МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



Проблемы
литологии
геохимии
и осадочного
рудогенеза

В сборнике представлены материалы I Всероссийского литологического совещания (Москва, декабрь 2000 г.). Рассмотрены фундаментальные проблемы седиментогенеза и литогенеза осадочных образований Земли, рудогенеза и геохимии осадочного процесса, а также становления и развития генетического направления в литологии. Выводы, вытекающие из представленных работ, имеют первостепенное значение для научного обоснования прогиозов нефтегазоносности, угленосности и металлоносности осадочных формаций в различных геологических условиях. Сборник посвящен 80-летию члена-корреспондента РАН, крупного ученого-литолога П.П. Тимофеева.

Для геологов, геохимиков, геофизиков, экологов, преподавателей и аспирантов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник "Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза" отражает значительную часть наиболее актуальных проблем и вопросов, рассмотренных на І Всероссийском литологическом совещании, состоявшемся под эгидой Межведомственного литологического комитета (МЛК) Российской академии наук 19–21 декабря 2000 г. в Москве (на базе Геологического института РАН) при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-74081).

Материалы, представленные в сборнике, не претендуют на всеобщий охват задач и направлений осадочной геологии. Цель сборника иная. Его составители хотели дать читателю четкое представление о методологических принципах современного литологического исследования осадочных образований Земли. В сборник включены статьи отдельных участников вышеупомянутого совещания — маститых и начинающих ученых, принимающих и применяющих на практике эти принципы.

На этом материале авторы старались в первую очередь показать пути и способы решения ряда перспективных, но пока еще неоднозначно трактуемых научных задач: познание механизмов разномасштабных и многообразных, далеко не всегда доступных прямому наблюдению процессов седиментогенеза и литогенеза; раскрытие многоранговых факторов экзогенных и эндогенных влияний на упомянутые процессы; выявление природных законов, обусловливающих эволюционирование в геологической истории Земли разнотипных бассейнов осадко- и породообразования и благоприятствующих локализации в них многих видов полезных ископаемых.

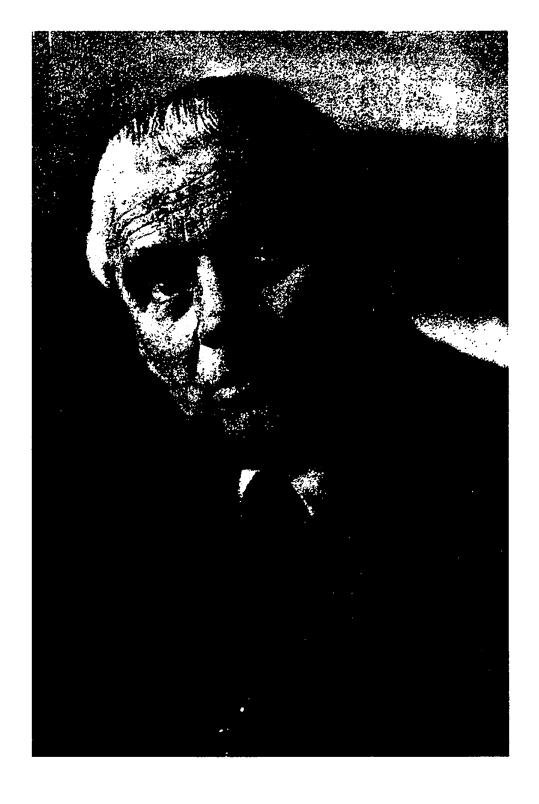
Разделы сборника комплектовались согласно рассмотренной на литологическом совещании тематике. Вначале даны общие проблемы теории и методологии исследования осадочных процессов, а также вопросы методики преподавания основ науки об осадочных образованиях в вузах России. Далее следуют новые данные о процессах и обстановках современной терригенной седиментации и примеры литолого-фациальных анализов обстановок древнего (докайнозойского) осадконакопления. Показано, что реконструкция условий седиментогенеза нераздельно связана со стадиальным анализом процессов литогенеза (т.е. диагенеза, катагенеза, метагенеза). Затем приведены описания взаимовлияний магматических и литогенетических процессов в океанских и континентальных обстановках. Завершают книгу разделы о литогенезе и генерации горючих и некоторых металлических полезных

ископаемых, а также о проблемах подготовки кадров исследователей-литологов.

Содержание книги отразило свойственный естественным наукам на рубеже XX и XXI вв. системно-генетический подход к любым (в том числе и к вышеописанным) проблемам. Таким подходом обеспечивается необходимый синтез знаний применительно к разным уровням (рангам) организации материи: атомно-молекулярному (проблемы осадочной геохимии), минеральнокомпонентному, компонентно-агрегатному (породному), фациальному, формационному и общестратисферному. Большинство из них нашло отражение в соответствующих разделах, но с неодинаковой полнотой охвата, что регламентировано объемом книги. Так, детально не описаны генетические формационные построения, ибо для каждого из них потребовалась бы полнообъемная монографическая работа. Подробнее рассмотрены примеры доформационных уровней исследования, и каждый из них содержит должные элементы генетического анализа, который для любого уровня системы опирается на специфические методические приемы. Их принципы едины и сводятся к оценкам применительно к каждому системному уровню морфологических и (или) вещественных признаков - первичных (собственно генетических) и вторичных (наложенных, побочных), запечатлевших последствия многочисленных природных процессов.

Составители сборника посвящают эту книгу недавнему 80-летнему юбилею выдающегося ученого, почетного председателя МЛК, члена-корреспондента РАН Петра Петровича Тимофеева, внесшего весомый вклад в развитие генетического направления науки об осадочных образованиях Земли.

О.В. Япаскурт



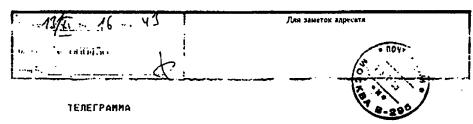
ПЕТР ПЕТРОВИЧ ТИМОФЕЕВ

Сборник, предлагаемый вниманию читателей, посвящен 80-летию Петра Петровича Тимофеева — крупного ученого в области седиментологии, литологии и угольной геологии, члена-корреспондента РАН, доктора геологоминералогических наук, Советника Российской академии наук, главного научного сотрудника Геологического института РАН, профессора Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, лауреата Государственной премии СССР.

После окончания в 1943 г. Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова всю научную деятельность П.П. Тимофеев посвятил изучению и разработке фундаментальных проблем седиментогенеза и литогенеза осадочных образований Земли в целом, развитию и становлению ге-



ПРАВИТЕЛЬСТВЕННАЯ ТЕЛЕГРАММА



MOCKBA 111540/28 59 13/11 1635=

РАЗВИТЕЛЬСТВЕННАЯ

ПРАВИТЕЛЬСТВЕННАЯ

КОРРЕСПОИДЕНТУ РАИ ТИМОФЕЕВУ ОПО-

ГЛУБОКОУВАЖАЕМИ ПЕТР ПЕТРОВИЧ СЕРДЕЛО ПОНРАВИВАМИ ВАС ВЫДАМИЕГО УЧЕНОГО ВНЕШЕГО БОЛЬШОЙ ВКЛАД В ИЗУЧЕНИЕ И РАЗРАБСТКУ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ЛИТОЛОГИИ И УГОЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ С ВО ЛЕТИЕМ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ МЕЛЕМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ-

НННН 1643 13.11 0032

нетического направления в литологии. Эти проблемы и их разработка содержатся более чем в 380 публикациях П.П. Тимофеева, в том числе 14 монографиях. В основу разработки данных проблем положены предложенные им методы комплексного литолого-фациального изучения осадочных отложений и их генетического формационного анализа. Он выполнил фациальные и формационные исследования разновозрастных фанерозойских осадочных комплексов большинства угольных регионов б. СССР, олигоценовых и современных отложений областей приморского торфонакопления Колхиды (Грузия), юго-запада Восточной Прибалтики, Западной Кубы и юго-запада Флориды, осадочного чехла Атлантического и Тихого океанов. Он участвовал в экспедиционных работах на территории Западной Европы, Северной Африки, Ближнего Востока, Центрального Китая, Монголии, Англии, Германии, Канады, США и некоторых других зарубежных регионов.

Разрабатывая теоретические основы процессов седиментогенеза осадочных образований, П.П. Тимофеев установил направляющую и определяющую роль фациальной среды в процессах осадконакопления, минералои породообразования, показал существенное значение органического вещества при формировании осадков и пород угольных и нефтяных месторождений, особенно в начальную стадию их литогенеза—диагенеза и раннего катагенеза. Выводы, вытекающие из его работ, имеют существенное значение для научного обоснования прогнозов угленосности и нефтегазоносности,

Глубокоуважаемый Петр Петрович!

Разрешите сердечно поздравить Вас с днем Вашего восьмидесятилетия н выразить Вам чувства глубочайшего уважения и восхищения Вашей разносторонней научной и научно-организационной деятельностью.

Ваше имя – имя ведущего российского литолога, одного из основоположников генетического направления в геологии широко известно в нашей стране и во всем мире. Полученные Вами классические результаты в различных разделах геологии по праву входят в золотой фонд современной науки.

Своей увлеченностью наукой и целеустремленностью, широтой интересов и способностью глубокого проникновения в сложнейшие вопросы Вы служите примером молодежи, Вашим прямым и косвенным ученикам.

Наряду с Вашей многогранной научной деятельностью, в которой органично сочетаются исследования фундаментальных и прикладных проблем, широко известен Ваш колоссальный труд по организации научных исследований в нашей страпе и практическому освоению их результатов.

Дорогой Петр Петрович!

Позвольте пожелать Вам – выдающемуся ученому и организатору науки – крепкого здоровья, сил, энергии и новых творческих успехов.

Ректор
Московского государственного
университета им. М.В.Ломоносова
Президент Российского союза ректоров
якадемык

В.А.Садовинчий

A) (ajobranus

а также рудных концентраций химических элементов в различных геологических условиях.

П.П. Тимофеев создал новую корреляционную стратиграфическую схему юрских отложений Южной Сибири и Тувы, решил ряд конкретных вопросов седименто- и литогенеза в угольной геологии, связанных с выявлением закономерностей образования и размещения твердых горючих ископаемых, осуществил прогноз расширения угленосности в Улугхемском (Тува) и Тквибуло-Шаорском (Грузия) бассейнах и Идживанском (Армения) месторождениях, подтвержденный бурснием.

П.П. Тимофеев установил и объяснил связь генетических типов древних торфов (углей) с парагенезами комплексов фациальных типов (обстановками) осадко- и торфонакопления, что позволило ему впервые в мире создать геологическую генетическую классификацию торфов и углей СССР, принятую Международным комитетом по петрологии углей.

На основании комплексного и детального изучения угленосных отложений в их неразрывной связи с угольными пластами П.П. Тимофеев устано-

вил три типа палеогеографических обстановок древнего и современного торфонакопления: дельтово-побережный (палеозой — малая мощность угольных пластов и значительная протяженность), дельтово-приустьевый и долинно-речной (мезозой, кайнозой, современная эпоха — большая, иногда значительная мощность угольных пластов и относительно ограниченная протяженность), озерный (малая мощность, локальное распространение), сопутствующий, как правило, предыдущим и характеризующийся накоплением водорослевого материала. На этой основе сформулированы объективные критерии научно обоснованного прогноза угленосных отложений. Это имеет научное и практическое значение при планировании поисковых и разведочных работ на уголь.

Последние 25 лет П.П. Тимофеев занимался изучением осадочного процесса в современных океанах. Он разработал основы эволюции бассейнов осадконакопления и породообразования. Так, детальный фациальный анализ показал, что осадки современного Атлантического океана в юре имели морской генезис, что свидетельствует о молодом возрасте Атлантики (не более 70–75 млн лет).

П.П. Тимофеев разработал научную программу дальнейших фундаментальных исследований осадочных процессов, которая, по его мнению, должна быть положена в основу при создании общей теории осадочных процессов. Он много сделал для подготовки высококвалифицированных кадров литологов. По его инициативе и при его непосредственном участии была создана на геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова кафедра литологии и морской геологии. Он многие годы ее возглавлял. С момента организации кафедры по настоящее время он читает лекции "Учение о фациях и палеогеография" и "Учение о геологическом фациальном анализе". В созданной им научной школе под его научным руководством защищено 25 докторских и 38 кандидатских диссертаций.

