидная, выраженная субпараллельной ориентировкой лейст. Анортозиты, иногда переходящие в габбро, преимущественно средне- и крупнозернистые, сложены в основном плагиоклазом таблитчатой формы, а также клинопироксеном. Плагиоклаз интенсивно замещен сосисуритом, по пироксену развиваются гомоосские псевдоморфозы бесцветного и слегка зеленоватого клинохлора; часто наблюдаются прожилки альбита и клинохлора; нередко порода почти нацело преобразована в хлорит-альбит-цоизитовую [2]. В связи с интенсивным изменением пород восстановить их первоначальный облик и выяснить, представляют ли они эффузивы или интрузивные образования, зачастую не удастся. Скорее всего, при формировании эффузивно-силлового горизонта метабазитов происходили внедрения силлов между лавовыми покровами. Мощность горизонта 100 м.

Оливиновые порфиры обычно зелено-серые и темно-зеленые, тонкозернистые до близких к афанитовым, зачастую характеризуются основной массой скрытокристаллического сложения, почти не реагирующей на поляризованный свет и состоящей из сосюрита, серпентина и хлорита. Встречаются разности с различимыми под микроскопом выделениями этих минералов и сохранившимися реликтами мелких лейст плагиоклаза. Присутствуют вкрапленники оливина размером 0,05 — 0,3 мм, интенсивно замещенного петельчатым агрегатом серпентина. В пироксен-оливиновых разностях видны редкие мелкие вкрапленники пироксена, замещенного хлоритом.

Отдельные лавовые покровы — миндалекаменные, характеризуются наличием нескольких уплощенных мелких миндалин, различных макроскопически и выполненных хлоритом и карбонатом. Под лавовыми покровами отмечаются незначительные зоны закали в подстилающих сланцах. В кровле покровов под перекрывающими их сланцами порфириты нередко обохрены гидроксидами железа (рис. 3) в результате подводного выветривания на дне бассейна. Там, где на выветрелые породы налегает лавовый покров, они вследствие интрузивного воздействия последнего превращены в буровато-серую дезинтегрированную полурыхлую массу.

Силлы в отличие от эффузивов зачастую ограничены неровными верхним и нижним интрузивными контактами, срезающими слоистость сланцев и покровы порфириров. Силл зеленовато-серых апогарцбургитов в средней части рис. 3 сложен пироксеном и реже оливином, размеры кристаллов которых достигают 0,5—2 мм. По пироксену развивается хлорит, отдельные его зерна окаймлены тонкими прожилками хлорита. Оливин большей частью замещен петельчатым агрегатом серпентина. На отдельных участках апогарцбургиты осветлены и почти нацело замещены хлоритом и серпентином. В апрагарцбургитах наблюдается вкрапленность мелких кристаллов хромшпинелида, иногда концентрирующихся в тонкие линзовидные скопления. Силл дунитов в южной части участка (см. рис. 3) изменен более интенсивно и в основном представлен аподунитовым серпентинитом с выделениями асбестовидного серпофита и прожилками кальцита.

Чередующиеся с эффузивами и прорванные маломощными силлами сланцы преимущественно филлитовидные, отчасти известковистые, серицит-кварцевые и серицит-хлоритовые, иногда с пропластками мелкозернистых известняков. В сланцах нередко присутствуют мелкие обломочные зерна кварца, реже полевых шпатов со следами окатанности алевритового и пелитового размера. Сероцветные известковистые сланцы спорадически содержат различные выделения талька. Наблюдаются переходы от упомянутых сланцев к желто-серым узловатым тальк-карбонатным с различными макроскопически узелками карбоната, морфологически сходными с таковыми в тальк-магнезитах Сыростанского месторождения Урала.

Переслаивающиеся вулканиты и сланцы образуют вулканогенно-терригенный горизонт, прорванный силлами. Ниже него местами прослеживаются темно-серые до черных углеродсодержащие филлитовидные сланцы, налегающие на светло-серые карбонат-серицит-хлоритовые, в которых близ поперечного малоамплитудного разлома, возможно конседиментационного, присутствуют слойки тонкозернистого известняка мощностью 0,5—3 мм, зачастую в той или иной мере замещенного тальком (см. рис. 1). Аналогичные светло-серые до белых, «мыльные» на ощупь слойки обнаружены в Главной Сарановской шахте. Выше вулканогенно-терригенного горизонта развиты в основном монотонные зеленовато-серые серицит-хлорит-кварцевые сланцы, отчасти карбонатсодержащие.

В целом вулканогенно-осадочные отложе-

ния с преобладанием горизонтально-слоистых сланцев, частично с пропластками известняков накапливались в морском бассейне, а вулканиты в его пределах, скорее всего, изливались в проницаемой зоне глубинного разлома.

Внедрения интрузий и процессы формирования хромитового месторождения происходили в этой же тектонической зоне. Выше эффузивно-силлового горизонта метабазитов прослеживаются субсогласный массив и мелкие тела крупнозернистого габбро, интенсивно сосюритизированного и выделяющегося как апогаббро [2] (см. рис. 1, 2). Вероятно, сосюритизации способствовало внедрение магматического расплава в водонасыщенные отложения ниже дна продолжавшего развиваться палеобассейна. В дальнейшем на еще большей глубине от его дна формировались рудовмещающие хромитоносные расслоенные ультрамафиты, кристаллизовавшиеся в основном под служившими экраном эффузивно-силловым горизонтом метабазитов и массивом апогаббро. Субсогласное субгоризонтальное залегание рудовмещающего массива, близкое к силлу, способствовало процессам дифференциации ультрамафитов, их расслоенности. Она выражена в чередовании, иногда частом переслаивании ультрамафитов, различающихся по составу, текстурным и структурным особенностям и обычно в той или иной степени серпентинизированных [1, 2]. Наиболее распространены хромитоносные гарцбургиты и дунит-гарцбургиты, преимущественно крепкие, мелкозернистые. Кроме того, встречаются аподунитовые серпентиниты мощностью 1 м и более, интенсивно рассланцованные, наиболее четко выделяющиеся макроскопически.

В расслоенных ультрамафитах прослеживаются стратифицированные зоны вкрапленности хромшпинелида, три наиболее выдержанные и мощные стратиформные залежи хромитовых руд, местами маломощные (около 5—30 см) хромититовые слои [2]. Вместе с тем, в значительной части месторождения, особенно в южной (см. рис. 2), развиты субсогласные залежи густо вкрапленных до массивных хромитовых руд, которые сливаются и переходят в секущие подводящие тела. Такие гистеромагматические залежи, по распространенным представлениям, формировались при внедрении в уже раскристаллизованные ультрамафиты остаточного рудного расплава, обособившегося в результате гравитационной дифференциации магмы в материнском магматическом очаге. По мнению А.А. Маракушева [4], внедрялся флюидно-рудно-силикатный расплав, образовавшийся в результате ликвидации магмы. Вполне возможно, что рассло-

енность ультрамафитов влияла на локализацию гистеромагматических залежей. Так, ослабленные зоны с вкрапленностью хромшпинелида и слои хромитита могли быть благоприятны для проникновения рудного (или флюидно-рудного-силикатного) расплава, а рудные минералы способствовали осаждению хромшпинелида из расплава, служили центрами затравки.

Гистеромагматические залежи хромитовых руд зачастую неравномернoзернистые до крупнoзернистых, иногда содержат флогопит. Некоторые из них прослеживаются под массивом расслоенных ультрамафитов (см. рис. 3). При последующих магматических и постмагматических процессах формировались различные образования [1, 2], особенно часто встречаются жилы кальцита, иногда с тальком.

Палеоструктурные факторы контроля оруденения, характерные для месторождения, обусловлены влиянием на процессы магматизма разломов, в т.ч., вероятно, длительно развивавшихся, отчасти конседиментационных. Наблюдения в карьерах и подземных выработках, данные эксплуатационных работ свидетельствуют о ступенчатых изменениях по разломам мощности рудовмещающих расслоенных ультрамафитов от 30 до 100 м и более. Отдельные блоки с повышенной мощностью ультрамафитов — рудоконцентрирующие.

Блоковое строение месторождения хорошо выражено в его южной части. Здесь в рудоконцентрирующем блоке шириной около 100 м (см. рис. 1, 2) локализованы многочисленные залежи хромитовых руд, отчасти сливающиеся и переходящие в секущие подводящие тела. Залежи прослежены на значительное расстояние по падению, вскрыты на всех горизонтах шахты. К югу от блока находятся более редкие залежи, выклинивающиеся по направлению их падения. В крайнем южном рудоносном блоке мощная стратиформная рудная залежь переходит в секущее тело вдоль поперечного разлома. С ним, возможно, сочленяется и хромитовая залежь рудопоявления Кедр, что вне масштаба показано на рис. 1.

К северу от описанной части месторождения зафиксированы многочисленные небольшие блоки, различающиеся по рудоносности. Они ограничены крутыми поперечными и пологими до субгоризонтальных разломами, примерно перпендикулярными крутым падениям рудовмещающего массива и стратиформных рудных залежей.

Разломы, ограничивающие блоки с разной мощностью рудовмещающих расслоенных ультрамафитов, очевидно, существовали при их внедрении, а также при последующем проникновении рудного (флюидно-

рудно-силикатного) расплава. Затем многие из них обновлялись и в настоящее время представляют собой взбросо-сдвиги незначительной амплитуды. Вдоль некоторых нарушений прослеживаются дайки разного состава, особенно габбродиабазов. Отдельные разломы выражены в виде уступов в рельефе и линейных ложбин. Внутри блоков образовались многочисленные разрывные нарушения и трещины в соответствии с характерной для плутонов трещиноватостью. Установлены резкие ступенчатые изменения мощностей стратиформных залежей хромитовых руд по поперечным разрывам и трещинам. Иногда стратиформные залежи под их подошвой переходят в перпендикулярные к ним разноориентированные жилы мощностью от нескольких сантиметров до 2 м, что хорошо видно в карьерах. Жилы выполняют трещины в подстилающих аподунитовых серпентинитах и, как правило, не переходят в нижележащие более крепкие гарцбургиты или дунит-гарцбургиты. Хромитовые руды, выполняющие трещины, обычно темно-серые до черных, густо вкрапленные до массивных, как в нижней и средней частях стратиформных залежей, но отличаются от более бедных вкрапленных, характерных для их верхов. Очевидно, при кристаллизации рудного (флюидно-рудно-силикатного) расплава происходила его гравитационная дифференциация, в результате чего нижние — средние части залежей и руды, выполняющие трещины под ними, обогатились хромшпинелидом. Это подтверждает представления о формировании расслоенных ультрамафитов и залежей хромитовых руд (в т.ч. стратиформных гистеромагматических) в пределах субсогласного массива в виде силла среди недислоцированных, залегающих горизонтально отложений.

Значительно позднее вулканогенно-осадочные отложения, субсогласные интрузивные массивы и стратиформные рудные залежи были дислоцированы. Они имеют преимущественно крутые до вертикальных углы падения слоев к востоку — северо-востоку, нарушены разломами, близкими к согласным и пересекающими элементы расслоенности ультрамафитов. По данным бурения и горных выработок, на глубине вскрыты смещенные по разломам части рудовмещающего массива ультрамафитов [1, 2]. Впрочем, такие смещения существенно не отразились на глубинном геолого-геофизическом профиле, составленном с учетом сейсморазведки, на котором массив рудовмещающих ультрамафитов, прослеженный на глубину более 500 м от земной поверхности, книзу выполаживается [5].

В заключение отметим, что расслоенные хромитоносные ультрамафиты известны на

платформах, в миогеосинклиналях и эвгеосинклиналях, а Сарановское месторождение находится в Сарановско-Вишерском поясе ультрамафитов в Западно-Уральской миогеосинклинальной зоне [6]. На металлогенической карте Урала [3] рассматриваемые хромитоносные ультрамафиты отнесены к перидотит-ортопироксенитовой формации верхнего венда — кембрия, образовавшейся в условиях рифтогенного тектонического режима.

На Сарановском месторождении прослежены залежи хромитовых руд в виде слоев расслоенной интрузии и более поздние гистеромагматические. Последние характерны для хромитовой формации дунит-перидотитовых массивов эвгеосинклиналей [6], что сближает месторождение с альпинотипными.

В венде — начале палеозоя в результате рифтогенеза и частично деструкции комплексов доуральской (раннеуральской) консолидации на значительной части Урала протекала рифтовая стадия заложения эвгеосинклиналей, сменившаяся океанической [7]. В Западно-Уральской миогеосинклинальной зоне с жестким основанием в виде продолжающегося в ее пределы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы процессы рифтогенеза и магматизма проявлялись вдоль глубоко проникавших разломов. В частности, вдоль Сарановско-Вишерского глубинного разлома происходили излияния эффузивов и внедрения интрузий, в т.ч. хромитоносных ультрамафитов.

В связи с недостаточной изученностью Урала и выявлением здесь надвигов и шаржей не исключено, что вдоль Сарановско-

Вишерского разлома может быть установлена перемещенная тектоническая чешуя эвгеосинклинальной зоны. Однако вполне возможно, что образования, формировавшиеся при рифтогенезе в миогеосинклинальной зоне, сходны с таковыми рифтовой стадии заложения эвгеосинклиналей. Все это следует учитывать при дальнейших геологических исследованиях и поисках, сравнительном изучении хромитовых месторождений Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Виллисов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности Сарановского комплекса // Генезис оруженения в базитах и гипербазитах Тр.ИГ и УГН АН СССР. 1979. Вып.151. С. 70—81.
2. Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990.
3. Металлогеническая карта Урала. М-6 1:1 000 000 / Под ред. А.М.Мареева, И.Л.Петровой // Комплект карт Металлогения СССР. Л., 1987.
4. Миракушев А.А. О генезисе хромовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология рудных месторождений. 1980. № 1. С. 3—21.
5. Попов А.А., Аверкин Ю.П. Нетрадиционный подход к поискам хромитовых руд // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург. 1993. С. 95—101.
6. Смирнова Т.А. Формации хромитовых месторождений // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1977. Т.2. С. 31—42.
7. Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии / Ред. А.В.Пейве. — М.: Наука, 1986.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.761/.762.1(470.54)

© А.И.Киричкова, 1993

Фитостратиграфия триасовых и нижнеюрских отложений Восточного Урала

А.И.КИРИЧКОВА (ВНИГРИ)

Континентальные промышленно-угленосные отложения триаса Восточного Урала приурочены к довольно глубоким до 4 км и сравнительно узким 500—1500 м тектоническим депрессиям домезозойского фундамента — Челябинскому грабену, Волчанской, Богословской, Буланаш-Елkinsкой группам впадин, Анохинской впадине и др. Начиная с 1939 г. [8] стратиграфии этих отложений

уделялось немало внимания [1—3, 4, 7, 11, 13, 16]. Однако неотложные меры, принимаемые сейчас по расширению добычи угля в регионе, требуют проведения дополнительных геологических изысканий, разработки на новой основе уточненной стратиграфической схемы и надежного палеонтологического обоснования корреляции отложений по площади.

Наиболее полные представления о геологическом строении и посвитном расчленении континентальных толщ триаса Восточного Урала приведены в обобщающих работах В.И.Тужиковой [14]. Представления этого автора отражены в решениях III Уральского стратиграфического совещания (Свердловск, 1977) [16]. Но еще в 1967 г. В.П.Владимирович [3, 4] была предпринята попытка унификации комплексов ископаемых растений, происходящих из этих отложений, и обоснования выделения региональных фитостратонов — горизонтов. Однако последнее не получило практического применения из-за отсутствия четких представлений о принципах выделения региональных стратонов, не проведенной их типизации, слабой изученности в систематическом отношении остатков ископаемых растений. Все это не способствовало уточнению стратиграфических схем континентальных отложений Восточного Урала и лишило палеоботаническую основы корреляцию их по площади. В результате принятые на III Уральском стратиграфическом совещании [16] стратиграфические схемы отображают лишь посвитное расчленение триасовых толщ по впадинам, не имея характерных комплексов растений для большей части разреза для обоснования корреляции выделенных стратонов по площади и между собой.

В связи с подготовкой к IV Уральскому межведомственному стратиграфическому совещанию возникла необходимость разработки унифицированной части стратиграфической схемы триасовых отложений Восточного Урала. Для этого потребовались не столько обработка дополнительного нового палеоботанического материала, сколько критический пересмотр имеющихся коллекций, уточнение таксономической принадлежности ранее описанных остатков растений, особенно тех, которые составляют доминирующую группу в составе триасовых тафофлор Восточного Урала. Посвитное же расчленение триасовой толщи в отдельных впадинах и сейчас почти не вызывает сомнений.

В результате критического пересмотра определений ископаемых растений, изученных в разное время [8, 10, 12, 15], с уточнением их стратиграфической привязки получены значительно конкретизированные в систематическом отношении тафофлоры, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням триасового разреза Челябинского, Буланаш-Елкинского, Богословско-Веселовского, Волчанского, Анохинского угленосных бассейнов. Проведенный анализ изменения состава тафофлор по разрезу выявил поэтапное развитие палеоф-

лоры во времени [7]. Это послужило основой для выделения региональных фитостратонов — горизонтов, охарактеризованных соответствующими стратофлорами, отражающими этапы в развитии палеофлоры. Выделенные при этом фазы в развитии палеофлоры в течение этапа позволили расчленить горизонты на слои с флорой, охарактеризованные фитостратиграфическими комплексами. Последние и явились основой для корреляции стратонов в разных впадинах и прослеживания на значительном расстоянии изохронных уровней.

Триасовые отложения Восточного Урала подразделены на две серии — туринскую, вулканогенно-осадочную, и челябинскую, угленосную [16]. Туринская серия в вулканогенных фациях распространена главным образом в восточных частях Челябинского и Анохинского грабенов, а также в Буланаш-Елкинском [6, 13, 14]. В западном направлении в пределах впадин вулканогенные фации выклиниваются или сменяются нормальными осадочными породами, в которых базальты и туфы встречаются спорадически. Нижняя граница серии проводится по контакту с разновозрастными породами складчатого фундамента или с вулканогенными отложениями перми. Мощность серии до 1800 м в Челябинской впадине и до 600 м в Анохинской. Серия подразделена на две свиты — бичурскую (эффузивную) и анохинскую (эффузивно-терригенную) [14, 16].

Объем туринской серии до сих пор авторами понимается по-разному. По мнению В.С.Бочкарева [13], верхнюю границу серии следует проводить значительно выше, чем принято в решениях III стратиграфического совещания [16], включая в ее состав нижнюю угленосную (калачевскую) свиту челябинской серии (рисунок). Более того, в основании туринской серии автором выделяется биткуевская свита, которая, по мнению В.И.Тужиковой, представляет собой «пролювиальные отложения прибортовых частей депрессий, а по стратиграфическому положению отвечает пестроцветным осадкам, залегающим в основании не туринской, а челябинской серии отложений» [14, с. 25]. Нет единого мнения и относительно возраста серии в целом.

Челябинская серия, несогласно залегая на туринской или на палеозойских образованиях, объединяет мощные угленосные толщи и сложена ритмично переслаивающимися аргиллитами, песчаниками, алевролитами, конгломератами и пластами угля промышленной мощности. Каждая из толщ соответствует циклу, начинается с грубообломочных образований и завершается угольными пластами. В полном объеме серия мощно-

стью более 3000 м представлена в Челябинском бассейне, разрезы которого приняты в качестве опорных для Восточного Урала и континентального триаса Зауралья и Западной Сибири.

В Челябинском бассейне серия подразделяется на калачевскую, козыревскую, коркинскую и сугоякскую свиты [16], последовательность которых принята на IV Уральском стратиграфическом совещании, проходившем в г. Свердловске в 1990 г. Объем и посвитное расчленение триасовых отложений в других впадинах Восточного Урала иные, чем в Челябинском грабене (см. рисунок), но представленная последовательность свит в каждой отдельной впадине также не вызвала больших разногласий у участников совещания. Наибольшие споры касались корреляции стратонов между впадинами и возрастной их датировки.

Свиты челябинской серии, за исключением веселовской и богословской свит впадин Серовского района, детально охарактеризованы остатками растений, изучением которых в разное время занимались А.Н.Криштофович, В.Д.Принада [11], В.П.Владимирович [2, 12], А.И.Киричкова [7, 8]. Результаты этих исследований и анализ их с современных позиций конкретных тафофлор и развития палеофлоры во времени легли в основу разработки фитостратиграфии и обоснования корреляции триасовых отложений региона.

Триасовые отложения Восточного Урала подразделяются нами на два региональных горизонта — камышинский и зауральский, обоснованные соответствующими стратофлорами, отображающими крупные этапы в развитии восточноуральской палеофлоры [7]. Камышинский горизонт, охарактеризованный одноименной стратофлорой (птеридоспермовый этап), выделен в объеме бичурской, анохинской свит и нижней подсвиты калачевской свиты Челябинской и Анохинской впадин, пестроцветной и елkinsкой свит Буланаш-Елkinsкой впадины и веселовской свиты группы впадин Серовского района (см. рисунок). Мощность горизонта колеблется от 2000 м в Челябинском грабене, где он представлен в полном объеме, до 600 м в Анохинской впадине. Сложен эффузивными, эффузивно-терригенными толщами с прослоями конгломератов, местами пестроокрашенных (особенно в верхней части горизонта), алевролитов с линзами или прослоями углистых глин. Опорными для горизонта являются наиболее полные разрезы туринской серии и калачевской свиты челябинской серии, вскрытые глубокими скважинами в Челябинском бассейне (скв. 1-Р, Восточно-Камышинский район, интервал 472—1074 м), Анохинской впадине

(скв. 6-а, 227—820 м), пестроцветной и елkinsкой свит челябинской серии Буланаш-Елkinsкой впадины (скв. 1231, 780—1950 м).

Камышинские тафофлоры, изученные А.И.Турутановой-Кетовой [15], В.П.Владимирович [12] и А.И.Киричковой [7, 8, 11], характеризуются небольшим количеством видов. В их составе преобладают семенные папоротники из родов *Lepidopteris*, *Rhaphidopteris*, *Scytophyllum*, *Maria* вместе с хвощовыми *Neocalamites*, *Schizoneura*. Из папоротников присутствуют редкие в основном мелкоперышковые *Cladophlebis* и еще более редкие мараттиевые из рода *Danaeopsis*. Камышинская стратофлора состоит из двух фитостратиграфических комплексов — анохинского и батуринского, отражающих две фазы в развитии птеридоспермовой палеофлоры.

Анохинский комплекс приурочен к верхней части бичурской и анохинской свит. В бичурской свите Челябинского бассейна встречены редкие неважные сохранившиеся *Marianopteris* (?) sp., *Taeniopteris multinervis* Weiss. [14]. Более разнообразные (до 19 видов) по систематическому составу анохинские тафофлоры происходят из одноименной свиты Анохинской, Квашнинской, Назаровской и Челябинской впадин. Здесь, по данным А.И.Турутановой-Кетовой [15] и нашим [7], установлены хвощовые из родов *Neocalamites*, *Schizoneura*, *Calamites*, несколько видов *Rhaphidopteris*, *Lepidopteris*, *Peltaspermum*, *Maria*, *Reticulopteris*. Тафофлоры из всех отмеченных выше местонахождений отличаются постоянством систематического состава, выраженным в преобладании птеридоспермовых. Это дает основание соответствующие им отложения выделить в слои с *Lepidopteris evidens*, *Rhaphidopteris uralica*, *Marianopteris* (?) sp. (см. рисунок). Мощность слоев до 700 м.

Батуринский фитостратиграфический комплекс, отражающий вторую фазу в развитии птеридоспермовой палеофлоры [7], происходит из нижней подсвиты калачевской свиты Челябинского бассейна и Анохинской впадины и елkinsкой свиты Буланаш-Елkinsкого бассейна. В составе батуринских тафофлор, насчитывающих в целом также небольшое число видов (27), наряду с птеридоспермовыми папоротниками *Scytophyllum triassicum* (Vlad.) Kiritch., *S. nerviconfluens* (Brick) Dobr., *Raulia kryshstofovichii* (Vlad.) Kiritch., заметную роль начинают играть папоротники рода *Cladophlebis*, более разнообразными становятся хвощовые (семь видов), представленные родами *Schizoneura*, *Annulariopsis*, *Neocalamites*, *Equisetites*

1. Количественное соотношение основных групп растений в флористратиграфических комплексах камышинской и зауральской стратифлор Восточного Урала

Группы растений	Камышинская				Зауральская					
	Анохинский		Батурицкий		Буланашский		Козыревский		Коркинский	
	абс.ед.	%	абс.ед.	%	абс.ед.	%	абс.ед.	%	абс.ед.	%
Хвощовые	4	21,0	7	25,9	10	20,9	7	10,4	6	8,1
Папоротники	-	-	6	22,2	19	39,4	22	32,8	28	37,8
Птеридоспермовые	11	57,8	5	14,6	3	6,2	9	13,4	2	2,8
Цикадофиты	2	10,5	1	3,7	4	8,3	6	8,9	3	4,0
Гинкговые	-	-	3	11,1	4	8,3	8	11,9	13	17,6
Чекановские-вые	-	-	-	-	-	-	4	5,9	3	4,0
Хвойные	2	10,5	5	14,6	8	16,6	11	16,2	19	25,6
	19	100	27	100	47	100	67	100	74	100

(табл. 1). Для батурицких тафофлор наиболее характерны комплексы, полученные из нижней подсвиты калачевской свиты Челябинского бассейна (Батурицкий участок — скв.2445, глубина 294 м; скв.2482, 242 м; скв.2515, 140 м; Восточно-Коркинский участок — скв.3277, 90—95 м [14]; Восточно-Камышинский район — скв. 1-Р, 472—977 м; Ерофеевский район — скв 3-Р, 1550—2048 м), откуда определены *Thallites* sp., *Neocalamites issykkulensis* Turg. - Ket., *Cladophlebis* sp., *Scytophyllum nerviconfluens* (Brick) Dobr., *S. triassicum* (Vlad.) Kiritch., *Leptodopteris orientalis* Kiritch., *Raulia kryshstofovichii* (Vlad.) Kiritch., *Maria* sp., *Podozamites* sp. [6, 7, 8, 11, 14]. Из обнажений по реке Тогузак, где на земную поверхность выходит нижняя часть калачевской свиты, В.П.Владимирович и нами определены *Neocalamites merianii* (Bong.) Halle, *Scytophyllum triassicum* (Vlad.) Kiritch., *Sphenobaiera* sp. [7, 14]. Батурицкие тафофлоры из елкинской свиты Буланаш-Елкинского месторождения угля более разнообразны: в их составе вместе с птеридоспермовыми присутствует несколько видов *Cladophlebis* [15]. Четкая прослеженность тафофлор на одном стратиграфическом уровне и выдержанность их систематического состава позволяют выделять в верхней части камышинского горизонта слои с *Scytophyllum triassicum*, *Baulia kryshstofovichii*, *Cladophlebis jolkinensis*. Мощность слоев до 250 м.

В Серовском районе нижней подсвиты калачевской свиты по положению в разрезе соответствует веселовская бокситоносная свита, не содержащая остатков растений (см. рисунок).

Зауральский горизонт выделен в объеме

верхней подсвиты калачевской свиты, козыревской и коркинской свит Челябинского бассейна, буланашской и бобровской свит Буланаш-Елкинской впадины, волчанской и маловолчанской свит угленосных впадин Серовского района (см. рисунок). Он представлен мощными угленосными толщами, переслаивающимися с песчаниками, конгломератами, алевролитами, мощностью до 2000 м (Челябинский бассейн). Опорными для горизонта служат стратотипические и наиболее полные разрезы соответствующих свит по впадинам: в Челябинском бассейне — скв.3-Р, Ерофеевская площадь, интервал 300—1550 м (верхняя часть калачевской и козыревской свит); скв.4547, 4556, Козыревский район (шахтное поле «Миасская 17-55», верхняя часть калачевской и козыревской свиты) [11]; Коркинский карьер (коркинская свиты) [6, 11]; в Буланаш-Елкинской впадине — скв. 1647, 320-640 м; скв. 1231, 33—1780 м; скв. 1646, 340—858 м [6]; в Серовском районе — Богословский карьер (волчанская и маловолчанская свиты) [2, 6, 11].

Зауральский горизонт согласно залегает на камышинском или разными уровнями на палеозойской коре выветривания. Характеризующая его одноименная стратифлора соответствует хвощово-папоротниково-гинкговому этапу развития палеофлоры Восточного Урала [7] и значительно отличается от камышинской соотношением основных групп растений на уровне родов и даже семейств. В зауральской палеофлоре доминируют разнообразные папоротники из родов *Todites*, *Osmundopsis*, *Dictyophyllum*, *Cladophlebis* вместе с гинкговыми *Ginkgo*, *Sphenobaiera*. Только в составе зауральских тафофлор впервые появляются чекановские.

Зауральская стратифлора включает три

фитостратиграфических комплексов, отвечающих соответствующим фазам в ее развитии — буланашский, козыревский и коркинский. Буланашский комплекс зауральского горизонта, насчитывающий 47 видов (см. табл. 1), происходит из верхней подсвиты калачевской свиты Челябинского бассейна, буланашской свиты Буланаш-Елкинской впадины и богословской свиты Волчанского месторождения угля (см. рисунок). Тафофлоры из этой части разреза, ранее объединяемые нами в хвощовый комплекс [7], наиболее представительны из буланашской свиты и верхней подсвиты калачевской свиты (табл. 2) [6, 11, 14, 15]. Для них характерны хвощовые, хотя и несколько уступающие по видовому разнообразию папоротникам, но встречающиеся в отложениях в большом количестве и повсеместно. Это остатки декортицированных стеблей и олистевенных побегов *Annulariopsis*, *Schizoneura*, *Paracalamites* и особенно *Neocalamites*. Из 19 видов папоротников обычными становятся виды рода *Cladophlebis* (13 видов) такие как, *C. argutula* (Heer) Font., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. roessertii* (Schenk) Sap., *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *C. rarinervis* Tur.-Ket., *C. nebbensis* (Brongn.) Font., *C. joilkinensis* Pryn., а также *Todites*, *Danaeopsis*, хотя и менее частые по сравнению с родом *Cladophlebis*. Роль семенных папоротников значительно падает. Обнаружены остатки листьев одного вида *Scytophyllum* и *Maria*(?). Из хвойных продолжает присутствовать род *Podozamites*, найдены редкие фруктификации *Swedenborgia* и *Cycadocarpidium*. Четкая приуроченность таких тафофлор к низам зауральского горизонта позволила выделить в этой части разреза слои с *Neocalamites carcinoides*, *N. issykkulensis*, *Danaeopsis*, *Swedenborgia*, *Maria*(?) *prynadae* и проследить их в разных впадинах Восточного Урала (см. табл. 1). Мощность слоев до 800 м.

Козыревский фитостратиграфический комплекс приурочен к верхней подсвите козыревской свиты Челябинского бассейна и верхней половине волчанской свиты группы угленосных впадин Серовского района (см. рисунок). В составе козыревских тафофлор, насчитывающих до 67 видов (см. табл. 1), доминируют папоротники, особенно крупноперышковые *Cladophlebis* (*C. acuta* Vlad., *C. bulanashensis* Tur.-Ket., *C. crenulata* Kiritch., *C. kushmurunica* Vlad., *C. seawardii* Johns. и др.) и впервые появившиеся представители родов *Osmundopsis*, *Dictyophyllum* и гинкговые [2, 14]. Наблю-

дается некоторая вспышка птеридоспермных, но в козыревских тафофлорах они представлены главным образом другими видами эндемичных родов *Raulia* и *Uralophyllum*, а также другими видами рода *Scytophyllum* и *Rhaphidopsis* [1, 6, 11]. Только в козыревских тафофлорах впервые появляются чекановские — роды *Czekanowskia* и *Phoenicopsis*. Состав группы хвойных остается почти таким же — это роды *Podozamites*, *Pityostrobus*, *Swedenborgia* и редкие *Cycadocarpidium*.

Наиболее характерные козыревские тафофлоры происходят из ряда скважин Челябинского бассейна [1, 6, 12] в т.ч. стратотипа козыревской свиты поля шахты «Мисасская 17-55» [11], шахтного поля «Калачевское» (скв. 6185, глубина 500—880 м) и волчанской свиты Богословского месторождения угля (свита «С») [2, 4, 6]. Выдержанность систематического состава козыревских тафофлор из разных месторождений дает основание соответствующие им отложения выделять в слои с *Neocalamites hoerensis*, *Cladophlebes uralica*, *Raulia gracilis*, *Uralophyllum krascheninnikovii*. Мощность слоев 450 м. Нижняя часть козыревской и волчанской свит, ранее выделяемая в конгломератовый горизонт [4, 14], представлена песчаниками и конгломератами и не содержит остатков растений.

Верхняя часть зауральского горизонта охарактеризована коркинским фитостратиграфическим комплексом. Тафофлоры его изучены наиболее детально [2, 7, 10, 12] и происходят из верхней угленосной подсвиты коркинской свиты Челябинского бассейна и маловолчанской свиты угленосных впадин Серовского района (см. рисунок). Коркинские тафофлоры, насчитывающие более 70 видов (см. табл. 1), значительно отличаются от козыревских большим разнообразием систематического состава всех групп растений. Преобладают крупнолистные *Cladophlebes* (*C. aktaschensis* Tur.-Ket., *C. compacta* Vlad., *C. magnifica* Brick., *C. tchichatchevii* (Heer) Krysh. et Pryn., *C. zauronica* Pryn.), *Osmundopsis*, *Clathropteris* и гинкговые, часто представленные другими, чем в козыревских тафофлорах, видами *Ginkgo* (*G. lancetoloba* Kiritch., *G. ex gr. taeniata* (Graun) Harris), *Sphenobaiera* (*G. ex gr. czekanowskiana* (Heer) Flor.), хвойные, особенно род *Podozamites* (шесть видов).