Основываясь на личных исследованиях и учитывая огромный объем работ, выполненных в области осадочной геологии и ряда смежных наук, П.П. Тимофеев развивает концепцию расширяющейся Земли как части общего развития Вселенной, подчеркивая при этом необходимость генетического подхода к решению геологических проблем.

Большое внимание П.П. Тимофеев уделяет научно-организационной работе: в 1960–1985 гг. — заместитель директора Геологического института АН СССР, руководитель сектора литологии и геохимии (10 лабораторий института); в 1985–1989 гг. — директор Геологического института АН СССР; председатель, а ныне почетный председатель Межведомственного литологического комитета РАН; председатель секции литологии Национального комитета геологов РАН; член редколлегии журнала "Литология и полезные ископаемые"; член Совета "Международной ассоциации седиментологов"; почетный член Национального географического общества США.

Уверен, что этот сборник принесет пользу науке России.

I. ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ И МЕТОДОЛОГИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ

проблемы учения о литогенезе

О.В. Япаскурт

В статье обсуждены проблемы, задачи и методы исследования скрытых от прямого наблюдения процессов литогенеза (постседиментационного преобразования осадочных отложений) путем комплексного подхода к стадиальному анализу (СА) на генетической, историко-геологической и системной основах. Привлечено внимание к важности реконструирования зависимостей этих процессов от влияния множества экзо- и эндогенных факторов, а также к способам совершенствования схем их стадиального расчленения, ранжирования и типизации. Предложен новый подход к оценкам соотношений литогенеза с разнотипным метаморфизмом в зависимости от разных геодинамических условий эволюционирования породных бассейнов. Обращено внимание на неисчерпанные возможности системного СА применительно к решению проблем смежных с литологией наук — палеогеографии и геотектоники.

Наука об осадочных горных породах в начале XXI столетия вступает в новую фазу своего развития. В основе ее методологии прочно укоренились генетический и историко-геологический принципы. Их сущность сводится к тому, что при решении любой научной (фундаментальной или прикладной) задачи, имсющей отношение к осадочной породе, последнюю изучают непременно в аспектах познания механизмов и условий ее зарождения и эволюционирования в геологической истории конкретного участка земной коры. В таких случаях подлежат расшифровкам процессы ряда стадий осадкообразования — мобилизации вещества, его переноса и накопления в седиментационном бассейне (СБ), а также постседиментационного породообразования и вторичного изменения под покровами более молодых отложений в бассейне породообразования (БП). Выявляемые признаки стадий возникновения и бытия породы коррелируют с общегеологическими данными о этапности развития и изменения СБ и БП.

Упомянутые принципы исследования были внедрены основоположниками отечественной литологии [Пустовалов, 1940; Страхов, 1962; Швецов, 1958] и реализованы их учениками и последователями, в числе которых видное место занимают труды юбиляра [Тимофеев, 1969, 1970, 1994 и др.], его учеников и сотрудников.

Ныне развитие генетического направления в работах наших и зарубежных научных школ привело к тому, что в литологии отчетливо обособи-

лись два ее важнейших раздела: 1 — учение о седиментогенезе, т.е. о процессах и условиях современного и древнего осадконакопления; 2 — учение о закономерностях превращения осадков в породы и изменений последних внутри стратисферы (или учение о литогенезе). Последний термин многократно менял свое смысловое содержание на протяжении минувшего столетия [Япаскурт, 1998]. Ныне имеются приверженцы трех различных его трактовок в качестве символа стадий: 1) седиментогенеза и диагнезеа (или превращения осадков в породы) — по Н.М. Страхову [1962], Н.В. Логвиненко, А.А. Байкову и В.И. Седлецкому [1997], В.Н. Шванову и др.: 2) седиментогенеза, диагенеза и катагенеза в совокупности с гипергенезом — по Н.Б. Вассоевичу и др. и 3) от диагенеза до регионального метаморфизма — по П.П. Тимофееву [1970], Л.В. Анфимову [1977], В.И. Копорулину [1992], В.Т. Фролову [1992, 1993, 1995], О.В. Япаскурту [1992, 1995, 1998] и др.

Третья из перечисленных трактовок, по нашему мнению, наиболее логична, ибо термин, производный от греческих слов камень ("литос") и рождение ("генезис"), символизирует структурно-вещественные преобразования, которые претерпел исходный осадок ("седимент"). В данном понимании литогенез (или породообразование) следует за предшествующим ему седиментогенезом (или осадкообразованием). Этим противопоставляются друг другу две категории природных процессов, которые принципиально разнятся своей сущностью и спецификой исследования, и, вместе с тем, подчеркивается их временная соподчиненность. Одна категория представляет собой процессы поверхностные и близповерхностные, именуемые седиментогенными, а другая — процессы в основном глубинные, именуемые литогенетическими. Степень их изученности неодинакова: о глубинных процессах мы знаем гораздо меньше, чем о седиментогенных.

Опережающее развитие седиментологического направления исследований нуждалось в выработке критериев, необходимых для диагностики минеральных и структурно-текстурных новообразований различных стадий литогенеза, которые в той или иной мере камуфлируют генетические (первичные) признаки осадка, но зачастую принимаются за таковые наблюдающими породы геологами. Ввиду того что обстановки литогенеза, в противоположность седиментогенным, прямому наблюдению недоступны (по причинам своей глубинности и длительности), приходится для их познания прибегнуть к специфическому методу — СА. Ему в свое время Н.М. Страхов придавал очень большое значение. В перечне задач литологических исследований он писал: "Вторая задача — стадиальный анализ пород; он состоит в распознании в породе признаков, возникших в эпигенезе (или раннем метаморфизме), диагенезе и седиментогенезе... Цель стадиального анализа — восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развивалась порода" [Страхов, 1983, с. 176].

Начиная с середины XX в., СА получил широкое признание у отечественных литологов [Косовская, 1962; Логвиненко, 1968; Симанович, 1978; Методы..., 1957; Эпигенез..., 1971]. В зарубежной литературе данный термин не принят, хотя соответствующие ему исследования давно и активно ведутся [Диагенез..., 1971].

Содержание СА к настоящему времени существенно эволюционировало. Изначально оно сводилось главным образом к оптическим наблюдениям

прозрачных шлифов пород, иногда дополняемым данными растровой электронной микроскопии. Главная цель таких наблюдений состояла в доказательстве этапности зарождения, развития или исчезновения в породе конкретных минеральных и текстурно-структурных парагенетических ассоциаций, а также корреляции этих ассоциаций (в ретроспективной последовательности) с историко-геологическими событиями за весь период эволюции исследуемого участка земной коры. Такой способ исследования историчен по своей сути. Его большие информативные возможности объяснимы взаимной неуравновещенностью полигенетичных и неодновозрастных минсральных фаз большинства осадочных образований, потому что на дометаморфических стадиях литогенеза эндогенный термобарический Р-Т режим бывал недостаточно напряженным для обеспечения фазовых равновесий компонентов системы. Благодаря этому в обособленном образце породы, как правило, сосуществуют седиментогенные компоненты с неодинаковыми степенями измененности (от почти не затронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы нескольких генераций (в том числе и такие, которые могли формироваться при существенно разных рН, Ећ и Р-Т режимах).

Однако возможности СА не исчерпываются вышесказанным. Литологи за последнее 10-летие стали применять новый подход к стадиальным исследованиям, подробно раскрытый в работах О.В. Япаскурта [1992, 1995, 1998]. Новизна подхода состояла в том, что СА стал осуществляться системно — на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фациальном и формационном (прежде исследователи ограничивались обычно первыми двумя уровнями).

Здесь принципиально важен формационный синтез стадиальных петрографических и прецизионных наблюдений. В данном случае термин "формация" принят не в его пониманиях зарубежными исследователями, но в трактовке большинства отечественных литологов как генетически обусловленное тело. Это естественные, парагенетически связанные местом и условиями накопления комплексы фациальных типов осадков, которые приурочены к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствуют определенной стадии геотектонического развития участка земной коры [Тимофеев, 1970].

Формационные обобщения данных СА предваряются анализом первичных признаков отложений с обособлением парагенезов фаций. Применительно к последним анализируются ряды вторичных структурно-минеральных парагенезов. Они наносятся на фациальные профили и формационные схемы, что позволяет разобраться, во-первых, со степенью унаследованности постседиментационных изменений от фациальной принадлежности осадка и, во-вторых, уяснить зависимость его изменений от влияний определенных эндогенных термобарических и гидрохимических факторов.

Эти методические приемы служат необходимыми начальными звеньями в научном познании эволюции литогенеза.

Главная цель такого познания состоит в выяснении причинно-следственных зависимостей между литогенетическими процессами и меняющимися во времени геологическими (и геодинамическими в том числе) условиями раз-

Ранжирование процессов литогенеза, О.В. Япаскурт [1998]

3. На формационном уровне:

3.1 — элизионные, 3.2 — инфильтрационные, 3.3 — гравитационно-рассольные, 3.4 — метабластические (метаморфогенные), 3.5 — формирования малых структурных форм (кливажных зон, муллион-структур и др.), 3.6 — дислокационные (вследствие прогрева обводненных толщ и инверсии плотностей метапород), 3.7 — газогенерационные, 3.8 — нефтегенерационные, 3.9 — рудогенерационные

2. На уровне литотнпоа:

2.1 — уплотнение, 2.2 — конкрециеобразование, 2.3 — цементация, 2.4 — децементация, 2.5 — перекристаллизация, 2.6 — стилолитизация, 2.7 — кливажирование, 2.8 — рассланцевание, 2.9 — будинирование и др.

1. На уровне породных компонентов ("элементарные" процессы):

1.1 — механические деформации, 1.2 — коррозия, 1.3 — трансформации кристаллических решеток, 1.4 — аутигенез (а — кристаллизация из ионных растворов, б — "старение" коллоидов), 1.5 — перекристаллизация (с фазовыми переходами), 1.6 — кристаллобластез, 1.7 — метасоматоз, 1.8 — диффузия, 1.9, 1.10 — дегидратация и дегазация минеральных и органических компонентов, 1.11 — перестройки молекулярных структур ОВ и др.

вития земной коры и нижележащих геосфер. Достижение такой цели обеспечит постановка ряда проблем и научных задач.

Первая из них — разработка системы основополагающих понятий: процесс и фактор, а также их ранжирование согласно вышеназванным уровням СА. Актуальность такой задачи обусловлена тем, что до сих пор эта понятийная база содержит в себе элементы недостаточной конкретности и отсутствия четкости формулировок. Попытка их восполнить предпринята автором [Япаскурт, 1998]. Рассмотрим ее кратко.

Процесс (лат. procesus – движение вперед) – последовательное закономерное изменение чего-либо [Малая..., т. 7, с. 678]. Применительно к лито-генезу он понимается как закономерное изменение вещественного (компонентного) состава и строения осадочной породы в стратисфере.

Здесь уместно напомнить о том, что каждая осадочная порода представляет собой парагенетическую ассоциацию минеральных и (или) органических компонентов, к которым на стадиях литогенеза добавляется жидкостно-флюидная фаза. Взаимодействия твердых и жидкостно-флюидных фаз внутри этой единой системы обусловливается процессами многих видов. Они могут быть типизированы по нескольким признакам: 1) морфологическому, учитывая изменения составов компонентов осадка (минеральных и органических), а также их форм, размеров, взаиморасположений и пространственных ориентировок; 2) генетическому (а – механогенные, б – хемогенные, в - физико-хемогенные, к которым относится коагуляция коллоидных растворов, г - биогенные, д - хемобиогенные); 3) направленности развития - конструктивные и деструктивные; 4) временной соподчиненности - первичные (фоновые) и вторичные (наложенные); 5) стадиально-возрастному рангу (а - раннедиагенетические, б - позднедиагенетические, в - раннекатагенетические, г - позднекатагенетические, д - раннеметагенетические, е - позднеметагенетические, ж - прогрессивно-метаморфические, з - регрессивно-эпигенетические); 6) масштабности проявления (табл. 1).



Рис. 1. Признаки трансформаций деформированных пластин кластогенного биотита (в центре снимка) в хлорит (светло-серое) и мусковит (белые полосы); между плоскостями спайности видны новообразования аутигенного кварца (черное) – последствие выноса из кристаллических решеток биотита избыточного SiO_2 . Песчаник аркозовый из зоны глубинного катагенеза, K_1 , Приверхоянский прогиб

Шлиф, николи +, по данным микрозондового исследования О.В. Парфеновой и автора

Процессы 1-го и 2-го уровней (см. табл. 1) в большинстве своем запечатлены в конкретных признаках, доступных наблюдениям преимущественно с помощью оптической и электронной микроскопии (рис. 1). Некоторые из них (например, 1.8, 1.9) познаются косвенно, на основе анализа литогенетических преобразований парагенетической ассоциации конкретных литотипов (рис. 2). На этом прежде завершался СА, после чего литологи полученные ими данные о процессах породообразования автоматически распространяли на формационные уровни организации вещества в бассейне породообразования (БП). Между тем, любой переход от относительно простого к более сложному системному уровню сводится не к простому суммированию "элементарных" процессов, а к сложному их интегрированию, выводящему каждый из них на качественно иную форму его проявления. Примерно в таких аспектах синтезированы и описаны механизмы нижеследующих процессов 3-го уровня (см. табл. 1): 3.1-3.2 - А.А. Карцевым [1982], А.А. Махначом [1989], В.Н. Холодовым [1983]; 3.4 – О.В. Япаскуртом [1992, 1998]; 3.5, 3.6 – В.А. Галкиным [1993], М.А. Гончаровым [1988] и др.; 3.7-3.9 - Н.Б. Вассоевичем [1986], Н.В. Логвиненко и И.С. Грамбергом

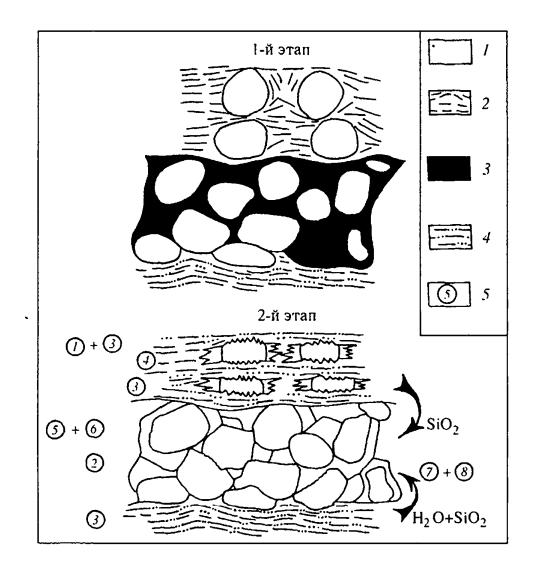


Рис. 2. Схема процессов перераспределения вещества между тремя прослоями различных литотипов

I – кварц (обломочный и аутигенный); 2 – слюды триоктаэдрические и смектиты; 3 – открытые поры; 4 – слюды диоктаэдрические, хлориты; 5 – процессы (цифры в кружках): 1 – гравитационное уплотнение, 2 – коррозия, 3 – трансформации в минеральных решетках, 4 – аутигенез, 5 – перекристаллизация с фазовыми переходами, 6 – перекристаллизация без фазовых переходов, или бластез, 7 – метасоматоз, 8 диффузия; стрелками показаны направления миграций H_2O и SiO_2 из трансформируемых глинистых частиц в поровые межзерновые полости

[1997], А.И. Перельманом [1987], Б.А. Соколовым [1990], В.Н. Холодовым и З.Р. Кикнадзе [1989] и др. Однако предстоит еще выполнить много работы на детально изученных объектах и разнотипных БП с целью создания типовых моделей взаимосвязи процессов разного уровня применительно к различным видам осадочных формаций.

Отсюда видится логический переход к следующей проблеме уточнения, детализации и корреляции схем стадиального расчленения литогенеза. Известно, что каждый из вышеперечисленных процессов, как правило, реализуется с неодинаковой интенсивностью на различных уровнях глубины породного погружения (т.е. на разных этапах литогенетической стадии). Эту закономерность исследователи заметили давно и стремились применить ее к расчленению зон (и стадий) последиагенетических преобразований на более дробные градации с целью их межбассейновых корреляций. К настоящему времени создано множество таких схем. В основу каждой из них положен один из следующих 3-х принципов: 1 — минерально-парагенетический | Кос-

совская, 1962; Логвиненко, 1968; и др.], 2 – "углемарочный", или учитывающий стадиальные преобразования ОВ либо РОВ [Вассоевич, 1986], 3 – комплексный, со стремлением соединить два предыдущих [Логвиненко, Орлова, 1987].

В схемах, созданных по первому принципу, доминирующим показателем стадийности катагенеза служит определенный парагенез аутигенных минералов. Основополагающие сведения о нем по возможности пополняются данными относительно кристаллохимических параметров отдельных минералов-индикаторов, а также значений пористости, проницаемости породы и других констант. В большинстве таких схем стадия катагенеза (эпигенеза) отчетливо разделяется на две подстадии, которые именовались начальной и глубинной, либо ранней и поздней [Коссовская, 1962; Логвиненко, 1968]. Различия между ними настолько существенны, что зарубежные литологи стали обособлять вторую (глубинную, позднюю) подстадию в специфичную "анхизону". К наиболее характерным ее признакам относятся: 1) превращение всех глин в неразмокающие в воде аргиллиты; 2) трансформация большинства смектитовых компонентов в хлорит-гидрослюдистые или гидрослюдистые агрегаты; 3) совершенствование кристаллической структуры у значительной части аутигенной гидрослюды (начало смены политипов 1М на 2М₁); 4) массовое развитие конформных или инкорпорационных структур гравитационной коррозии в парагенезе с регенерацией обломочных частиц во многих разновидностях песчаников и др.

Появление в породах вышеупомянутых признаков глубинного (позднего) катагенеза осуществляется несинхронно в различных литотипах. Для БП характерна общая закономерность – анизотропия интенсивности преобразования пород различного состава и генезиса, залегающих рядом в единой формации. Некоторые разновидности пород по различным (не всегда понятным) причинам оказываются легко податливыми к изменению состава и структуры, тогда как другие остаются как бы "законсервированными" в своей первозданности. Поэтому между образованиями вышеперечисленных подстадий всюду существует переходная зона, "растянутая" в разрезе иногда на многие сотни метров. Ее наличие затруднило картирование литогенетической зональности и корреляцию ее между разными БП. Это достижимо только на очень мелкомасштабной основе. Кроме того, упомянутые стадиальные схемы, несмотря на их стройность и детальность, применимы только к терригенным (и терригенно-угленосным в том числе) осадочным формациям. Для иных формаций адекватных схем до сих пор не создано и по другим объективным причинам: за исключением 3-х классов пород - обломочных, глинистых и каустобиолитных - остальные не обнаруживают столь явной коррелятивной зависимости между интенсивностью своих постседиментационных изменений и глубиной погружения в БП.

Это в наибольшей степени свойственно карбонатным формациям. Степень кристалличности известняков, например, обусловлена особенностями их седиментогенных структур и химического состава проникшей в осадок воды в гораздо большей мере, чем уровнями их залегания в разрезе БП. Нелинейный характер имеет также постдиагенетическая доломитизация известняков [Махнач, 1989], которая зависит, в первую очередь, не от глубинных Р-Т параметров, а от наличия катионов Мg в межкомпонентных раство-

рах и режимов миграции последних. В определенных условиях здесь очень важную роль играют инфильтрационные либо гравитационно-рассольные катагенетические процессы [Холодов, 1983].

Несколько упорядоченнее проявлены закономерности литогенеза погружения кремневых и терригенно-кремнистых формаций. Общая тенденция изменений их вещества такова: подстадии раннего катагенеза свойственно преобладание опаловых, а для позднего катагенеза — халцедоновых и халцедон-кварцевых пород. Но это правильно только в самых общих чертах. Детальное исследование платформенных мезозойских и кайпозойских силицитолитов (не вышедших за пределы Р-Т условий раннекатагенетической подстадии) показало значительную анизотропию вторичной измененности этих отложений и в том числе случаи частичного либо полного превращения некоторых слоев опалолитов в халцедонолиты [Муравьев, 1983].

Интересные наблюдения опубликованы относительно раннекатагенетического преобразования пластов кварцевых песчаников - второстепенных членов в разрезах глауконит-кремнистых формаций кайнозоя на Русской платформе [Муравьев, 1983]. Их облик в шлифах оказался конвергентно похожим на облики измененных глубинно-катагенетическими процессами песчаников терригенных формаций интенсивно погружавшихся БП - например, рифейских из авлакогенов Русской платформы и позднетриасовых из внутреннего крыла Приверхоянского передового прогиба [Копелиович, 1965; Япаскурт, 1992]. К общему для этих пород признаку относится массовая регенерация их терригенных компонентов (в данных случаях преимущественно кварцевых). Обилис регенерационного цемента, прочно припаявшего друг к другу обломочные частицы, обеспечивало массивность строения рассматриваемых пластов. Но механизмы их постседиментационного изменения в вышеупомянутых примерах были принципиально разными. Если у песчаников рифея и мезозоя из зоны глубокого катагенеза внутрислоевое перераспределение SiO₂ обеспечивалось процессами гравитационной коррозии их же обломочных зерен, то в пески глауконит-кремнистых формаций SiO₂ поступал в основном из богатых этим компонентом трепелов, опок и других близлежащих породных слоев.

Из сказанного следует вывод: диагностика стадийности катагенеза не может опираться на какой-либо один признак. Необходим системный анализ множества признаков.

Тем не менее, многие исследователи, стремясь к поиску простых и ясных корреляционных параметров стадийности литогенеза, обращаются в первую очередь к углемарочной шкале преобразования ОВ как к показателю палеотемпературной зональности в осадочных бассейнах [Аммосов, 1968; Вассоевич, 1986]. Шкалы градаций литогенеза по параметрам ОВ или РОВ привлекают детальностью и относительной простотой диагностики при современных технических средствах. Однако их использование для межбассейновых корреляций встретило две трудности.

Во-первых, углемарочную шкалу сложно использовать для отложений морского генезиса (в особенности глубоководных), где РОВ мало либо оно находится в состоянии тонкодисперсной фазы, что сильно затрудняет аналитические наблюдения. Последние еще более усложняются в случае карбонатности пород.

Во-вторых, известны непростые и местами нелинейные соотношения между преобразованием ОВ и вмещающей его минеральной средой. На это обращали внимание П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [1970]. Они на конкретном материале показали, что значительные флуктуации величин отражательной способности витринитовых компонентов (R° %) в пределах одного и того же стратиграфического уровня БП обусловливаются несколькими факторами: исходным генетическим типом самого ОВ и вещественно-структурными (а в конечном счете – генетическими) особенностями пород, вмещающих ОВ или залегающих по соседству с угольным пластом. Таким образом, границы зон катагенеза, установленные даже по "углемарочному" принципу, тоже имеют весьма расплывчатый облик.

Изначальное стремление исследователей разных школ опереться на любой обособленный показатель как главный индикатор стадийности литогенеза в отрыве от всех прочих породных признаков приводили к весьма приблизительным результатам локального значения, а иногда даже к тупиковым ситуациям при попытках межбассейновой корреляции интенсивности литогенетических преобразований осадочных комплексов.

Стало очевидным, что постседиментационные новообразования (вторичные признаки пород) в большинстве своем взаимосвязаны и взаимообусловлены. Но на их формы проявления и параметры, как и на доминирование того или иного процесса литогенеза, в каждом конкретном случае влиянот з главных фактора: 1 — формационная принадлежность, или фациально-вещественный тип конкретной осадочной формации (см. выше); 2 — глубинность погружения, воздействующая посредством меняющихся Р-Т и гидрохимических условий; 3 — темпы погружения и других тектонических перемещений фундамента осадочного бассейна.