Наиболее полные по составу коркинские тафофлоры известны из разрезов Коркинского карьера и многочисленных скважин Челябинского бассейна (табл. 3). Близкие по систематическому составу тафофлоры

2. Основные местонахождения буланашского комплекса растений

Список растений	Челябинский грабен		Буланаш-Елкинская впадина				
	Скв. 6684, 160 – 337 м	Скв. 1, 69 – 230 м	Скв. 1646, 340 – 858 м	Скв. 1647, 320 – 640 м	Скв. 2031, 50 – 585 м	Скв. 1635, 138 – 458 м	Скв. 1656, 660 м
<i>Annulariopsis latissima</i> Krysh. et Pryn.	+		+				
<i>Neocalamites carrerei</i> (Zeil.) Halle	+			+			
<i>N. hoerensis</i> (Schimp.) Halle				+			
<i>N. carcinoides</i> Harris	+			+	+		
<i>N. issykkulensis</i> Tur.-Ket.			+				
<i>N. squamulosus</i> Tur.-Ket.				+			
<i>Neocalamites</i> sp.	+		+	+		+	
<i>Asterotheca</i> sp.				+			
<i>Todites princeps</i> (Presl.) Goth.					+		
<i>Cladophlebis crenulata</i> Kiritch.			+	+		+	
<i>C. jolkinensis</i> Pryn.	+						+
<i>C. denticulata</i> var. <i>asiatica</i> Pryn.	+						
<i>C. nebbensis</i> (Brongn.) Font.	+	+		+			
<i>C. roessertii</i> (Schenk) Sap.			+				
<i>C. stenolopha</i> Brick			+	+			+
<i>C. tuhajkulensis</i> Pryn.			+	+			
<i>C. undulata</i> Brick					+		
<i>Cladophlebis</i> sp.	+	+	+				
<i>Scytophyllum nerviconfluens</i> (Brick) Dobr.					+		
<i>Uralophyllum krascheninnikovii</i> Krysh. et Pryn.	+					+	+
<i>Maria</i> (?) <i>prynadae</i> (Brick) Dobr.				+	+	sp.	sp.
<i>Taeniopteris ensis</i> (Oldh.) Zeil.		+					
<i>T. kamyschbaschensis</i> Brick			+				
<i>Ginkgo</i> sp.			+				
<i>Baiera</i> sp.					+		
<i>Sphenobaiera</i> sp.			+				
<i>Ferganiella bulanashensis</i> Kiritch.					+		
<i>Podozamites</i> cf. <i>angustifolius</i> (Eichw.) Heer			+	+		sp.	
<i>P. guttiformis</i> (Migatch.) Stanisl.				+			
<i>Cycadocarpidium</i> sp.							+
<i>Swedenborgia</i> sp.			+	+		+	+
<i>Apoldia</i> sp.				+			
<i>Staphidiophora</i> sp.				+			
<i>Strobilithes</i> sp.		+	+				

Примечание. Скв. 6684 – Шахтное поле «Октябрьское»; скв. 1 – Углеразведка 7.

получены В.П.Владимирович [2] и нами [6] из маловолчанской свиты Волчанской впадины и Богословского месторождения угля (угольные горизонты «А» и «В»). Все это делает возможным отложения, охарактеризованные коркинскими тафофлорами, выделить в слои с *Clathropteris*, *Cladophlebis ichichatchevii*, *C. spectabilis*, *Osmundopsis plectrophora*, *Czekanowskia uralica*. Мощность слоев до 950 м.

Выше разрез коркинского горизонта местами перекрывается сугоякской свитой [6,11,14], объем, возрастная датировка, палеофлористическая характеристика которой не уточнены из-за слабой ее изученности.

Не исключено, что эти осадки знаменуют начало нового раннеюрского цикла осадконакопления на Восточном Урале. Но для выяснения этого необходимо проведение комплексных геологических и палеофлористических исследований.

Как определить возраст выделенных фитостратонов? Триасовые отложения Восточного Урала приурочены к изолированным угленосным впадинам и имеют сугубо континентальный генезис. Естественное отсутствие морской фауны определяет значительную долю условности выводов о возрастной их датировке, обоснованной лишь на данных изучения остатков растений. Однако

3. Распространение коркинских тафофлор в основных местонахождениях

Виды	Челябинский бассейн							Богословская впадина [2,6,14]	Волчанская впадина [2,6,14]
	Коркинский карьер (11)	Шахтное поле «Калачевское»		Коркинская синклиналь, скв. 4979, 302 — 765 м	Шахтное поле «Мясная 17-55», скв. 4547, 190 — 522 м	Скв. Ч-25, 25 — 200 м	Скв. Ч-34, 80 — 270 м		
		Скв. 6185, глубина 190 — 500 м	Скв. 6181, 200 — 240 м						
<i>Schizoneura grandifolia</i> Krysh. et Pryn .	+								
<i>Neocalamites carcinoides</i> Harris						+			
<i>N.carrerei</i> (Zeill.) Halle	+		+	+	sp.		sp.	+	+
<i>N.hoerensis</i> (Schimp.) Halle	+	cf.							+
<i>Paracalamites</i> sp.	+						+		
<i>Equisetites turgaicus</i> (Vlad.) Kiritch.						+			
<i>Dictyophyllum japonicum</i> Jok.				+					
<i>Clathropteris obovata</i> Oishi					sp.				+
<i>Osmundopsis bojakovae</i> Vlad.			sp.						+
<i>O.prigorovskii</i> Krysh. et Pryn.				+					
<i>O.cf.plectrophora</i> Harris								+	+
<i>Sphenopteris ketovae</i> Vlad.								+	+
<i>Cladophlebis aktaschensis</i> Tur.-Ket.	+								+
<i>C.distans</i> (Heer) Jabe	+								
<i>C.haiburnensis</i> (L. et H.) Sew.	f			sp.				+	+
<i>C.jolkinensis</i> Pryn.				+					
<i>C.tchichatchewii</i> Krysh. et Pryn.	+								+
<i>C.uralica</i> Pryn.	+		+	+					
<i>C.nebbensis</i> (Brongn.) Nath.	+	+		+	+			+	+
<i>C.denticulata</i> (Brongn.) Font.	+	+						+	+
<i>C.magnifica</i> Brick	+								
<i>C.spectabilis</i> (Heer) Font.							+		
<i>C.tuhajkulensis</i> Pryn.	+								+
<i>C.zauronica</i> Pryn.							+		
<i>C.crenulata</i> Kiritch.						+			
<i>C.raciborskii</i> Zeill.						+			
<i>C.sewardii</i> Johans			+						
<i>C.lineifolia</i> Kiritch.					+				
<i>Uralophyllum krascheninnikovii</i> Krysh. et Pryn.	+		+	+		+	+		+
<i>Taeniopteris ensis</i> Oldh. et Morr.	+								
<i>T.stenophylla</i> Krysh.					+				
<i>Ginkgo donetziana</i> Pryn.									+
<i>G. aff. troedsonii</i> Lundb.						+			
<i>G.ex gr.sibirica</i> Heer	+						sp.		
<i>Sphenobaiera ex. gr.czekanowskiana</i> (Heer) Flor.	+								
<i>Czekanowskia uralica</i> Kiritch .et Samyl.	+			+		+	+		+
<i>C.prinadii</i> Kiritch .et Samyl.								+	
<i>Phoenicopsis</i> sp.									+
<i>Ferganiella lancetoloba</i> Tur.-Ket.		+							+
<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Braun	+	+	+			sp.		+	+
<i>P.angustifolius</i> (Echw.) Heer	+			+					
<i>P.distans</i> Heer	+			+					
<i>P.mucronatus</i> Harris	+					+			

Виды	Челябинский бассейн							Богословская впадина [2,6,14]	Волчанская впадина [2,6,14]
	Коркинский карьер [11]	Шахтное поле «Калачевское»		Коркинская синклиналь, скв. 4979, 302 – 765 м	Шахтное поле «Мясная 17-55», скв. 4547, 190 – 522 м	Скв. Ч-25, 25 – 200 м	Скв. Ч-34, 80 – 270 м		
		Скв. 6185, глубина 190 – 500 м	Скв. 6181, 200 – 240 м						
<i>Desmiophyllum rarinervis</i> (Krysht. et Pryn.) Kiritch.	+								
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+							
<i>Antholites krascheninnikovii</i> Krysht. et Pryn.	+								
<i>Sorosaccus gracilis</i>						+			
<i>Ixostrobus</i> sp.		+						+	

детальные исследования по систематике остатков растений, а также применяемый при палеофлористическом анализе метод конкретных тафофлор позволяют подойти к решению данного вопроса. Детализация систематического состава палеофлоры региона, выявление особенностей ее флористического комплекса позволяют более обоснованно проводить сравнительный анализ палеофлоры, сопоставлять ее с флорами смежных регионов и, тем самым, определять ее палеофитогеографические особенности, уровни эндемизма и развития, а следовательно, и возможный возрастной предел.

В развитии восточноуральской палеофлоры нами выделяются два этапа — птеридоспермовый и хвощово-папоротниково-гинкговый [7]. Флоры первого из них, выраженные камышинской стратофлорой, по широкому развитию в составе тафоценозов представителей птеридоспермовых могут быть уверенно сопоставлены со сцитифилловыми флорами второго этапа развития триасовых флор Европы [5], возраст которых (ладинско-карнийский, начало норийского веков) устанавливается по наличию в некоторых европейских разрезах морской фауны. Однако в отличие от европейских сцитифилловых флор систематический состав тафоценозов птеридоспермовой палеофлоры Восточного Урала заметно изменяется уже во вторую фазу ее развития — в батуринское время. Именно в это время в тафоценозах птеридоспермовой палеофлоры широко распространяются типичные сибирские элементы в виде хвощовых и папоротников из рода *Cladophlebis*. Более того, сменяющая птеридоспермовую хвощово-папоротниково-гинкговая палеофлора даже на уровне первой фазы развития, в буланашское время, существенно отличается иным соотношением доминирующих групп, а состав ее флористи-

ческого комплекса по преобладанию папоротников из рода *Cladophlebis*, гинкговых, хвощовых и хвойных с разнообразными *Podozamites* соответствует таковому типичных палеофлор Сибирской палеофлористической области. По уровню развития палеофлоры зауральского этапа соответствуют флорам третьего этапа развития евразийских триасовых флор, т.е. флорам лепидоптериевого типа, возраст которых принимается в пределах нория [5, 7]. Таким образом, исходя из отмеченных выше особенностей развития палеофлоры Восточного Урала, можно предположить, что сукцессионная смена в уральских палеофлорах произошла значительно раньше, чем в европейских триасовых флорах, по-видимому в конце карнийского века, а не в середине нория. Отсюда, время существования зауральской палеофлоры охватывает, скорее всего, норийский век позднего триаса и, по всей вероятности, начало ранней юры [7]. К ранней юре следует, видимо, отнести коркинские тафофлоры, поскольку они обладают всеми чертами юрских флор Сибирской палеофлористической области и встают в один ряд с раннеюрскими флорами Южного Урала, Восточного Казахстана, юга Западной Сибири. Возраст буланашского и козыревского флористических комплексов зауральской стратофлоры с большой долей условности определяется как ранне- и поздние (включая рэт) норийский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боякова В.Д., Юкляевских В.В. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Челябинского бурого бассейна // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1967. № 4. С. 103—115.
2. Владимирович В.П. Палеоботаническое обоснование расчленения и корреляции угленосных отложе-

- ний Серовского района на Урале // Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер. 1965. Т.115. С. 10—14.
3. *Владимирович В.П.* Биостратиграфическое обоснование корреляции нижнемезозойских отложений восточного склона Урала, Северного Казахстана и горной части Западной Сибири // Бюл. науч.-техн. информации. Сер. геология месторождений полезных ископаемых. 1967. № 7. С. 73—74.
 4. *Владимирович В.П.* Биостратиграфия континентальных триасовых и юрских отложений восточного склона Урала, Северного Казахстана и горной части Западной Сибири // Стратиграфия и палеонтология континентальных отложений азиатской части СССР. Л., 1967. С. 46—55.
 5. *Добрускина И.А.* Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии. М., 1980.
 6. *Карева Е.А.* Верхний палеозой и нижний мезозой восточного склона Урала и западной части Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1959. С. 40—61.
 7. *Киричкова А.И.* Триасово-раннеюрская флора Восточного Урала // Палеонтологический журнал. 1990. № 1. С. 110—119.
 8. *Киричкова А.И.* Таксономическая ревизия некоторых триасовых растений Восточного Урала // Ботанический журнал. 1990. Т.75. № 9. С. 1288—1294.
 9. *Крашенинников Г.Ф.* К литологии и стратиграфии угленосной толщи Челябинского бассейна // Тр. ВИМС. 1939. Вып. 152.
 10. *Криштофович А.Н., Принада В.Д.* О рэто-лейасовой флоре Челябинского бурогоугольного бассейна Восточного Урала // Тр. Всесоюз. геол. развед. объединения. 1933. Вып. 346.
 11. *Новое в стратиграфии триаса Палеоурала* / Отв. ред. В.И.Тужикова, Г.Н.Папулов. — Свердловск, 1980.
 12. *Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР* / Под ред. А.И.Жамойды, Д.Л.Степанова. — Л., 1960; М., 1968; М., 1972.
 13. *Триас межгорных впадин* / Отв.ред. Г.Н.Папулов, В.И.Тужикова. — Свердловск: ГИН УрО РАН СССР, 1968.
 14. *Тужикова В.И.* История нижнемезозойского угленакпления на Урале. — М., 1973.
 15. *Турутанова-Кетова А.И.* Флористическая характеристика некоторых нижнемезозойских продуктивных толщ Среднего Урала // Ботанический журнал. 1958. Т. 43. № 5. С. 664—667.
 16. *Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала.* — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

УДК 550.822.2

© Коллектив авторов, 1993

Параметрические скважины на Вассдаленской площади Шпицбергена

Е.Г.БРО, Т.М.ПЧЕЛИНА, Э.Н.ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ (ВНИИОкеангеология),
В.М.ДЕСЯТКОВ (ПГО «Архангельскгеология»)

Первая советская параметрическая скважина Грумантская-1 пройдена на о-ве Западный Шпицберген в 1975 г. [3]. Вторая аналогичная скважина Вассдаленская-2 заложена в 1984 г. на северном берегу Ван-Мейен-фиорда, на левом берегу руч. Вассдален, в 600 м от его устья (рис. 1) и остановлена в 1986 г. на глубине 2481 м в аварийном состоянии. Бурение в 40 м южнее скв. Вассдаленская-3 в 1988—1989 гг. прекращено в связи с аварией на глубине 2352 м. Несмотря на то, что Вассдаленские скважины существенно отклонились от вертикали и не достигли проектной глубины, по ним получена интересная и неожиданная информация.

Скважины 2 и 3 вскрыли кайнозойские (мощность соответственно 796 и 808 м), мезозойские (1624 и 1544 м) и палеозойские (61 м) преимущественно терригенные сероцветные отложения (рис. 2). Выявлены две зоны тектонических нарушений, в которых выпадают значительные части разреза.

Для датировки отложений выполнены определения фауны триаса — М.В.Корчинской, юры и мела — М.Д.Бурдыкиной, микрофауны юры и мела — С.П.Яковлевой и В.А.Басовым, спорово-пыльцевых комплексов и остатков растений нижнего карбона —

Л.А.Фефиловой. Редкий отбор керна и трудности выделения микрофауны, миоспор из интенсивно литифицированных пород осложнили определение возраста. Расчленение разреза скважин проведено главным образом на основании сопоставления его с соседними палеонтологически охарактеризованными разрезами обнажений и скважинами Грумантская-1 [2—5].

Основной неожиданностью явилось залегание под среднетриасовой толщей нижнекаменноугольных пород. Они вскрыты на глубине 2481—2420 м и охарактеризованы только шламом. Выделены по литологическим особенностям и палеонтологическим данным. Среди обломков пород преобладают в различной степени углистые аргиллиты, встречаются песчаники и алевролиты, обогащенные растительным детритом, угли. Л.А.Фефиловой определены рубцы аппендиксов с рубчиком проводящего пучка корневидных образований лепидодендровых — *Stigmara ficoides* (Sternberg) Brongniart, свойственных каменноугольным (а на Шпицбергене — нижнекаменноугольным) отложениям. Ею установлены также раннекаменноугольные споры визейского и намюрского комплексов с преобладанием *Trematozonotrilotos applicatus* (Lub) Lub.,



Рис. 1. Местоположение параметрических скважин:

1 — Грумантская-1; 2, 3 — Вассдаленские

Remysporites mirabilis (Lub.) Lub., *Acanthotriletes incusus* Lub., *Stenozonotriletes simplex* Naum., *Raistrickia macrura* (Lub.) Lub., *Angulispurites punctulosus* (Lub.) Lub., *Lophotriletes* sp., *Trilobozonotriletes* sp., *Simozonotriletes* sp. Л.И.Сарбеевой обнаружены раннекаменноугольные споры в углях при определении отражательной способности витринита.

Наряду с каменноугольными породами в шламе найдены биотитовые граниты, гранитоиды, биотит-гранитовые гнейсы, метадиабазы, эпидитовые амфиболиты, серпентиниты, кварциты, метаморфизованные карбонатные разности с эпидитом и амфиболами, типичные для докембрийских образований комплекса Гекла-Хук, распространенных в западных районах Шпицбергена (определение А.М.Тебенькова). В заметном количестве они присутствуют в забое скважины на глубине 2475—2480 м.

В отложениях среднего и верхнего отделов триаса (409 м) выделяются согласно залегающие свиты [5] Браваисбергет (скв. 2, 109 м), Вайкейленфиорд (25 м), Ханфьелла (скв. 2, 196 м; скв. 3, 203 м) и Исфиорд (79, 78 м). Первая свита сложена в основном аргиллитами и алевролитами, вторая — алевролитами. Обе свиты, составляющие средний триас, отличаются от перекрывающих повышенной карбонатностью. Первую из них маркируют фосфатные стяжения и прослои «ооидных» фосфоритов. Свита Хан-

фьелла представлена алевролитами, песчаниками и аргиллитами, вмещает интрузии габбродолеритов. В основании ее залегают аргиллиты с конкрециями железистых карбонатов, с аммоноидеями и двустворками, типичными для карнийского яруса. К свите Исфиорд условно отнесена толща алевролитов и аргиллитов.

Юрские отложения (151 и 174 м) со стратиграфическим несогласием залегают на триасовых. Нижний и средний отделы представлены песчаниками и кремнисто-карбонатными образованиями. Они перекрыты со стратиграфическим несогласием верхнеюрской толщей темных аргиллитов, глинистых алевролитов с пластами алевроито-песчаных пород, содержащих карбонатные конкреции. Толща соответствует свите Агардфьеллет (138 и 161 м) и расчленена на ярусы: келловейский (30 м), оксфордский (18 и 17 м) и кимериджский (90 и 114 м). Между келловейским и оксфордским ярусами возможен тектонический контакт; в разрезе кимериджского яруса предполагаются смещения по нарушениям и повторение некоторых пластов.

Нерасчлененные отложения волжского яруса верхней юры и берриасского яруса нижнего мела (93 и 89 м) отмечаются в зоне нарушения. О возрасте пограничных слоев свидетельствуют находки фауны и микрофауны. В зоне залегают деформированные аргиллиты с примесью песчаного материала. В шламе скв. 2 на глубине 1800 м обнаружены остатки упомянутых раннекаменноугольных растений и обломки слабоуплотненных, похожих на нижнекаменноугольных, песчаников.

Меловые отложения (971 и 979 м) представлены нижним отделом. Незначительное стратиграфическое несогласие предполагается только в основании барремского яруса. Выделены ярусы и шесть свит. В свите Конуссен (168 и 181 м) преобладают алевролитоглинистые породы, встречаются карбонатные конкреции. В свите Силодден (89 и 95 м) содержание алевролитов возрастает, появляются редкие пласты песчаников; характерна пятнистая текстура. В угленосной свите Гельвецияфьеллет (101 и 91 м) доминируют алевролиты и песчаники. В свите Дальхьегла (144 и 138 м) чередуются терригенные разности, в основании залегает пачка аргиллитов. Свита Имербукта (226 и 230 м) сложена преимущественно пятнистыми алевролитами и аргиллитами. Для нее типичны наличие следов жизнедеятельности илоедов и карбонатные конкреции. В свите Квальвоген (243 и 244 м) появляются пласты песчаников, в основании — пачка аргиллитов. Мощность аптского яруса 271 и 264 м, альбского — 342 и 348 м.

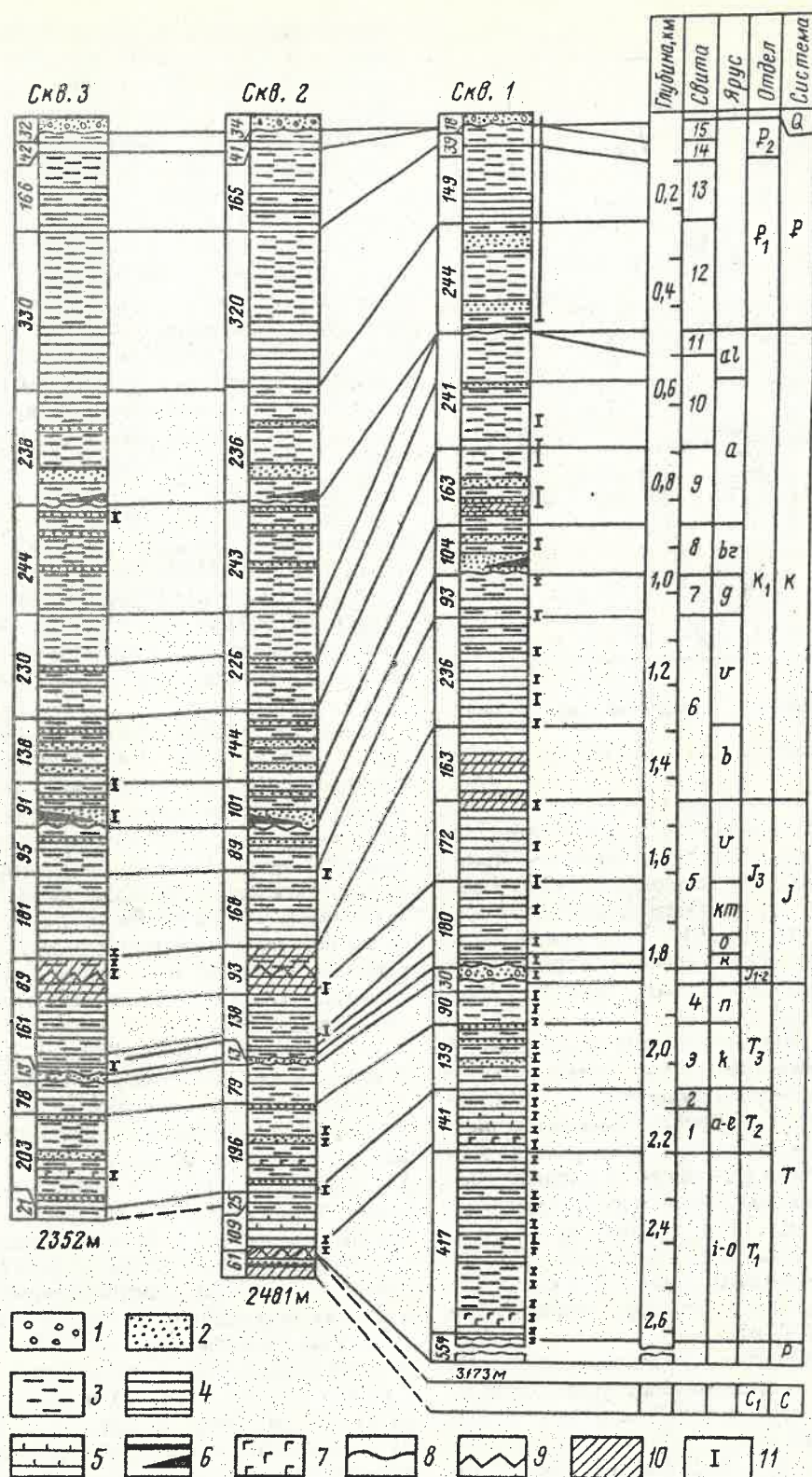


Рис. 2. Корреляция разрезов скважин Вассдаленские-2, 3 и Грумантская-1:

1 — гальки; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — аргиллиты известковые; 6 — угли, углистые породы; 7 — габброидолериты; 8 — стратиграфическое несогласие; 9 — тектонический контакт; 10 — зона тектонического нарушения; 11 — интервал отбора керна; свиты: 1 — Бравансбергет, 2 — Ванкейленфиорд (обе только в Вассдаленском разрезе), 3 — Ханфьелла, 4 — Исфиорд, 5 — Агардфьеллет, 6 — Конуссен, 7 — Силодден, 8 — Гельвецияфьеллет, 9 — Дальхегла, 10 — Имербукта, 11 — Квальвоген, 12 — баренцбургская, 13 — колесбухтинская, 14 — грумантская, 15 — холлендардаленская

Палеогеновые отложения (762 и 776 м) со стратиграфическим несогласием перекрывают нижнемеловые. В палеоценовой и эоценовой толщах выделены по две свиты. Баренцбургская свита (236 и 238 м) сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками; характерны углефицированные растительные остатки. Колесбухтинская свита (320 и 330 м) представлена в основном алевроитоглинистыми породами. В составе Грумантской свиты (165 и 166 м) участвуют песчаные и глинистые алевролиты, аргиллиты. Кроме типичных для толщи сероцветов, присутствуют разности с зеленоватым оттенком. Холлендардаленская свита (41 и 42 м) сложена аргиллитами и пятнистыми алевролитами и с разрывом перекрывается четвертичными отложениями.

В целом Вассдаленский разрез обнаруживает сходство с разрезами смежных районов. Признаки сходства у отложений наблюдаются восточнее или западнее разбуренной площади. Сходство с восточными разрезами заключается в наличии «ооидных» фосфоритов в среднем триасе и карбонатных аргиллитов с известковыми фораминиферами в основании верхнего триаса, в составе барремских песчаников. Вскрытые Вассдаленскими скважинами в верхнем триасе прослои глинистых доломитов характерны для западных разрезов. На Вассдаленской площади больше, чем на соседних (обнажения Камп-Мортон, Свеагрува, скв. Грумантская-1), мощность баренцбургской свиты, исчезают пласты угля в нижней продуктивной пачке.

В результате изучения вещественного состава отложений установлено, что среди песчаников и алевролитов преобладают полимиктовые и полевошпат-кварцевые разности. Они типичны для верхнего триаса, отдельных пластов баррема, для апта, альба и, за редким исключением, палеогена. В остальных частях разреза состав обломочных зерен кварцевый. Глауконит наиболее распространен в аптских, альбских и палеогеновых отложениях. Состав тяжелых акцессорных минералов обусловлен разрушением в источниках питания одних и тех же пород, поэтому по разрезу изменяется лишь соотношение компонентов.

Как показал рентгенографический анализ глинистых минералов, в аргиллитах преобладает гидрослюда, в алевролитах и песчаниках — гидрослюда или хлорит. Каолинит встречается лишь в нижнемеловых и палеогеновых отложениях, причем в алевроитопесчаных разностях его больше, чем в глинистых. Несмотря на высокую степень постседиментационного изменения пород по всему разрезу распространены смешанослой-

ные образования, содержание которых достигает 25—30%.

Тип рассеянного органического вещества изменяется по разрезу. В нижнекаменноугольных отложениях доминирует гумусовая органика, среднетриасовых — сапропелевая, вышележащих — смешанная. Содержание органического углерода в среднетриасовых отложениях с сапропелевой органикой достигает 5%. В других частях разреза высокие концентрации $C_{орг}$ связаны с гумусовой составляющей. Резко выделяются нижнекемериджские аргиллиты, обогащенные гумусовой органикой; в них количество $C_{орг}$ повышается до 7—12%.

В мезозойско-кайнозойских отложениях степень углефикации органического вещества значительная: в палеогене — выше МК₂, барреме — МК₄. В нижнекаменноугольных породах стадия изменения меньше, на уровне МК₁ — МК₂. Для органического вещества характерны сильная преобразованность, низкое содержание хлороформенного битумоида «А», низкая битуминизация, низкое содержание углеводородов, преобладание, за редким исключением, ароматических углеводородов.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что среднетриасовая толща, выделенная на архипелаге Шпицберген как основная нефтематеринская, в районе Вассдаленских скважин потеряла свое значение.

Бурение Вассдаленских скважин позволило впервые получить фактические данные о строении недр в промежутке между зонами интенсивных дислокаций на западе архипелага Шпицберген и относительно спокойного, ненарушенного платформенного залегания пород на востоке. Выявлены изменения по разрезу элементов залегания, признаки дизъюнктивных нарушений, сжатие пород под действием стресса и наличие интрузий.

Известно, что буровой инструмент в процессе проходки скважины стремится занять положение, перпендикулярное напластованию пород, и при этом ствол скважины отклоняется от вертикали в сторону восстания слоев. По данным инклинометрии в Вассдаленских скважинах можно утверждать, что посленеокомские отложения залегают почти горизонтально. Слои подстилающей мезозойской толщи наклонены на юго-запад под углом 20—25°.

Существованием дизъюнктивного нарушения (или нарушений) в верхней части палеогеновой толщи можно объяснить локальное искривление ствола скв. 3. Деформированность пород в пограничной юрско-меловой зоне и выпадение из разреза волжско-берриасских слоев позволяют предположить здесь тектонический контакт. Последний, вероятно, вскрыт и скв. 2 на глубине

2430 м, где среднетриасовые породы залегают на нижнекаменноугольных. Поскольку мезозойско-кайнозойские отложения оказались более литифицированными, чем палеозойские, возникла гипотеза о надвиге.

Доводом в пользу этой гипотезы служат различные признаки стресса в мезозойско-кайнозойской толще. В породах наблюдаются перемятость, кливаж, трещиноватость, зеркала скольжения (часто по поверхностям напластования), брекчия. Уплотнение пород выше уровня, обусловленного катагенезом. Мезозойско-кайнозойский покров, вероятно, надвигался на палеозойские отложения в северо-восточном направлении. Именно в этом направлении уменьшается стрессовое уплотнение, вкrest ему простираются основные тектонические элементы региона. Интрузию габбродолеритов скв. 2 пересекла в интервалах 2211—2229 и 2231—2233 м, скв. 3 — в интервалах 2235—2237, 2240—2244 и 2246—2250 м. Некоторые признаки тектонических нарушений в разрезе Вассдаленских скважин сопоставляются с таковыми в разрезе Грумантской скважины.

В образцах из керна измерялись плотность, скорость распространения продольных волн, пористость, проницаемость и магнитная восприимчивость. Полученные данные подчинены общим петрофизическим закономерностям [1]. Значительное влияние на плотность, скорость и коллекторские свойства оказал стресс. В результате сжатия породы уплотнились по всему мезозойско-кайнозойскому разрезу, и дифференциация физических параметров по литологическим разностям и зонам катагенеза свелась к минимуму.

Значения плотности, определенные лабораторно, колеблются от 2,5 до 3,2 г/см³. Наиболее часто встречаются значения для осадочных пород 2,6—2,7 г/см³. Диапазон изменения открытой пористости от < 1 до 4,9%, проницаемость, за редким исключением, менее 0,0001 мкм². Поровые коллекторы в мезозойско-кайнозойской части разреза практически отсутствуют. Они могут сохраняться только под надвигом в нижнекаменноугольной толще.

По сведениям о поглощении промывочной жидкости в ходе бурения и о водогазопрооявлениях, по комплексу каротажных данных можно предположить существование порово-трещинных коллекторов в свитах Гельвецияфьяллет и Дальхьегла, а также в нижней части баренцбургской свиты и верхнего триаса. Эти коллекторы имеют региональное распространение. Самые надежные покрышки в разрезе, вероятно, юрская — нижнемеловая (готеривская) алсвито-глинистая толща и палеогеновые многолетнемерзлые породы.

Диапазон магнитной восприимчивости терригенных пород 0—75,4·10⁻⁵. Наиболее часто встречающиеся значения находятся в интервале (0—20)·10⁻⁵. Для карбонатных образований значения делятся на две группы: для кальций-магниевого разностей они не превышают 10·10⁻⁵, железистых (66,6—159,6)·10⁻⁵.

Несмотря на нивелирующее действие стресса слабая дифференциация физических параметров по литологическим разностям сохранилась. Увеличение плотности в наиболее песчаных интервалах разреза фиксируется по повышению уровня записи НГК и появлению отражающих площадок на сейсмическом профиле [2], проходящем в 600 м южнее скважин. К таким интервалам разреза относятся верхний триас, баррем — нижняя часть апта, нижняя часть палеогена. Литологические особенности перечисленных подразделений регионально выдержаны, и, очевидно, должен проследиваться перепад плотности на их границах.

Если предположение о надвиге не ошибочно, то должно наблюдаться резкое уменьшение плотности ниже мезозойско-кайнозойского покрова в толще палеозоя. Поскольку Вассдаленские скважины пробурены в особой тектонической зоне, полученный петрофизический разрез не может считаться представительным за ее пределами.

Испытания на приток пластовых флюидов в Вассдаленских скважинах не проводились. Интенсивные газопроявления зафиксированы при проходке скв. 2 на глубинах 2412 м (средний триас) и 2472 м (нижний карбон). Газ содержит 80—90 % метана.

По материалам бурения установлено выпадение из разреза пограничных отложений юры и мела, верхней части нижнего карбона — нижней части среднего триаса. До бурения не прогнозировались большие углы падения слоев в мезозойской толще, интрузия в нижней части верхнего триаса и надвиг, под которым могут сохраниться коллекторы порового типа. Палеогеновые отложения оказались менее угленосными, чем в соседних районах. В то же время притоки газа из нижнекаменноугольных и среднетриасовых коллекторов превышают ожидаемые. Полученные данные свидетельствуют об активной роли стресса в постседиментационных изменениях вскрытых отложений. К сожалению, не выяснен вопрос об аллохтонном или автохтонном залегании нижнекаменноугольных отложений, вскрытых скв. Вассдаленская-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С.Граммберга //Тр. ПГО «Севморгеология». — Л.: Недра, 1988. Т. 196. С. 190—195.

2. Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. — Л.: Недра, 1973.
3. Новые данные о составе и строении осадочного чехла по материалам бурения Грумантской параметрической скважины / И.В.Школа, Т.М.Пчелина, В.Б.Мазур, С.М.Альтер // Геология осадочного чехла архипелага Свальбард. Л., 1980. С. 13—24.
4. Пчелина Т.М. Новые данные по граничным сло-

ям триаса и юры на архипелаге Свальбард // Геология осадочного чехла архипелага Свальбард. — Л., 1980. С.44—60.

5. Пчелина Т.М. Новые материалы по стратиграфии мезозоя архипелага Шпицберген // Геология Шпицбергена. Л., 1983.

Принята редколлегией 31 августа 1992 г.