Последние два фактора способны внести особо существенные коррективы в вертикальную литогенетическую зональность. Так, в случаях интенсивных прогибаний БП диагенетические процессы бывают кратковременными и вследствие этого редуцированными. А потому неравновесная система породных компонентов вскоре попадает под воздействие глубинных факторов катагенеза, где реализуются активные химические взаимодействия компонентов – процессы аутигенеза. трансформаций, коррозии, дегидратации, дегазации (на минерально-породном уровнях), элизионные (в терригенных глинистых формациях) и др. Все это обеспечивало более или менее отчетливую зональность катагенеза в разрезе БП, где влияние фациальных различий на измененность пород было сведено к минимуму. Характерные примеры – терригенно-угленосные формации мезозоя Приверхоянского прогиба [Коссовская, 1962; Япаскурт, 1992] и карбона Донбасса [Логвиненко, 1968].

Противоположная картина наблюдается в бассейнах с вялым или прерывистым погружением. В этих условиях катагенетические изменения отчетливее контролируются: 1 — фациальной природой осадка; 2 — палеотектонической историей формирования внутрибассейновых структур. На роль палеотектонического фактора обратил внимание Г.А. Каледа [1985] на примере закономерностей локализации постдиагенетической (вторичной) доломитизации нижнекаменноугольных известняков Русской платформы со ссылками на детальные палеоэкологические исследования этих отложений

А.И. Осиповал и Т.Н. Бельской в 1970 г. Названные исследователи смогли обоснованно разделить седиментогенные и катагенетические доломиты. Последние характеризуются включениями реликтов морской стеногалинной фауны. Было выяснено, что положительные структуры (своды, валы, склоны антеклиз) оказались наиболее благоприятным местом для развития доломитов вторичных, а отрицательные структуры - для доломитов первичных, седиментационно-диагенетических. При этом на положительных структурах катагенетические преобразования терригенных пород и, прежде всего, растворение и регенерация обломочных зерен начинаются на меньших глубинах, чем во впадинах, что объясняется, по-видимому, температурным режимом и подвижностью инфильтрационных вод [Каледа, 1985, с. 135]. Аналогичные этому усиления преобразований мезозойских песчаных пород вокруг сводов локальных положительных структур Хапчагайского вала Вилюйской синеклизы и вблизи бортов синеклизы выявил О.В. Япаскурт совместно с В.И. Горбачевым и Б.А. Соколовым [Япаскурт, 1992, рис. 35].

Объяснить все это можно активизацией инфильтрационных процессов внутри отдельных пластов-коллекторов [Холодов, 1983], которые были локализованы вблизи прибортовых участков впадин или вокруг положительных конседиментационных структур. Туда из депрессий выжимались горячие "гидротермы", порожденные самой осадочной формацией в результате элизионных и других мехапизмов генерации се собственных водных ресурсов.

Последствием таких процессов служат непостоянство мощности одинаковых зон катагенеза в пределах единой осадочной толщи (в разрезе и по латерали) и, как следствие, заметные нарушения корреляционных зависимостей между глубинной измененностью OB, POB и минерального вещества.

В обстановках особо вялого тектонического погружения, чередующегося с этапами инверсионно-тектонических воздыманий, отмеченные особенности катагенетической зональности проявляются еще более контрастно. При вялом тектоническом режиме диагенетические процессы имели завершенный характер. Это означало, что в стадию катагенеза вступали минералогически "зрелые" породы - с равновесными и близкими к равновесию соотношениями своих минеральных фаз. Отсюда следует, что изначально почти каждый генетический тип отложений заметно отличался вещественным составом от соседнего с ним, в результате чего на одинаковых градациях катагенеза формировались непохожие аутигенные минеральные и структурно-текстурные парагенезы. Конечным результатом является очень сложная мозаика характера измененности пород. Регрессивно-эпигенетические процессы, обусловленные активизациями гидрогеологического режима во времена тектонических перестроек БП, еще более усложняют эту картину. Она сильно затрудняла корреляцию одновозрастных градаций или подстадий катагенеза (например, в позднемезозойско-кайнозойских формациях осадочного чехла Западно-Сибирской и Скифской плит), однако с помощью СА в комплексе с литолого-фациальными исследованиями такая проблема решаема [Япаскурт и др., 1997].

Послекатагенетические процессы сглаживают, хотя и не устраняют, упомянутую анизотропию измененности разных генетических типов отло-

жений. При вхождении флюидно-породной системы в напряженные термобарические условия (глубже изотерм 200-250 °C и давления выше 200 МПа) элизионный и инфильтрационный режимы гидрохимических процессов сменяются иным - метабластическим (см. табл. 1), при котором литогенетические процессы становятся качественно другими. Там, где уплотнение пород практически достигает предела и система взаимосвязанных пор исчезает, начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируются процессы диффузии ионов к границам этих частиц, метасоматоза и кристаллобластеза (т.е. перекристаллизации породообразующих компонентов в твердом состоянии, без фазовых переходов, но при участии межкомпонентных растворов). В песчаниках, например, происходят массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков зерен полевых шпатов, полное разрушение (серицитизация, хлоритизация и др.) терригенных биотитов, появляются структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца [Симанович, 1978], возникают ветвистые швы гидроразрывов, текстуры кливажа или сланцеватость [Галкин, 1988, 1993]. Глинистые породы превращаются в филлитовидные сланцы [Анфимов, Кагарманова, 1995], карбонатные породы – в мраморы, угли - в отощенно-спекающиеся, тощие или антрациты.

Такого рода послекатагенетические новообразования получили название метагенетических [Логвиненко, Шванов, 1973]. В зоне метагенеза действуют по существу своему метаморфогенные процессы, но происходят они в весьма открытой системе, так как играющие важную для них роль флюиды могут относительно свободно циркулировать по системам трещин (швов флюидоразрыва или кливажа в том числе).

С данной категорией процессов при некоторых условиях может быть взаимосвязан процесс возникновения тектонических дислокаций, стимулируемых эндогенным прогревом обводненных толщ и инверсией плотностей метаморфизуемых пород (см. табл. 1, 3.6). Его модель разработана М.А. Гончаровым [1979, 1988]. Условием для ее реализации является активное функционирование элизионного процесса (см. выше). Для этого осадочная формация должна иметь преимущественно глинистый состав и многокилометровую мощность вследствие высокой скорости накопления и захоронения осадков. Естественно, что определяющим фактором в данном случае является тектонический режим в БП. Следующий фактор, играющий роль "пускового механизма", - глубинное повышение температуры (подъем геоизотерм). Можно обсуждать его причину, но само существование таких термальных импульсов длительностью в несколько десятков миллионов лет, по-видимому, реально. Это доказано конкретными исследованиями множества зонально метаморфизованных комплексов [Кориковский, 1994; Кориковский и др., 1995; Миллер, 1982; Япаскурт, Андреев, 1985; и др.]. Таким образом, суть модели заключается в воздействии теплового импульса на избыточно обводненную формацию, представляющую собой единую флюидно-породную систему. Подъем геоизотерм побуждает систему к изменению физического состояния, и если процесс развивается в полном объеме, то конечным итогом является инверсия илотпости, "всплывание" нижних частей толщи и в конце концов - складкообразование [Гончаров, 1979, 1988].

В данном случае осадочная формация адекватна самоорганизующейся системе, в развитии которой выделяются фазы: 1 — плавной эволюции до достижения неких критических значений параметров среды (P, T, pH, Eh и др.) и при достижении таковых 2 — дискретного, или скачкообразного, перехода вещества в новое состояние. Вторая фаза побуждается эндогенными P-Т импульсами. Следовательно, в описанной модели устанавливается не только связь метагенетических преобразований с тектоногенезом, но намечается и обратная связь: от литогенеза к тектонике и структуро-образованию.

Учитывая се, можно сформулировать новый подход к нерешенной до сих пор проблеме диагностики начальной границы метаморфизма осадочных пород и соотношений между метаморфизмом и литогенезом как стадиям эволюции вещества земной оболочки. Остановимся на этой проблеме подробнее.

Во всех районах. где детально описаны наращивания постседиментационных изменений в толще анизотропных по составу и генезису пород, заметно, что диапазон конечной их метаморфизации имеет значительную мощность и как бы "расплывчатый" характер. В таких случаях выбор конкретного репера начала метаморфизма чрезвычайно затруднителен. Вероятно, по этой причине, одни исследователи относят "цеолитовую фацию" к началу метаморфизма, а другие – к позднему катагенезу (анхизоне) [Диагенез.... 1971]. Очевидно, что любой морфологический признак этой границы будет условен. Поэтому для снятия противоречий в данном вопросе автор предложил в первую очередь ранжировать само понятие "метаморфизм" согласно уровням организации вещества: компонентно-минеральному, породному и формационному. Поясним это ниже.

Многие процессы, обычно именуемые одинаково вне зависимости от масштабности объекта исследования (например, "метаморфизм", "диффузия", "метасоматоз"), имеют для каждого из вышеназванных уровней неодинаковые смысловые содержания. Игнорирование последних приводит к некорректным корреляциям разномасштабных природных явлений, в том числе к разногласиям в оценках критериев границы литогенеза с метаморфизмом. Так, прочно входят в обиход такие термины, как "метаморфизм кварца" [Симанович, 1978], "метаморфизм углистого вещества" (Ю.Р. Мазор. А.К. Матвеев, 1984 г.), "метаморфизм льда" (И.Д. Данилов, 1969 г.), "метаморфизм соляной рапы" (по М.Г. Валяшко). Все эти коренные преобразования отдельных компонентов фиксируются нередко там, где прочие, соседние с ними внутрислоевые компоненты сохранили свои изначальноседиментогенные признаки, не будучи метаморфизованными. Очевидно, что в метапороде принципиальную перестройку своих вещественно-кристаллохимических особенностей должно претерпеть большинство слагающих ее компонентов. По аналогии с этим условием, полный метаморфизм отдельных литотипов может быть не адекватен уровню метаморфизма целом. Применив данный принцип к объектам исследования [Япаскурт, 1998], можно прийти к нижеследующим

1. Считать метаморфизованными только те формации, у которых большая часть литотипов соответствует категории метапород. Это

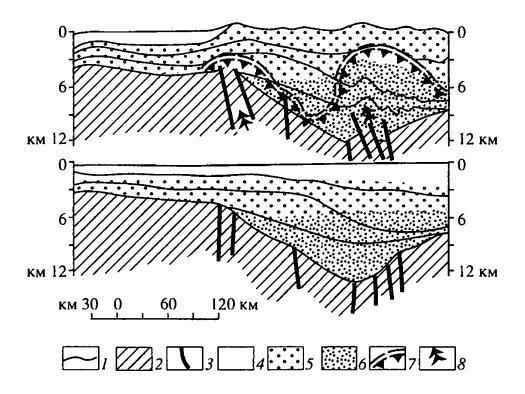


Рис. 3. Принципиальная схема соотношения литогенетических преобразований и метаморфических изменений осадочных комплексов (внизу — для этапа их погружения, вверху — для одного из этапов складкообразования)

I — границы осадочных формаций; 2 — фундамент БП; 3 — разломы; 4—7 — стадии литогенеза и метаморфизма: 4 — раннего катагенеза, 5 — позднего катагенеза (анхизона), 6 — метагенеза и метаморфизма погружения, нерасчлененные (эпизона), 7 — метаморфизма динамотермальной активизации; 8 — эндогенные термальные импульсы

формальный признак. Он должен дополняться вторым – генетическим (см. ниже).

- 2. Очевидно, что существуют два генетически разных типа раннемета-морфических преобразований, или изменений осадочных комплексов (рис. 3). Первый из них, вызванный глубокими их погружениями в зоны напряженных Р-Т условий, именуется метаморфизм погружения. Он адекватен "позднему метагенезу" в таблице минеральных фаций А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [Эпигенез..., 1971], где минеральные парагенезы зеленосланцевой стадии сформированы, но они еще метастабильны. Второй тип метаморфизм динамотермальной активизации. Он генетически обусловлен эндогенными термальными импульсами и тектоническими дислокациями, благоприятствующими оттоку флюидов в вышележащие структурные этажи. Его самая начальная стадия может характеризоваться ассоциациями в породах точно таких же или почти точно таких же минералов, как и в первом типе. Поэтому для диагностики типов метаморфизма недостаточно одних только петрографических наблюдений.
- 3. Ввиду того что с помощью одних петрографических исследований разграничить признаки двух генетически разных типов метаморфических новообразований практически трудно, автор предлагал устанавливать их различия при помощи картирования зональности постседиментационных преобразований на детально изученной формационной основе, т.е. путем анализа соответствия или несоответствия между простираниями зон породных преобразований и внутриформационных стратифицированных уровней в разрезах и по латерали. Только в случаях явного несовпадения их простирания

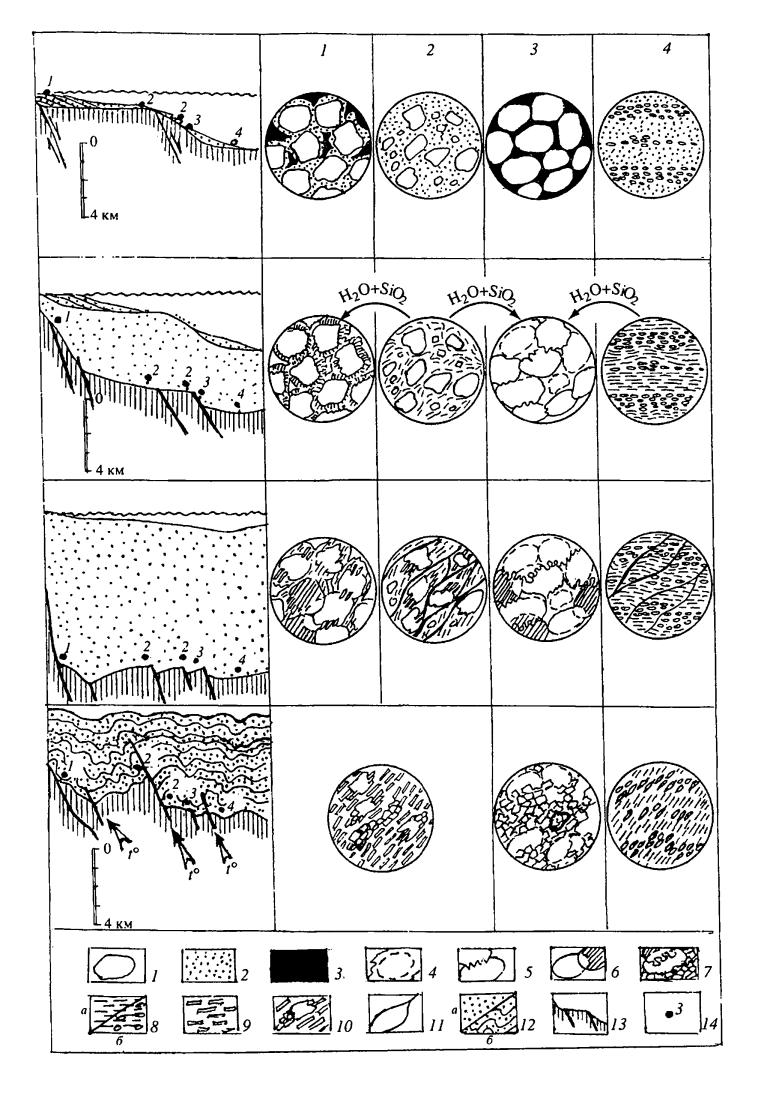
(вплоть до резко секущих соотношений, см. рис. 2, верхний) можно уверенно считать, что мы имеем дело с наложенными зонально-метаморфическими изменениями пород (второго типа). Эта методика была апробирована на примерах СА Верхоянского складчатого комплекса [Япаскурт, Андреев, 1985].

- 4. В данном случае образования метаморфизма погружения следует включать в надстадию литогенеза, а метаморфизм термальной активизации рассматривать как вторичные породные изменения. Они в данной схеме противопоставляются естественному ряду первичных постседиментационных преобразований, которые завершаются метаморфизмом погружения. Последний, по-видимому, нигде не бывает интенсивнее параметров зеленосланцевой фации, так как более глубокие изменения пород (исключая только контактовое их ороговикование вблизи магматических тел) никем не наблюдались вне дислоцированных осадочных комплексов.
- 5. Аргументируя вышесказанное, добавим, что наиболее логично полное завершение литогенеза соотносить с этапом превращения конкретного БП в складчатое сооружение (элемент складчатой системы). Это может произойти до, во время либо после начала метаморфизма осадочных пород бассейна. Только в двух последних случаях начальный метаморфизм может рассматриваться в качестве конечной литологической стадии.
- 6. В данном примере мы вплотную подошли к задаче поиска признаков для разграничения фоновых (или первичных) преобразований и наложенных (или вторичных) изменений осадочных отложений. Собственно литогенез относится к первой из этих категорий. Ей можно дать такое определение: литогенез это совокупность многофакторных процессов естественной эволюции флюидно-породной системы, осуществляемой в глубинных условиях, т.е. ниже уровней седиментации и гипергенеза, вплоть до этапа превращения БП в складчатую систему.

Надежные признаки различия между литогенетическими и наложенными изменениями пород находятся еще в состоянии разработок [Япаскурт, 1998]. Дальнейшая их расшифровка нуждается в решении еще одной актуальной проблемы — познании критериев различия степени влияний на литогенез теоретически возможных эндогенных потоков вещества и собственных потенциальных ресурсов осадочной формации как саморазвивающейся флюидно-породной системы. С данной целью необходим анализ многоранговых факторов первичных и вторичных изменений осадочных комплексов. Фактор (лат. factor — делающий) — это движущая сила какого-либо процесса, влияющее на него условие [Малая..., Т. 9, с. 870]. Факторы, управляющие

Рис. 4. Схема измененности различных литотипов песчаного осадка ($\mathbb{N}\mathbb{N}$ 1—4 в вертикальных графах) на одинаковых и разных этапах литогенеза и начального метаморфизма (четыре горизонтальных ряда сверху вниз)

I-11 — компоненты, наблюдаемые в шлифах: I — обломочные зерна кварца и других минералов, 2 — межзерновой алевропелитовый заполнитель, 3 — поры, 4 — регенерационный (аутигенный) кварц, 5 — микростилолитовые контакты зерен, 6 — рекристаллизационный бластез, 7 — рекристаллизационно-грануляционный бластез, 8 — (a — агрегаты глинистых частиц, 6 — то же с включениями кварцевых зерен); 9 — агрегаты крупночешуйчатых слюд или хлоритов с лепидобластовыми структурами, 10 — бластопсаммитовые структуры, 11 — швы кливажа; 12-14 — на разрезах (слева): 12 — осадочные отложения недислоцированные (a) и дислоцированные (a) и ди



Принципы типизации факторов литогенеза (ФЛ)

Принцип масштабиости, комплексности

- **І.А Элементарные ФЛ:** t° , Ps, Pf, pH, Eh, концентрация, соленость растворов, парциальные давления газов, состав седиментофонда (минералов и OB)
- І.Б Комплексные ФЛ: климат, ландшафт (рельеф, биос, состав почвы, вод, приземной атмосферы), фациальная обстановка седиментации (элемент ландшафта), темп седиментации, тектонический режим

Принцип: среда, внутренние резервы

II.А – Внутренние (ФЛ литотипа):

1 – Свойства компонентов седиментофонда, 2 – свойства поровых растворов из седиментационного бассейна, 3 – свойства элизионных растворов и газов

II.Б-1 - Виешние экзогениые (ФЛ среды):

1 – Климат, 2 – ландшафт, 3 – конседиментационный тектонический режим, 4 – темп седиментации

II.Б-2 – Внешние эндогенные:

1 — Состав, pH, Eh растворов привнесенных, $2-t^{\circ}$, 3 — Ps, 4 — P стрессовое, 5 — Pf, 6 — тектонический режим эволюции БП

процессами литогенеза (Φ Л), могут быть так же, как и процессы, ранжированными по различным принципам (табл. 2).

Вышеперечисленные категории ФЛ характеризуются разносторонними взаимосвязями (прямыми или косвенными, опосредованными). Тесная взаимосвязь и преемственность свойственна группам II.Б-1 и II.Б-2 (см. табл. 2). Она отражает проблему наследования условий седиментации процессами литогенеза. Эта проблема, впервые затронутая Л.В. Пустоваловым [1940], получила глубокое развитие в трудах П.П. Тимофеева [1969, 1970] и исследователей его школы. Она неисчерпаема. Сейчас особенно актуальны связанные с ней задачи – прослеживание в конкретных БП от самых начальных этапов литогенеза вглубь (до метаморфизма включительно) предельных уровней влияния каждого в отдельности экзогенного фактора применительно к различным конкретным генетическим типам отложений (рис. 4) в бассейнах с разными режимами тектонического развития. Чем глубже от уровня седиментации мы перемещаемся по стадиям литогенеза, тем сложнее и камуфлированнее предстают взаимосвязи породообразующих процессов с исходными условиями осадочного цикла - климатом, субстратом питающей провинции и конседиментационным тектоническим режимом. Вместе с тем тектоногенез постоянно продолжает оказывать свое влияние на процессы литогенеза и метаморфизма в БП через глубинные термобарические и флюидные импульсы (см. выше). Следовательно, ФЛ тектонических режимов эволюции СБ и БП надо принять в качестве одного из главных классификационных признаков (наравне с вещественно-фациальными признаками) для разработки новых схем типизации и корреляции стадиального литогенеза осадочных комплексов.

В то же время надежно реконструировать особенности палеотектонических режимов в БП возможно только, исходя из предварительных данных

литолого-фациальных, формационных анализов (по методу юбиляра [Тимофеев, 1994]) и системного СА. В данном случае решение прямых и обратных научных задач диалектически связывает методы разных наук о Земле – в первую очередь, литологии, палеогеографии и геотектоники.

Эти работы включают тематику гранта РФФИ, код проекта 99-05-64740.

ЛИТЕРАТУРА

Аммосов И.И. Органическое вещество углей как показатель степени литификации осадочных пород // Угленосные формации и угольные месторождения (МГК, XXIII сесс. Докл. сов. геол.). М.: Наука, 1968. С. 111–117.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: НИСО Уро РАН. 1977. 289 с.

Анфимов Л.В., Кагарманова Н.И. Постдиагенстические изменения глинистых пород в стратотипическом разрезе рифея Южного Урала // Геология и геохимия. 1995. № 5. С. 122–127.

Байков А.А., Седлецкий В.И. Литогенез (мобилизация, перенос, седиментогенез, диагенез осадков). Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 1997, 447 с.

Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 368 с.

Галкин В.А. Микроформации неизмененных и слабоизмененных осадочных и вулканогенных пород и их значение в структурном анализе (на примерах Тянь-Шаня и Кавказа). Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1988. 16 с.

Галкин В.А. Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 5. С. 59–70.

Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.

Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 246 с.

Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. 464 с.

Каледа Г.А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1985. 192 с.

Карцев А.А. Стадийность литогенеза и гидрогеологические процессы // Изв. АН СССР. Сер. Геолог. № 2. 1982. С. 107–112.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 310 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 121).

Копорулин В.И. Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 126 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 480).

Кориковский С.П. Модели проградно-ретроградной метаморфической эволюции фанерозойских складчатых поясов // Тектоника и метаморфизм. Тез. докл. М.: Ротапринт ГИН РАН. 1994. С. 6–9.

Кориковский С.П., Путиш М., Закаридзе Г.С., Дюрович В. Альпийский анхимстаморфизм пород оболочки Инфрататрикума Карпат: составы аутигенных и кластогенных мусковит-фенгитов как индикатов температурных ступеней // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 578–592.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63).

Коссовская А.Г. Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110–158.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М.: Наука, 1968. 92 с.

Логвиненко Н.В., Грамберг И.С. Введение в геохимию эндогенных процессов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1997. 132 с.