УДК 551.763.12 (571.1)

© Н.Я.Кунин, И.Е. Сегалович, 1993

Стратиграфия неокомских клиноформ севера Западной Сибири

Н.Я.КУНИН, И.Е.СЕГАЛОВИЧ (ИФЗ РАН)

Гыданский полуостров и Енисей-Пясинское междуречье принадлежат к областям с высокими перспективами нефтегазоносности. В этом регионе установлены глубокое залегание фундамента, развитие мощных юрских и меловых отложений, вскрытых бурением на Лодочной, Сузунской, Тампейской, Долганской, Семеновской, Носковской, Озерной, Дерябинской, Хабейской и других площадях. Здесь выполнены значительные объемы региональных и поисковых сейсмических исследований МОГТ, проводившихся главным образом объединением «Ямалгеофизика» и Таймырской геофизической экспедицией.

Главной нефтеносной толщей Западной Сибири являются неокомские отложения. Основные месторождения нефти открыты в Среднем Приобье. Поисково-разведочные работы позволили обнаружить значительные залежи жидких углеводородов в неокомских отложениях Уренгойского поднятия и на других площадях Надым-Тазовского междуречья. На фоне этих открытий преимущественная газонасность неокомских отложений Гыданского полуострова и Енисей-Пясинского междуречья не находит объяснения в рамках современных концепций и представлений.

В течение последних десяти лет нами проводился сеймостратиграфический анализ материалов МОГТ по Западной Сибири и смежным районам с целью разработки моделей расчленения неокомских отложений [5—7]. В результате была выделена в качестве специфической Гыданская система неокомских клиноформ, общее стратиграфическое соотношение которой с клиноформами неокома более южных районов оставалось не выясненным. Полученные к настоящему времени результаты сеймостратиграфического анализа позволили объяснить своеобразие седиментации на Гыданском полуострове и в Енисей-Пясинском междуречье.

Для рассматриваемого региона сейсмические материалы 12—24-кратного ОГТ отличаются сравнительно высоким качеством, что обеспечивает непрерывное трассирование опорных отражающих границ, субрегиональных и зональных сейсмических реперов. Материалы различных сейсмических партий хорошо увязываются друг с другом. Несмотря на определенные различия в графах обработки и системах визуализации, сравнительно уверенно прослеживаются все отражающие границы большой и средней интенсивности.

Повсеместно в Западной Сибири неокомские отложения по сейсмическим данным выделяются как мощная толща, ограниченная в подошве сейсмическим репером Б (баженовская свита), а в кровле репером М (кошайская пачка, вблизи подошвы апта). Эти отражающие границы маркируют поверхности несогласий и резких изменений условий седиментации в ходе геологического развития Западно-Сибирского осадочного бассейна и хорошо прослеживаются, обычно оставаясь субпараллельными. Кровельная и подошвенная границы неокомской песчано-глинистой толщи по геологическим данным и материалам сеймостратиграфического анализа выделяются согласованно и единообразно. Трудности внутреннего расчленения неокомских отложений связаны с их однотипным песчано-глинистым составом, малым отбором керна, относительной бедностью фаунистическими останками. Характерно, что в разрезах Западной Сибири барремская и аптская фауна неизвестна [13]. Отложения этих ярусов выделены по положению в разрезе выше пачек, содержащих валанжинскую и готеривскую фауну, с учетом палинологических данных.

При расчленении неокомских отложений по геологическим данным используется система продуктивных песчаных пластов, которые сравнительно уверенно прослеживаются на отдельных площадях. Однако воп-

рос об увязке разрезов неокома по этим маркерам на основании межплощадной корреляции дискутируется уже несколько десятилетий. Наряду с песчаными продуктивными пластами, для межплощадной корреляции привлекаются глинистые пачки, картируемые зонально. Граница между готеривом и барремом проводится обычно между пимской и быстринской глинистыми пачками, фиксирующими этапы крупнейших поздне-неокомских трансгрессий. При этом пимская пачка оценивается как готеривская (разные авторы относят ее к кровельной или средней части готерива), а быстринская — как барремская (разные исследователи считают ее приподошвенной или средней частью барремского разреза).

В течение 60—80-х годов разрезы неокома в Западной Сибири расчленялись на несколько свит на основе горизонтально-слоистой модели осадконакопления по литологическим признакам. Границы свит проводились примерно параллельно кровле и подошве неокома, с разделением разреза по вертикали на небольшое число сравнительно крупных единиц.

Начиная с 70-х годов широкое распространение получили модели, учитывающие наклонно-слоистое и клиноформное строение неокома. Впервые А.Л.Наумов, Т.М.Онищук, М.М.Биншток (1978) обосновали наклонно-слоистое строение нижнемеловых образований и заполнение Западно-Сибирского неокомского палеобассейна боковым наращиванием. Весь неокомский комплекс отложений они отнесли к мегнионской свите, имеющей сложное строение, обусловленное переслаиванием пачек песка. Предполагается первичный наклон шельфа, на котором формировались песчаные пласты в обстановке регрессии моря. Породы кровли мегнионской свиты, по данным этих исследователей, омолаживаются с востока на запад. Клиноформная модель неокомских отложений Приобья обоснована с учетом сейсмических данных В.А.Корневым. Сеть региональных сейсмических профилей позволила установить широкое развитие клиноформ в неокомских толщах Западной Сибири.

Н.Я.Кунин [3—8] выделяет неокомские отложения в качестве отдельного квазисинхронного седиментационного сейсмического комплекса, который поверхностями несогласий расчленяется на сейсмические ансамбли — собственно клиноформные тела. При картировании последних оказалось, что в центральных и южных районах Западной Сибири они вытянуты субмеридионально вдоль палеопобережий на многие сотни километров. Такие черепицеобразно перекрывающиеся друг друга специфические тела,

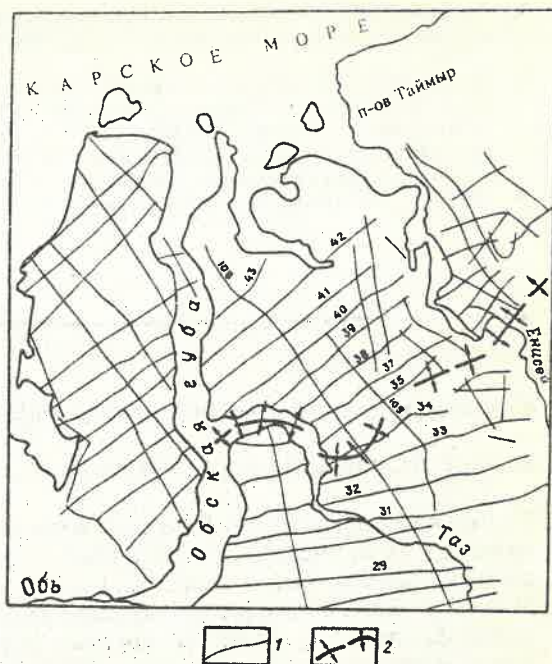


Рис. 1. Расположение сейсмических профилей МОГТ, по которым проводился сейсмостратиграфический анализ:

1 — профили, отработанные ПГО «Ямалгеофизика» и Таймырской геофизической экспедицией; 2 — ось Мессояхско-Адерпаутинской гряды

проградационно заполняющие палеобассейн, названы ланарклинами, т.е. телами латерального наращивания клиноформами палеопобережий.

В ПГО «Ямалгеофизика» (Б.А.Демидов, В.Г.Кабалык, Л.Ш.Гиршгорн, В.С.Соседков) используется схема стратификации и расчленения неокомского разреза Надым-Пуровского междуречья, составленная в 1988 г. В соответствии с ней указанный комплекс относится к полудинской серии берриаса — валанжина. В.С.Соседковым неокомский разрез разделен на группу клиноформных единиц регионального и зонального характера. Ю.Н.Карагодин и А.А.Нежданов [2], принимая клиноформную модель строения неокомского разреза по сейсмическим данным, расчленили его на 30 седиментационных единиц (зональных циклов), в составе которых намечено положение всех продуктивных пластов неокома в пределах Западной Сибири.

Таким образом, клиноформная модель строения неокомских отложений Западной Сибири к настоящему времени широко признана. Однако региональные исследования на основе этой модели и разработка единой сейсмостратиграфической схемы расчленения неокомского разреза требует увязки данных по сейсмопрофилям протяженностью десятки тысяч километров, что весьма трудоемко.

При разработке схемы последовательного стратиграфического расчленения клиноформных отложений необходимо выделить участки клиноформных тел, перекрывающих друг друга. После такого выделения каждое из нижележащих тел можно считать относительно более древним по сравнению с вышележащим. Общая последовательность клиноформной седиментации уверенно устанавливается по региональным профилям ОГТ, пересекающим Западно-Сибирский бассейн. Сеть таких профилей от южных районов Тюменской области до низовий р. Таз представлена системой широтных пересечений с номерами, возрастающими с юга на север — от 2 до 31. На рис. 1 приведены самые северные профили этой системы.

На профилях нами были выделены клиноформные тела последовательно от более древних к более молодым, пронумерованные от 1 до 35 (рис. 2). Подавляющее большинство клиноформных тел в западных частях налегают на опорный отражающий горизонт Б (баженовскую свиту). В связи с общим региональным отклонением простирания клиноформных тел с меридионального на северо-восток в низовьях р. Таз на широтном профиле 31 выделены клиноформные тела от 5 до 30. Схематизированный сейсмостратиграфический разрез по этому профилю изображен на «лицевой» стороне трехмерной модели (см. рис. 2). Разрез выровнен по сейсмическому реперу М (верхняя поверхность модели).

В сечении профиля 31 клиноформные тела и разделяющие их зональные отражающие границы (клиноформные поверхности) имеют общее региональное падение на запад, а ареалы развития тел и поверхностей перекрывают друг друга, последовательно смещаясь вверх по разрезу и в общем направлении с востока на запад. Разрез неокома на широте низовий р. Таз расчленяется вполне надежно. По материалам фазовой корреляции и увязки с данными бурения в западной части Сургутского свода и восточной части Мансийской синеклизы клиноформная поверхность 23 (фронтально-кровельная поверхность одноименного клиноформного тела) приурочена к пимской пачке, а поверхность 27 — к быстринской пачке глин. Как отмечалось, эти глинистые пачки различными исследователями рассматриваются как границы отложений готерива и баррема.

Таким образом на широтном профиле 31 верхи клиноформного комплекса имеют раннебарремский возраст, а основная часть неокомского клиноформного разреза сложена готеривскими и более древними отложениями.

При сейсмостратиграфической увязке

разрезов неокома Надым-Тазовского междуречья, представленных на профиле 31, с разрезами неокома Гыданского полуострова и Енисей-Пясинского междуречья имеется одно значительное затруднение. Оно обусловлено формированием в южной части Гыданского полуострова шовной субширотной структуры — Мессояхско-Адерпаютинской гряды (см. рис. 1). Гряда отделяет междуречье Надым—Таз—Енисей от более северных, арктических, районов Западной Сибири. В направлении к своду этого субширотного поднятия с ундулирующей в плане осью, осложненного размывами, выклиниваются верхнеюрские отложения, в т.ч. баженовская свита, а также большая часть неокомского разреза.

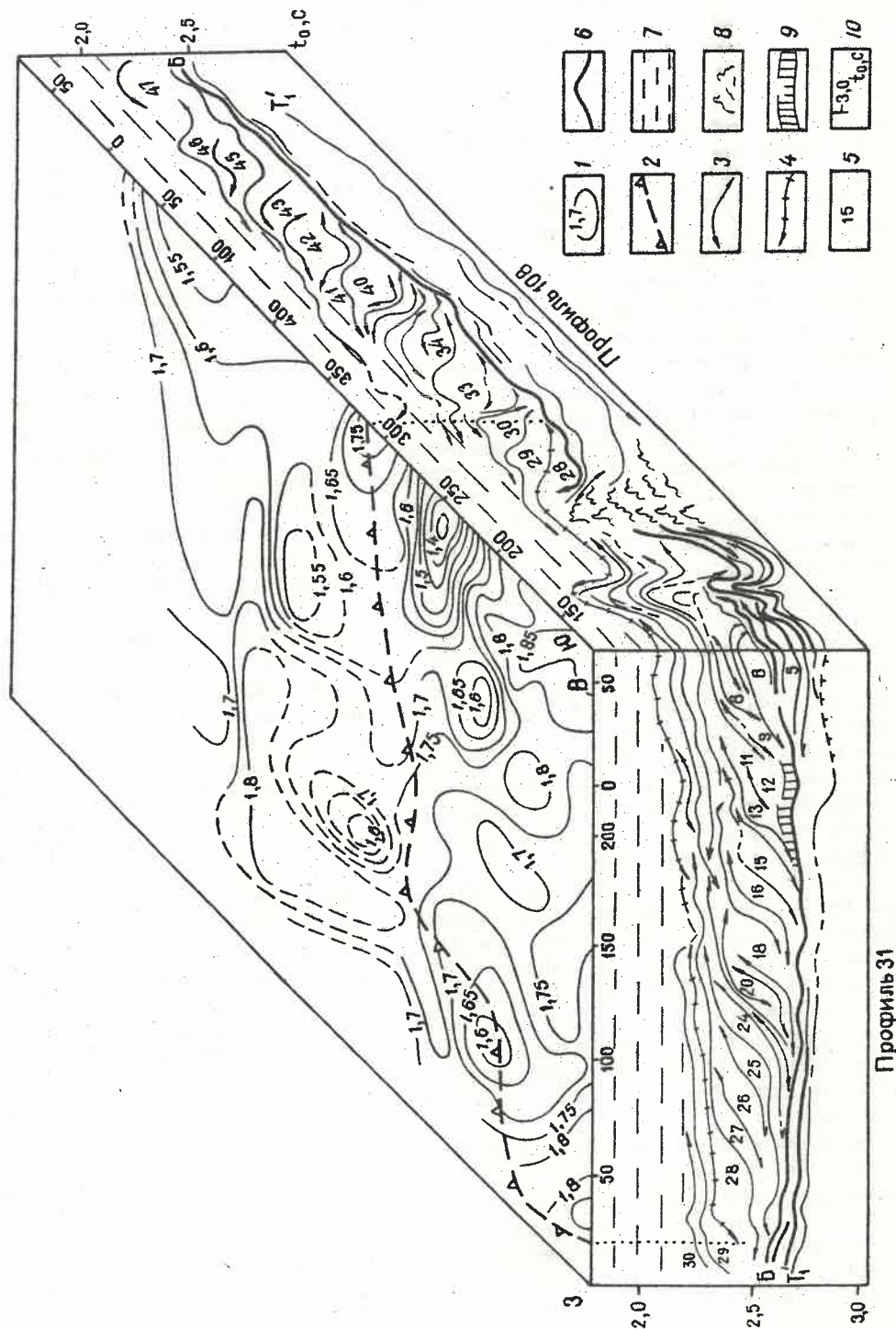
В работе [9] допускается, что в свode указанной гряды происходил позднеберриасовый размыв. Как показывает проведенный нами анализ сейсмических данных, по направлению к осевой части гряды резко сокращаются до полного выклинивания верхнеюрские и нижняя часть неокомских отложений. Это свидетельствует о росте поднятий Мессояхско-Адерпаютинской гряды в позднеюрско-неокомское время.

Материалы по региональному субмеридиональному профилю 108, пересекающемуся и увязанному с профилем 31, позволяют уточнить и конкретизировать время прекращения воздыманий Мессояхско-Адерпаютинской гряды в неокоме. Нижней неокомской границей, которая прослеживается через свод гряды, служит клиноформная поверхность 28. Эта поверхность трассируется по профилю 31 и, минуя точку его пересечения с профилем 108, далее непрерывно протягивается через свод гряды, налегая на ее северном склоне на баженовскую свиту.

На основании изложенного клиноформная поверхность 28 датируется барремом. На схематизированном сейсмостратиграфическом разрезе по профилю 108 выше поверхности 28 выделяются клиноформные седиментационные тела 29—47. Детальное картирование этих клиноформ выполнено нами по сети поисково-детальных сейсмических профилей на площади восточной части Гыданского полуострова и Енисей-Пясинского междуречья.

Ареалы развития указанных клиноформных тел охватывают Гыданский полуостров и Енисей-Пясинское междуречье. Барремские клиноформы налегают здесь фундаформной частью непосредственно на горизонт Б и эквивалентный ему сейсмический репер II_а. Эти реперы маркируют битуминозный конденсированный покров, возраст которого обычно оценивается как волжско-раннеберриасовый. Результаты сейсмостратиграфического анализа позволяют заклю-

Рис.2. Трехмерная сейсмо-стратиграфическая модель неомомских отложений Та-зовско-Нижнесейского междуречья.



чить, что к северу от Мессояхско-Адерпаютинской гряды на Гыданском полуострове и в пределах Енисейско-Пясинского междуречья формирование конденсированного покрова, начавшееся в волжском веке поздней юры, продолжалось в течение берриаса, валанжина и готерива и завершилось в барреме.

Песчано-глинистая седиментация в клиноформных фациях к северу от гряды на Гыданском полуострове и в более восточных районах Енисей-Пясинского междуречья протекала в барреме. Формирование единичных клиноформ происходило сравнительно быстро. Если принять абсолютную длительность неокома 25 млн лет (144—119 млн лет), а баррема — 6 млн лет, то за 19 млн лет в течение берриаса — готерива возникло не более 28 ланарклинов. Средняя длительность формирования берриас-готеривского ланарклина 0,67 млн лет. В течение баррема образовалось не менее 18 ланарклинов. Средняя длительность их формирования 0,33 млн лет. Это свидетельствует о существенном (примерно в два раза) увеличении частоты изменения режима седиментации в барреме.

Следует отметить, что выделенные ланарклины формировались из материала южных и юго-восточных источников сноса, а также за счет эрозионных процессов на отдельных местных размываемых поднятиях типа Мессояхско-Адерпаютинского.

Для иллюстрации выявленных принципиальных особенностей неокомской седиментации в рассматриваемом регионе и разработанной с учетом их новой концепции стратиграфического расчленения неокомских клиноформных отложений построена трехмерная сейсмостратиграфическая модель (см. рис. 2) неокомских отложений Тазовско-Нижнеенисейского междуречья. Она состоит из нескольких частей. На вертикальных сечениях показаны два взаимосвязанных сейсмостратиграфических разреза вдоль субширотного профиля 31 и северного отрезка субмеридионального профиля 108. В горизонтальной проекции приведены схема изохрон по сейсмическому горизонту М. приуроченному к подошве апта, и положение в плане проекции линии прекращения прослеживания фонда формы ланарклина 28, поверхность которого, несомненно, датируется барремом.

Схематизированные разрезы были выровнены. В качестве поверхности выравнивания использовался горизонт М, что позволило снять наложенные тектонические постседиментационные движения послеокомского времени и восстановить палеорельеф клиноформных тел на начало апта.

На представленной модели специал. ным

знаком выделена клиноформная поверхность, предварительно обозначенная номером 28. Она отчетливо разделяет осадочные клиноформные комплексы на две группы: до и после образования указанной клиноформной поверхности. Очевидно, что гыданская группа ланарклинов (клиноформные тела с номером 28 и более) имеет более молодой возраст и формировалась в барреме, а более древние клиноформы неокома не протягиваются севернее Мессояхско-Адерпаютинской гряды.

Предлагается стратиграфическая модель седиментации в нижнемеловое время, согласно которой заполнение некомпенсированного бассейна происходило в основном поступательно-регрессивно (проградиационно) по системе латерально ограниченных, вытянутых в виде полос вдоль палеопобережий черепицеобразно перекрывающих друг друга ланарклинов, стратиграфически последовательно. В результате этого севернее Мессояхско-Адерпаютинской гряды поднятий сформировались только относительно молодые неокомские клиноформы, стратифицируемые барремским временем. Они развиты на Гыданском полуострове, в Енисей-Пясинском междуречье, на востоке и севере п-ова Ямал.

Имеющиеся данные не позволяют определенно говорить о масштабах и проявлениях неокомской седиментации за счет таймырских источников сноса. Полученная информация свидетельствует, что с этими источниками не связано какое-либо значительное неокомское осадконакопление на Гыданском полуострове и в Енисей-Пясинском междуречье.

Полученные результаты требуют внесения ряда корректив в существующие представления о строении и развитии неокомского бассейна седиментации арктической зоны Западной Сибири.

Как известно, на всех палеогеографических, нефтегеологических и других картах зоны развития отложений волжского века, берриас — валанжина и готерива протягиваются субмеридионально через Западную Сибирь и трассируются из Надым-Енисейского междуречья в арктические районы. Между тем, начиная с поздней юры, в течение берриаса — готерива, т.е. трех четвертей неокома, размещалась обширная некомпенсированная впадина, в которой формировался маломощный битуминозный конденсированный покров, по-видимому, нарастающий баженовскую свиту, или седиментация не происходила.

Представляется, что впадина охватывала северные районы п-ова Ямал и прилегающие области акватории Карского моря. Глубина моря в ней достигала 400—900 м. Она

может рассматриваться как берриас-готеривский Палеокарский морской бассейн, ограниченный с юга и севера системами линейных ступеней и поднятий. На юге ограничением служили Мессояхско-Адерпаутинская гряда и Нурминский мегавал, на севере — блоковые поднятия вдоль Северного порога, закартированного в акватории Карского моря между п-овом Таймыр и Северным островом Новой Земли.

Неокомская седиментация в палеобассейне в пределах Гыданского п-ова и Енисей-Пясинского междуречья в клиноформных фациях протекала только в барреме за счет юго-восточных источников. Таким образом, разрез неокома рассматриваемого региона по фациальному и стратиграфическому составу существенно отличается от разрезов Приобья и Надым-Тазовского междуречья.

Выводы сейсмостратиграфического анализа основываются на непрерывном трассировании сейсмических границ, ареалы распространения которых перекрывают друг друга. Опыт расчленения аналогичных толщ апробирован в Приобье и в других районах [1, 8, 11, 12, 15]. Здесь были получены результаты, согласующиеся с данными бурения по сотням площадей, материалами ГИС и биостратиграфических исследований.

В рассматриваемом же регионе результаты сейсмостратиграфического анализа плохо согласуются с данными биостратиграфии. На Дерябинской площади, по сведениям Е.В.Демидовой, обнаружены фаунистические остатки в глинистых отложениях низов неокома. Двустворки и фораминиферы оценены как берриас-валанжинские, кроме того, в одной из скважин на глубине 2670—2684 м найдены валанжинские аммониты. Аналогичные фораминиферы встречены на Танамской и Ушаковской площадях, а двустворки и аммониты — на Турковской.

Очевидно, что определение закономерностей строения неокомского комплекса, морфологии, условий формирования осадочных тел должно привести к разработке принципиально нового подхода к прогнозированию зон, перспективных на обнаружение нефтегазоносных объектов. Оценку прогнозных ресурсов неокомских отложений и представления о закономерностях формирования коллекторов в рассматриваемом регионе целесообразно откорректировать с учетом новых выводов сейсмостратиграфического анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гиришгорн Л.Ш., Соседков В.С. Условия формирования песчаных тел в склоновых отложениях неоконской клиноформной толщи севера Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1990. № 37. С. 26—29.
2. Карагодин Ю.Н. Модель иерархической организации литосферы // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск, 1990. С. 7—18.
3. Кунин Н.Я. Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР // Сов. геология. 1983. № 1. С. 92—104.
4. Кунин Н.Я. Новые возможности сейсмостратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ // Сов. геология. 1983. № 11. С. 109—120.
5. Кунин Н.Я., Иогансон Л.И. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. — М.: Наука, 1984.
6. Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа // Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР. М., 1985. Вып. 13.
7. Кунин Н.Я., Усенко С.В., Черкасова Г.Р. Области некомпенсированного прогибания Западной Сибири и их сейсмостратиграфическая характеристика. — М., 1985. Деп. в ВИНТИ АН СССР. № 7963-3.
8. Кунин Н.Я. Теоретические основы сейсмостратиграфического анализа и основные направления его внедрения для повышения эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ в СССР // Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М., 1990. С. 3—29.
9. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна / М.Я.Рудкевич, Л.С.Озеранская, Н.Ф.Чистякова и др. — М.: Недра, 1988.
10. Онищук Т.М., Наумов А.Л., Векслер Л.А. Корреляция продуктивных пластов нижнего мела в Среднеобской нефтегазоносной области // Геология нефти и газа. 1977. № 6. С. 32—37.
11. Проблемы поисков нефти и газа на севере Западной Сибири / А.Л.Наумов, Т.М.Онищук, Н.П.Дядюк и др.: Обзор. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. — М.: ВНИИОЭНГ. 1986. Вып. 4.
12. Региональная литмостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов / А.А.Нежданов, В.В.Огибенин, М.И.Куренко и др. // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск, 1990. С. 80—108.
13. Сейсморазведка для литологии и стратиграфии / Под ред. Л.И.Гиришгорна. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985.
14. Соколовский А.П., Бочкарев В.С. О стратиграфическом объеме и возрасте мегонской свиты // Новые материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1972. С. 33—39.
15. Соседков В.С. Поиски неантиклинальных ловушек в неоконской толще севера Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1991. № 6. С. 25—28.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

Палеобиогеография континентальных окраин Востока России в меловом периоде

К.М.ХУДОЛЕЙ, И.М.МИГОВИЧ (ВСЕГЕИ)

Основная задача данного исследования — восстановление палеогеографической ситуации и анализ расселения морских животных с целью объяснения появления теплолюбивых родов в северных регионах и относительно холоднолюбивых в южных частях древней акватории.

При проведении биогеографического анализа нами, помимо коллекций меловых амmonoидей, использованы сведения, изложенные в обобщающих монографиях, решениях межведомственных стратиграфических совещаний, многочисленных объяснительных записках к картам, а также палеогеографические построения О.П.Дундо [3], М.А.Пергамент [8], В.Н.Верещагина [2], К.М.Худолея [7], В.П.Похиалайнена [9] и др. Изучены готеривский, барремский, аптский, альбский, позднеальбский — туронский, коньяк-сантонский, компанский и маастрихтский комплексы, частично совпадающие с уровнями, принятыми в проекте МПГК № 191 «Глобальная меловая палеогеография».

Ранний мел. В готеривском веке (рис.1) морской бассейн на севере соединялся с Борсальным океаном, а на востоке — с Тихим. В районе современного Охотского моря древняя береговая линия, вероятно проходила несколько восточнее, чем теперь, о чем свидетельствует отсутствие на его берегах меловых морских отложений. Южнее берег располагался восточнее Буреинского бассейна с континентальными отложениями этого времени, а в Южном Приморье море ограничивалось северной и восточной частью Ханкайского массива и Сучанским каменноугольным бассейном, представлявшим в готериве сушу с пышной меловой флорой. Можно предполагать наличие в центре Японского моря суши, с которой происходил снос терригенного материала в Сихотэ-Алинскую и Хоккайдо-Сахалинскую системы. В последней береговая линия находилась западнее о-ва Хоккайдо и на севере о-ва Хонсю.

На Северо-Востоке Азии западнее современного Охотско-Чукотского вулканогена существовало неглубокое эпиконтинентальное море, в котором накапливался терригенный материал с небольшой примесью вулканогенного и карбонатного мощностью 200—700 м. Южнее и юго-восточнее в пределах Тайгоносско-Мургальской зоны располагались подводные вулканы, продукты извержения которых совместно с осадочны-

ми породами формировали толщи мощностью 1000, местами 5000 м. Юго-восточнее в Пенжинско-Анадырской зоне роль вулканогенных составляющих несколько уменьшается, а в Корякской появляются кремнистые отложения с радиоляриями (А.И.Жамойда, 1972), что позволяет рассматривать эту зону в качестве шельфа. Более глубоководные кремнисто-вулканогенные образования (до 120 м) распространены в районе о.Пекульнейское. В них обнаружены раннеготеривские радиолярии. Эти отложения, по мнению Н.Ю.Брагина и др. (1988), относятся к приокеанической или океанической зоне.

На Дальнем Востоке в южной половине Восточно-Сихотэ-Алинской зоны существовало неглубокое море с островами, в котором относительно интенсивно осаждался терригенный материал с небольшой примесью кремнистого и карбонатного мощностью до 1000 м. В северной части этого бассейна, по-видимому, происходили вулканические извержения сравнительно небольшой интенсивности.

На островах Сахалин и Хоккайдо накапливался преимущественно кремнисто-вулканогенный материал с остатками радиолярий (А.И.Жамойда, 1972) валанжин-готеривского и позднеготерив-барремского возраста (В.С.Вишневская, 1988, 1991), вероятно, образовавшийся в приокеанических условиях. Во всех морских бассейнах встречены типичные морские животные — аммониты, белемниты, двустворки, брахиоподы и другие, обитавшие в открытом море с нормальной соленостью. На Северо-Востоке Азии, где располагалась Северо-Тихоокеанская биогеографическая провинция, в море жили животные, характерные для северной части Тихого Океана. Аммониты не многочисленны: *Simbirskites*, *Speetonicerias*, *Blassaloceras*, *Hollisites*, *Hertleintites* [1, 4]. Последние два рода известны только в рассматриваемом регионе и на северо-западе Северной Америки, где установлены более 20 родов, в т.ч. и западнотетические, проникшие сюда из района современной Карибии [2].

На Дальнем Востоке, Сахалине и в прилегающих частях Японских островов в акватории обитали животные, характерные для открытого моря с нормальной соленостью. Здесь обнаружены аммоноидеи *Crioceratites*, *Spitidiscus*, свойственные более южным тропическим морям, а также

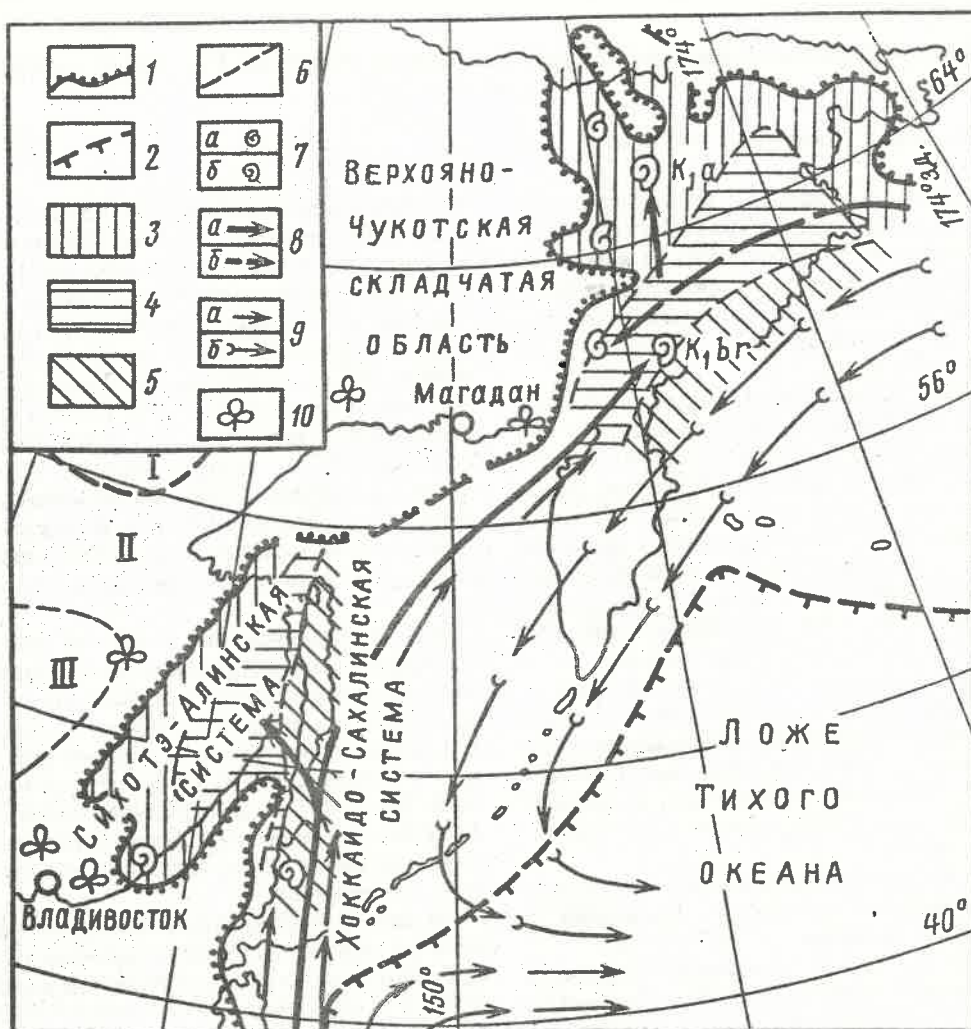


Рис. 1. Палеобиогеографическая схема раннего мела (готеривский, барремский, аптский века):

1 — береговая линия; 2 — граница современного океанического ложа; 3 — мелководный шельф и эпиконтинентальные моря; 4 — глубоководный шельф; 5 — приокеаническая и океаническая зоны; 6 — границы фациальных зон; 7 — места находок аммонитов, индексом дан их возраст (ярус): а — борейальные и северотихоокеанские, б — тетические; 8 — предполагаемые пути миграции аммонитов: а — тетических, б — борейальных и северотихоокеанских; 9 — предполагаемые палеотечения: а — теплые, б — относительно холодные; 10 — места находок флоры; I — Восточно-Сибирская платформа; II — Монголо-Охотская складчатая область; III — Буриинский массив

Inoceramus (Coloniceramus) colocolonicus, I. ex gr. *paraketzovi*, I. (*Heteropteria*) *aucella*, возраст которых В.П.Похилайнен [9] считается готеривским.

На протяжении барремского века (см. рис. 1) палеогеографическая ситуация мало изменилась. Возможно, несколько сократился пролив или проливы, соединявшие эпиконтинентальное море с Борейальным океаном. Исходя из того, что во многих случаях фаунистическая характеристика недостаточна для выделения отложений этого яруса, к нему условно отнесены породы, расположенные выше готеривских и ниже аптских.

Можно говорить о накоплении терриген-

ного материала на Северо-Востоке: в пределах Пенжинско-Анадырской зоны — терригенно-вулканогенного (500 м), а вблизи современного Берингового моря — вулканогенно-кремнистого, вероятно, приокеанического типа, встречаемого и на западе, и на востоке Сахалина (Н.Ю.Брагин и др., 1988). На Северо-Востоке известны аммониты родов *Silesites?*, *Crioceratites*, *Shasticrioceras*, *Lytoceras*. Первые два рода встречаются довольно широко, причем второй обнаружен в более южных частях океана и Тетисе; третий типичен только для севера Тихого океана (включая о-в Хонсю).