Логвиненко Н.В., *Орлова Л.В*. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

Логвиненко Н.В., Шванов В.Н. К характеристике границы между осадочными и метаморфическими породами // Изв. АН СССР. Сер. Геолог. № 3. 1973. С. 36–45. Малая Советская Энциклопедия. Третье издание. Т. 7, 9: М.: БСЭ, 1960.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Гос. науч.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1957. 611 с.

Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.

Перельман А.М. Изучая геохимию... (О методологии науки). М.: Наука, 1987. 152 с. (Серия "Наука и технический прогресс").

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М., Л.: Гос. науч.-тех. изд-во нефт. и горно-топливн. лит., 1940. Ч. І. 476 с.; Ч. ІІ. 420 с.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 314).

Соколов Б.А. Автоколебательная модель нефтеобразования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1990. № 5. С. 3–16.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Страхов Н.М. Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 640 с.

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 197).

. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 198).

Тимофеев П.П. Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 6. С. 3–22.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1970. С. 169–190.

Фролов В.Т. Литология. Изд-во МГУ, 1992. Кн. І. 336 с.; 1993. Кн. 2. 430 с.; 1995. Кн. 3. 535 с.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).

Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 419).

Швецов М.С. Пстрография осадочных пород. М.: Гос. науч.-тех. изд-во лит. по геол. и охране недр, 1958. 416 с.

Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 110 с.

Япаскурт О.В. О взаимоотношениях катагенеза и начального метаморфизма // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1981. № 5. С. 33–38.

Япаскурт О.В. Типы глубоких постседиментационных преобразований осадочных отложений на примере верхоянского комплекса мезозоид // МГК. XXVII сессия. Тезисы. Т. II. Секция 0.4. М.: Наука, 1984. С. 231–232.

Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.

Япаскурт О.В. Исследование осадочных горных пород при составлении геологических карт нового поколения. М.: Изд-во МГУ. 1998.

Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 714–717.

Япаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А. Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (Север Сибири). Сообщение 2 // Литология и полез. ископ. 1997. № 2. С. 186—198.

НЕФТЕГАЗОВАЯ ЛИТОЛОГИЯ — ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ

А.Н. Дмитриевский, В.Г. Кузнецов

Бурный рост нефтяной промышленности способствовал выделению в самостоятельное направление науки об осадочных породах, которое обособилось от общей петрографии, стратиграфии и исторической геологии и получило название "литология".

Становление и развитие литологии приходится на 30-е, 40-е и 50-е гг. и связано с именами М.С. Швецова, Л.В. Пустовалова, Н.М. Страхова и многих других выдающихся российских ученых.

Потребности и развитие нефтяной, а затем и газовой промыгаленности внесли специфику в литологические исследования, и осадочные по оды стали характеризоваться с точки зрения возможности генерации, филь грации и аккумуляции нефти и газа, с позиции их коллекторских и экранирующих свойств.

Важной качественной особенностью современной нефтегазовой литологии является, по-видимому, все более расширяющееся использование принципов системности, системный подход к рещению не только конкретных практических задач, но и при формулировке целей, задач и путей, а также самой методологии исследования [Дмитриевский, 1979, 1982, 1988; Бакиров и др., 1986; Кузнецов, 1989 а, б, 1992, 1995 и др.]. Эти принципы не были в литологии абсолютно новыми. Они так или иначе, сознательно или подсознательно, использовались и ранее, но четкое и ясное их применение помогает более четкой и конкретной постановке задачи, выработке путей и методов ее решения, в определенной степени видоизменяет методологию исследования. Использование системности позволило более четко осознать, во-первых, иерархичность объектов исследования, наличие разных уровней организации вещества и объектов, с которыми имеет дело нефтегазовая литология, и, во-вторых, рассматривать эти объекты как элементы природных систем, т.е. устанавливать влияние самых разнообразных процессов и явлений, изучаемых различными, часто на первый взгляд далекими от литологии науками и отраслями знаний, на состав, строение, условия образования и положение данных изучаемых объектов, изучать как внутг зинюю структуру объекта, так и его взаимоотношения с окружающими объектами. Последнее объективно ведет к более тесным взаимодействиям нефтегазовой литологии с другими науками, и прежде всего смежными отраслями геологии – геохимией, тектоникой, геоморфологией, взаимопроникновению и взаимообогащению их методами и результатами исследования, что является второй важнейшей чертой современного состояния науки.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ

Основной объект изучения нефтегазовой литологии — осадоти й бассейн, представляющий собой целостную природную систему. Выделение традиционных литологических объектов — первая задача нефтегазовой литологии, позволяет восстановить историю развития осадочного бассейна, его эволюцию в пространстве и времени, условия осадконакопления, текто-

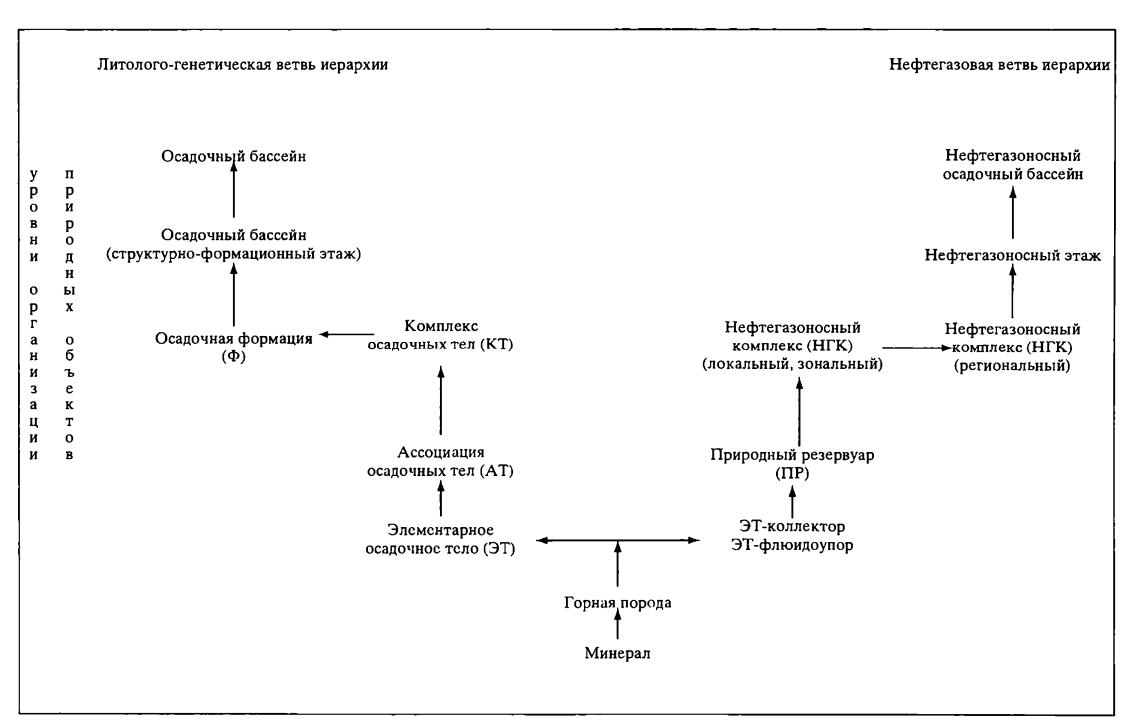


Рис. 1. Иерархия природных геологических объектов

нические и климатические особенности для каждого этапа развития бассейна. Вторая задача — изучение объектов нефтегазовой литологии, позволяет карактеризовать нефтегазоносность осадочного бассейна, установить характер изменения коллекторских и экранирующих свойств пород, условия генерации и аккумуляции углеводородов.

Для решения первой задачи выделяются объекты, объединяемые в литолого-генетическую ветвь иерархии (рис. 1) и отличающиеся друг от друга главным образом масштабами [Дмитриевский, 1979].

Элементарное осадочное тело (ЭТ) представляет собой монопородное тело или ряд монопородных тел, образующих системное сочетание и объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (нестационарная физико-географическая обстановка). ЭТ отличается от соседних ЭТ комплексом признаков и их сочетанием, а также сочетанием типов пород и их соотношением.

Ассоциацией осадочных тел (АТ) называется совокупность ЭТ, объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (стационарная физико-географическая обстановка). АТ отличаются друг от друга сочетанием видов ЭТ и их соотношением. Комплексом осадочных тел (КТ) называется совокупность АТ, объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (ландшафтно-климатическая обстановка). КТ отличаются друг от друга сочетанием видов и соотношениями АТ. КТ могут занимать часть площади или всю площадь осадочного бассейна. Совокупность КТ (или один КТ) будет представлять собой формацию (Ф). В осадочном бассейне часто выделяются структурные этажи, фиксируемые по несогласиям. Они могут включать одну или несколько Ф. Структурно-формационные этажи отражают определенные этапы в развитии изучаемого участка земной коры и соответствуют древним осадочным бассейнам (палеобассейнам). При увеличении интенсивности тектонических движений, активизации поднятий, как правило, происходит изменение границ, объемов и набора видов Ф, участвующих в строении палеобассейнов. Высшую ступень в литолого-генетической ветви иерархии занимает осадочный бассейн.

При решении второй задачи выделяются объекты, которые обладают существенно иными свойствами. Эти объекты образуют нефтегазовую ветвь иерархии (см. рис. 1). Начальным отправным элементом этой ветви иерархии также является ЭТ. Сочетание ЭТ-коллектор и ЭТ-флюидоупор приводит к образованию системы, а точнее, подсистемы, которая соответствует новому уровню организации геологических объектов. Природный резервуар (ПР) – единая система двух, различных по отношению к фильтрации флюидов объектов: пород-коллекторов и пород-флюидоупоров. Отделение одного объекта от другого ведет к разрушению системы ПР и переходу объектов на предшествующий уровень организации. ПР объединяются в нефтегазоносный комплекс (НГК). Если НГК содержит нефтегазопродуцирующие отложения, то он может рассматриваться по отношению к ПР как объект следующего уровня организации, ибо в этом случае имеется в виду новая система, которая обладает новым свойством, а именно, способностью генерации углеводородов и их аккумуляции. НГК, размещенные в пределах структурно-формационного этажа (палеобассейна), образуют этаж нефтегазоносности. Осадочный бассейн, содержащий скопления нефти и газа, носит название нефтегазоносного осадочного бассейна и занимает высшую ступень в нефтегазовой ветви иерархии.

Выделение иерархизированых объектов позволяет в соответствии со структурой системы "осадочный бассейн" выполнить системно-исторические исследования, установить связи между элементами и тем самым выявить последовательность геологических событий, давших начало выделенным осадочным телам, а также восстановить условия их образования и историю геологического развития осадочного бассейна.

Системно-структурное подразделение осадочного бассейна создает основу для уточнения терминов "осадочная формация" и "нефтегазоносный комплекс". Осадочная формация – совокупность осадочных тел, образовавшихся при однотипных тектонических и климатических условиях в пределах единого исторически развивающегося осадочного бассейна. Она занимает четкое положение в структуре системы "осадочный бассейн".

Подобная трактовка осадочной формации ближе всего отвечает термину "формация" в понимании Н.М. Страхова (1956, 1962 гг.), отличаясь от его трактовки более четким ограничением области распространения. Определение Н.М. Страхова не получило распространения как раз по причине обширности территории, занимаемой формацией в соответствии с его воззрениями.

Широко используется в геологии парагенетический метод изучения формаций (Н.С. Шатский, 1951, 1955 гг.; Н.П. Херасков, 1952 г.), при котором стремятся выделить парагенетические сообщества пород, связанных друг с другом в возрастном и пространственном отношениях. Однако подобный подход к выделению формаций вызывает критику. Г.П. Леонов (1974, 1977 гг.) приходит к выводу, что парагенетический метод при выделении формаций не может привести к однозначно обоснованному результату. Ю.А. Воронин и Э.А. Еганов (1969 г.) делают заключение об отсутствии в земной коре каких-либо естественных "генетических" единиц формационного уровня, что, по-видимому слишком категорично. Необходимо помнить, что формационный анализ получил развитие именно потому, что классические формации типа молассовых, флишевых, угленосных, красноцветных, обязанные своим происхождением своеобразным тектоническим и климатическим условиям, имеют определенный набор признаков, позволяющий распознавать их в различных участках земной коры.