На Дальнем Востоке характер осадконакопления по сравнению с готеривом, по-ви-

димому, мало изменился, и морской бассейн был заселен двустворками, характерными для морей Востока России. Из аммоноидей найдены *Hoplocrinoceras*, *Crioceratites*, *Barremites*, *Helicodiscus*, *Lytoceras* и у о-ва Хоккайдо *Pulchellia*, известные в южных широтах Тихого океана и Тетисе. Радиолярии берриас-барремского, баррем-альбского возраста (В.А.Кайдалов, 1990) встречаются в кремнистых толщах в низовьях р.Амур. Вероятно, в конце баррема и особенно в начале апта появляются первые *Aucellina*.

В начале аптского века началось поднятие земной коры, приведшее к сокращению размеров Анюйского пролива, соединявшего Тихий и Бореальный океаны. На Северо-Востоке в Тайгоносско-Мургальской и Пенжинско-Анадырской зонах происходит резкое обмеление, а порой и осушение моря. На Корякском нагорье и северо-западе Камчатки продолжал накапливаться терригенный материал. На побережье Берингового моря осаждался туфогенный материал с аммонитами и ауцеллинами, а также кремнисто-вулканогенный с радиоляриями баррема — апта, образовавшийся, по-видимому, в более глубоких частях моря. На Сахалине и востоке Камчатки, вероятно, располагался более глубоководный бассейн с кремнистыми осадками, образовавшимися в абиссальной среде. Обитавшие здесь радиолярии баррема — апта (Сахалин) и апта — альба (Камчатка) очень разнообразны и характерны для тропических и субтропических частей морских бассейнов.

На Северо-Востоке среди аммоноидей, помимо космополитных форм, в очень высоких широтах встречаются тетические роды апта. Это, в первую очередь, род *Australiceras*, найденный в Анюйском проливе [4], а также *Bochianiceras*, *Aconeceras*, *Pedloceras*, широко распространенные в Тетисе и более южных частях океана. Здесь же присутствуют и двустворки — иноцерамиды и ауцеллины.

В Южном Приморье фиксируется более мелкое море с песчанистыми осадками (мощностью до 1250 м) и островами с континентальными отложениями. Из аммоноидей здесь установлены *Hamites*, *Hamiticeras*, *Hyporhyolloceras* (определения В.П.Коновалова), характерные для Тетиса, Индонезии и Калифорнии. Род-космополит *Tetragonites* все же тяготеет к Тетису. Обращает на себя внимание присутствие рода *Tropaeum*, распространенного главным образом в Бореальном океане (Шпицберген, Север России, Северо-Восток Азии, Аляска, Гренландия). На Японских островах (Хоккайдо, север Хонсю) господствовали тетические роды *Parahoplites*, *Hypacanthoplites*, *Nolaniceras*, *Miyakoceras*, *Valdedorsella* [12].

Таким образом, в интервале готерив — апт на рассматриваемой площади по направлению от континента к океану отчетливо выделяются следующие зоны: суша, мелководный шельф и эпиконтинентальные моря, глубоководный шельф, приокеаническая и, возможно, океаническая области.

К началу альбского века на Северо-Востоке в результате поднятия произошло осушение Анюйского пролива, морская связь с Бореальным океаном прекратилась (рис. 2). Береговая линия сдвинулась на восток и приблизительно совпала с северо-западной границей Пенжинско-Анадырской зоны, однако в ней на ряде внутренних поднятий альбские породы с угловым несогласием залегают на валанжинских и готеривских. Вблизи береговой линии отлагался терригенный с примесью вулканогенного материала (200—1200 м). В Корякской зоне появляются участки кремненакопления (с радиоляриями), число которых увеличивается в восточном направлении (А.И.Жамойда, 1972). Как и на всей планете, в данной акватории резко возрастает разнообразие аммоноидей — здесь насчитываются представители 25 родов. Встреченные таксоны характерны для Северо-Востока Азии (Северо-Тихоокеанская провинция) — *Freboldiceras*, *Grantziceras*, *Kennicottia*, *Moffittes*, *Subarctoplites*, *Parasilesites*, *Hulenites*, *Leconteites*, а также для северной половины океана — *Brewericeras*, *Neogastropylites*. Вместе с тем, имеются таксоны, типичные для Тетиса (*Anagaudryceras*, *Hyporhyolloceras*), а также для Бореального океана (*Arcthoplites*). Комплекс родов аммоноидей свидетельствует о наличии морских связей и нормальной солености вод.

На западе Камчатки и Сахалина отлагался терригенный материал, обитали аммониты, двустворки, брюхоногие, фораминиферы и радиолярии, а на востоке — кремнисто-вулканогенный с радиоляриями, образовавшийся, по-видимому, в более глубоководных, возможно, приокеанических частях моря.

На Дальнем Востоке в море осаждался терригенный, местами вулканогенный материал (900—1500 м), жили иноцерамиды, ауцеллины и аммоноиды, число родов которых достигало 20 (Е.А.Калинин, 1990; В.П.Коновалов, 1990). В Восточно-Сихотэ-Алинской зоне обитали *Eogaudryceras* и другие роды, характерные для приэкваториальной части Земли, а в Западно-Сихотэ-Алинской — *Kennicottia*, *Grantziceras*, *Freboldiceras*, *Moffittes*, типичные северотихоокеанские роды. На некоторых ее участках господствовали тригонииды и отсутствовали ауцеллины, что подтверждает наличие теплых течений. Однако среди осадков не об-

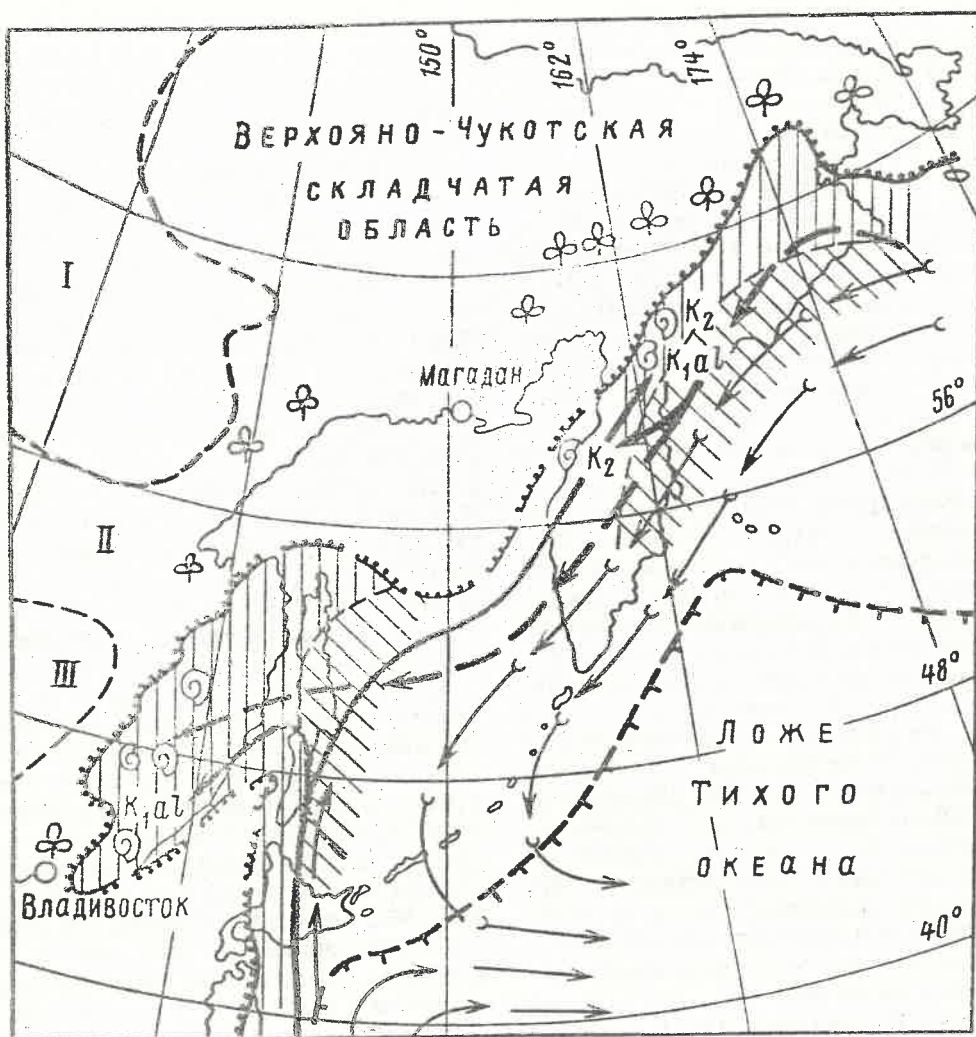


Рис. 2. Палеобиогеографическая схема конца раннего — начала позднего мела (альбский, сеноманский туронский века):

усл. обозн. см. рис. 1; береговая линия соответствует альбской трансгрессии

наружены мощные карбонатные породы с кораллами и эвапоритами.

Конец раннего и начало позднего мела. В позднеальбском, сеноманском и туронском веках морской бассейн за исключением Сихотэ-Алиня существенно не изменил своей конфигурации (см. рис. 2). Базальные конгломераты, приуроченные к основанию толщи (до 300 м), наблюдаются в Корее, Сихотэ-Алине, Аляске и в прилегающих областях и свидетельствуют о бурных событиях, происходивших в это время. На Северо-Востоке вдоль бывшей Тайгонесско-Мургальской и продолжавшей существовать Пенжинско-Анадырской зон осадконакопления интенсивно формировался Охотско-Чукотский вулканоген. В Корейской зоне среди терригенных отложений (1500—4000 м) обнаружены кремнистые породы, кото-

принадлежат к олистолитам в молодых олистодромах. В целом же море было мелководным с островами (встречаются флора и растительный детрит). Из южных частей Тихого Океана и Тетиса сюда расселялись в сеномане *Turrillites*, *Hypoturrillites*, *Parajaubertella*, *Eoguanarites*, *Mesopuzosia*, *Pseudouhligella*, в туроне *Hyphantoceras*, *Marshallites*, *Nipponites*, *Kossmaticeras*, а из североамериканских — *Neogastropiles* и характерный для Северного полушария Земли — *Scaphites*. Среди иноцерамид отмечается род *Pergamentia* [9], распространенный только на севере океана.

На западе Камчатки и на Сахалине накапливался терригенный материал с аммонитами и двустворками, на востоке, по-видимому, в глубоководных приокеанических условиях — вулканогенно-кремнистый с радиоляриями валанжина — турона и турона

— сантона (Н.Ю.Брагин и др., 1986). На Сахалине наиболее интенсивно была заселена аммонитами, иноцерамами и другими макро- и микроорганизмами его южная часть [5]. О связях этой акватории с южными частями океана свидетельствует присутствие аммонитов *Anagaudriceras*, *Parajaubertella*, *Pseudouhligella*, а с северной — *Neogastrolites*. Среди туронских аммоноидей, распространенных в акватории, 11 родов встречаются в Японии и 8 (включая 5 общих с Японией) на Северо-Востоке. Некоторые роды — *Romaniceras* (*Jubariceras*), *Fagesia*, *Mesopuzosia* — известны не только в Японии, но и в Тетисе.

В Сихотэ-Алинском регионе морской режим почти на всей площади прекратил существование к концу сеномана, хотя в Нижнем Приамурье море, вероятно, сохранялось и позднее (коньяк?), что подтверждается находками *Inoceramus iwajimensis* и др. (определение М.А.Пергамент) в терригенно-вулканогенной толще (до 1000 м), а также *Kosmaticeras*, *Gaudryceras* в верховьях р.Тумнин (определения В.Н.Верещагина).

Поздний мел. Палеогеографическая ситуация в коньякском и сантонском веках особых изменений не претерпела. Вулканогенные и осадочные образования этого возраста иногда с угловым или стратиграфическим несогласием залегают на более древних породах. На Северо-Востоке в пределах Охотско-Чукотского вулканогена продолжалась вулканическая деятельность; в Пенжинско-Анадырской и на севере Корякской зоны среди терригенных пород присутствуют вулканы и вулканогенный материал. В прибрежных зонах морские отложения сменяются континентальными с флорой и углями. В Корякском регионе вначале формировались грубозернистые осадки, затем мелкозернистые (до 2000 м), местами встречаются и кремнистые образования. Северо-Восточный в целом мелководный бассейн заселялся 20 родами аммоноидей [4], а также иноцерамидами. О характере и путях расселения аммоноидей на родовом уровне определенно судить нельзя. Намечается только их сходство с аналогичными таксонами, обитавшими в Японии, на западе Северной Америки и даже в Европе. Из иноцерамид следует отметить присутствие северотихоокеанских *Peileceramus* и, возможно, *Valviceramus* [9].

Камчатка, вероятно, была покрыта мелким с островами морем, но в восточных частях его глубина значительно увеличилась и здесь отлагался кремнисто-вулканогенный материал с радиоляриями. На Сахалине по направлению с юга на север состав осадков изменяется от морских терригенных

до лагунно-континентальных. Животный мир разнообразен — встречаются аммоноидеи, двустворки, брюхоногие и др. [5], однако космополитизм аммоноидей и понижение их специализации не позволяют точно говорить о существовании морских связей. Некоторые роды (*Peroniceras* и др.), по-видимому, проникли сюда из более южных частей океана. На севере Сихотэ-Алиня и в Нижнем Приамурье, возможно, продолжал существовать морской залив с аммонитами и двустворками.

В кампанском веке морской бассейн более или менее сохранил свои размеры (рис. 3). На Северо-Востоке в западных районах в прибрежных условиях накапливался терригенно-вулканогенный материал с лавами, на суше с углями. В пределах Пенжинско-Анадырской и Корякской зон преимущественно формировались морские терригенные отложения (500—1000 м). На востоке Корякии фиксируются карбонатные, кремнистые и вулканогенные образования небольшой мощности. На юго-западе Корякии известна эссосемская свита, сложенная эффузивными, кремнистыми и терригенными породами (1100—2000 м). На юго-западе Камчатки накапливался в основном терригенный материал с примесью вулканогенного. В пределах Олюторско-Восточно-Камчатской зоны в морском бассейне отлагался терригенный, кремнистый и вулканогенный материал (900—5500 м) с иноцерамидами и радиоляриями (ватынская серия). Существует точка зрения об аллохтонном залегании этих пород на верхнемеловых и палеогеновых с амплитудой перемещения на северо-запад до 150 км [6, 10]. Однако это не влияет на результаты восстановления палеогеографической ситуации. На Северо-Востоке в морском бассейне среди аммонитов (около 10 родов) обнаружены *Canadoceras* и другие роды, встречаемые в акватории Северной Америки [4, 9]. На востоке Сахалина существовали условия близкие к таковым в Олюторско-Восточно-Камчатской зоне. На западе Сахалина отлагался терригенный материал, и этот бассейн был тесно связан с морем о-ва Хоккайдо, а также более южными частями Японии. Из 26 установленных на Сахалине родов аммоноидей [5] почти все известны на Японских островах [12]. Среди них выявлены теплолюбивые роды из южных частей океана — *Damesites*, *Menuites*, *Mesopuzosia*, *Neocrioceras*, *Neopuzosia*, *Pseudoxybeloceras*. Некоторые из них вдоль берега проникали на Северо-Восток.

К концу мелового периода (маастрихтский век) особенно хорошо проявлена морская регрессия (см. рис.3), начавшаяся, вероятно в начале этого века после небольшой

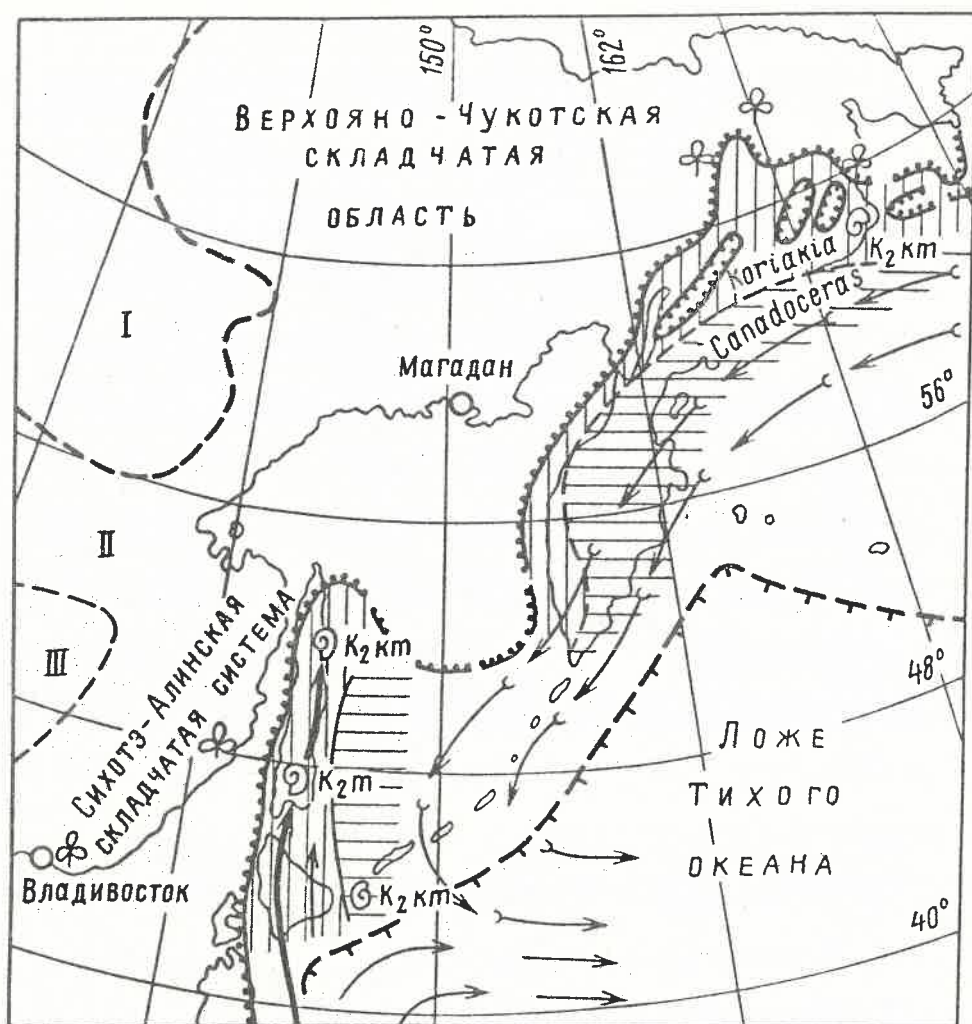


Рис. 3. Палеобиогеографическая схема конца позднего мела (кампанский, маастрихтский века):

усл. обозн. см. рис. 1

трансгрессии, отразившейся в несогласном налегании маастрихтских отложений на более древние. В Пенжинско-Анадырской и Корякской зонах морской режим к концу века сменился континентальным с накоплением угленосных толщ значительной мощности. Терригенные осадки морского происхождения обнаружены только в центральной и восточных частях бассейна (1500—4700 м). Аммоноидеи полностью вымерли, но другие группы органического мира продолжали развиваться. В Северо-Восточном маастрихтском море найдено не менее 10 родов аммоноидей. Из них лишь род *Diplomoceras* может быть тетическим, остальные сугубо космополитные. Из иноцермид для данного бассейна характерен только род *Koryakia* [9].

В кремнисто-туфогенных, глинисто-кремнистых отложениях Камчатки (ирунейская

свита и ее возрастные аналоги) и в терригенно-вулканогенных отложениях (до 6000 м) Олюторско-Восточно-Камчатской зоны встречены радиолярии (А.И.Жамойда, 1972) маастрихта (кампан - маастрихта). Значительная их часть (В.С.Вишневская, В.В.Бернарди, 1986) характерна для континентального склона. Это подтверждается присутствием турбидитов на востоке Камчатки (восточная часть Кроноцкого полуострова, хребет Кумроч), где обнаружены и остатки иноцермид. Весьма вероятно, что данные отложения распространены также вдоль современных Курильских островов. На Сахалине и Хоккайдо регрессия моря в сторону Тихого океана происходила в меньших масштабах (см. рис. 3). В условиях мелкого шельфа здесь накапливались терригенные осадки (около 300 м) и в этом море обитало не менее 10 родов аммоноидей [5,

12], из которых, возможно, только *Pseudohybiloceras*, *Neodesmoceras* расселялись сюда из южных частей океана.

Представляют интерес сведения о стратиграфии меловых отложений, слагающих дно современного Тихого океана, которое располагается в непосредственной близости от рассматриваемого региона. Так, на севере Императорских гор при глубоководном бурении обнаружены отложения уплотненного мела и известняков с фораминиферами и нанопланктоном раннего и среднего маастрихта мощностью 1 м. Скважины, вскрывающие меловые отложения океанического ложа, находятся приблизительно в 600 км юго-восточнее Курильских островов [11]. В разрезе скв. 303 (глубина океана 5609 м, скважины 293 м) вскрыты: *валанжин*, базальты (124 ± 12 млн лет), пробурено 12 м; *берриас* — *ант*, глинистый нанопланктонный ил и кремни, около 35 м; *сеноман*, цеолитсодержащие глины и кремни, около 46 м; в 35 м выше залегают миоценовые радиоляриевые илы. В разрезе скв. 304 (глубина океана 5630 м, скважины 335 м) вскрыты: *валанжин*, базальты (127 ± 9 млн лет), 12 м; *валанжин*, *готерив* — *баррем*, нанопланктонный ил, иногда с фораминиферами и кремнями, 35 м; *баррем* — *альб*, бурые (коричневые) цеолитовые глины и кремни, около 50 м; *сеноман*, в нижней части осадки аналогичны вышеприведенным, в верхней — глинистые, более 35 м. Возможно, аналогичные отложения распространены и в прилегающих к Курилам и Камчатке частях океанического ложа. Как видно из разреза, мощность нижнемеловых отложений в океане 35—85 м, сеноманских более 35 м, в то время как на континентальной части Востока России она достигает нескольких километров.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Анализ распространения морских отложений и расселения морских животных показал наличие в морском бассейне зон неглубокого и глубокого шельфа, приокеанической (континентальный склон?) и, возможно, более глубоководной — субоксанической. Хорошо фиксируются морская меловая регрессия в сторону Тихого океана и смещение в этом направлении зон терригенного и вулканогенно-кремнистого осадконакопления. В маастрихте площадь морского бассейна на Северо-Востоке резко сократилась, на Дальнем Востоке он осушился в сеномане, а в Нижнем Приамурье — в сеноне. На Камчатке и Сахалине морской бассейн в несколько уменьшенном виде существовал на протяжении всего мелового периода.

2. Анализ расселения амmonoидей свиде-

тельствует о наличии тесной связи Северо-Тихоокеанской провинции (Северо-Восток Азии) с Северо-Американской, а Дальневосточной с Японией и более южными частями океана. В то же время отдельные роды (11 родов готерива — маастрихта) из Дальневосточной провинции и более южных регионов, а также Тетиса проникали на Северо-Восток, а северотихоокеанские (включая североамериканские) — на Дальний Восток (6 родов за этот же отрезок времени). В альбском веке как на Северо-Востоке, так и на Дальнем Востоке (включая Японию) наблюдается интенсивное смешивание северотихоокеанских и тетических амmonoидей, ослабевшее к концу мела. Из иноцерамид на Северо-Востоке и Сахалине встречаются как космополитные, так и северотихоокеанские роды. Достоверно тетические роды не описаны. Такое расселение животных — главное доказательство дрейфа блоков земной коры из приэкваториальных частей Тихого океана на север в тектонических реконструкциях некоторых геологов. Этому, однако, противоречит постоянно фиксированное расположение рассмотренных провинций (биоохрий) в исследованный отрезок времени. Они тесно связаны друг с другом общими родами и видами по латерали и устойчиво преемственны по вертикали (во времени). Присутствие эндемиков лишь подтверждает наличие единого морского бассейна, в котором обитали определенные сообщества морских животных, но который был открыт для проникновения бореальных и тетических форм. Поэтому к плейтектоническим построениям, требующим разделения единого палеобассейна на части, перемещения последних на большие расстояния друг от друга и случайного (хаотического) их совмещения, надо подходить с осторожностью и весьма критически.

3. Наблюдаемое расселение животных в морских бассейнах прошлого можно объяснить круговоротом океанических глобальных течений. Так, Северо-Тихоокеанский круговорот (Северо-Тихоокеанское, Аляскинское, Курило-Камчатское течения) объясняет тесные морские связи между Северо-Американской биоохрией и Северо-Восточной, а также между последней и Дальневосточной. Проникновению южных моллюсков в Дальневосточную провинцию способствовало течение типа Курошио, входящее в более южный круговорот течений (Северное Пассатное, Тайванское, Курошио, южная часть Северо-Тихоокеанского), расселявшее моллюски из Тетиса. Реконструкция главных течений показана на рис. 1—3.

4. Теплолюбивые животные в высоких широтах изучаемого региона появились в

позднем палеозое, триасе и юре, а субтропические растения в палеогене и неогене. Как и в мелу, на расселение животных, кроме климатических и иных факторов, влияли аналогичные течения. Такая интерпретация позволяет нам предполагать относительную стабильность циркуляции вод в Палеопацифике, характер которой был близок к современному на протяжении значительного отрезка времени.

Авторы благодарят В.К.Ротмана, Р.Б.Умитбаева, Б.А.Марковского, И.В.Кунаева, В.Г.Ганелина, ознакомившихся с нашими представлениями и сделавших ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. — М.: Наука, 1968.
2. Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока. — Л.: Недра, 1977.
3. Геология Берингова моря и его континентального обрамления / Ред.Б.Х.Егизаров, О.П.Дундо. — Л.: Недра, 1985.
4. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология / Д.П.Найдин, В.П.Похилайнен, Ю.И.Кац, В.А.Красилов. — М.: Наука, 1986.
5. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Под ред. З.Н.Поярковой. — Л.: Наука, 1987.
6. Очерки тектоники Коряжского нагорья / Под ред. Ю.М.Пушаровского, С.М.Тильмана, — М.: Наука, 1982.
7. Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана / Под ред. Ч.М.Худолея, М.А.Ржонсницкой. — М.: Аэрогеология, 1979.
8. Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. — М.: Наука, 1978.
9. Похилайнен В.П. Иноцерамы в меловой биоте на севере Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер.наук. — М.: 1988.
10. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Коряжско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер.наук. — М.: 1988.
11. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1975. Vol. 32.
12. Matsumoto T. Japan and adjoining areas // The Phanerozoic geology of the World, The Mesozoic. «А.» — Amsterdam, 1978. P. 79—144.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 552.1

© Б.А.Соколов, В.Н.Холодов, 1993

Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов — новое направление геологии

Б.А.СОКОЛОВ (МГУ), В.Н.ХОЛОДОВ (ГИН РАН)

Особенностью Земли как целостной системы является ее геосферное строение, отражающее изменение плотностного и фазового состояния вещества. Верхние слои образованы газовой и жидкой оболочками (атмосфера и гидросфера), средние и нижние — преимущественно твердыми (земная кора, или литосфера, верхняя и нижняя мантии, оболочки ядра). В строении земной коры большую роль играют слоистость и расслоенность; эти особенности литосферы делают ее крайне неоднородной и определяют специфику тех тектонических движений, которые в ней реализуются.

Слоистость — производное экзогенных сил, наиболее ярко проявляющихся в зоне осадкообразования. Она наиболее характерна для стратисферы — самой верхней твердой и прерывистой оболочки Земли, сложенной чередованием осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. В пределах «гранитного» геофизического слоя, подстилаю-

щего стратисферу на континентах, проявляется сильно деформированная слоистость, местами прорванная гранитными интрузиями. В «базальтовом» слое, широко распространенном и на континентах, и в океанах, слоистость выражена обычно очень слабо и иногда переходит в отдельность. Таким образом, в разрезе земной коры слоистость заметно уменьшается сверху вниз; она как бы «стирается» по направлению от поверхности планеты к мантии.

В отличие от слоистости расслоенность представляет собой более сложное явление, обусловленное наличием флюидизированных зон-волноводов, разделяющих более плотные комплексы пород. При этом, если экзогенные слои повсеместно имеют стратиграфическое значение, вписываются в стратиграфическую шкалу, то флюидизированные волноводы обычно не соответствуют определенным стратиграфическим границам, а иногда явно их пересекают.

Как правило, флюидизированные зоны в земной коре возникают в результате фазовых превращений минералов, попадающих в условия высоких давлений и температур, и сопровождаются формированием аномально-высоких пластовых давлений (АВПД) и рудосодержащих растворов. Они образуются уже в пределах стратисферы, но ниже ее интенсивность расслоенности отчетливо возрастает. Мощная зона флюидизации — астеносфера — приурочена к кровле и более глубоким частям мантии. Таким образом, в отличие от слоистости расслоенность твердых оболочек Земли отчетливо возрастает сверху вниз. По-видимому, механизм формирования флюидизированных зон-волноводов в значительной степени обусловлен деятельностью эндогенных факторов.

Традиционно считалось, что характер уплотнения пород в литосфере и мантии имеет линейную направленность; чем ближе к центру Земли, тем выше плотность пород. Постепенному увеличению плотности верхних оболочек планеты отвечают определенные ряды минералов, образующих строгую зональность. Согласно представлениям У.Грубенмана, П.Ниггли, П.Эсколы, В.Гольдшмидта, Н.Боуэна, Н.Елисеева, Н.Л.Добрецова, Н.В.Логвиненко, А.Г.Коссовской, В.Д.Шутова и других исследователей, парагенетические ассоциации минералов четко сменяют друг друга по вертикали и образуют правильные филогенетические ряды. На общем фоне закономерного уплотнения вещества наблюдаются некоторые отклонения, которые принято обозначать общим термином «разуплотнение». В последнее время стало очевидным, что к этой категории относятся процессы, весьма различные по природе.

К первой группе принадлежат процессы, которые отчетливо вписываются в первичную слоистость осадочных и вулканогенно-осадочных отложений; обычно они обусловлены взаимодействием вод и пород и осуществляются в первично-проницаемых толщах (песчаниках, алеврититах, некоторых разновидностях карбонатных пород). В этом случае цементация и растворение аутигенных минералов в основном реализуются в рамках первично созданного порового пространства, и разуплотнение, в целом улучшая коллекторские свойства пород, все же только приближает общую ситуацию к исходной. В результате на общем фоне прогрессирующего ухудшения емкостных свойств коллекторов с глубиной нередко появляются интервалы, в которых породы отличаются аномально-повышенными значениями пористости и проницаемости.

Впервые это явление детально исследовано К.Р.Чепиковым и др. (1969). Позднее

Н.А.Минским (1979, 1986) и Б.К.Прошляковым (1960) установлено, что емкостные свойства гранулярных коллекторов (первичная пористость) вначале, в стадию раннего катагенеза, ухудшаются, а затем в результате выщелачивания на глубинах 1,5—3 км начинают улучшаться. Н.А.Минский (1979) предложил называть зону разуплотнения и выщелачивания зоной оптимальных коллекторов. Вполне вероятно, что многие проницаемые отложения по мере захоронения и погружения в глубь осадочного породного бассейна испытывают неоднократно сменяющие друг друга уплотнение и разуплотнение.

Ко второй группе относятся процессы, изменяющие первично-слабопроницаемые отложения (глины и сланцы). Обычно они не вписываются в общую слоистость осадочной и вулканогенно-осадочной оболочки, сопровождаются эпигенетическим обводнением, флюидизацией и гидроразрывами глинистых отложений, в которые иногда вовлекаются песчано-алевритовые пласты, создающие идеальную среду для тектонических перемещений, срывов и скольжений. Разуплотнение глинистых отложений здесь определяется фазовыми превращениями минералов, среди которых особую роль играет иллитизация смектитов. Данный процесс всесторонне рассмотрен в работах Дж.Берста (1959), М.К.Пауэрса (1967, 1969), Е.А.Перри и Дж.Хауэра (1972), В.Н.Холодова [16], Б.В.Григорьянца [1], В.А.Дрица, А.Г.Коссовской [2] и др. Не вызывает сомнения, что и этот тип разуплотнения многократно повторяется при погружении в глубь земной коры. Именно это явление лучше всего согласуется с идеями вертикальной тектонической расслоенности земной коры и мантии, усиленно разрабатываемыми геологами в последнее десятилетие.

Расслоенность земной коры. Проблеме большое внимание уделяли А.В.Пейве, Ю.М.Пушаровский, А.Л.Книппер, С.В.Руженцев, Р.Г.Гарецкий, А.С.Перфильев, Ю.Г.Леонов, В.Е.Хаин и ряд других геологов-тектонистов. Представления о расслоенности литосферы подтверждаются результатами бурения сверхглубоких скважин, а также исследованиями ГСЗ — МОГТ.

При бурении Кольской сверхглубокой скважины, вопреки укоренившимся взглядам о непрерывном росте с глубиной плотности пород, выявлено несколько зон разуплотнения, характеризующихся повышенной трещиноватостью и насыщенностью высокоминерализованной водой. Субгоризонтальная рассланцованность и трещиноватость особенно четко прослежены в интервале 7—10 км. Циркуляция сильно нагретых водных

растворов предопределила температуру недр на глубине 12 км в два раза выше предполагавшейся (почти 200 °С вместо расчетных 100 °С), т.е. здесь установлен конвективный механизм теплопереноса.

Зоны раздробления на разных глубинах обнаружены в шведской сверхглубокой скв. Гравберг [9]. Скважина прошла кристаллические породы Балтийского щита на астроблеме Сильян-Ринг на глубине 6,3 км. По данным бурения и материалам ГСЗ, горизонты с повышенной трещиноватостью находятся на глубинах 1,5; 3; 5; 6; 7,5; 9 км. Во вскрытых скважиной трещинных горизонтах (до 6 км) наряду с радоном зафиксировано высокое содержание гелия (50 % от массы газа), метана (38 %) и водорода (2 %). До 4 км метан изотопически тяжелый, а глубже обогащен легкими изотопами.

Зона гидравлически открытых трещин в кристаллических породах, заполненных флюидами, содержащими метан, гелий, водород, установлена на глубине 3—4 км в скважине на юго-западе Богемского массива у Оберфальца (ФРГ). По данным К.Фукса, здесь также осуществляется конвективный перенос тепла по зонам с повышенной расслоенностью, т.к. на глубине 4 км температура вместо предполагавшейся 80 °С составила 119 °С.

Не менее неожиданные и парадоксальные открытия были сделаны при сейсмическом зондировании. Выявлена слоистая структура земной коры и верхней мантии, выражающаяся в наличии ряда сейсмических горизонтов, характеризующихся пониженными скоростями и повышенным числом субгоризонтальных площадок («непрозрачные» комплексы) по сравнению с перекрывающими и подстилающими их «прозрачными» толщами. Эти горизонты, рассматриваемые в качестве волноводов, отождествляются с насыщенными флюидами зонами разуплотнения [11]. Горизонты разуплотнения обнаружены в различных районах и прослежены на глубинах 5—7, 10, 20—30, 40—50, 70—80, 100, 150, 200 км. Однако наиболее выдержанные зоны разуплотнения тяготеют к глубинам 10—25 км в земной коре и 100—150 км в верхней мантии.