Эффективность традиционного формационного анализа значительно снизилась при попытках выделения формаций в чрезвычайно распространенных, но однообразных по составу и строению толщах осадочных пород. Неудачи этих попыток, возможно, объясняются тем, что исследователи во всех регионах независимо от их геотектонического положения и тектоно-климатических условий выделяют терригенные, карбонатные, карбонатно-терригенные и т.п. формации. При этом не отмечается характерный набор признаков выделяемых формаций, не устанавливается их структура. Дальнейший прогресс в изучении формаций, безусловно, связан с системно-структурными исследованиями.

Системный подход позволяет использовать богатый опыт изучения формаций, накопленный различными школами геологов, и исследовать форма-

ции как образования, порожденные определенными тектоно-климатическими условиями, равно как и парагенетические совокупности. Введение в системный литолого-генетический анализ элементов фациального и формационного анализов дает возможность при изучении осадочных бассейнов использовать детально разработанные методы этих анализов.

Особенности образования осадочных формаций дают основание называть их по тектоническим и климатическим признакам. Для тектонической характеристики формаций В.П. Драгунов (1974 г.) предложил использовать фазы С.Н. Бубнова (1960 г.) и различать трансгрессивную, инундационную, регрессивную и эмерсивную формации. Особенности развития изученных осадочных бассейнов показывают необходимость добавления к этим формациям дифференционной (по терминологии С.Н. Бубнова) и инверсивной (по терминологии В.В. Белоусова) формаций, которые отражают переходные стадии в развитии бассейнов. Климатическая характеристика формаций дана в соответствии с климатическими построениями Н.М. Страхова (1962 г.).

Таким образом, осадочные формации имеют двойное наименование.

трансгрессивная

Аридно- инундационная Гумидно- дифференционная

Нивально- регрессивная эмерсивная инверсивная

В настоящее время разные исследователи по-разному трактуют термины "нефтегазоносный комплекс", "литолого-стратиграфический комплекс", "природный резервуар", "этаж нефтегазоносности".

Следует различать элементарный ПР, который включает элементарное осадочное тело-коллектор и элементарное осадочное тело-флюидоупор, и суммарный ПР, состоящий из нескольких элементарных ПР.

И.О. Брод и др. [1965] подразделяли всю толщу осадочного бассейна на ряд литологических, а при совпадении границ выделяемых подразделений со стратиграфическими интервалами разреза — литолого-стратиграфических комплексов (ЛСК). Эти комплексы характеризуются относительно однородным отношением пород-коллекторов и пород-флюидоупоров. ЛСК могут содержать один или несколько суммарных ПР. Если последние содержат или если к ним добавляются нефтегазопродуцирующие отложения, то они объединяются в НГК. Эпигенетично нефтегазоносные комплексы отличаются от суммарных ПР лишь масштабом.

Границы выделяемых ПР и НГК, как правило, не соответствуют границам осадочных тел (AT, KT), так как в основе их выделения и группирования лежат разные признаки.

Под этажом нефтегазоносности следует понимать нефтегазоносные структурно-формационные этажи (которые соответствуют, как было показано выше, палеобассейнам) независимо от того, включает изучаемый этаж нефтегазопродуцирующие отложения или нет. Следовательно, только на уровне структурно-формационных этажей и этажей нефтегазоносности отмечается соответствие выделяемых осадочных тел и нефтегазоносных подразделений.

Осадочный бассейн, содержащий скопления нефти и газа, называется нефтегазоносным осадочным бассейном. Он представляет собой сложную систему и в качестве составных компонентов включает артезианскую и углеводородную системы. Системный подход, четкое структурирование объектов исследования, предопределяет и необходимость изучения этих объектов на разных иерархических уровнях.

Первый – породный уровень – детальное петрографическое исследование пород – их состава, структуры, текстуры, характера вторичных преобразований, а также петрофизических свойств – пористости, проницаемости, остаточной водонасыщенности, давления прорыва и т.д., а также установление зависимостей петрофизических свойств от литологической характеристики породы.

По сути дела нефтегазовая литология начиналась с детального изучения коллекторских, а позднее и экранирующих свойств горных пород. Важно отметить, что наряду с приборометрическими методами определения пористости, проницаемости, остаточной водонасыщенности, давления прорыва и т.д. очень важную роль играли и чисто петрографические исследования — определение морфологии зерен и характера их укладки, структуры и морфологии пустотного пространства, размеров и морфологии фильтрующих каналов, характера цемента — его типа, особенностей распределения, минералогии, а отсюда его гидрофильности, гидрофобности и др. [Авдусин, 1938; Теодорович, 1943; и др.]. Эта специфическая ориентация петрографических исследований до сих пор является базой многих других направлений нефтегазовой литологии, исследований на более высоких иерархических уровнях.

Второй уровень – исследование АТ и КТ, или породно-слоевых ассоциаций, по Ю.Н. Карогодину [1980].

Третий, самый высокий, синтезирующий уровень – комплексный анализ бассейна.

В настоящей статье мы остановимся на задачах и некоторых результатах изучения второго и главным образом третьего уровня.

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

До недавних пор основные исследования седиментационно-генетическо-го, фациального направления в литологии были нацелены на выяснение законов, определяющих пространственное распределение пород того или иного типа в зависимости от ряда факторов — рельефа и тектоники, климата и среды отложения и т.п. Вместе с тем, знание внутренней композиции комплекса отложений, выявление и анализ факторов, определяющих ту или иную композицию осадочных формаций, законов ее образования, не только является важным элементом, характеризующим саму формацию и условия ее образования, но имеет существенное прикладное значение, определяя, например, положение полезных ископаемых, приуроченность их к тем или иным элементам осадочных серий.

Ясно, что структура осадочного тела определяется теми же основными причинами, которые обусловливают сам ход и специфику литогенеза – глобальными событиями, в том числе изменениями уровня моря, тектоникой, климатом, жизнедеятельностью организмов, необратимой геологической

эволюцией Земли и пр. Вопрос, по-видимому, состоит в выяснении конкретных механизмов воздействия этих общих причин на формирование осадочных тел того или иного строения.

Структура, композиция осадочных комплексов определяется двумя показателями – строением их вертикального разреза и характером латеральных изменений. Первый аспект – наборы пород и тип их переслаивания, т.е. по сути дела цикличность разреза разного масштаба. Второй – не только и не столько латеральные изменения пород, сколько изменение их наборов, характера породнослоевых ассоциаций, т.е. циклитов, морфологии осадочных тел.

Весьма активно развивается сейчас направление, изучающее строение осадочных комплексов под влиянием глобальных колебаний уровня моря, в том числе и в соотношениях с региональными тектоническими движениями, которое получило название секвентной стратиграфии (sequence stratigraphy). Термин "sequence" определяется как стратиграфическая единица, представляющая собой непрерывный ряд генетически связанных отложений, ограниченная в подошве и кровле несогласиями или коррелятными им отложениями [Mitchum, 1977]. Поскольку исследуется вертикальный ряд "секвенсов", можно говорить о цикличности разреза. Вместе с тем, это не просто цикличность, а именно тип, характер цикличности, обусловленный, прежде всего, изменениями уровня моря, и главное - характер пространственно-временных взаимоотношений образующихся осадочных тел (что по западной терминологии исследует именно стратиграфия). Наиболее разработанными оказались проблемы строения осадочных комплексов пассивных окраин и прилегающих к ним шельфов. Предпринимаются попытки подобного рассмотрения и активных окраин. Начаты исследования строения осадочных толщ - характера их вертикального строения и латеральных изменений в зависимости от климатической зоны расположения бассейна седиментации [Кузнецов, 1993, 1989 а, б].

Особое значение знание структуры осадочного комплекса приобретает в нефтегазовой литологии.

Во-первых, внутреннее строение формации и всего комплекса отложений определяет распределение в разрезе нефтегазопродуцирующих отложений, толщ-коллекторов и флюидоупоров и тем самым — выделение НГК и ПР, их строение и соотношение в пространстве. Знание структуры формаций позволяет типизировать НГК и ПР по их строению и коллекторским параметрам, а представление о ее генетической природе — прогнозировать латеральные изменения ПР, их строение, качество, что в немалой степени опредсляет направление и стратегию поисково-разведочных, а во многом и геолого-промысловых работ. Важно отметить, что изучение ПР и НГК, т.е. объектов второго уровня организации, включает и во многом базируется на материалах изучения первого, породного уровня (рис. 2).

Уже сейчас проведены специальные исследования и выясняется положение высокобитуминозных отложений – нефтегазоматеринских толщ высокого генерационного потенциала, а также природных резервуаров и нефтегазоносных комплексов в системе секвентной стратиграфии в зависимости от фазы тектонического развития и глобальных изменений уровня Мирового океана.

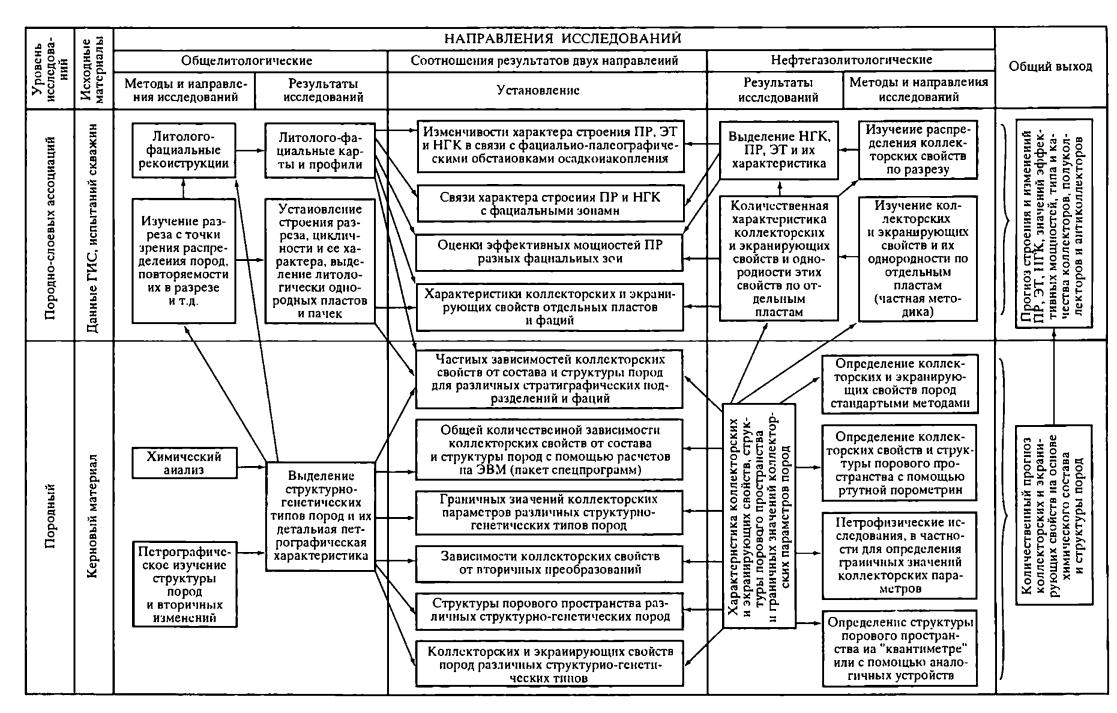


Рис. 2. Системные взаимодействия при изучении экранирующих толщ, природных резервуаров и нефтегазоносных комплексов

Исследование строения, композиции осадочного тела имеет и сугубо прикладное значение в моделировании продуктивного пласта и резервуара в целом, которое в значительной мере осуществляется с использованием компьютерной техники, причем в создании идеологии программ такого моделирования и тем более в геологической интерпретации полученных моделей роль литолога определяющая. Моделирование резервуара — главная геологическая основа достоверной геометризации залежей и подсчета запасов УВ, создания оптимальной системы разработки и режима работы скважин, увеличения коэффициента нефтегазоотдачи — того, что в современной западной науке и технике называется "резервуар инжиниринг".