Волноводы, или зоны разуплотнения, хорошо выражены на временных разрезах отраженных волн и имеют мощность 1—20 км и более. В земной коре наряду с субгоризонтальными зонами разуплотнения установлены наклонные волноводы, имеющие листрическую форму и связывающие зоны уплотнения различных глубинных уровней (рис. 1).

Итак, земная кора и верхняя мантия представляют собой своеобразный «сэндвич» из чередующихся жестких сейсмически прозрачных пакетов и сейсмически непрозрачных разуплотненных волноводов.

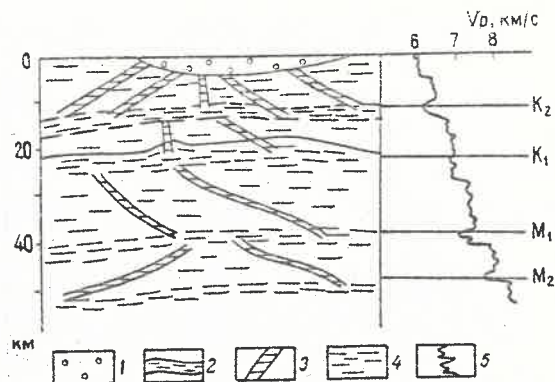


Рис. 1. Расслоенность земной коры (по Н.И.Павленковой [11] с добавлениями авторов):

1 — осадочный слой; 2 — горизонты разуплотнения; 3 — связующие зоны нарушений; 4 — сейсмически «непрозрачные» слои; 5 — скоростная характеристика и сейсмические горизонты

Волноводы, являющиеся вместилищами высоконагретых флюидов, связаны между собой вертикальными и изогнутыми зонами тектонических нарушений.

Механизм формирования зон разуплотнения и флюидизации в терригенно-глинистых отложениях. Из волноводов, развитых на разных уровнях литосферы, лучше всего изучены зоны разуплотнения, локализованные в верхних частях стратисферы и пространственно связанные с терригенно-глинистыми отложениями. Их формирование, по данным Дж.Берста (1959, 1969), М.Пауэrsa (1967, 1969), Е.А.Перри и Дж.Хауера (1972), а также В.Н.Холодова [16, 17] и Б.А.Соколова [13], можно представить следующим образом.

Формирование каждого пласта морских терригенно-глинистых толщ начинается с образования осадка на дне водоема (рис. 2). Позднее он скрывается под более молодыми осадками и по мере роста суммарной мощности перекрывающих его отложений постепенно перестает зависеть от термодинамической обстановки на дне моря, погружается в область высоких температур и давлений, уплотняется.

Очень важно, что в процессе таких нисходящих движений особенно резко проявляются различные литологические свойства осадочных отложений. Пластичные глины ведут себя как губки; на дне моря они «захватывают» морскую воду, а затем при погружении в стратисферу быстро уплотняются и отдают ее в смежные пласты. Жесткие песчаники и некоторые разновидности карбонатных пород, наоборот, формируют малопористые илы, слабо уплотняются при погружении и поэтому охотно принимают отжимающуюся из глин воду. Нередко в наиболее погруженных участках таких пластов-коллекторов в результате поступления

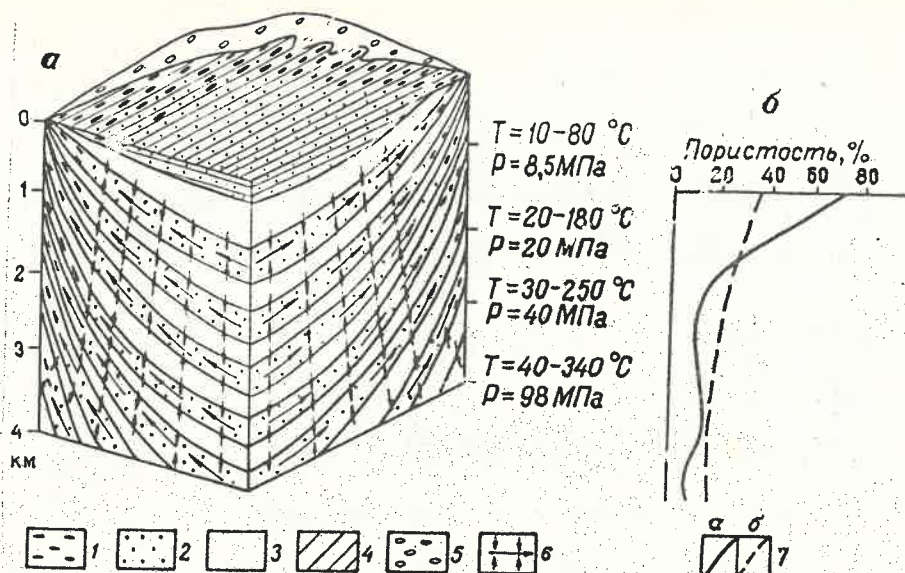


Рис. 2. Механизм перераспределения вод в элизионных бассейнах:

а — блок-диаграмма элизионной системы; б — соотношение пористости осадочных отложений на разных глубинах; 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — море; 5 — суша; 6 — направление отжимания вод; 7 — пористость: а — глины; б — песчаников

отжатой из глин воды возникают избыточные гидростатические давления и как следствие происходит отток воды от центра впадины к периферии. Так пласты проницаемых пород дренируют глинистые толщи, освобождая их от избытка захороненных вод. То же происходит при пересечении глинистых отложений тектоническими разломами, выходящими на земную поверхность. Во всех случаях движущей силой разгружающихся элизионных систем служат уплотняющиеся толщи глинистых пород (см. рис. 2, б).

Вода, захороненная в глинах, находится либо в виде порового раствора («свободная»), либо в связанном состоянии (сорбированная или кристаллизационная). Сначала из уплотняющихся глин удаляются поровые растворы. При погружении глинистого ила и глины на глубину 1—1,5 км пористость сокращается с 80 до 8—10 % и вода, первоначально заполнявшая поры, переходит в смежные пласты-коллекторы, трещины и разломы. Эта первая стадия дегидратации осуществляется довольно просто, хотя в значительной степени зависит от скорости погружения пластов.

Сложнее с водой, физически и химически связанной в глинах. Она высвобождается только при фазовом переходе одних глинистых минералов в другие. Вторая стадия дегидратации связана прежде всего с превращением преобладающего в зоне выветривания разбухающего монтмориллонита в неразбухающую гидрослюда — постоянный компонент более глубоких зон. Это происходит обычно при высоких температурах

(150—200 °C) на глубине от 1 до 4 км и сопровождается уменьшением объема твердой фазы и выделением значительного количества кристаллизационной воды. По нашим расчетам, из 1 м³ монтмориллонитовой глины может высвободиться 230—350 л воды.

При критических температурах и давлениях, т.е. на глубине, где монтмориллонит уже не может существовать (рис. 3), возникает зона разуплотнения, в пределах которой эпигенетически увеличивается пористость глинистой толщи и она на некоторое время превращается в полужидкую массу. Еще глубже вновь образованные блоки гидрослюдистого материала сближаются под действием возросшего геостатического давления и масса поровой воды отжимается вверх, в зону разуплотнения. Гидрослюдистая глина уплотняется, а в вышележащей зоне повышается поровое давление жидкости и возникает область аномально-высоких пластовых давлений.

Мощность зоны разуплотнения и пластовые давления в ней в значительной степени зависят от расположения погружающейся глинистой толщи по отношению к зоне критических температур и давлений. В начале этого процесса (положение I, II) мощность и интенсивность проявления АВПД сравнительно невелики, но по мере того, как опускающаяся в глубь стратисферы глинистая монтмориллонитовая толща все больше охватывается гидрослюдизацией (положение III, IV), соответственно возрастают мощность области разуплотнения и АВПД в глинах.

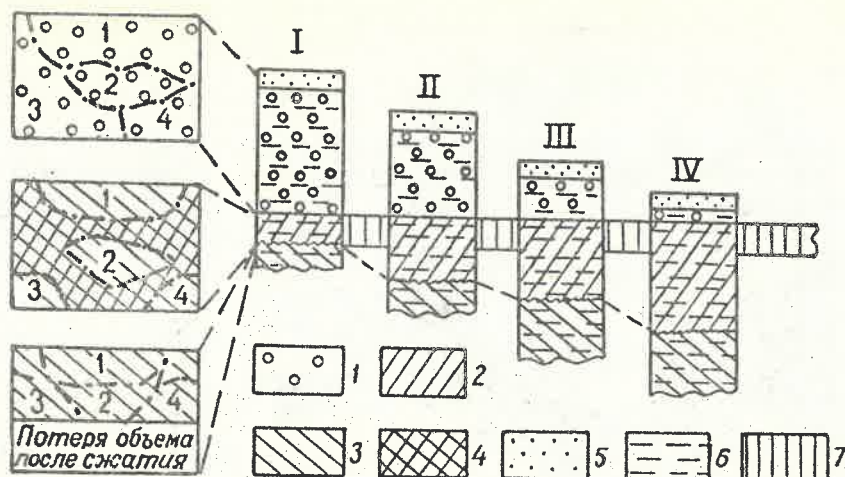


Рис. 3. Формирование зоны разуплотнения и АВПД в глинистых толщах:

1 — монтмориллонитовая глина; 2 — зона разуплотнения; 3 — разуплотненная гидрослюдистая глина; 4 — вода в поровом пространстве; 5 — песчаник; 6 — глина; 7 — зона критических температур и давлений; арабские цифры — номера микроблоков монтмориллонитовой и гидрослюдистой глины.

Рост гидростатического давления прекращается только тогда, когда в зону критических температур и давлений опускаются вышележащий пласт-коллектор или система тектонических нарушений, способных дренировать обводнившуюся глину. Поровые воды, накопившиеся в зоне разуплотнения, устремляются в поровое пространство песчаников и карбонатных пород или уходят по трещинам, а пластовые давления в глинах резко падают.

Рассматривая развитие процесса обезвоживания глин на глубине 5—6 км, приходится признать, что его стадии существенно отличаются друг от друга. На первой потеря воды происходит более или менее равномерно, постепенно уменьшаясь в соответствии с сокращением суммарного объема пор. Усиление или ослабление этого процесса определяются скоростью накопления вышележащих осадков, которая, в свою очередь, зависит от многих физико-географических факторов. Характерно, что первую стадию дегидратации проходят все глинистые отложения морского происхождения независимо от их минерального состава.

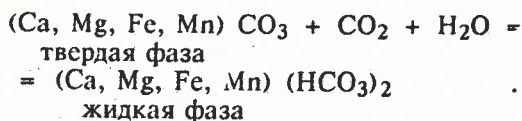
Вторая стадия дегидратации благодаря буферной роли зоны разуплотнения и АВПД реализуется спонтанно. Периоды усиленной отдачи вод в разломы и пласты-коллекторы здесь чередуются с периодами накопления поровых вод в глинистых породах. При этом интенсивность отжимания вод в значительной степени зависит от мощности и состава гидрослюдизирующей толщи, а периодичность этого процесса отражает, по-видимому, общее строение разреза терригенно-глинистой толщи. Превращение монтмориллонита в гидрослуду запрограммировано еще в ходе накопления осадка на дне моря. В тех

довольно редких случаях, когда среди осадочных отложений преобладают каолинитовые, первично-гидрослюдистые или хлоритовые глины, вторая стадия дегидратации обычно не играет большой роли. Только при накоплении монтмориллонитовых глинистых осадков она проявляется в полной мере.

Следует иметь в виду, что вода не единственный компонент, выделяющийся из глин при элизионных процессах. Глинистые донные морские осадки — сложные поликомпонентные образования. Наряду с глинистыми минералами в них встречаются обломки карбонатных и кремневых раковин, коллоидные сгустки гидроксидов железа и марганца, включения органического вещества и другие геохимически контрастные компоненты. Все эти составные части реагируют между собой, стремясь предельно уравновесить систему.

Большую роль в геохимии иловой стадии глинистых морских осадков (т.е. диагенеза) играют бактерии, плотно населяющие верхние слои глинистого ила. Они интенсивно потребляют кислород и выделяют углекислый газ, благодаря чему многие окисные соединения превращаются в закисные. Особенно важна деятельность бактерий-десульфатизаторов, действующих по схеме $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C}_{\text{орг}} = \text{S}^{2-} + 2\text{CO}_2$. В результате иловые воды полужидких илов обогащаются биогенными сероводородом и углекислотой, которые хорошо растворяются в воде при нормальных температурах и давлениях и определяют ход геохимических реакций диагенеза. Так, увеличение содержания углекислоты в водах смещает карбонатное равновесие и способствует растворению многих хи-

мических элементов в соответствии с реакцией



Хотя бактериальная деятельность быстро затухает при погружении глинистых илов в глубь стратисферы, на первой стадии дегидратации из глин в разломы и пласты-коллекторы поступает, таким образом, не морская вода, а газоводные растворы с повышенным содержанием CO_2 , H_2S и ряда малых элементов.

При погружении глинистых толщ в область высоких температур и давлений на стадии катагенеза довольно часто осуществляется гидролиз рассеянных карбонатов по схеме CaCO_3 (твердая фаза) + $\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{OH})_2$ (раствор) + CO_2 (газ).

Экспериментально гидролиз воспроизведен И.Г.Киссиным и С.И.Пахомовым (1967, 1969), которые показали, что он протекает при температуре от 75 до 200 °С, причем вначале разлагаются железистые карбонаты (сидерит), затем магниевые (магнезит, доломит) и, наконец, кальциевые (кальцит). Реальность гидролиза карбонатов в глинах подтверждена результатами микроскопических исследований третичных толщ Предкавказья, данными изучения гранулярных коллекторов разных районов Б.К.Прошляковым (1960) и Н.А.Минским (1979, 1986), а также корреляционной зависимостью между содержанием углекислоты и пластовыми температурами, установленной И.Г.Киссиным и С.И.Пахомовым (1969) на нефтепромысловых площадях Северного Кавказа.

Количество углекислоты, образующейся в глинах, может быть очень большим. Так, при гидролизе 100 кг карбонатов возникает 23 м³ углекислоты, при 200 кг — 46 м³. При этом углекислота частично растворяется в поровых водах, а некоторая ее доля может находиться в виде равновесных с раствором порций газа.

Значительное влияние на состав отжимающихся из глин флюидов оказывает преобразование рассеянного органического вещества (РОВ). При поступлении глины в область высоких температур и давлений чувствительное органическое вещество быстро подвергается термической деструкции, в результате которой, с одной стороны, формируется остаточная слабомиграционная способная органика, с другой — легко эмигрирующие за пределы пласта подвижные компоненты. На первой, постдиагенетической, стадии при погружении глин, обогащенных РОВ, на глубину 1,8—2 км происходят про-

цессы дегидратации и декарбоксилирования — удаление группы COOH ; в органическом веществе возрастает содержание углерода и уменьшается масса гетероэлементов (O, N, S). Ниже на глубине до 3,5 км вследствие разложения липидов образуется значительное количество битумоидов. Данный этап называют главной фазой нефтеобразования. В это время усиленно накапливаются воднорастворимое органическое вещество, нефтяные и газообразные углеводороды. В дальнейшем при погружении до 5 км происходит мощная генерация углеводородных газов (главная фаза газообразования). Остаточное органическое вещество все более интенсивно обуглероживается и становится малоактивным.

По данным С.Г.Неручева, А.А.Трофимюка, Е.А.Рагозиной (1976), РОВ нефтематеринских глин после потерь в ходе диагенеза генерирует битумоиды и нефть (34 %), углеводородные газы (20 %), углекислоту (17,5 %), воду (12,5 %), сероводород (3,1 %) и ряд других не менее активных компонентов. В итоге этих преобразований на глубине 6—7 км в породах сохраняется только 12 % остаточного органического вещества.

Таким образом, разлагающееся под действием высоких температур и давлений РОВ вносит существенный вклад в формирование состава поровых растворов глин, причем его максимальное влияние отмечается на глубинах 2—3,5 км, когда оно поставляет жидкие битумоиды, нефть и воднорастворимую органику, а также на глубинах 4—5 км и отчасти 1—2 км, когда на его основе усиленно образуются углеводородные газы, легко растворимые в поровых водах.

При погружении глин на большие глубины значительную геохимическую активность приобретает также кремнекислота. В экспериментальных работах Г.Окамото и др. (1957), К.Б.Краускопфа (1963) и др. установлено, что растворимость SiO_2 линейно связана с повышением температуры: при 0 °С аморфный кремнезем растворим до 60—80 мг/л, а при 200 °С — до 1100 мг/л. Следует также иметь в виду, что в сильно-кислых или сильнощелочных водах растворимость кремнекислоты резко возрастает. Это означает, например, что растворение в поровых водах глин значительного количества CO_2 и подкисление среды вызовут соответствующее дополнительное растворение SiO_2 .

Положительное влияние на распространение кремнекислых растворов в глинах, по-видимому, оказывают воднорастворимые битумоиды. Во всяком случае, можно предположить, что главная масса кремнезема

приобретает геохимическую подвижность на глубине 3—6 км.

Вышеизложенное позволяет утверждать, что в глинистых толщах терригенно-глинистых формаций, погружающихся на глубину 5—6 км и подвергающихся воздействию высоких температур и давлений, самопроизвольно зарождаются сложные газоводные растворы. Именно такие газоводные флюиды образуют зоны разуплотнения и АВПД в глинах и породах-коллекторах, и именно они, а не простая вода, отжимаются из глин в литрические разломы и другие тектонические нарушения и устремляются по ним к земной поверхности или начинают мигрировать по пластам-коллекторам.

Зоны разуплотнения, АВПД и флюидизация являются очагами формирования катагенетических плавучих, тесно связанных с возникновением разнообразных песчано-глинистых диапиров — кластических даек, «горизонтов с включениями» и грязевых вулканов и диапиров [16].

Кластические дайки — крупные, причудливые трещины в глинах, заполненные плотно сцементированным песчаным материалом, морфологически сходные с так называемыми непутическими дайками. В одних случаях они пересекают слоистость вмещающих глин, в других — залегают согласно с напластованием. Дайки часто образуют сетку вокруг нормально залегающих слоев песчаника, ответвляясь от них сверху и книзу. Имеют причудливые формы, довольно значительные размеры, отличаются постоянным присутствием среди песчаных зерен остроугольных фрагментов вмещающих глин, широким развитием сидеритового или сульфидного цемента, часто пропитанного бурими битумоидами. Весьма характерны стенки секущих напластование даек, на которых обычно отпечатаны слойки вмещающих глин, а иногда и содержащиеся в них диагенетические карбонатные конкреции.

«Горизонты с включениями» представляют собой глыбы, боллы или обрывки песчаных пластов, залегающих среди сильно перемытых глин. Обычно песчаные включения имеют различные формы и размеры, находятся между двух совершенно недеформированных пластов песчаника, причем мощность таких горизонтов обычно выдерживается на значительных расстояниях. Между кластическими дайками и «горизонтами с включениями» наблюдается ряд постепенных переходов.

Грязевые вулканы являются результатом прорыва массы грязебрекчий или песчаного разжиженного материала на земную поверхность. Морфологически они представлены либо кратерными провалами, либо конусовидными поднятиями размером 1,7 км в

поперечнике и 0,4 км в высоту. «Корни» вулканов опускаются на глубину более 2—3 км, жерла четко контролируются системой разломов, чаще всего приуроченных к своду антиклинальных поднятий, а кратерные площадки этих сооружений обычно покрыты многочисленными мелкими сользами и грифонами, сквозь каналы которых периодически изливается глинистый раствор, иногда с битумоидами, и извергаются газовые пузыри. Довольно длительные эпохи грифонно-сользовой деятельности время от времени прерываются крупными, но кратковременными извержениями грязебрекчий, флюидов и газов. В деятельности большинства грязевых вулканов устанавливается четко выраженная ритмичность. В жерлах древних грязевых вулканов, вскрытых эрозией, часто фиксируются кластические дайки (Алигул, Боядаг, вулканы Туркмении).

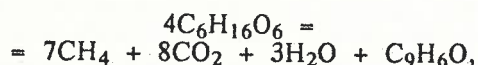
Широкое развитие песчано-глинистых диапировых структур во многих осадочно-породных бассейнах мира и их тесная связь с нефтегазообразованием наводят на мысль о том, что их формирование отражает пластическое состояние пород, составляющих зону разуплотнения на больших глубинах. Глины, поровые пространства которых заполнены флюидом, и флюидизированные пески в зоне АВПД ведут себя как вязкая субстанция, т. е. легко выжимаются, перетекают и участвуют в формировании трещин-гидро-разрывов. При этом перепады поровых давлений часто определяют потерю пластичности пород и плотную цементацию песчаников в результате образования цемента за счет разжижавших их флюидов.

Механизм разуплотнения и флюидизации в угленосных толщах. В принципе механизм разуплотнения и дефлюидизации, действующий в терригенно-глинистых формациях, может быть распространен и на угленосные формации. Так, А.Г.Коссовской и др. (1957), Н.В.Логвиненко (1957, 1968), Л.Г.Рекшинской (1973), Г.В.Карповой и др. (1978, 1981) установлено, что в глинах угленосных отложений Донбасса, находящихся на стадии раннего и среднего катагенеза (угли марки Б₂, Б₃, Д), широко распространены каолинит, монтмориллонит, гидрослюда 1М, 7А-хлорит. При переходе к позднему катагенезу (рубеж 2,5—3,5 км) в зоне жирных углей (Ж) содержание монтмориллонита резко падает и начинают преобладать смешанослойные образования, а еще ниже, в зоне развития газовых углей (Г), широко развита гидрослюда 1М_d. Иначе говоря, здесь, как и в терригенно-глинистых формациях, прослеживается зона гидрослюдаизации монтмориллонита. Как показали наблюдения Я.Ф.Канана [5], именно с

зоной развития углей марки Ж—Г связана основная масса взрывоопасных песчаников и угленосных пластов. Возможно, что вблизи от рубежа фазового преобразования глинистых минералов расположены также кластические дайки и инъекции, описанные в статьях О.М.Орловым (1988) и А.Г.Лучинкиным (1978).

В то же время следует подчеркнуть, что дефлюидизация угленосных формаций существенно отличается от дефлюидизации терригенно-глинистых формаций. В первом случае наряду с наличием глин большую роль играет обезвоживание биогенных скоплений ряда торф — уголь. В процессе углеобразования (оторфованье и углефикация) отмирающий растительный материал поглощает из болот, озер и морей огромное количество воды. Как было показано еще Ю.А.Жемчужниковым (1952), при углеобразовании вода уходит за пределы угольного пласта и его объем уменьшается в 10—12 раз.

Наряду с водой экзотермический процесс разложения растительности и формирования углей служит источником многих газов, в первую очередь, метана и углекислоты. По данным А.И.Кравцова [7], оторфованье может быть выражено уравнением



где $C_6H_{16}O_6$ — клетчатка растительных тканей; C_9H_6O — твердый остаток, соответствующий каменному углю. Очевидно, что метан, углекислота и вода являются главными компонентами, которые образуются в ходе оторфованья и углефикации, формируют газодонные смеси и активно воздействуют на преобразование илов и вмещающих пород, слагающих угленосные формации. В более глубоких зонах катагенеза к ним присоединяются азот, тяжелые углеводороды, водород и сероводород [7].

Следует также иметь в виду, что в угленосных отложениях многих регионов накапливается большое количество угольных пластов, ритмично чередующихся с глинами, алевролитами, песчаниками и известняками. Так, угленосная толща Донбасса содержит до 330 пластов мощностью 0,6—17 м [14]. Их дегидратация и дефлюидизация представляют собой мощное геологическое явление.

Под воздействием выделяющихся газодонных смесей в илах и породах углесодержащих отложений происходит интенсивное перераспределение компонентов, формируются конкреции, тонштейны и разновозрастные новообразования глинистых минералов — каолинита, хлорита, гидрослюда, монтмориллонита и др. [8]. В результате геохи-

мически интенсивно протекающей первой стадии дегидратации в угленосных толщах на стадиях диагенеза, а также раннего и среднего катагенеза снижается относительное количество монтмориллонита. Как следствие вторая стадия дегидратации в глинах угленосных формаций оказывается заметно ослабленной. Поэтому для угленосных формаций не типичны грязевые вулканы и «горизонты с включениями», а кластические дайки встречаются реже, чем в терригенно-глинистых отложениях.

Механизм разуплотнения и флюидизации в красноцветно-галогенных отложениях. В красноцветно-галогенных аридных толщах дегидратация и дефлюидизация, по видимому, также осуществляются по схеме гидрослюдизации монтмориллонита, однако здесь процесс осложняется из-за присутствия в разрезе эвапоритов — карбонатных пород, гипсов, ангидритов, галита, сильвина, полигалита и калийных солей, накопление которых отражает разные стадии развития эвапоритовых водоемов.

В твердых осадках выпаривающихся водоемов захороняется большое количество высокоминерализованных и различных по составу рассолов. Как показал М.Г.Валяшко (1963), на гипсово-карбонатной стадии объем рассола в 185 раз превышает объем осаждающихся солей, на галитовой стадии — почти в два раза, а на стадии образования карналлита объем твердого осадка в два раза меньше рапы. Так как в природе наиболее широко распространены осадки водоемов низких ступеней осолонения, то не вызывает сомнения, что уплотнение солей на глубине сопровождается выдавливанием во вмещающие породы-коллекторы большого количества высокоминерализованных геохимически активных маточных или погребенных рассолов. Этому способствуют огромные мощности (до 4000 м) и площади (4 тыс. км²—3 млн км²), занятые галогенными формациями [3, 4].

Морская вода представляет собой хлоридно-сульфатно-карбонатный, натрово-магниево-кальциевый рассол с общей минерализацией 3,5 % или 35 г/кг солей. После осаднения карбонатов и гипса минерализация достигает 320 г/кг, а в составе преобладают хлориды натрия и магния.

В гидродинамике отделяющихся от эвапоритов рассолов большую роль играют гравитационные силы. В случае, если АВПД недостаточны для движения рапы вверх по восстанию пластов-коллекторов и по разломам, в элизионных системах осуществляется медленное просачивание рассолов сверху вниз, в подсолевые части разреза. При высоких пластовых давлениях рассолы будут легко выдавливаться снизу вверх и вклю-

чаться в центробежное движение вод, типичное для породных бассейнов этого типа.

Маточные рассолы, захороненные в эвапоритовых толщах, повышают их электро- и теплопроводность, усиливают пластичность соленых масс. В древних солеродных бассейнах на участках со значительной мощностью эвапоритовых формаций (около 1500—2000 м) широко проявляется «соляная тектоника» — формируются соляные диапиры, штоки, поднятия [4, 6, 10].

Диапиризм солеродных отложений в некоторых осадочно-породных бассейнах приобретает значение крупного геологического явления. Так, на базе девонских солеродных толщ в Днепровско-Донецкой впадине сформировалось более 76 антиклинальных поднятий, в ядрах которых залегают соляные штоки. Размеры куполов достигают 20—30 км в поперечнике, а корни уходят на глубину 5—7 км. По форме различаются гребни, линзы, столбовидные и гребовидные штоки. В районе Голфкост (США) изучены более 100 соляных куполов. Размеры поднятий превышают 6,5 км, в плане они эллиптической формы и сверху осложнены кепроками. Эти диапировые структуры имеют корни в юрских или пенсильванских солеродных отложениях.

Причины выдавливания соляных масс и формирования диапиров выяснены не до конца. Предполагается, что в этом процессе большую роль играют: темп дегидратации и увеличения плотности осадочных пород, перекрывающих соленосные отложения; содержание рассолов и воды в солеродной формации; состав, характер и мощность эвапоритовых толщ; температура и давление на глубине залегания солематеринской свиты.

А.Е.Хотьков и Г.Ю.Валуконис полагают, что на глубине 1,5—3 км соляная порода становится подвижной, а еще глубже (5—10 км) «... вполне вероятно плавление соляных минералов и образование флюидалных струй, поднимающихся вверх так же, как это имеет место со струями подземных вод. В верхних горизонтах соли охлаждаются и накапливаются, образуя вторичные залежи солей ...» [18, с. 163]. Некоторые проявления соляного диапиризма можно, по-видимому, рассматривать как гомолог грязевого и песчаного вулканизма. Маточные рассолы, отделяющиеся от эвапоритовых формаций, способны производить большую геохимическую работу во вмещающих осадочных толщах. При этом они сами испытывают ряд сложных геохимических превращений.

Рапа, выделившаяся из эвапоритовых толщ, находившихся на карбонатной стадии соленакопления, обычно отличается низкой соленостью (3,5—14 %) и избытком сульфатного иона. При погружении в область

высоких температур и взаимодействии с органическим веществом (битумоидами) она становится источником сероводорода. Восстановление SO_4^{2-} до S^{2-} носит абиогенный характер.

Как показали эксперименты С.М.Григорьева (1954), Х.Сакаи (1957), В.Толанда (1960), Н.Б. и Р.Б.Валитовых (1975), жидкие и газообразные углеводороды способны восстанавливать сульфаты уже при температуре 100—150 °С. Эта реакция, генерирующая сероводород, особенно стимулируется в присутствии карбонатов. Как следствие в области развития красноцветных эвапоритовых отложений нередко формируются залежи сероводорода промышленного значения.

Рассолы, генерированные эвапоритами на высоких ступенях осолонения, представляют собой высокоминерализованные (S 27 %) хлоридно-натрово-калиевые воды, которые в условиях повышенных температур отличаются крайней агрессивностью по отношению к осадочным и вулканогенно-осадочным породам. Их взаимодействие с отложениями красноцветных формаций определяет катагенетическую доломитизацию карбонатных пород, сопровождающуюся увеличением пористости; трансформацию глинистых минералов с образованием Mg-монтмориллонита, Mg-хлорита, корренсита, сепиолита и палыгорскита; растворение полимиктовых зерен и формирование термальных вод, резко обогащенных хлоридами меди, свинца, цинка и других рудных компонентов [16, 17]. При этом воды обменивают растворенный в них магний на кальций пород и постепенно приближаются по составу к хлоркальциевым рассолам — типичным образованиям недр планеты.

Формирование более глубоких зон разуплотнения. Выше рассмотрены процессы, определяющие формирование наиболее доступной для изучения верхней зоны разуплотнения и АВПД. Очевидно, главная причина ее возникновения это трансформация глинистых минералов — переход монтмориллонита в гидрослюда под действием высоких температур и давлений. Однако процессы дегидратации и дефлюидизации не завершаются на верхнем термобарическом рубеже. Они проявляются и в более глубоких зонах, отражая разнообразные минеральные превращения на стадиях катагенеза, метагенеза и метаморфизма.

По данным П.Эсколы (1939), Н.В.Логвиненко (1968), Н.Л.Добрецова и др. (1972, 1974), А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова (1971, 1975), П.П.Тимофеева и др. (1989), региональный метагенез, катагенез и метаморфизм в пределах устойчивых структур (платформ) и геосинклинальных областей

континентального блока характеризуются образованием разных минералов-индикаторов, отражающих рост термобарических показателей земной коры. Так, на стадии метатенеза (T 200—300 °С, P 25,3 · 10⁵ ГПа) в глинистых отложениях возникают новообразования мусковита, хлорита, гренита, а при более глубоких изменениях — эпидота, альбита и стильпномелана. В последующей стадии региднального метаморфизма выделены несколько различных фаций. Фация зеленых сланцев (T 400—600 °С, P 30,4 × 10⁹—55,7 · 10⁹ ГПа) отличается широким развитием новообразований пиррофиллита, парагонита и клиноцоизита, фация амфиболитов (T 700—800 °С, P 30,4 · 10¹⁰—106,4 × 10¹⁰ ГПа) — преобладанием диопсида, антофиллита и гранатов, фация гранулитов (T 800—1000 °С, P 91,2 · 10¹⁵—141,8 · 10¹⁵ ГПа) — пироксенов, роговой обманки и гранатов альмандин-гроссулярового ряда.

К сожалению, конкретные ряды трансформации минералов при метатенезе и метаморфизме исследованы недостаточно. Можно только предполагать, что по мере роста температуры и давления минеральные фазы все более приспосабливаются к новой термодинамической обстановке. В конечном счете минеральные парагенезы гранулитовой фации характеризуются полным отсутствием водных минералов.

По данным Х.Файфа, Н.Прайса и А.Томпсона [15], в ходе метаморфизма прослеживаются, по крайней мере, пять уровней дегидратации, возникающих за счет трансформации глинистых и метаморфогенных минералов в верхней и нижней частях литосферы (рис. 4). При этом в верхней части земной коры (15 км) за счет удаления флюидов и вытеснения погребенных вод вертикальное уплотнение отложений может достигать 30 %, а в нижней (> 15 км) — 25 %.

Большое влияние на развитие процессов дефлюидизации и формирования зон разуплотнения оказывают, с одной стороны, наличие в литосфере плотных, слабо проницаемых для флюидов толщ-покрышек (солеводные отложения, плотные аргиллиты, глины, сланцы и др.), с другой — интенсивность теплового поля региона. Слабо проницаемые толщи-покрышки обычно служат своеобразными экранами внутри элизонной системы и заставляют флюиды, находящиеся под давлением, разгружаться по платформ-коллекторам или листрическим разломам. Они благоприятствуют формированию флюидных скоплений — линз и силлов — ниже непроницаемого барьера, а в случае появления в них вторичной трещиноватости становятся ареной для гидроразрывов, диапиров и жильных образований.

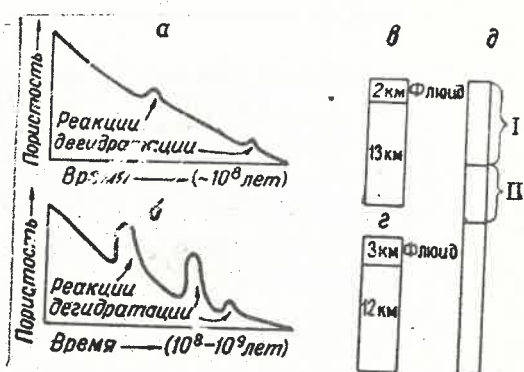


Рис. 4. Дегидратация на верхних и нижних уровнях земной коры [15]:

а, б — изменения пористости во времени, обусловленные преимущественно реакциями дегидратации (б) и уплотнением (а); в, г — относительные доли флюида, утрачиваемого породами; д — вертикальные деформации, обусловленные высвобождением и истечением флюидов; сокращение мощности: I — в верхней коре, II — в нижней

Тепловой режим осадочно-породного бассейна оказывает воздействие на относительное положение зон разуплотнения, дефлюидизации и АВПД. Так, процессы гидрослюдизации монтмориллонита в районе Солтон-Си (Калифорния, США) начинаются на глубине 1100—1200 м [20], на которой, согласно Г.Хельгесону [19], интенсивность теплового потока в центральной части системы достигает 711 мВт/м². Это означает, что изотерма 300 °С в скважинах на месторождении располагается на глубине 900—1600 м, а в центре она, возможно, находится еще выше. В то же время в провинции Голфкост (США), по данным Дж.Берста (1959), процессы гидрослюдизации начинаются на глубине 2400—2500 м. При этом отмечается резкое падение интенсивности теплового потока, в результате чего изотерма 300 °С здесь проходит на глубинах 9—12 тыс. м.

В целом высокая интенсивность теплового потока способствует более частому чередованию зон слабо измененных осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород, с одной стороны, и зон разуплотнения и флюидизации — с другой. Так как интенсивность энергетических проявлений тесно связана с тектоническим строением региона и возрастает при переходе от континентальной коры к океанической и от платформ к геосинклиналям (рис. 5), то не вызывает сомнения существование тесной зависимости между тектоническим положением осадочно-породного бассейна и степенью расслоенности его осадочно-метаморфического чехла.

Сверхглубокое бурение и глубинное сейсмическое зондирование позволили выявить вертикальную расслоенность земной коры и мантии, predeterminedную нелинейным ха-

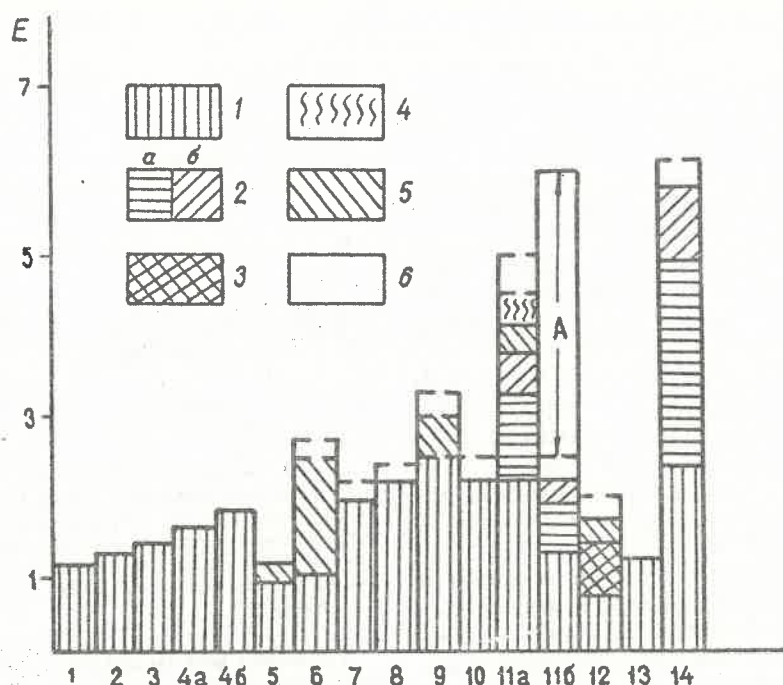


Рис. 5. Геоэнергетический баланс тектонических структур Земли [12]:

составляющие общей энергии E , етп: 1 — кондуктивный тепловой поток; 2 — конвективный вынос тепла (а — при вулканизме, б — при гидротермальной деятельности); 3 — тектоническая энергия (горообразование, складчатость, сейсмическая); 4 — метаморфизм; 5 — нестационарные процессы седиментации и эрозии и перераспределения радиогенных источников тепла; 6 — без подразделения на виды энергии; континентальные структуры: 1 — дорифейские; 2 — байкальские и каледонские; 3 — герцинские; 4а — нижнемезозойские (киммерийские), 4б — верхнемезозойские; активные пояса континентов (постинверсионные): 5 — передовые альпийские прогибы; 6 — межгорные и неотектонические впадины; 7 — альпийские миегеосинклинали и неотектонические орогены; 8 — альпийские эвгеосинклинали; 9 — континентальные рифты; переходные зоны, инверсионные и доинверсионные структуры: 10 — геосинклинальные впадины окраинных морей; геосинклинальные поднятия островных дуг — внутренние (11а) и внешние (11б) зоны; 12 — тектонические желоба; океанические структуры: 13 — стабильные структуры океанов; 14 — срединно-океанические хребты (современные)

рактором уплотнения пород. Последнее следует рассматривать как фундаментальное свойство геосфер Земли, обуславливающее возникновение зон разуплотнения.

В зонах разуплотнения значительную роль играют жидкие и газовые флюиды, создающие природные растворы и расплавы. Для изучения механизма их образования (флюидогенез) необходимы детальные исследования вещественного состава осадочных, метаморфических и магматических компонентов, а также вторичных преобразований, которые осуществляются под действием высоких температур и давлений, типичных для глубоких недр Земли.

Флюидное состояние зон разуплотнения создает принципиально иную по сравнению с жесткими подстилающими и покрывающими их толщами ситуацию. При нагревании флюиды расширяются и формируют своеобразную мощную «гидравлическую подушку», находящуюся в неустойчивом состоянии из-за возрастающего внутреннего давления. С одной стороны, такие зоны в силу особого строения способствуют перемещению крупных блоков земной коры в го-

ризонтальном направлении. Именно они являются «ответственными» за образование покровов и шарьяжей, движения по листрическим разломам. С другой стороны, зоны разуплотнения, по-видимому, представляют собой очаги мощной тепловой энергии, приводящей к вертикальному перемещению огромных масс вещества из нижних частей земных недр в более высокие и к поверхности. При этом вертикальные перемещения происходят с самых разных глубинных уровней и проявляются в виде возникновения кимберлитовых трубок взрыва, магматизма, соляно-купольной тектоники, грязевого диапиризма и вулканизма, а также интенсивной гидротермальной деятельности. Одна из форм существования зон разуплотнения — нефтегазоносность и движение газонефтяных флюидов [13].

Все эти разнообразные формы перемещения обычно тесно связаны с флюидодинамикой осадочных породных бассейнов и должны рассматриваться с учетом геологического строения региона.

Флюидогенез и флюидодинамика составляют разные стороны нового направления

исследований на стыке литологии, геотектоники, учения о метаморфизме и общей петрографии.

Флюидодинамическая концепция развития земной коры является важным элементом на пути создания общей теории строения земной коры и размещения в ней полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьянц Б.В. Складкообразование и сейсмичность // Геотектоника. 1990. № 6. С. 61—69.
2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смешанослойные образования. — М.: Наука, 1990.
3. Жарков М.А. История палеозойского осадконакопления. — М.: Наука, 1978.
4. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. — М.: Недра, 1972.
5. Канана Я.Ф. Закономерности регионального метаморфизма углей и геологическая эффективность их применения в исследованиях по палеогеотермии и металлогении: Автореф. дис... док-ра геол.-минер. наук. — М., 1992.
6. Косыгин Ю.А. Основы тектоники нефтеносных областей. — М.: Гостехиздат, 1952.
7. Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов угольных месторождений // Осадконакопление и генезис углей карбона в СССР. М., 1971. С. 257—265.
8. Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах. — М.: Наука, 1966.
9. Николаевский В.Н. Шведская сверхглубокая // Природа. 1988. № 1. С. 23—34.
10. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия / В.С.Деревягин, С.А.Свидзинский,

В.И.Седлецкий и др. — Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1981.

11. Павленкова Н.И. Глубинное строение территории СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР. М., 1988. С. 24—68.
12. Смирнов Т.Б. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). — М.: ГУГК при СМ СССР, 1980.
13. Соколов В.А. Автоколебательная модель нефтеобразования // Вест. МГУ. Сер. Геология. 1989. № 5. С. 3—17.
14. Угленосные формации и вещественный состав углей Днепровско-Донецкой впадины / А.Я.Радзивиц, И.А.Майданович, А.В.Иванов и др. — Киев: Наук. думка, 1990.
15. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. — М.: Мир, 1981.
16. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. — М.: Наука, 1983.
17. Холодов В.Н. Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения // Формации осадочных бассейнов. М., 1986. С. 14—37.
18. Хотьков А.Е., Валуковис Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. — Л.: Недра, 1968.
19. Helgeson H.C. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system // Amer. J. Sci. 1968. Vol. 266. № 3. P. 129—166.
20. Muffler L.J.F., White D.E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea — geothermal field and the Salton Trough Southeastern California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. № 1. P. 3—68.

Принята редколлегией 31 августа 1992 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 551.263.2

© В.М.Ненахов, Л.Н.Абакумова, В.Н.Лыточкин, 1993

Офиолитокластовые брекчии Туркестано-Алая

В.М.НЕНАХОВ, Л.Н.АБАКУМОВА, В.Н.ЛЫТОЧКИН (Южно-Киргизская геологическая экспедиция)

В большинстве офиолитовых швов мира распространены своеобразные обломочные и обломочно-хаотические образования, называемые офиолитокластовыми брекчиями или просто офикальцитами [3, 4, 12]. Как правило, они залегают на серпентиновых меланжах или слагают тектонические блоки и глыбы внутри них.

Происхождение этих брекчий остается в значительной степени загадочным и до настоящего времени является предметом дискуссий [12]. Природа их обычно объясняется либо гальмиролизом океанической коры, либо гидротермальной проработкой ее в термоградиентных зонах (СОХ, трансформные разломы, «горячие точки»). В последнее

время появились сообщения о наличии подобных образований в аккреционных системах [3, 4].

Представляется, что изучение офикальцитовых брекчий в складчатых поясах даст новую информацию об условиях их формирования и позволит создать более полную картину развития океанической коры и происхождения офиолитовых швов. В этом плане офиолиты Туркестано-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня представляют огромный интерес, т.к. характеризуются широким развитием рассматриваемых образований.

С самого начала изучения эти породы выделялись под названиями «известняково-

серпентинитовых брекчий» и «апосерпентинитовых известняков» [5]. Позднее С.А.Куренков [6, 7], детально изучивший офикальциты Канской полосы, выделил три основных типа этих пород: карбонатизированные серпентиниты, серпентинитовые брекчии и офиолитокластовые брекчии. Породы подобного типа отмечены и в других районах развития серпентинизированных ультрабазитов Южного Тянь-Шаня, в частности, на крыльях Сарталинской синформы и в Джейранбельской полосе.

Наибольшую площадь выходов и литологическое разнообразие офикальцитовые брекчии имеют в Канской и Сарталинской структурах, на примере которых будут показаны особенности строения и формирования этих специфических образований.

Офиолитокластовые брекчии Канской полосы (Орусбулакский комплекс). Геологические условия залегания. Канская полоса офиолитов Южного Тянь-Шаня достаточно подробно описана в литературе [5—8]. Она расположена в низких предгорьях северного склона Алайского хребта, протягивается субширотной полосой более чем на 25 км. Большую ее часть составляет полимиктовый серпентинитовый меланж и ассоциирующиеся с ним динамосланцы по глинистым, кремнистым породам и толстовым базальтам. В современном эрозионном срезе на значительной площади, особенно в западной части, серпентинитовый меланж перекрывается офикальцитами, которые сложены разнообломочными конгломератобрекчиями, характеризующимися преимущественно беспорядочным хаотическим строением.

Кроме того, офиолитокластовые брекчии слагают отдельные блоки, величина которых изменяется от десятков и сотен метров до нескольких километров. Они распространены по всей подосе меланжа.

Выделяются три типа брекчий: карбонатизированные серпентиниты; хаотически-глыбовые серпентинит-офикальцитовые брекчии; стратифицированные офиолитокластовые конгломератобрекчии.

Эти три типа связаны взаимными переходами и могут встречаться на одних и тех же участках. Наиболее распространенными являются брекчии второго типа. Они широко распространены на участке Шаматал, где залегают на полимиктовом серпентинитовом меланже с постепенным переходом, выраженном в увеличении на отрезке 2—3 м количества кальцитовых жил в серпентинитах. Карбонатизированные серпентиниты (первый тип) с нечеткой границей сменяются хаотически-глыбовой брекчией (второй тип), состоящей из остроугольных, реже слабо окатанных обломков серпентинитов размерами 1—15 см. Количество обломков

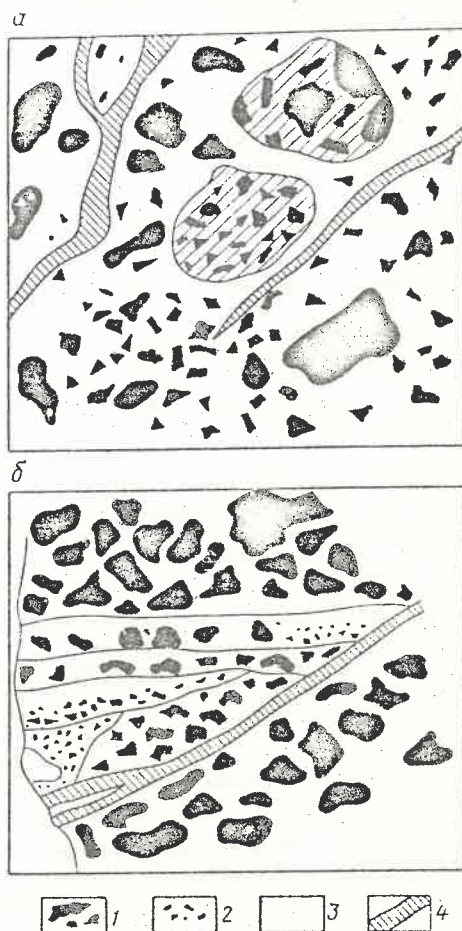


Рис. 1. Строение офикальцитовой брекчии (а), сортированность материала по гранулометрическому составу в офиолитокластовых брекчиях (б):

1 — обломки серпентинитов, 2 — обломки офикальцитовых брекчий, 3 — карбонатный матрикс, 4 — кальцитовые жилы

колеблется от 5—10 до 30—40 %. Заполнителем служит карбонатный материал, в котором на отдельных участках наблюдаются обломочные и полосчатые текстуры, нечетко выраженная слоистость.

Кроме мелких обломков, встречаются сравнительно крупные блоки и глыбы (0,5—5 м в поперечнике) серпентинитов, рассеянных жилами карбоната (рис 1, а).

Несколько иной состав офикальциты второго типа имеют в междуречье Шаматал—Абидсай, где они сложены массивными конгломерато-глыбовыми брекчиями преимущественно серпентинитового состава с беспорядочно-хаотической внутренней структурой. Неотсортированные обломки представлены зеленовато-серыми и темно-зелеными серпентинитами размером от первых сантиметров до 0,3—0,4 м. Как правило, сортировка отсутствует и лишь на отдельных весьма небольших локальных участках

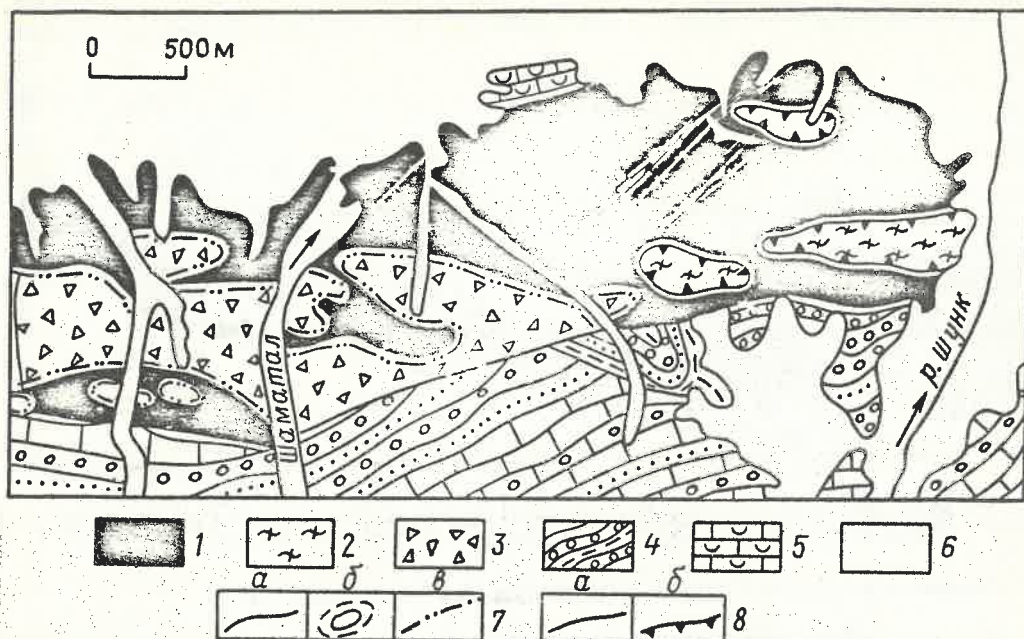


Рис. 2. Схематическая карта западной части Канской полосы серпентинитового меланжа:

1 — серпентинитовый полимиктовый меланж; 2 — динамосланцы метабазитового и метапелитового составов; 3 — офикальцитовые брекчии; отложения: 4 — J, 5 — K, 6 — Q; 7 — геологические границы: а — стратиграфические, б — ограничения блоков в меланже, в — подошвы офикальцитовых брекчий; 8 — разломы: а — крутопадающие, б — подолгие

отмечается грубая сортированность материала, обусловленная чередованием мелко-среднеобломочных разностей (рис. 1, б). Среди тонкообломочных разностей наблюдается градационная слоистость от гравелиста к мелкозернистому песчанику. Обломки в них состоят из угловатых зерен серпентинитов, погруженных в карбонатный матрикс базального типа.

Кроме преобладающих обломков серпентинитов, в брекчиях встречаются обломки другого состава: светло-серые и розовато-серые пелитоморфные известняки, мелкообломочные известняково-серпентинитовые брекчии, серпентинизированные и амфиболитизированные, часто рассланцованные пироксениты, мелкозернистые меланократовые базальтоиды, гигантозернистые габбро-пегматиты, родингиты, тальк-слюдисто-серпентинитовые породы, листовиты, а также динамосланцы канского комплекса. Эти обломки встречаются не повсеместно, а локализируются на отдельных участках.

В брекчиях также отмечены хорошо окатанные округлые гальки и валуны (0,1—2,5 м) органогенных известняков с остатками гастропод, брахиопод, гониатитов. В известняках отмечаются расплывчатые, реже хорошо очерченные, очень небольшие участки, до 3—5 мм, сложенные карбонатно-серпентинитовым агрегатом (серпофитом), являющимся продуктом неравномерно проявленного метасоматоза. Раковины ископа-

емых иногда также серпентинизированы. Возрастной диапазон этих известняков достаточно широк — от позднего девона (брахиоподы) до позднего визе (гониатиты) и серпуховы (конодонты). Гониатиты визейского — серпуховского ярусов S_1 отмечаются в междуречье Абидсай — Шунк, где они тесно ассоциируются с разностями, содержащими в цементе строматолитовые желваки размером до 5—10 см. Достаточно полный разрез комплекса описан С.А.Куренковым [7].

Наиболее мощные выходы хаотически-глыбовых известняково-серпентинитовых брекчий орусбулакского комплекса отмечены в междуречье Орусбулак-Шаматал, где они протягиваются на 5—6 км при мощности 400—500 м (рис. 2).

Состав матрикса и глыб. Карбонатизированные серпентиниты. Серпентиниты, подвергшиеся брекчированию, представлены в основном бастит-хризотилловыми разностями, реже хризотилловыми, являющимися результатом метаморфизма соответственно гарцбургитов и дунитов. Минеральный состав серпентинитов: хризотил (70—90 %), бастит (5—20 %), антигорит, серпофит, магнетит, редкие зерна хромшпинелидов, иногда клинопироксен и амфибол. Карбонат, слагающий прожилки или матрикс брекчии, представлен серым или розовато-серым кальцитом. Он образует неравномер-

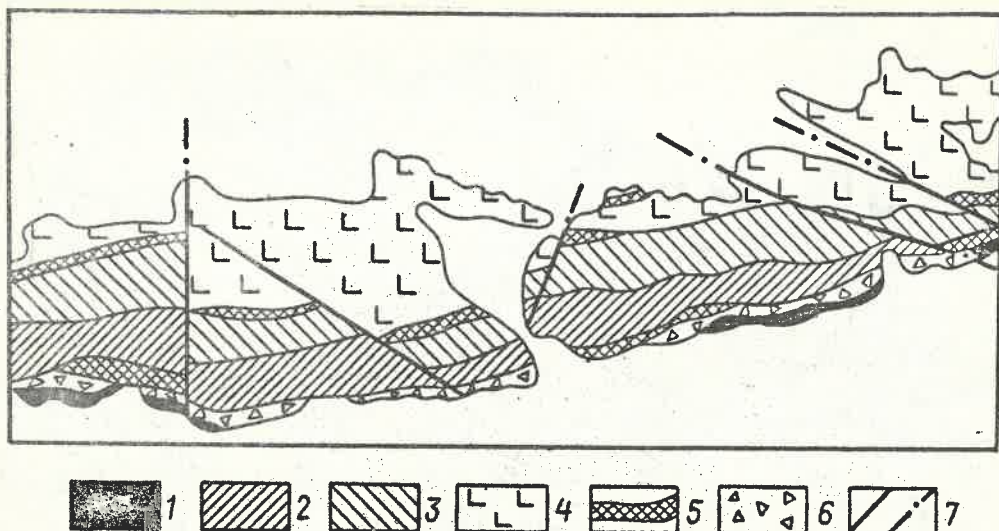


Рис. 3. Схематическая карта Надирского массива (Сарталинская полоса офиолитов):

1 — серпентиниты древней (доордовикской) офиолитовой ассоциации; офиолитовая ассоциация O_3-D_2 ; 2 — верлиты, 3 — габбро Надирского силла; 4 — базальты, 5 — кремнисто-гематитовые сланцы; 6 — офиолитокластовые брекчии; 7 — разломы

но-зернистую массу, состоящую из неправильных зерен с зубчатыми очертаниями. Часто карбонатный матрикс содержит угловатые зерна серпентинов.

Стратифицированные офиолитокластовые брекчии. Алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, участвующие в строении стратифицированных пачек, сходны по составу и различаются только размерами слагающих их обломков. Обломки, составляющие от 5 до 90 % пород, распределены, как правило, неравномерно. Они имеют неправильную, угловатую форму, неровные, иногда сглаженные границы. Большая часть обломков (50—70 %) сложена серпентинитами (хризотилowymi, антигоритовыми, баститовыми и серпофитовыми). От 10 до 30% обломков составляют микритовые известняки. Присутствуют редкие обломки габброидов и зерна хромшпинелидов. Хотя последний встречается и в небольших количествах, заметна обогащенность брекчий хромитом по сравнению с серпентинитами меланжа. Его содержание в брекчии колеблется от 700 до 14 700 г/т. Акцессорные минералы представлены арсенипиритом, пиритом, корундом, цирконом, апатитом, гранатом. Все они встречаются в единичных зернах. Цементом в рассматриваемых породах служит мелкокристаллический кальцит, часто пропитанный тонкораспыленным гематитом и насыщенный мелкими обломками серпентина.

Глыбово-хаотические серпентинит-офикальцитовые брекчии имеют крайне

неравномерное строение, что выражено как в количестве (от 1 до 70 %), так и в составе глыб, а также в отсутствии какой-либо сортировки. Матрикс брекчий на одних участках представлен мелкокристаллическим кальцитом, на других — обломочными породами, состоящими из неровных, угловатых обломков кальцита и серпентинов разных размеров, сцементированных тонко-мелкозернистым кальцитом.

Офиолитокластовые брекчии Сарталинской полосы. Геологические условия залегания. Строение Сарталинской полосы приведено в многочисленных работах [1, 2, 7, 8]. Впервые офиолитокластовые брекчии были выделены С.А.Куренковым и А.С.Перфильевым [8]. Брекчии встречаются на всех участках развития офиолитов — Заркарском, Надирском, Каракольском, перекрывающая древние (доордовикские) офиолиты или образованный по ним мономиктовый серпентинитовый меланж. На участке Каракол они закартированы только в виде тектонических глыб в меланже. Перекрываются же они кремнисто-гематитовыми сланцами O_{1-2} , базальтоидами S—D или имеют интрузивные контакты с породами расслоенных массивов того же возраста. Однако чаще брекчии имеют с выше- и нижележащими породами тектонические контакты. Состав и строение брекчий на всех трех участках идентичны.

Наиболее представительны брекчии на участке Надир. Они прослеживаются в виде прерывистой цепочки шириной от 10 до 40 м по всей южной части массива (рис. 3).

В центральной части участка наблюдаст-

ся постепенный переход от брекчий к подстилающим их серпентинитам. Интенсивно карбонатизированные серпентиниты, рассеяны многочисленными прожилками кальцита, постепенно, в зоне 2—7 м, сменяются хаотически-глыбовыми серпентинит-офи-кальцитовыми брекчиями. Брекчии этого типа являются в Сарталинской полосе наиболее распространенными.

Карбонатный матрикс брекчий часто рассланцован с ориентировкой сланцеватости параллельно контактам геологических тел. Обломки распределены довольно равномерно, но их размеры (от 1—2 см до 20 м) и состав колеблются в широких пределах.

Состав матрикса и глыб. Матриksom брекчии являются серпентинит-кальцитовые породы. Они имеют кирпично-красную, реже светло-серую или темно-серую окраску, плотное сложение, брекчиевидную текстуру, которая наблюдается визуальнo и в шлифах. Породы состоят из обломков серпентинитов и более поздней, часто замещающей серпентиниты карбонатной массы. Обломки серпентинитов имеют округлую, угловатую, изометричную, удлиненную форму, размеры — от 0,1 мм и более, сложены хризотилом, иногда — антигоритом, а чаще всего — серпофитом с тонко-распыленным гематитом. По тонким прожилкам в обломках развиваются кальцит, хлорит, игольчатый актинолит. Основная масса имеет афанитовое или брекчиевидное сложение и состоит из кальцита (90 — 95 %), образующего зерна неправильной формы размером 0,1—0,5 мм. Присутствуют актинолит, хлорит, гематит, цементирующие обломки кальцита. Кирпично-красная окраска брекчий обусловлена наличием в матриксе гематита. Более поздним, чем кальцит матрикса, является розовато-серый кальцит (II генерация) и светло-серый кальцит (III генерация). Они развиваются по тонким ветвящимся прожилкам, пересекая и матрикс, и обломки. На отдельных участках среди кальцитового цемента наблюдаются прожилки и гнезда крупнозернистого биотита и клинопироксена, замещенного лучистым амфиболом.

Глыбы в офиолитокластовых брекчиях представлены интрузивными, вулканогенными, метаморфогенными и тектоногенными породами. Первые характеризуются большим разнообразием. Чаще всего встречаются апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, имеющие черную или темно-зеленую окраску, шелковистый блеск. Структура пород порфиروبластовая с пельчатой или решетчатой основной массой. Порфиروبласты баститa слагают до 20 % пород, имеют неправильную форму, размеры 0,5—0,3 мм. Основная масса состоит из

хризотила и серпофита, содержит до 10 % магнетита. Реже в брекчиях встречаются обломки серпентинизированных верлитов, отличающихся от вышеописанных пород более плотным сложением, темно-коричневой окраской. Они состоят из идиоморфных овальных зерен оливина (60—80 %) размером 1—2 мм, почти нацело замещенных хризотилом и магнетитом.

Кроме перидотитов, широкое распространение среди фрагментов интрузивных пород имеют амфиболовые габбро и габбронориты, а также офитовые габбро. Габброиды часто метасоматически переработаны, превращены в хлоритовые, актинолитовые, эпидот-хлорит-актинолитовые породы. Довольно редкие обломки сложены альбитами, кварцевыми микродиоритами, микроплагиогранитами.

Глыбы вулканогенных пород представлены афировыми базальтами массивного сложения, оливинowymi базальтами с микропорфировой структурой, микродолеритами, в т.ч. плагиофирowymi, содержащими таблитчатые вкрапленники альбитизированного плагиоклаза.

Очень редко встречаются глыбы и обломки метаморфогенных пород — динамосланцев. Они имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием полос, состоящих из клинопироксена и плагиоклаза. Породы деформированы, что проявлено в смещениях, изгибах и разрывах полосчатости.

Глыбы тектоногенных пород, среди которых выделяются габбровые брекчии и брекчии пестрого состава, как и динамосланцы, редки. Габбровые брекчии состоят из обломков альбитизированного плагиоклаза (60—70 %) и моноклинного пироксена (диаллага с четко выраженной отдельностью) размерами от ничтожно мелких до 0,5 мм. Обломки слабо деформированы, большинство их имеет изометричную форму. Цементом служит мелко-тонкозернистая масса, состоящая из обломков плагиоклаза и пироксена, а также гематита. Более поздними являются эпидот и кальцит, замещающие и цемент, и обломки.

Брекчии пестрого состава содержат обломки амфиболовых габбро, габбродолеритов, минералов, слагающих эти породы: плагиоклаза, пироксена, амфибола, а также в различной степени измененных, замещенных хлоритом, эпидотом, кальцитом габброидов. Обломки имеют размеры 0,1—0,2 см, неправильную форму, рваные края. Иногда они несут следы деформации, выраженные в изгибе и смещении трещин спайности, двойниковых швов в минералах. Цементирующая масса состоит из мелких зерен плагиоклаза, пироксена. Этот первичный матрикс, который можно наблюдать

только в немногих образцах, замещается альбитом и эпидотом, затем — амфиболом. Наиболее поздним в породах является кальцит.

Таким образом, из описания офикальцитовых брекчий Канской и Сарталинской офиолитовых полос видно, что при значительном сходстве этих образований между ними имеются и существенные отличия, позволяющие говорить о несколько разных условиях образования. Они заключаются, прежде всего, в их возрасте и связи с различными этапами развития Южного Тянь-Шаня. Если канские офикальциты уверенно датируются S_1 , то возраст сарталинских — доордовикский, т.к. они перекрываются кремнистыми осадками O_1 . Кроме того, различаются они и составом обломков. Так, для сарталинских брекчий характерны обломки альбититов, микродиоритов, плагиогранитов, которые не встречены в канских офикальцитах. Имеется и ряд других менее существенных отличий.

Простым гальмиролизом океанической коры образование офикальцитовых брекчий указанных полос не объяснить, т.к. этому противоречит наличие достаточно высокотемпературных новообразований (серпентинизированные раковины брахиопод, присутствие лучистого амфибола и гематита в кальцитовых жилах). В то же время несомненна значительная роль мелководного карбонатного материала, содержащего остатки бентосной фауны. Кроме того, присутствие терригенных образований турбидитного типа предполагает наличие расчлененного подводного рельефа.

Особенности строения офикальцитовых брекчий указывают на то, что при их формировании действовали одновременно факторы эпигенетические, эндогенные и седиментогенные. Первые выражались в разрушении и разложении океанической коры и накоплении этого материала на участках неустойчивой «промежуточной» седиментации (обломки, гравийный, псаммитовый и пелитовый офиолитокластовый материал). Вторые проявляются в виде гидротермальной деятельности, обусловленной, скорее всего, прогревом морских вод в высокоградиентных зонах. Седиментогенные факторы сказывались в мелководном карбонатном осадконакоплении на уступах или вершинах гор подводных хребтов. Относительно малое количество турбидитов и значительная распространенность карбонатных обломков по всему разрезу офикальцитовых брекчий свидетельствуют о достаточно значительной крутизне подводного рельефа, благодаря чему обломочный карбонатный материал поступал постоянно, не задерживаясь надолго на промежуточных участках аккумуляции.

Сочетание всех трех указанных факторов характерно для районов СОХ, а также для трансформных разломов и аккреционных систем. Офикальциты Туркестано-Алая формировались в условиях аккреционных систем, о чем свидетельствует наличие среди обломков динамосланцев, практически синхронных формированию офикальцитовых брекчий, что может пролить свет и на проблему механизма их вывода на поверхность. Возможность последнего обусловлена дискретным характером процесса субдукции, при условии быстрого серпентинитового диапиризма. Не исключен и другой вариант, а именно, вывод динамосланцев уже после прекращения процесса субдукции при сохранявшемся уступообразном рельефе. Обсуждение этой проблемы выходит за рамки настоящего исследования.

Наличие в сарталинских офикальцитах пород ряда диорит — плагиогранит может указывать на принадлежность аккреционной системы к юной островной дуге. Особенности нижних офикальцитов могут рассматриваться как принадлежность к аккреционной системе недолго существовавшей активной окраины, остановившейся в своем развитии на ранней стадии, не дошедшей до генерации расплавов и развившейся лишь в S_3 . Такие представления значительно дополняют геодинамическую предколлизийную модель формирования Туркестано-Алая и позволяют указать на многие противоречивые факты.

Рассмотренные офикальцитовые брекчий характеризуются в целом полигенностью своего происхождения и по этому признаку должны рассматриваться как микститовые образования [11], близкие олистостромым. В то же время они обладают весьма специфическими чертами, поэтому их необходимо выделить в особый класс микститов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абикумова Л.Н., Иснахов В.М. Габбро-перидотитовая формация Южной Ферганы // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 63. Вып. 2. С. 130—140.
2. Дифференцированный силл в офиолитах Сарталя (Южный Тянь-Шань) / В.Г. Батанова, Ю.В. Карякин, С.А. Куренков и др. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1185—1189.
3. Книппер А.Л. Офикальциты и другие типы брекчий, сопровождающих доэрозионное становление офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 67—89.
4. Книппер А.Л., Руженцев С.В., Соколов С.В. Тектонические брекчий как показатель послонных срывов земной коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М., 1980. С. 172—179.
5. Кравченко Г.Г. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения // Тр. ИГЕМ. М., 1961. Вып. 57.
6. Куренков С.А. Серпентинитовый меланж и олисто-

- стромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1978. № 5. С. 84—93.
7. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1982.
 8. Макарычев Т.И., Куренков С.А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской долины (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 22. Вып. 2. С. 33—48.
 9. Ненахов В.М., Абакумова Л.Н. О строении расслоенных комплексов офиолитовых ассоциаций (на примере Южной Ферганы) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 2. С. 460—463.

10. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) / С.А.Куренков, А.С.Перфильев, Д.М.Печерский и др. // Внутриплитные явления в земной коре. М., 1988. С. 71—102.
11. Соколов С.Д. Олигостромовые комплексы и офиолитовые покровы Малого Кавказа. — М.: Наука, 1977.
12. *Worzel, R. Classification and genetic models of ophiocarbonate rocks // Ophioliti. 1987. Vol. 12. № 1. P. 23—25*

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

Морская геология

УДК 551.35

© Коллектив авторов, 1993

Древние породы в Срединно-Атлантическом хребте

А.И.ТРУХАЛЕВ, Ю.Е.ПОГРЕБИЦКИЙ, Б.В.БЕЛЯЦКИЙ, Н.А.КУРЕНЦОВА, И.М.ВАСИЛЬЕВА
(Севморгеология)

В последние годы НПО «Севморгеология» проводит региональные геолого-геофизические исследования в Атлантическом океане по программе «Геотраверсы». Общая методология и основные результаты изучения по первому из отработанных геотраверсов — Анголо-Бразильскому (АБГТ) — опубликованы в работе [9]. В процессе этих исследований, а также работ на глубоководные сульфиды в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) в полосе Канаро-Багамского геотраверса (КБГТ), в рифтовой зоне хребта на отдельных участках (11—14° ю.ш. и 23—26° с.ш.) были драгированы метаморфизованные plutонические породы гипербазит-базитового состава. Резкое различие в степени метаморфизма и тектонической нарушенности между свежими базальтами рифтовой зоны и plutоническими породами, залегающие последние в виде блоков-протрузий или тектонических брекчий, скорее, указывают на то, что это генетически не взаимосвязанные, разновозрастные образования.

Первые определения возраста plutонических пород в известной мере подтвердили такое предположение, оставив в то же время некоторые сомнения в реальности полученных цифр древнего возраста: около 1,9 млрд лет для метагаббро из района 14° ю.ш.; 0,55 и 1,63 млрд лет для метагаббро и мигматит-гранита из района 26° с.ш. [3, 9]. Далее были получены новые данные, подтверждающие, на наш взгляд, первоначальные оценки их возраста и, кроме того, значительно расширяющие существующие пред-

ставления о времени формирования глубинных пород САХ.

На АБГТ plutонические и метаморфические породы были драгированы (рейс НИС «Профессор Куренцов», 1986—1987 гг.) в пределах блоковых поднятий в рифтовой зоне САХ на участках, примыкающих к трансформным разломам, в районе 11° ю.ш. (станции 8726-4 и 8728-2) и 14° ю.ш. (станции 8717—8720; рис. 1, табл. 1). Петрографо-геохимическое изучение этих пород позволило разделить их на следующие генетически различные и, по-видимому, разновозрастные комплексы:

1. Крупно-гигантозернистые амфиболизированные и катаклазированные метагаббро, титаномагнетитовые метагаббро, метагаббронориты, серпентинизированные шпиль- и флогопитсодержащие перидотиты. По петрографо-геохимическим особенностям, составам пород и минералов (составы главных разновидностей пород приведены в [9]) они могут быть сопоставлены с породами расслоенных гипербазит-базитовых plutонов типа Бушвельдского, Стилутерского и др.

2. Продукты многостадийного метаморфизма габброидов, представленные частично перекристаллизованными и замещенными вторичными минералами plutоническими породами, а также габброамфиболитами и габброгранулитами. По структуре, ассоциациям и составам минералов они соответствуют породам гранулитовой (Т 740—940 °С, при Р 500 МПа), эпидот-амфиболитовой (Т

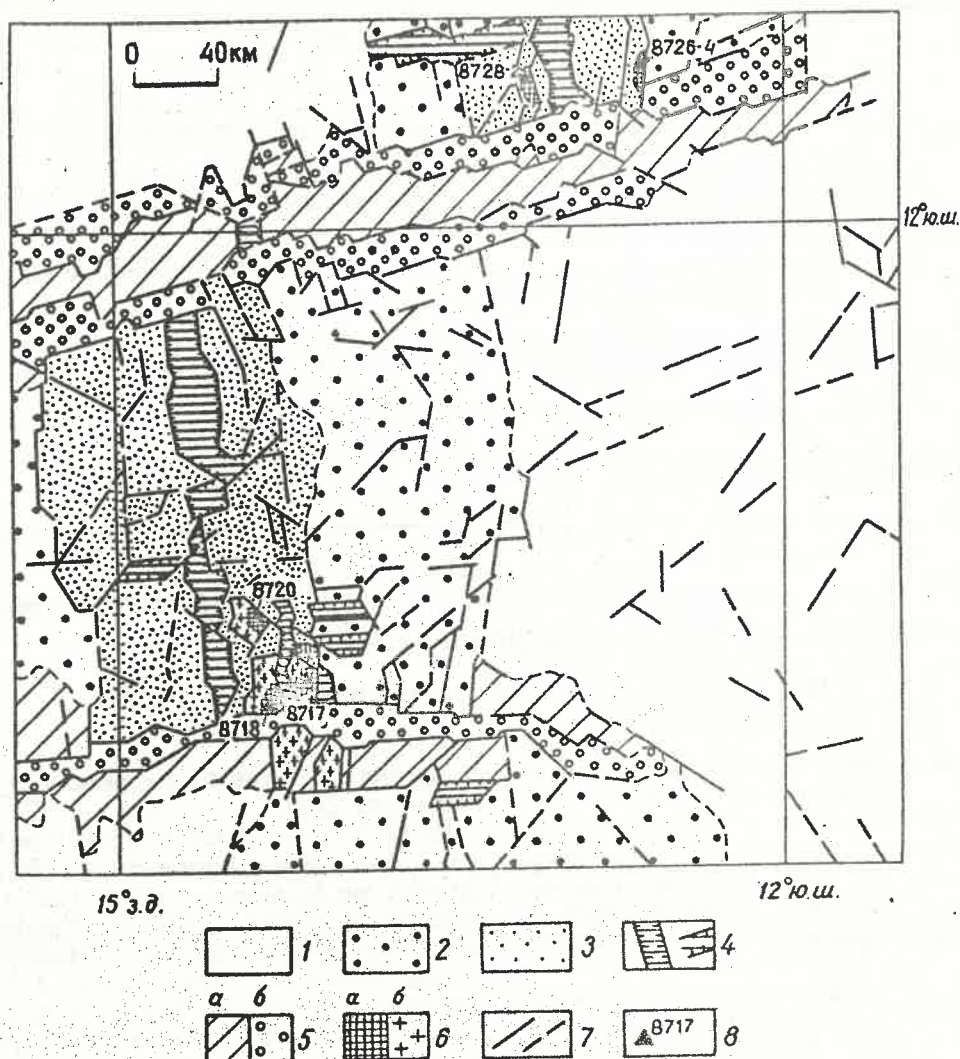


Рис. 1. Схема строения осевой части Южно-Атлантического хребта (составлена на основе дешифрирования батиметрической карты АБГТ [1], карт физических полей масштаба 1:2 000 000 и материалов драгирования):

1 — лавовое плато флангов ЮАХ; зона миоцен-четвертичного рифтогенеза; 2 — приподнятое и деформированное лавовое плато, 3 — рифтовые горы, 4 — рифты и рифтогенные впадины; 5 — вулcano-тектонические структуры зон трансформных разломов (а — вулканические гряды, вулканы, блоковые поднятия, б — рифтогенные впадины и трог); 6 — выходы метаморфизованных пород гипербазит-базитового состава (а — установленные, б — предполагаемые); 7 — разломы и линии морфоструктурной отдельности; 8 — станции драгирования и их номера

530—600 °С, P 200 МПа и меньше) и зеленосланцевой фаций.

3. Метадолериты и метабазальты, представляющие, вероятно, продукт регионального зеленосланцевого метаморфизма магнезиальных толеитов и относящиеся, по-видимому, к комплексу пород, вмещающих метагабброиды и гипербазиты.

4. Серпентиниты и тальк-серпентиновые сланцы, образовавшиеся, скорее всего, в результате метасоматической переработки габброидов. Они характеризуются очень высокими значениями индикаторного $(Nb/Zr)_N$ отношения (20,4—27,7), резко отличными от такового в метагабброидах и перидотитах (0,49—0,84) в породах, подня-

тых станций 8728-2, и указывающими на связь их с иным, более глубинным магматическим источником.

Из охарактеризованных выше четырех комплексов проведены изотопические исследования первых трех (табл. 2, 3). Наиболее древние цифры возраста (около 2,5—2,6 млрд лет, Pb-Pb термоионный метод), получены по цирконам из метадолеритов. Эти цирконы по размеру, цвету, морфологии и изотопному составу (в них практически отсутствует обыкновенный свинец) резко отличаются от цирконов выделенных из метагаббро. Модельный Sm-Nd-возраст одного из образцов метадолеритов (3,74 млрд лет) намного превышает таковые для метагаббро-

1. Координаты пунктов драгирования plutonic and metamorphic rocks on the Angolo-Brazilian geotraverse

Номер станции	Координаты, глубина, м		Ущелья поднятых пород
	касания	отража	
8717	14°02,43' ю.ш. 14°15,28' з.д. 2740	14°03,00' ю.ш. 14°17,88' з.д. 2780	Катаклазированные амфиболитизированные метагаббро, Ti—Mgt-метагаббро, метагаббронориты, габброгранулиты, серпентинизированные перидотиты, серпентиниты
8718	14°06,25' ю.ш. 14°16,74' з.д. 3620	14°03,51' ю.ш. 14°17,66' з.д. 3140	Катаклазированные мезо- и лейкократовые метагаббро, серпентинизированные перидотиты, метабазациты и метадоделериты, редкие корки закалывания базальтов
8719	13°58,04' ю.ш. 14°06,44' з.д. 2490	13°58,41' ю.ш. 14°08,36' з.д. 2200	Крупные (до 0,6 м) глыбы амфиболитизированных метагаббро, метадоделериты, серпентиниты, габброгранулиты, габбро-амфиболиты, органогенные известняки
8720	13°40,77' ю.ш. 14°22,08' з.д. 2430	13°40,61' ю.ш. 14°22,51' з.д. 2380	Сильно выветрелые амфиболитизированные метагаббро, метадоделериты, серпентиниты, органогенные известняки, редкие корки закалывания базальтов
8726-4	11°18,31' ю.ш. 12°40,32' з.д. 2050	11°18,02' ю.ш. 12°42,24' з.д. 1910	Брекчированные метабазациты с кварцевыми прожилками, редкие обломки органогенных известняков
8728-2	11°21,06' ю.ш. 13°10,20' з.д. 2610	11°20,94' ю.ш. 13°09,57' з.д. 2480	Катаклазированные амфиболитизированные метагаббро (около 15 % дражной пробы), тальк-серпентиновый сланец, афировые (оливин-плагиопорфировые, оливин-порфировые (пикритовые) базальты, вулканомиктовые песчаники.

2. Результаты оценки возраста цирконов из метабазацитовых пород САХ методом термоядерной эмиссии

Анализируемый материал	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Возраст, млн лет
Образец 8719/2, метагаббро Бесцветные и бледно-оранжевые идиоморфные кристаллы цирконов (60×70 мкм) магматогенного габитуса (комбинация призмы и дипирамиды, K _{уд} = 2,0) Ободренные более крупные цирконы (200—80 мкм, K _{уд} 0,3—0,4) Бесцветные изометричные цирконы (200—80 мкм) Розовые изометричные цирконы (200—80 мкм)	0,0000±0,0214	0,1137±0,0020	0,0027±0,0017	1859±292
	0,0029±0,0184	0,0872±0,0233	0,0017±0,0009	1367±441
	0,0000±0,0388	0,0616±0,0451	0,0033±0,0005	664±108
	0,0000±0,0093	0,0572±0,0043	0,0018±0,0003	500±156
Образец 8719/8, метадоделерит Мелкие (0,07 мм и меньше) светло-коричневые округлые, редко короткопризматические кристаллы; габитус неясен. Однородные с нормальным двупреломлением, иногда с фрагментами зональности Мелкие (0,07 мм и меньше) розовые короткопризматические кристаллы с удлиненными дипирамидальными гранями; габитус неясен. Однородные незональные, с нормальным двупреломлением, с большим количеством газовых, газово-жидких и темных рудных включений	0,000000± ±0,003208	0,163161± ±0,003548	0,000605	2488±37
	0,102157± ±0,0034	0,172393± ±0,00912	0,000007	2580±85
Образец 105-4, метагаббро Общая проба цирконов различной окраски и размеров (60—150 мкм). Преобладают цирконы, сходные с магматогенными цирконами из образца 8719/2	0,0000±0,0045	0,1234±0,0094	0,0022±0,0009	2005±128

Примечание. Анализы выполнены в ИГТД РАН. Цирконы выделены И.К.Шулешко, изотопные анализы сделаны Б.В.Белякиным. Для цирконов из образцов 8719/2 и 105/4 внесены поправки на обыкновенный свинец с учетом полученных значений ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb

роидов (2,5—2,7 млрд лет). Указанные особенности позволяют рассматривать метадоделериты как самостоятельные магматические образования, относящиеся, скорее всего, к комплексу пород, вмещающих метагаббро-

иды и перидотиты. К этому же комплексу относятся, вероятно, и метабазациты, драгированные станцией 8726-4. Очень молодая К-Аг их датировка (менее 1 млн лет [5]) отражает, по-видимому, время последней

3. Результаты Sm-Nd-изотопного анализа метабазитовых пород Срединно-Атлантического хребта

Образец Порода	Анализируемый ма- териал	Концентрация, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$T(CHIR)$, млн лет	$\epsilon_{p-si-lon}$
		Nd	Sm				
<i>Анголо-Бразильский геотраверс</i>							
5719/2 Амфиболизиро- ванное метагаббро	Порода в целом	5,67	2,12	0,22619	$0,513150 \pm 11$	2642	4,8
		3,89	1,46	0,22760	$0,513147 \pm 12$	2508	5,3
	Амфибол 3	15,50	6,84	0,26663	$0,513227 \pm 8$		
	Амфибол 9	10,27	4,40	0,25864	$0,513188 \pm 8$		
	Плаггиоклаз	4,80	1,03	0,12939	$0,513199 \pm 11$		
8719/5 Метадолерит	Порода в целом	6,443	2,295	0,215325	$0,513099 \pm 6$	3740	1,6
8728-2/1 Амфиболизиро- ванное метагаббро	Порода в целом	2,17	0,766	0,21308	$0,512927 \pm 14$	2697	
	Пироксен	3,73	1,680	0,27113	$0,512975 \pm 10$		
	Плаггиоклаз	0,531	0,0099	0,11269	$0,513050 \pm 11$		
<i>Канаро-Багамский геотраверс</i>							
105-4 Амфиболизиро- ванное метагаббро	Порода в целом	0,818	0,307	0,22690	$0,513115 \pm 7$	2406	6,2
	Амфибол 1	2,27	0,906	0,24100	$0,512237 \pm 24$		
	Плаггиоклаз	0,52	0,104	0,12141	$0,513145 \pm 23$		
192-21 Метагаббро	Порода в целом	1,16	0,457	0,23932	$0,513126 \pm 12$	1748	7,3
		1,16	0,451	0,23458	$0,513030 \pm 21$	1582	10,0
	Пироксен	2,36	1,33	0,33951	$0,513165 \pm 15$		
	Плаггиоклаз	0,566	0,115	0,12323	$0,513074 \pm 13$		
	Пироксен	1,00	0,441	0,26533	$0,512896 \pm 11$	578	10,4
130-14 Габбротроктолит	Пироксен	1,61	0,872	0,32800	$0,513132 \pm 7$		
	Плаггиоклаз	0,523	0,116	0,13384	$0,513090 \pm 15$		
	Пироксен	1,02	0,44	0,26061	$0,513094 \pm 21$	1092	8,3
130-17 Габбротроктолит		0,983	0,422	0,25967	$0,513055 \pm 17$	1014	8,7
	Порода в целом	2,45	0,98	0,23930	$0,513099 \pm 9$	1653	7,9
		Пироксен	12,02	1,05	0,05302	$0,511172 \pm 3$	
162-5 Габброгранулит	Плаггиоклаз	0,912	0,234	0,15490	$0,512961 \pm 21$		
	Порода в целом	2,61	1,08	0,24928	$0,513138 \pm 9$	1453	7,5
		2,66	1,170	0,26427	$0,513052 \pm 8$	930	8,7
67-3 Метагаббро	Пироксен	3,410	1,520	0,27004	$0,513124 \pm 10$		
	Плаггиоклаз	0,610	0,110	0,11299	$0,513028 \pm 10$		

* Значения нормализованы на $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241570$ и приведены к отношению в стандартном образце La Jolla $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511860$. Уровень холостого опыта: 0,1 и 0,3 нг для Sm и Nd соответственно. При вычислении $T(CHIR)$ использовано уравнение $\epsilon_{\text{p-si-lon}} = 0,25T^2 - 3T + 8,5$. Анализы выполнены в ИГТД Б.В.Беляцким.

переработки древних пород в зоне новейшего рифтогенеза.

Наиболее близкой к истинному возрасту метагабброидов — около 1,9—2,2 млрд лет (см. табл. 2) — является, по-видимому, Pb-Pb-датировка цирконов магматогенного габбитуса, выделенных из метагаббро (обр. 8719/2). Она подтверждается результатами Sm-Nd-изотопного анализа. Точки составов валовых проб метагаббро станций 8719 и 8728-2, а также метагаббро с Канаро-Багамского геотраверса (образец 105-4) на изотопной диаграмме (рис.2) располагаются на прямой линии, являющейся, скорее всего, эрохронной; наклон ее соответствует возрасту 2322 ± 560 млн лет. Предположение о примерной одновозрастности габброидов, драгированных на достаточно удаленных друг от друга станциях, базируются на общих петрографо-геохимических особенно-

стях этих пород и принадлежности их к единому блоку литосферы с общим ходом эволюции тектоно-магматических процессов. Оно подтверждается близкими датировками цирконов, выделенных из образцов 8719/2 и 105-4, совпадающими грубо с их эрохронным возрастом.

Модельные Sm-Nd-возрасты метагабброидов (2,5—2,7 млрд лет, см. табл. 3) оказываются несколько более древними по сравнению с приведенными выше цифрами. Пока трудно сказать, с чем связано такое увеличение возраста. В данном случае мы отдаем предпочтение цирконовым датировкам, которые, как показывает практика геохронологических исследований [6], редко дают завышенные результаты.

Pb-Pb-датировки других морфотипов цирконов, выделенных из образца 8719/2 (см. табл.2), внутренняя Sm-Nd-изохрона

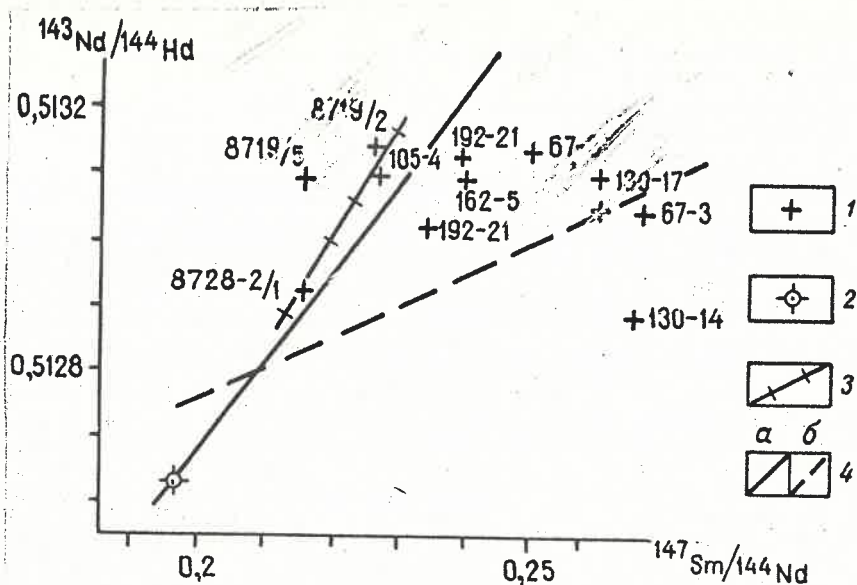


Рис. 2. Sm-Nd-изотопная диаграмма для метагабброидов САХ:

1 — составы валовых проб (цифра — номер образца); 2 — состав примитивной мантии; 3 — эрохрона (?) для обр. 8719/2, 8728-2/1, 105-4 ($T = 2322 \pm 560$ млн лет, $MSWD = 438$, $E_{Nd} = +0,8$); 4 — изохроны 2 и 0,6 млрд лет (нанесены для сравнения)

для этой породы (по амфиболам), а также К-Аг-определения возраста метагаббро и метадолеритов (220—336 млн лет, обр. 8719/2; 55—57 млн лет, обр. 8728-2/1; 125 млн лет, обр. 8719/5, см. работу [9]) отражают, как нам представляется, полиметаморфическую природу этих пород и неоднократные воздействия на них различных наложенных процессов. Большая часть этих датировок примерно совпадает либо с эпохами активизаций (изотопного омоложения), широко проявленными в докембрийских образованиях сопредельных материковых районов (панафриканская эпоха, бразильский цикл метаморфизма, 500—650 млн лет [2]), либо со всплесками базитового магматизма (мелового, триасово-юрского) на побережьях Африки и Южной Америки.

Что касается внутренних Sm-Nd-изохрон для образцов 8719/2 и 8728-2/1, построенных по плагиоклазу, породе в целом и пироксену, то они, скорее всего, лишены геологического смысла. Особенно это видно на

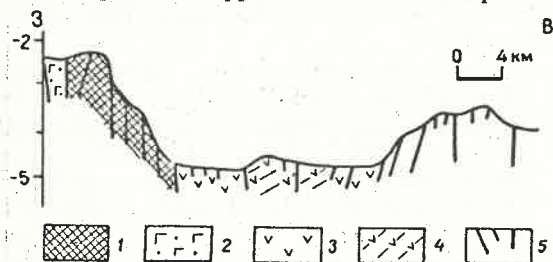


Рис.3. Геологический разрез рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в районе 23°33' с.ш., по [13]:

1 — метаморфизованные плутоические породы (метагаббро, диабазы, зеленые сланцы); 2 — океанические базальты; экструзивные породы невулканической зоны; 3 — относительно более древние, с маломощным чехлом осадков, 4 — наиболее молодые; 5 — сбросы и другие разрывные нарушения

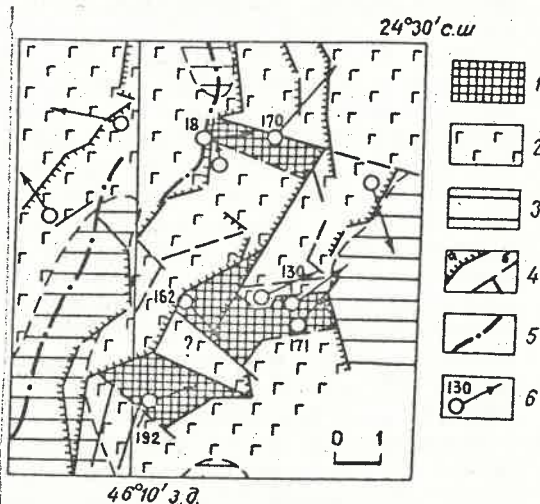


Рис.4. Схематическая геологическая карта участка выходов плутоических пород в районе 24° с.ш. (составлена по материалам полигонных исследований А.С.Гутниковым, П.В.Воробьевым, А.И.Трухалевым):

1 — выходы плутоических пород; 2 — пиллоу-базальты рифтовой зоны; 3 — современные осадки; 4 — выраженные в рельефе дна сбросовые уступы (а) и прочие разрывные нарушения (б); 5 — ось срединной рифтовой долины САХ; 6 — станции драгирования (V рейс НИС «Геолог Ферсман», указаны номера станций, на которых подняты плутоические породы)

4. Координаты пунктов драгирования plutонических и метаморфических пород на Канаро-Багамском геотраверсе

Но- мер стан- ция	Координаты, глубина, м		Типы поднятых пород
	касания	отрыва	
105	23°34,98' с.ш. 44°59,91' з.д. 4512	23°35,24' с.ш. 45°00,25' з.д.	Глыбы (до 40 см в поперечнике) и обломки грубозернистых (до пегматонидных) метагаббро, апогабброидных брекчий и катаклазитов, мелкозернистых габброгранулитов
130	24°26,827' с.ш. 46°07,247' з.д. 3085	24°27,467' с.ш. 46°06,552' з.д. 2722	Глыбы (до 60 см) и обломки (5—15 см) грубозернистых метагабброидов и метатроктолитов (около 35 % пробы) серпентинизированных перидотитов (около 55 %), гидротермально измененных метагабброидов (5 %), свежих пиллоу-базальтов (5 %). Мелкие обломки жильного кварца с вкрапленностью сульфидов
162	24°26,199' с.ш. 46°09,032' з.д. 3601	24°25,757' с.ш. 46°08,463' з.д. 3317	Обломки (7—15 см) афировых пиллоу-базальтов (около 30 % пробы), грубозернистых метагабброидов, габброгранулитов
192	24°25,492' с.ш. 46°08,723' з.д. 3590	24°25,901' с.ш. 46°07,849' з.д. 3327	Глыбы (до 60 см) и обломки (5—20 см) свежих пиллоу-базальтов (около 30 % пробы), катаклазированных грубозернистых метагаббро и метатроктолитов (45 %), серпентинизированных перидотитов (5 %), апогабброидных и апобазальтовых брекчий (около 10 %), гидротермально измененных базальтов с вкрапленностью сульфидов
67	25°51,30' с.ш. 44°57,40' з.д. 3089	25°50,65' с.ш. 44°58,00' з.д. 2867	Крупная (около 70 кг) глыба и обломки грубозернистого метагаббро, более мелкие обломки пиллоу-базальтов (около 10 % пробы)
74	26°06,80' с.ш. 44°53,95' з.д. 3930	26°07,05' с.ш. 44°54,05' з.д. 3574	Глыбы (до 40 см) и обломки пиллоу-базальтов, гидротермально измененных базальтов и брекчий с вкрапленностью сульфидов. Обломки (7×8×5 см) лейкократового гнейсовидного биотитового гранита

примере образца 8728-2/1, для которого внутренняя изохрона соответствует отрицательному возрасту.

На Канаро-Багамском геотраверсе нами изучены породы, драгированные в I и V рейсах НИС «Геолог Ферсман» в районе 26° (станции 67, 74), 24° (станции 130, 162, 192) и 23° с.ш. (станция 105) — табл. 4, 5, рис. 3, 4. Анализ полученных материалов и публикаций по глубинным породам региона [12, 13, 14 и др.] показывает, что здесь в тектонических блоках на поверхность выведены фрагменты расслоенных гипербазит-базитовых комплексов, обычно в той или иной степени тектонизированных и несущих следы многостадийного метаморфизма, от гранулитового (T 840 °C при P 500 МПа, обр. 162-5, 192-21) или эпидот-амфиболитового (T 420—540 °C, P 200—400 МПа, обр. 162-5, 67-3) до зеленосланцевого.

Плутонические породы, обнажающиеся в районе 23° с.ш., представлены грубозернистыми катаклазированными габброидами, диабазами, амфиболовыми габбро с большим количеством Fe-Ti оксидов и перидотитовыми тектонитами [13, 14]. Эти породы, слагающие западный борт срединной рифтовой долины на протяжении более 30 км, по петрографо-геохимическим особенностям сходны с плутоническими породами, драгированными нами в районе 14° ю.ш. Pb-Pb-датировка цирконов, выделенных из пегматонидного метагаббро, драгированного в северной части выходов глубинных пород (около 2 млрд лет, обр. 105-4, см. табл. 2) и

Sm-Nd-изотопные данные (см. табл. 3, рис. 2), скорее всего, указывают на древний, протерозойский возраст породы. Как уже отмечалось, можно предполагать ее эрозионные отношения с метагабброидами, драгированными на АБГТ (образцы 8719/2 и 8728-2/1) и достаточно древний (около 2,3 млрд лет) Sm-Nd-эрохронный возраст всех этих пород.

Следует отметить специфический изотопный состав свинца в обр. 105-4. Он резко отличен от такового в океанических базальтах и других изученных нами образцах метагабброидов (рис. 5) и указывает на сильную контаминацию породы материалом континентальной коры и соответственно на присутствие ее реликтов в рассматриваемом районе.

Плутонические породы, драгированные около 24° с.ш., представлены серпентинизированными перидотитами, метатроктолитами и метагабброидами (см. табл. 4). Для изотопных исследований выбраны наименее измененные образцы метагабброидов (см. табл. 5). По структуре и геохимическим особенностям заметно отличаются от других пород мелкозернистые габброгранулиты (обр. 162-5), представляющие, вероятно, метаморфизованные базитовые дайки в габброидах и перидотитах. Отметим геохимическую «оторванность» плутонических пород от драгированных в этом же районе рифтогенных базальтов. Наиболее ярко это проявляется в различных значениях $(Nb/Zr)_N$ отношения, присущего базальтам

5. Химические составы плутонических пород из рифовой зоны САХ, 23—26° с.ш.

Компоненты	Метагбро			Габбротроктолиты		Габброграну- литы	Оливиновое габбро
	105-4	192-21	192-23	130-14	130-17	162-5	67-3
SiO ₂	47,73	49,14	47,81	46,48	45,63	52,29	49,77
TiO ₂	0,38	0,25	0,19	0,14	0,05	0,46	0,64
Al ₂ O ₃	18,46	20,39	17,85	10,41	24,25	17,80	15,02
Fe ₂ O ₃ общ	—	3,43	5,03	6,50	3,71	5,38	—
Fe ₂ O ₃	1,73	—	—	—	—	—	1,93
FeO	2,89	—	—	—	—	—	4,33
MnO	0,10	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08	0,14
MgO	10,39	8,10	11,61	23,04	11,65	8,05	10,49
CaO	12,49	13,30	12,56	10,93	9,47	12,19	13,96
Na ₂ O	2,70	2,78	1,69	0,27	1,77	3,23	2,30
K ₂ O	0,12	0,06	0,12	0,01	0,09	0,10	0,11
P ₂ O ₅	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,06
H ₂ O ⁺	1,93	—	—	—	—	—	0,45
H ₂ O ⁻	0,61	—	—	—	—	—	0,21
ППП	—	2,67	2,88	3,39	6,09	1,30	—
Сумма	99,53	100,74	99,84	101,26	100,81	100,89	99,66
V	92,6	174	167	137	142	226	237
Cr	558	2650	4200	4200	4200	193	572
Ni	344	196	575	1210	661	112	168
Y	3,3	6,1	6,4	3,0	2,9	16,7	19,4
Zr	6,7	13,0	8,7	6,1	5,4	30,8	22,8
Nb	3,7	2,6	4,5	3,2	2,5	16,1	1,9
Yb	—	0,7	0,6	0,5	0,32	2,5	—
(Nb/Zr) _N	5,6	2,05	5,3	5,4	4,8	5,4	0,83

Примечание. Петрогенные элементы даны в %, элементы-примеси — в г/т; 105-4, 192-21, ..., 67-3 — номера образцов. Анализы выполнены в лаборатории ГИП «Севзапгеологии» (аналитики Н.Ф.Шмидова, Л.И.Малышева) и в химической лаборатории ГИН РАН (петрогенные элементы в образцах 67-3, 105-4 — аналитики З.В.Жигальцева, С.Н.Гордеева, И.А.Нефедова).

(0,46—0,52) и плутоническим породам (5,46—19,1), что свидетельствует о связи их с различными магматическими источниками.

Результаты Sm-Nd-изотопного анализа (см. табл. 3) позволяют предполагать протерозойский возраст плутонических пород. Модельный возраст всех исследованных образцов достаточно древний — докембрийский; выделяются две их группы, попадающие в интервалы 1600—1700 (обр. 162-5 и 192-21) и 600—1100 млн лет (обр. 130-14, 130-17, а также 67-3 из района 26°с.ш.). На изотопной диаграмме (см. рис.2) точки составов пород этих групп располагаются обособленно; можно предполагать, что они связаны между собой эрохронными отношениями. Судя по расположению точек относительно нанесенных для сравнения изохрон 2,0 и 0,6 млрд лет, эрохронный возраст образцов первой группы должен быть несколько меньше 2 млрд лет и примерно соответствовать их модельному возрасту. Образцы второй группы (особенно 10-17 и 67-3) явно тяготеют к изохроне 0,6 млрд лет

и их предполагаемый эрохронный возраст составляет около 600 млн лет.

Внутренние Sm-Nd-изохроны для рассматриваемых пород соответствуют чаще всего значительно более молодым возрастам. Геологический смысл имеют, по-видимому, лишь изохроны, построенные по пироксену и породе в целом. Соответствующие им возрасты (1574±31 млн лет, обр. 162-5; 575±88 млн лет, обр. 130-14) оказываются близкими к модельным и предполагаемым эрохронным Sm-Nd-возрастам изученных пород и, очевидно, примерно отражают время их образования. Изохроны, построенные с использованием плагиоклаза, учитывая существенно более радиогенный изотопный состав Nd в этом минерале, скорее всего, лишены геологического смысла. Однако полностью исключить возможность того, что они (или, по крайней мере, некоторые из них) фиксируют время наиболее позднего преобразования габброидов, видимо, нельзя.

Судя по изотопным данным, в районе 24°с.ш. обнажаются разновозрастные (около 1600—1700 и 600 млн лет) базит-гиперба-

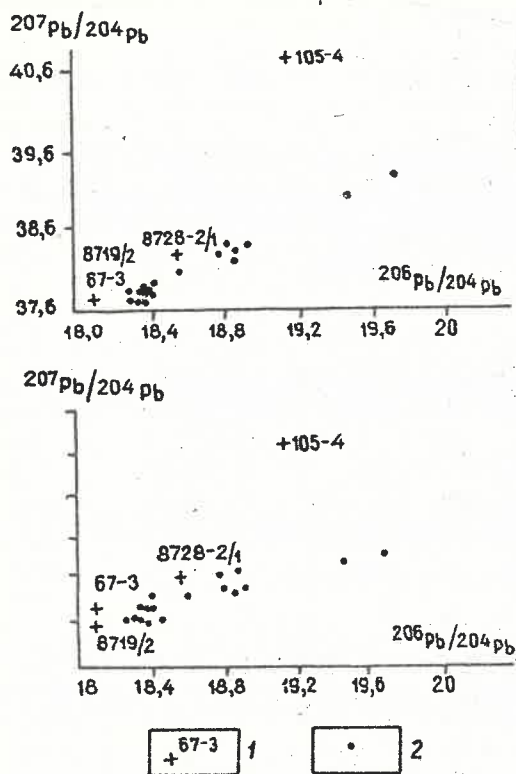


Рис. 5. Соотношение изотопов свинца в плагиоклазах из метагабброидов САХ:

1 — изученные образцы; 2 — базальты Срединно-Атлантического хребта [12]

зитовые комплексы, слагающие самостоятельные тектонические блоки на восточном склоне рифтовой долины (см. рис. 4).

Характеристика метагаббро и мигматитгранита, драгированных в районе 26° с.ш., и предварительные результаты определений их возраста приводились в работе [3]. Эти данные получили подтверждение при последующих исследованиях. На древний возраст метагаббро (обр. 67-3) указывает сделанное А.Н.Комаровым трековое определение возраста выделенных из него цирконов — 280 ± 70 млн лет или, скорее, более, поскольку при расчете не учитывалось возможное занижение возраста за счет природного отжига спонтанных треков. Данные по изотопам Sm и Nd также позволяют предполагать достаточно древний (около 600 млн лет) возраст этой породы.

Определение возраста мигматитгранита представляется вполне надежным: K-Ar-датировки по биотиту редко дают завышенные результаты. Сомнение могло вызвать лишь местное происхождение этой необычной для срединно-океанического хребта типично континентальной породы. Теперь получены изотопные свидетельства присутствия в этом регионе (23° с.ш.) реликтов континен-

тальной коры. Поэтому находка здесь мигматитгранита вполне естественна.

Заметим, что метаморфогенные гранитоиды, гранулитчарнокиты и другие континентальные породы драгированы и в других районах Атлантики (зона разлома Атлантис, около 30° с.ш.); Азоро-Гибралтарский порог, хребет Рейкьянес и др. [8].

Подводя итог рассмотрению пород, драгированных в рифтовой зоне САХ в районе 23—26° с.ш., отметим их значительную геохимическую и изотопную гетерогенность, отражающую, по всей вероятности, соответствующую гетерогенность мантии и коры этого региона. Судя по изотопному составу Nd, все драгированные здесь метагабброиды являются производными в различной степени деплетированной мантии. Однако породы, драгированные в районе 23 и 24° с.ш., обогащены некогерентными элементами; $(Nb/Zr)_N$ составляет в них 4—5 и более, что заставляет предполагать метасоматическую переработку их глубинными флюидами. Кроме того, получены прямые и косвенные доказательства присутствия в этом регионе реликтов континентальной коры.

Приведенные выше оценки возраста глубинных пород САХ носят предварительный, приближенный характер и, несомненно, нуждаются в уточнении. Однако уже сейчас есть основания считать, что они имеют геологический смысл и отражают реальные геологические процессы. Об этом свидетельствует, прежде всего, близость датировок, полученных различными изотопными методами. Так, Pb-Pb-датировки цирконов из метагаббро (обр. 8719/2 и 105-4) примерно совпадают с эрохронным Sm-Nd-возрастом этих пород. Из практики геохронологических исследований известно также, что вероятность получения завышенных Pb-Pb-датировок (особенно для цирконов с низким содержанием обыкновенного свинца) невелика [6]. Поэтому полученный этим способом древний возраст с большой долей уверенности можно рассматривать как минимальное время образования датируемых объектов. Косвенным указанием на реальность цифр древнего возраста глубинных пород САХ является совпадение большинства из них с пиками планетарной эндогенной активности (2,6; 1,6; 0,6 млрд лет и др.), установленными на основании большого числа изохронных датировок магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных пород Земли [6].

Проведенные исследования и известные публикации [4, 5, 7, 8, 15, 16] позволяют составить определенное представление (скорее всего, далеко не полное, фрагментарное) о составе и возрасте глубинных пород САХ. Они представляют собой гетерогенные в ге-

ологическом и геохимическом отношениях разновозрастные образования.

По данным на сегодняшний день в САХ могут быть выделены (или могут предполагаться) следующие комплексы древних пород:

архейские (около 4,5 млрд лет [8, 16]) ультрабазиты, представляющие блоки древней мантии или реликты [5] первичной серпентинит-ультрабазитовой оболочки Земли;

нижнепротерозойские (2,5—2,6 млрд лет) и, возможно, архейские вулканогенные и гипабиссальные базитовые породы, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций;

разновозрастные (1,9—2,2; 1,6—1,7; 1,1—0,6 млрд лет) расслоенные гипербазит-базитовые интрузивные породы;

нижнепротерозойские (1,55—1,7 млрд лет) метаморфогенные граниты, образовавшиеся при гранитизации древних базитовых пород;

фанерозойские метасоматические и магматические образования, сформировавшиеся в эпохи планетарной эндогенной активности.

Кроме того, здесь должны быть также интрузивные базиты, комагматичные комплексу океанических базальтов. Формирование базальтовой толщи океана происходило, по-видимому, на древнем докембрийском субстрате. В настоящее время этот субстрат преобразован, «расташен» и включен в разрастающуюся под океаном мантию, откуда в виде блоков-протрузий и тектонических брекчий выжат на поверхность дна океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анголо-Бразильский геотраверс. Батиметрическая карта масштаба 1:2 000 000 / Под ред. Ю.Е.Погребницкого, Г.Д.Нарышкина. — Л.: Наука, 1989.
2. Долгинов Е.А. Раннедокембрийские метаморфические комплексы на окраинах современных континентов. — М.: ВИЭМС. 1985.
3. Древний К-Аг-возраст метагаббро и гранитоиднейсов, драгированных в осевой части Срединно-Атлантического хребта, 26°с.ш. / А.И.Трухалев,

С.А.Силантьев, Н.А.Куренцова и др. // Докл. АН СССР. 1990. Т.315. С. 937—940.

4. Кепсжинскас П.К., Разницын Ю.Н., Дмитриев Л.А. Новые данные о строении, составе и возрасте неспрединговых блоков в районе разлома Долдрам в Центральной Атлантике // Докл. АН СССР. 1990. Т.313. № 2. С.415—420.
5. Пейс А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 3—17.
6. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора — мантия. — Л.: Наука. 1990.
7. Силантьев С.А. Метаморфические породы дна Атлантического океана. — М.: Наука, 1984.
8. Силантьев С.А., Дмитриев Л.В., Закарпадзе Г.С. Породы континентальной и древней океанической коры в Атлантическом океане: вещественный состав и возможная тектоническая позиция // Магматизм и тектоника океанов (проект «Лотос»). М., 1990. С. 143—168.
9. Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе / Ю.Е.Погребницкий, Ю.В.Горячев, В.А.Осипов и др. // Сов.геология. 1990. № 12. С. 8—21.
10. Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Equatorial Mid-Atlantic Ridge: petrologic and Sr isotopic evidence for an apline-type rock assemblage — Earth and Planet // Sci.Lett. 1970. Vol.9. №.3 P. 247—256.
11. Helmstaedt H., Allen J.M. Metagabbro from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization — Zation near the Mid-Atlantic Ridge // Canad. Journ. of Earth. Sci. 1977. Vol. 14. №4. P. 886—898.
12. Ito E., White W.M., Gopel Chr. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB // Chemical Geology. 1987. Vol.62. № 3/4. P. 157—176.
13. Karson J.A., Thompson G., Humpries S.E. et al. Along-axial variations in seafloor spreading in the MARK area // Nature. 1987. Vol.328. №6132. P. 681—685.
14. Karson J.A., Dick H.J.B. Deformed and metamorphosed oceanic crust at the Mid-Atlantic Ridge // Ophiolity. 1984. Vol.9. P. 279—302.
15. Miyashiro A., Shido F. Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24 N // Geochem. Journ. 1980. Vol.14. P. 145—154.
16. Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A. et al. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St.Paul's Rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalts mantle source // Contrib.Mineral. and Petrol. 1984. Vol.85. №4. P. 376—390.
17. Ozima M., Saito K., Matsuda J. et al. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic // Tectonophysics. 1976. Vol.31. №1/2. P. 59—71.

Принята редколлегией 31 августа 1992 г.

Техногенные изменения окружающей среды в районах угледобычи

Я.И.ЗАРУБИНСКИЙ (ВНИГРИуголь)

Один из многочисленных источников нарушения экологического равновесия — деятельность угледобывающей промышленности, обеспечивающая потребности страны в энергии на 20—30 %. Добыча угля производится как подземным, так и открытым способом, причем доля открытой угледобычи постоянно возрастает (1985 г. — 44,6, 1990 г. — 49 % от общей добычи в СССР).

При этом бурные угли добываются преимущественно открытым способом (в 1989 г. — 84 %), а по ряду бассейнов только открытым способом: Канско-Ачинский, Экибастузский, Южно-Якутский, Иркутский, Южно-Уральский и др. На некоторых месторождениях доля открытых работ составляет от 20—45 % (Подмосковный, Челябинский, Кузнецкий) до 66—88 % (Днепровский, Минусинский бассейны, Ангренское месторождение).

Открытая угледобыча с позиций технологии и экономики производства наиболее проста, однако она наносит наибольшие, зачастую необратимые повреждения окружающей среде, ведет к нарушениям и изменениям земной поверхности, гидрографической сети, гидродинамического и геохимического режимов поверхностных вод, загрязнению почв, вод и атмосферы (таблица).

По данным А.П.Красавина [3], общая площадь нарушенных земель на 1 января 1990 г. (по СССР) составила 163 тыс.га, в т.ч. под отвалы вскрышных пород занято 69,8, терриконы — 8,1, шламонакопители — 4 тыс. га.

Масштабы нарушений и изменений земной поверхности обусловлены преимущественно геологическими факторами. Так размеры котлованов открытых работ находятся в зависимости от нескольких причин (см.таблицу).

С повышением углов падения пластов угля размеры котлована, при прочих равных условиях, могут уменьшаться. Повышение влажности пород, увеличение числа пластичности, снижение коэффициента внутреннего трения и сцепления и ряда других показателей ведут к снижению углов откоса и, как следствие, увеличению плановых размеров котлована. Водоносные горизонты, вскрытые углеразрезом, способствуют сни-

жению прочности пород, повышению вероятности возникновения оползневых явлений на бортах углеразрезом и, как следствие, к увеличению размеров котлована.

Размеры шламовых накоплений гидроотвалов находятся в прямой зависимости от объема пород, подлежащих удалению (извлечению) гидромеханическим способом, или от зольности обогащаемого угля. На разрезах Назаровский, им.В.В.Вахрушева, Краснобродский площадь гидроотвалов составляет на каждом более 100—170 га, а высота — 18—30 м.

Оползневые процессы, формирующиеся на бортах углеразрезом, естественных склонах и породных отвалах зачастую приобретают катастрофический характер, существенно осложняя производство открытых горных работ, нанося большой ущерб окружающей среде. Серия уникальных оползней по объемам смещающихся пород и частоте возникновения отмечается на Ангренском разрезе, где с 1950 по 1986 гг. зафиксировано 11 оползней объемом сползающих масс от 100—250 тыс.м³ до 1 млрд м³ [4]. Одна из причин их возникновения — нарушение действующим разрезом гидродинамических условий, выражающееся в снижении уровня и повышении гидравлического уклона подземных вод. Аналогичные оползни, но в меньших объемах наблюдались на Коркинском (Челябинский бассейн), Богословском и Волчанском (Серовский район Свердловской области) месторождениях, в Кузнецком бассейне и др. Сравнительно небольшой оползень на склоне долины р.Ольжерас на юге Кузбасса обусловил разрушение многих частных жилых домов, расположенных на его поверхности, и смещение на 0,5 м строящегося клетьевого ствола шахты, из-за чего проходка его была прекращена.

Вероятность возникновения оползней, зависящая от многих природных и техногенных факторов, в общем случае будет тем выше, чем ниже прочностные свойства пород склона, откоса (особенно в зоне возможного образования поверхности скольжения), чем круче угол откоса и чем больше масса пород откоса, направленная на сдвигение массива.

Образование трещин, оседаний, провалов земной поверхности над выработанным про-

Техногенные изменения окружающей среды при угледобыче

Нарушения	Параметры, определяющие масштабы техногенных нарушений	Основные экологические последствия
I. Земной поверхности: 1. Котлованы	1. Число, мощность, глубина залегания, углы наклона угольных пластов 2. Мощность и гранулометрический состав покровных отложений 3. Физико-механические свойства углей, углевмещающих пород и покровных отложений 4. Водоносность углевмещающих пород и покровных отложений	1. Отторжение земельных угодий 2. Уничтожение мелких водотоков и водоемов 3. Осушение водоносных горизонтов 4. Формирование загрязненных карьерных вод 5. Гибель и угнетенное состояние растительности 6. Запыление и загазованность атмосферы 7. Усложнение условий водоснабжения
2. Породные отвалы, терриконы	1. Гранулометрический (фракционный) состав и физико-механические свойства разрыхленных пород и угля 2. Угол откоса разрыхленных пород	1. Отторжение земельных угодий 2. Нарушение поверхностного стока 3. Заболачивание и заиливание территории 4. Загрязнение почв, поверхностных и подземных вод мелкими фракциями и солями 5. Запыление и загазованность атмосферы
3. Накопление шлама (гидроотвалов)	1. Физико-механические свойства и объем пород 2. Зольность угля — материнская и рабочая 3. Способность пород разрушаться (размываться) под действием высоконапорной водной струи 4. Способность угля обогащаться 5. Водоотдача пульпы	1. Отторжение земельных угодий 2. Подъем уровня грунтовых и подземных вод 3. Загрязнение почв, поверхностных и подземных вод взвешенным материалом и различными реагентами, используемыми при обогащении
4. Оползни на бортах углеразрезов, породных отвалах, естественных откосах	1. Физико-механические и водно-физические свойства пород откосов (углеразрезов и естественных) и породных отвалов 2. Геологическое строение откосов углеразрезов	1. Разрушение зданий, сооружений, железных и шоссейных дорог, трубопроводов, линий электропередач и других коммуникаций, находящихся на теле оползня и у его подножия 2. Перекрытие (завал) земельных угодий и выходов угольных пластов вблизи подножия оползня
5. Трещины, провалы, оседания поверхности на шахтных полях	1. Вынимаемая мощность, глубина залегания и углы наклона угольных пластов 2. Литологическая принадлежность и прочностные свойства пород, перекрывающих угольные пласты 3. Мощность и состав рыхлых покровных отложений	1. Затопление, заболачивание и подтопление провалов и осевших площадей 2. Нарушенная площадь непригодна для сельскохозяйственного использования и строительства 3. Осложняется или становится невозможной эксплуатация железных и шоссейных дорог, линий электропередач и других коммуникаций Вывод из хозяйственного использования земель под дамбой
6. Возведение оградительных дамб	1. Литологическая принадлежность, прочностные и фильтрационные свойства пород (верхние 5—10 м) по трассе дамбы 2. Состав и свойства пород, укладываемых в тело дамбы 3. Режим реки (расход, уровень, скорость) 4. Уточнение фильтрационных свойств углей, углевмещающих и перекрывающих пород в районе выходов угольных пластов	1. Затопление, заболачивание и подтопление провалов и осевших площадей 2. Нарушенная площадь непригодна для сельскохозяйственного использования и строительства 3. Осложняется или становится невозможной эксплуатация железных и шоссейных дорог, линий электропередач и других коммуникаций Вывод из хозяйственного использования земель под дамбой
7. Накопление золошлаков	1. Зольность сжигаемого угля 2. Состав и объем летучих веществ в угле 3. Содержание в угле, золе, шлаках токсичных элементов	1. Отторжение земельных угодий 2. Загрязнение почв, поверхностных и подземных вод взвешенным материалом, солями, металлами 3. Загрязнение атмосферы токсичными газами, пылью
II. Гидрографической сети 1. Уничтожение мелких водотоков и водоемов (озер, прудов, стариц)	1. Режим расхода водотоков 2. Объем воды и режим водоемов	1. Ухудшение условий водоснабжения 2. Нарушение рыбохозяйственного производства 3. Осушение территории
2. Отвод рек, строительство отводных каналов	1. Режим реки (расход, уровень, скорость) за всю историю наблюдений 2. Инженерно-гидрогеологические исследования по трассе канала	Нарушение поверхностного и подруслового стока

Нарушения	Параметры, определяющие масштабы техногенных нарушений	Основные экологические последствия
3. Устройство техногенных водоемов для отстоя шахтных вод, для производства гидромеханических и других работ	1. Геологическое строение 2. Гидрогеологические условия района водоема 3. Фильтрационные свойства пород дна водоема	1. Отторжение земельных площадей под водоемы 2. Подъем уровня подземных (грунтовых) вод 3. Подтопление и заболачивание территории, снижение прочности пород 4. Загрязнение подземных вод фильтрующимися из прудов-отстойников водами; гибель растительности 5. Возникновение техногенных родников
III. Режим подземных вод 1. Снижение уровня подземных (грунтовых) вод, осушение территории в результате откачки воды из шахт, углеразрезов, дренажных систем 2. Подъем уровня подземных (грунтовых) вод, подтопление и заболачивание территории	1. Гидрогеологические условия района шахтного (карьерного) поля или водозабора 2. Величина водопритока в шахту, разрез, дебит водозабора 3. Размеры и форма депрессионной воронки	1. Истощение ресурсов подземных вод 2. Ухудшение условий водоснабжения 3. Снижение расхода (вплоть до полного исчезновения) поверхностных водотоков, родников 4. Гибель и угнетенное состояние растительности
IV. Загрязнение почвогрунтов, поверхностных и подземных вод 1. Загрязнение почвогрунтов, заиливание почв	1. Оседание земной поверхности 2. Фильтрационные свойства пород вблизи прудов-отстойников шахтных вод, техногенных водоемов, затопленных шахт, углеразрезов, вблизи породных отвалов, шламонакопителей, фонтанирующих скважин	1. Заболачивание территории, появление болотной растительности, уничтожение пахотных земель 2. Подтопление и разрушение фундамента зданий, сооружений 3. Ухудшение санитарных условий жилых районов 4. Гибель растительности 5. Истощение ресурсов подземных вод при неупорядочном самоизлияе 6. Возникновение техногенных родников минерализованных вод
2. Загрязнение поверхностных и подземных вод: механическими примесями; нефтепродуктами и маслами; солями и вредными, в т.ч. токсичными, элементами (мышьяк, свинец, ртуть и др.), а также водами повышенной минерализации; сбросовыми водами повышенной (> 25°) температуры; радиоактивными веществами	1. Содержание пылевидных фракций в породах и углях при их разрушении и выветривании 2. Содержание летучих веществ, серы и других токсичных веществ, выделяемых в атмосферу при сжигании угля 3. Содержание песчаных и пылевидных фракций пород, углей, выносимых из породных отвалов шламовых и золошлаковых накоплений	1. Ухудшение качества или полная непригодность воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения и других целей 2. Угнетенное состояние и гибель водной растительности и живых организмов
V. Загрязнение атмосферы 1. Запыление	1. Минерализация, содержание взвешенных веществ, нефтепродуктов, вредных компонентов в шахтных водах 2. Механический, химический состав и свойства промывочных растворов, содержание в них вредных компонентов 3. Механические примеси, минерализация и свойства жидкостей, применяемых для обогащения угля 4. Химический состав и температура вод глубоких горизонтов шахт и сбросовых вод тепловых электростанций 5. Радиоактивность природных и шахтных вод 6. Геологическое строение	1. Ухудшение качества или полная непригодность воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения и других целей 2. Угнетенное состояние и гибель водной растительности и живых организмов
2. Задымление и загазованность, в т.ч. токсичными соединениями (H₂S, SO₂, H₂SO₄, CO, CO₂ и др.), повышение температуры воздуха вблизи источников горения	1. Климатические условия района 2. Способность пород и угля формировать пылевидные фракции при разработке, транспортировке и в процессе выветривания	1. Учащение заболеваний органов дыхания 2. Ухудшение условий труда, отдыха и общей жизненной обстановки
	1. Содержание в углях серы, бериллия, ртути, фтора, фосфора, азота и их соединений 2. Способность углей при сжигании образовывать сажу (копоть) 3. Климатические условия района	То же

Нарушения	Параметры, определяющие масштабы техногенных нарушений	Основные экологические последствия
VI. Радиационное загрязнение территории. Повышенная радиация отдельных слоев пород, пластов угля, породных включений поверхностных и подземных вод	Содержание в породах и углях радиоактивных элементов	Радиационное загрязнение окружающей среды

странством шахт (форма, размеры, время возникновения и завершения этих процессов) полностью зависит от вынимаемой мощности и углов падения угольных пластов, глубины их залегания, прочности пород, перекрывающих угольные пласты, разрыхляемости пород. Так, для Прокопьевско-Киселевского района Кузбасса, где в основном отрабатываются крутопадающие пласты, характерны широкие (до 50—70 м) и глубокие (до 20—30 м и более) каньонобразные провалы, имеющие значительную протяженность по простиранию пласта.

Крупные оседания (провалы) земной поверхности обычно глубиной от 7—9 до 20—30 м, диаметром до 40—45 м зафиксированы на полях шахт Ягуновская и Капитальная в Кузбассе, при углах падения пластов до 73—75°. На шахтах, отрабатывающих пологозалегающие пласты, оседания более плавные. Так, на шахте Распадская, отрабатывающей 7—8 пластов угля общей извлекаемой мощностью около 15 м, при глубине их залегания до 340 м, оседание происходит постепенно, не превышает нескольких метров и полностью завершается через 5—6 месяцев после отработки блока.

Образование трещин происходит независимо от углов падения пластов. Обычно трещины и оседания формируются совместно и одновременно, интенсивно нарушая и приводя в непригодное состояние земельные площади, способствуя разрушению зданий, сооружений. Например, на поле шахты Ягуновская, расположенной в черте г. Кемерово, трещины и оседания земной поверхности вызвали нарушение многих частных домов.

Провалы и осевшие территории зачастую заболачиваются или затопляются грунтовыми, атмосферными и поверхностными водами. Так, осевшие участки площадью > 5 тыс. га над выработанным пространством шахт Западного Донбасса оказались затопленными и выведенными из народнохозяйственного использования. Катастрофическое положение сложилось в Карагандинском бассейне, где площади опускания земной поверхности на шахтных площадях достигли многих сотен гектаров, а величины снижений составили несколько метров, в отдельных случаях 20 м. Значительная часть этих площадей, от 10—15 до 30—40 % заполнена атмосферными, подземными и шахтными водами.

Оградительные дамбы обычно создаются вдоль русел рек, характеризующихся бурными паводками и затоплением обширных пойменных площадей, что исключает или очень затрудняет возможность извлечения угольных пластов, выходы которых приурочены к периодически затопляемой пойменной части долины реки. Многокилометровые дамбы, сооруженные вдоль русла р. Ини в Кузбассе, обеспечили расконсервирование разведанных и утвержденных ГКЗ СССР запасов и техническую возможность извлечения около 500 млн т угля.

Сжигание угля приводит к накоплению золошлаков. Их объем зависит от количества и зольности угля. На мощных теплоэлектростанциях (по данным В.Р. Клер) может накапливаться более 1 млн т золошлаков в год.

Производство горнодобычных работ, особенно открытым способом, часто связано с уничтожением (ликвидацией) мелких водотоков, водоемов, отводом относительно крупных рек, а также с устройством техногенных водоемов.

Необходимость ликвидации водотока, водоема или отвода реки при открытом способе разработки определяется их местоположением относительно карьерного поля (непосредственно на поле или за его пределами)*. Для обоснования отвода реки или оценки возможности, условий и последствий ликвидации водотока необходимо детально изучить его режим за возможно более продолжительный период. Отсутствие или низкая достоверность данных о режиме может привести к катастрофическим последствиям. Так, подготовленный к сдаче в эксплуатацию углеразрез на Волчанском месторождении протяженностью до 1500 м и глубиной до 20—30 м, пересекающий русло отведенной по каналу речки с меженным расходом 2—5 л/с, в период бурного снеготаяния, когда расход речки многократно возрос и достиг примерно 5 м³/с, менее чем за двое суток был затоплен и превращен в водоем.

Отметим одновременно, что, например, углеразрезами Кузбасса гидрографическая сеть сокращена на 365 км [1].

* Для оценки условий подземной разработки вблизи водных объектов используются «Правила охраны сооружений и природных объектов от вредного влияния подземных горных разработок на угольных месторождениях» (1981 г.).

При устройстве техногенных водоемов одна из задач исследований заключается в выборе участка, где по гидрогеологическим условиям ожидаются минимальные утечки воды из него.

Снижение уровня (напора) подземных вод как следствие откачки воды из шахт, разрезов, водозаборов ведет к осушению водоносных горизонтов, образованию депрессии подземных вод вокруг горных выработок и водозаборов. Для развития процессов снижения уровня подземных вод основное значение имеют условия залегания, распространения и мощность водовмещающих пород, виды коллекторов (поровые, трещинные, карстовые), тектоническая нарушенность массивов, фильтрационные свойства и выдержанность этих свойств в плане и разрезе, а также условия питания, взаимосвязь между водоносными горизонтами и поверхностными водами. Технологические факторы, определяющие масштабы нарушений гидродинамических условий, включают производительность, продолжительность и постоянство водоотлива, а также величину понижения уровня воды в шахте, углеразрезе, водопонижительной установке.

Многообразие природных условий, в целом формирующих степень водоносности угольных бассейнов, определяет разнообразие форм и размеров депрессионной воронки, величины понижений уровня подземных вод вблизи действующих шахт, разрезов. Так, несмотря на наличие 25 действующих шахт и 3 углеразрезыв в Прокопьевско-Киселевском районе Кузбасса, поля которых примыкают друг к другу, из которых суммарно откачивается в среднем 9—9,5 тыс. м³ воды в час при глубине разработки в пределах 150—300 м, создавшаяся единая депрессионная воронка слабо развита и лишь незначительно выходит за границы шахтных полей. Такое положение может быть объяснено только весьма сложным геолого-тектоническим строением данного района, крутым залеганием угольных пластов и перемежающихся водопроницаемых и водонепроницаемых пород. При пологом залегании и слабой тектонической нарушенности воронка депрессии имеет значительно большие размеры, что характерно, например, для района действующих шахт Западного Донбасса.

Подъем уровня подземных вод обусловлен многими факторами: фильтрацией воды из техногенных водоемов, затопленных шахт и разрезов и др. Последствия этих изменений довольно разнообразны (см. таблицу).

Загрязнение почвогрунтов, поверхностных и подземных вод происходит на протяжении всего периода выявления, разведки и промышленного освоения месторождения.

Причинами и источниками загрязнения (см. таблицу) являются песчано-илистые, пылевидные фракции, продукты горения углей, масла и нефтепродукты, воды повышенной минерализации и температуры, токсичные элементы, радиоактивные вещества, бактериальные загрязнения, различными путями поступающие в почвы, поверхностные и подземные воды, а также подъездные дороги к разведочным выработкам и объектам строительства угледобывающих предприятий. Масштабы этих загрязнений также различны и изменяются от узколокальных, ограничивающихся первыми десятками квадратных метров, например, вокруг буровых установок, разведочных шахт, штолен, шурфов, до многих гектаров, что связано с загрязнением почв и поверхностных вод пылевидными фракциями и продуктами сжигания углей, выпадающими из атмосферы в радиусе нескольких километров от источника их образования.

Закономерности запыления атмосферы подчинены свойствам минералов, пород, углей образовывать пылевидные фракции при взрывных работах в углеразрезах, в процессе экскавации пород и угля, их транспортировки, складирования, а также зависят от интенсивности выветривания. Например, при массовых взрывах в карьерах образуется пылегазовое облако объемом до 15—20 млн м³, высотой до 1500—1600 м, из которого в течение 1—4 ч в радиусе 3—4 км рассеивается 200—500 т мелкодисперсной (< 5 мкм) пыли [6]. Интенсивность выделения пыли в угольных разрезах составляет от 230—320 мг/с при разгрузке думпкаров и автосамосвалов до 11 000 мг/с при работе роторного экскаватора на добыче угля [6]. В составе пыли зачастую содержится значительное количество токсичных элементов — Ti, Be, Li и др. Так, А.Ю.Озерский и др. [7] отмечают, что в пыли разреза Назаровский содержится 5500—6500 мкг/кг Ti и до 7 мг/кг Be, а в отдельных точках выемки разреза до 15—100 мг/кг Be. Эта пыль распространяется на 1—1,2 км от борта разреза и достигает жилых массивов г. Назарово.

Горящие отвалы, являющиеся активными загрязнителями атмосферы, выделяют пыль, дым (копоть), различные газы, в т.ч. токсичные соединения серы, углерода, H₂S, SO₂, H₂SO₄, CO, которые могут распространяться на 800 м и более от горящего отвала [5]. Несмотря на постоянную борьбу с возгоранием отвалов и их тушение, до сих пор число горящих отвалов еще довольно велико: в Донбассе их насчитывается 286, в Кузбассе — 31. Ежегодно горящие отвалы Донбасса выбрасывают в атмосферу 290 тыс. т вредных веществ. Только 81 отвал

объединения «Гуковуголь» (в т.ч. 19 горящих) в Восточном Донбассе ежегодно выделяет в атмосферу 1957 т твердых частиц и газообразных: SO_2 — 168,6; CO — 1687, NO_2 — 17 и H_2S — 84.

Шахтами, углеразрезами, обогатительными фабриками Кузбасса в 1989 г. было выброшено в атмосферу 193,8 тыс. т твердых и газообразных веществ. При этом концентрация взвешенных веществ составляет в среднем 0,4—0,5 при максимуме 2,7—3,8 мг/м³, оксидов углерода от 1 до 10,5 при максимуме 32—37 мг/м³; что в несколько раз превышает ПДК. Кроме того, во много раз превышает ПДК содержание в воздухе фтора, фенолов, сажи. Подобные условия загрязнения атмосферы характерны и для других угледобывающих районов.

В горящих отвалах развивается высокая до 800—900 °С температура, а в скрытых воронках она достигает 1000—1100 °С [5]. Повышенная температура и скопление газов с высоким давлением внутри отвала, зачастую приводят к взрывам с выбросом газов и обломков горящих пород, опасных для близлежащих населенных пунктов.

Радиационное загрязнение территории может быть связано с наличием радиоактивных элементов в породах и углях; радоновыделением эманулирующих пород и вод; повышенным содержанием долгоживущих радионуклидов и аэрозолей в атмосферных выбросах ТЭС, продуктах переработки углей и золы и в процессе их сортировки, дробления, обогащения.

Негативные последствия этих нарушений, по результатам специальных медико-биологических исследований в разных городах Кузбасса — общее ухудшение здоровья людей, особенно детей, учащение заболеваний, в т.ч. раком, повышение мертворождаемости и смертности детей первого года жизни, сокращение прироста населения. Для оздоровления экологической обстановки городов и районов с интенсивной угледобычей необходимо:

1. Ограничивать и устанавливать предельно допустимый объем угледобычи по конкретным бассейнам и районам, обеспечивающий рациональное сочетание удовлетворения потребностей промышленности в угле и охране окружающей среды.

2. Совершенствовать технологии угледобычи и сопровождающих ее процессов, направленные на уменьшение нарушений и уничтожение земельных угодий, сокращение количества откачиваемой воды и объема вредных выбросов в окружающую среду.

3. Совершенствовать технику и технологию очистки сточных вод, особенно их деминерализацию, и загрязненных выбросов в атмосферу.

4. Обеспечивать рекультивацию нарушенных земель с доведением их качества до состояния пригодности для выращивания разных видов сельскохозяйственных культур в сроки, установленные специальными комиссиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ждамиров В.М., Кузнецов В.И., Михальченко В.В. Эколого-экономические и социальные проблемы угледобывающей отрасли Кузбасса // Уголь. 1991. № 1.
2. Коваль Н.Г. Больше внимания бесценному богатству — земле // Уголь Украины. 1991. № 2. С. 2—5.
3. Красавин А.П. Защита окружающей среды в угольной промышленности. — М.: Недра, 1991.
4. Лазарев И.А., Сидоров А.А., Малышева В.П. Опыт контроля за изменением горно-геологической среды и предотвращения оползневых явлений на Ангренском буроугольном месторождении // Прогноз и контроль геологической среды в районах освоения твердых горючих ископаемых. М., 1989. С. 106—112.
5. Меркулов В.А. Охрана природы в угольных шахтах. — М.: Недра, 1981.
6. Певзнер М.Е., Костовецкий В.П. Экология горного производства. — М.: Недра, 1990.
7. Озерский А.Ю., Удин К.В., Ладынин А.А. Эколого-геохимическая оценка влияния пылевых выбросов разреза Назаровский на г. Назарово: Тез. докл. IX Всесоюз. геол. угольного совещ. Ч.2. Ростов-на-Дону, 1991. С. 152—155.

Contents

ENERGY RESOURCES

- Sianisyan E.S.*
Quantitative evaluation of dynamocatagenetic intensity of sedimentary basins 3
- Sedykh A.K.*
Main stages of carboniferous formations development in depressional hollows of fracture zone 10

METALS AND NON-METALS

- Maksimova M.F.*
Rare-earth elements in ores of hydrogenous stratal-infiltrational uranium deposits 14
- Kolodko A.A., Levin V.I., Sobolev V.K., Prihodin Yu.E.*
Crater types of kimberlite pipes of south-eastern Belomorje 20
- Kisilyov I.I.*
Precious mineral concentration in friable cover of eastern Baltic shield 25
- Voitovich V.S.*
On genesis of Saranovskoye chromite deposit 32

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Kirichkova A.I.*
Phytostratigraphy of Triassic and Lower Jurassic deposits of Eastern Urals 37

- Bro E.G., Pchelina T.M., Preobrazhenskaya E.N., Desyatkov V.M.*
Parametric holes at Vassdalenskaya area of Spitsbergen 46
- Kunin N.Ya., Segalovich I.E.*
Stratigraphy of Neocomian clinofolds of northern part of Western Siberia 51
- Khudolev N.M., Migovich I.M.*
Paleobiogeography of continental margins of Eastern Russia in Cretaceous period 57

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Sokolov B.A., Kholodov V.N.*
Fluid genesis and dynamics of sedimentary basins — a new direction in geology 64

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Nenahov V.M., Abakumova L.N., Lytochkin V.N.*
Ophiolite-clastic breccias of Turkestan-Alay 75

MARINE GEOLOGY

- Truhalyov A.I., Pogrebitski Yu.S., Belyatski B.V., Kurentsova N.A., Vasilyeva I.M.*
Old rocks in Mid-Atlantic ridge 81

GEOECOLOGY

- Zarubinskiy Ya.I.*
Technogenical conditions of surroundings in coal extraction regions 90