Во-вторых, знание строения осадочных комплексов – во многом база для прогноза, поисков и разведки антиклинальных ловушек. Общемировой тенденцией является то, что по мере исчерпания фонда антиклинальных структур, методика прогноза и поисков которых более или менее отработана, относительно и абсолютно возрастает роль неантиклинальных ловущек, при прогнозе и поисках которых значение литологических исследований существенно увеличивается, а для ряда ловущек становится ведущим. Теоретической базой этих исследований является то, что при формировании ряда таких ловушек, получивших удачное название палеогеоморфологических (аллювиально-дельтовых, баровых, рифовых и др.), морфо- и седиментогенез выступает как две стороны единого явления, ибо процесс накопления осадочного материала ведет одновременно к образованию резервуара с соответствующим внутренним строением и формированию осадочного тела такой морфологии, которая после перекрытия его непроницаемыми толщами становится ловушкой [Кузнецов, 1985]. Таким образом, решение этой важной прикладной задачи основывается на комплексировании одной из исходных классических литологических проблем - фациально-палеогеографических реконструкций и относительно нового направления - изучения внутренней структуры осадочных тел.

АНАЛИЗ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (БАССЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ)

Одной из наиболее масштабных проблем, решаемых нефтегазовой литологией совместно с тектоникой, геотермикой и др., является комплексное разностороннее изучение осадочных бассейнов как единых динамических систем в их историческом развитии, которое обусловлено глобальными причинами — геотектоническим режимом и зависящими от него процессами мобилизации осадочного материала, его транспортировки и отложения.

В настоящее время анализ осадочных бассейнов, или бассейновый анализ, стал, пожалуй, одним из самых модных направлений в западной литературе. Значение и масштаб исследований по этой проблеме хорошо видны по показателям публикаций. Так, напечатана книга профессора Торонтского университета Э.Д. Майлла "Принципы анализа осадочных бассейнов", которая была переиздана в 1990 г. [Miall, 1984]. Опубликована книга Ф. Аллена и Дж. Аллена "Анализ бассейнов. Принципы и приложения" [Allen, Allen, 1990, 1992]. Вышла книга профессора Тюбингенского университета Г. Айнзеле "Осадочные бассейны. Эволюция, фации и ба-

ланс осадков" [Einsele, 1992]. Сборник статей на эту тему опубликован под редакцией К. Клейнспена и Х. Паолы. С 1988 г. под эгидой Международной ассоциации седиментологов и Европейской ассоциации разведочной геофизики выходит журнал "Basin Research". Специальный симпозиум 11-2-2 "Анализ осадочных бассейнов" работал на 29-й сессии Международного геологического конгресса в Киото (Япония, 1992 г.). Уже этот сухой и далеко не полный обзор публикаций показывает почти лавинообразный рост исследований по данной тематике и формирование определенного научного направления. Последнее подтверждается тем, что указанные выше книги Э. Майлла, Ф.И. и Дж. Р. Алленов и Г. Айнзеле – по сути дела учебные пособия для аспирантов и студентов, готовящихся к получению магистерского звания, т.е. закрепляют это направление уже в качестве официальной учебной дисциплины. Такой подход развивает ряд высказанных ранее положений, удачно суммирует материалы и возможности различных наук геолого-геофизического цикла: геофизики, тектоники, литологии, геотермики, учения о полезных ископаемых и др., использует новые приемы и методы исследования и тем самым представляет качественно новый, более высокий уровень исследований и знаний.

Следует в то же время подчеркнуть, что начало бассейновому анализу дали работы отечественных ученых (И.О. Брод, Н.А. Еременко и др.). Наши литологи, начиная с обобщающих работ Л.В. Пустовалова и Н.М. Страхова, всегда рассматривали осадочный бассейн как единую систему, где реализуется процесс седиментогенеза и где в процессе геологического развития происходят все постседиментационные преобразования. Широко известны работы по взаимосвязи литологии и тектоники, в частности, через изучение формаций (Н.С. Шатский, А.Л. Яншин, А.Б. Ронов, В.Е. Хаин и др.). Стройную теорию образования углеводородов в процессе становления и развития осадочно-породных бассейнов развивали Н.Б. Вассоевич [Вассоевич, 1967; Вассоевич и др., 1971] и большая группа геологов-нефтяников. Поставлена и исследуется проблема эволюции бассейнов седиментации в истории Земли [Тимофеев, Холодов, 1984].

Эффективность изучения осадочных бассейнов значительно повысилась при использовании системного подхода. Четко сформулирована программа такого изучения в докладе академика-секретаря Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Академии наук Б.С. Соколова на годичном собрании в 1978 г.: "...в осадочной геологии основным объектом изучения должен быть осадочный бассейн в целом - в его хронологической протяженности, палеогеографических контурах, в ходе тектонических процессов, во всем разнообразии типов осадконакопления, фациальных обстановок, геохимических процессов, всех других абиотических условий, биотического развития и т.д. Изучаться должны все параметры жизни и последующей судьбы древних бассейнов как целостных систем" [Соколов, 1978]. Сейчас это направление получило более четкое оформление с точки зрения объекта, задат и методов исследования. В целом это комплексное исследование седиментационного бассейна как единой сложной системы, становление которой обусловлено глобальными тектоническими причинами. Развитие же такой системы наряду с тектоникой и глобальными изменениями уровня моря в значительной степени определяется сугубо осадочными процессами мобилизации осадочного материала, его транспортировки и отложения. Реконструкция самой истории становления и развития этой системы осуществляется на основе широкого литологического изучения: фациально-палеогеографических реконструкций, исследования внутренней структуры (архитектуры) осадочных комплексов и их пространственных взаимоотношений. Даже при изучении истории прогибания наряду с традиционными "классическими" методами анализа мощностей широко используются результаты изучения постседиментационных изменений и палеотермометрия. Естественно, что в каждой работе есть своя специфика в композиционном плане, детальности освещения тех или иных проблем, акцентах на те или иные аспекты, что не меняет общей концепции этого направления, а лишь развеивают и дополняют ее.

Вклад тектоники в таком изучении — типизация бассейнов с точки зрения их структурного типа, геотектонического и геодинамического положения. Весьма общирен вклад литологии — восстановление фациально-палео-географических условий отдельных временных интервалов, разработка баланса ("бюджета") осадочного материала, аллотигенного и аутигенного, воссоздание истории погружения и прогрева на основе изучения постседиментационных процессов, в том числе трансформации глинистых минералов и изменения органического вещества и т.д.

В 1980 г. были сформулированы основные принципы системного литолого-генетического анализа нефтегазоносных осадочных бассейнов [Дмитриевский, 1979, 1982]. Следует особо подчеркнуть, что системный анализ осадочных бассейнов базировался главным образом на данных литологических исследований.

Основная задача системного анализа — изучение осадочных бассейнов как целостных природных систем, установление их структуры и состава, генезиса и этапов развития, проведение структурно-литологической типизации осадочных бассейнов и прогнозирование на этой основе их нефтегазоносности.

ТИПИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Типизация осадочных бассейнов проводится на основе данных геотектонических, геохронологических, морфологических и других исследований. С точки зрения нефтегазовой литологии важна степень преобразованности первичных седиментационных параметров, которая и использована в рассмотренной ниже типизации [Дмитриевский, 1982].

Главным факторами, влияющими на интенсивность преобразования седиментационных параметров, являются геотектоническое положение бассейна, возраст осадочного выполнения, структура и литологический состав пород, особенности седиментогенеза (скорость осадконакопления, климат), термобарические условия недр.

Влияние указанных факторов на преобразование седиментационных параметров обломочных пород наиболее четко прослеживается при сравнении мобильных окраинных и центральных частей древних континентов. Интенсивность преобразования коллекторских и экранирующих свойств максимальна в древних пограничных бассейнах и минимальна в молодых. Особен-

ности строения бассейнов в значительной степени определяются также вещественным составом пород (наличием или отсутствием соленосных толщ, вулканогенно-осадочных пород и т.п.).

В качестве примеров рассмотрены бассейны, по которым был накоплен достаточный для типизации фактический материал, и среди них были выбраны бассейны, наиболее четко различающиеся по степени сохранности первичных седиментационных параметров и, следовательно, по интенсивности преобразования коллекторских и экранирующих свойств горных пород.

Выделено два типа осадочных бассейнов окраинных частей древних континентов: прикаспийский (в строении осадочного чехла бассейнов принимают участие мощные толщи соленосных пород) и вилюйский (особенностью бассейнов является широкое развитие вулканогенно-осадочных пород).

Присутствие мощных толщ солей в осадочных бассейнах прикаспийского типа определяет особенности формирования коллекторских и экранирующих свойств подсолевых пород. Развитие аномально высоких пластовых давлений в подсолевых отложениях обусловливает низкое уплотнение пород. Соленосные отложения служат региональными флюидоупорами. Наличие солей в разрезе осадочного чехла обеспечивает также хорошие экранирующие свойства глинистых пород подсолевых отложений вследствие затрудненности оттока вод вверх по разрезу через толщу соленосных пород. В то же время присутствие солей определяет высокую минерализацию пластовых вод и, в связи с этим, высокую степень хемогенной цементации пород, проявление процессов наложенного галокатагенеза, который, как показали исследования [Махнач, 1989], является существенным фактором изменения коллекторских свойств подсолевых отложений. Формирование соляных куполов приводит к оттоку соли из межкупольных пространств и образованию "окон" в региональной соленосной покрышке.

Осадочные бассейны вилюйского типа характеризуются широким развитием вулканогенно-осадочных пород. Постседиментационные преобразования вулканогенного материала обусловливают формирование разбухающих глинистых минералов, что отрицательно сказывается на коллекторских и положительно на экранирующих свойствах пород. Особенности распределения вулканогенного материала определяют изменение коллекторских и экранирующих свойств в латеральном и вертикальном направлениях и, соответственно, размещение залежей углеводородов.

Платформенный Волго-Камский осадочный бассейн сложен терригенными и карбонатными палеозойскими породами. Степень преобразованности первичных седиментационных параметров наиболее наглядно можно проследить по обломочным породам девона.

Терригенная толща девона содержит до 20 проницаемых пластов. Отмечена приуроченность скоплений нефти к верхним горизонтам. Продуктивные пласты девона сложены мономинеральными кварцевыми песчаниками и алевролитами. Хорошо отсортированные разности песчаников сцементированы глинистым и глинисто-карбонатным цементами (с содержанием 2–3, редко 10%) контактового и пленочного типов или вторичным регенерационно-кварцевым цементом. Коллекторские свойства пород высокие: пористость песчаников около 20–22%, проницаемость 2,2–2,6 мкм².

Коллекторские свойства пород значительно снижаются при приближении к зонам литологического выклинивания, при этом содержание глинистого цементирующего материала увеличивается до 30%, снижается сортировка обломочных зерен. Отмечается также связь между коллекторскими свойствами и толщинами: пласты с большими толщинами, как правило, сложены преимущественно песчаниками с высокими фильтрационными и емкостными свойствами.

В целом для палеозойских пород Волго-Камского осадочного бассейна характерна достаточно высокая степень уплотнения, приводящая к резкому уменьшению первичной межзерновой емкости. Наличие пород с высокими коллекторскими параметрами объясняется их высокой минералогической зрелостью, ранним приходом нефти и образованием на первых стадиях катагенеза регенерационного кварцевого каркаса, препятствующего уплотнению пород.

Пограничный тип древних осадочных бассейнов описан на примере Предуральского бассейна, характеризующегося высокими скоростями накопления палеозойских осадков. Размещение его по соседству с развивающейся горной страной определило высокую степень уплотнения обломочных пород и их низкие коллекторские параметры.

Молодой Южно-Каспийский (апшеронский) бассейн сложен мезозойскокайнозойскими образованиями и характеризуется высокой скоростью осадконакопления. Мощность кайнозойских отложений более 10 км. Разрез продуктивной толщи (средний плиоцен) представлен чередованием глин, алевролитов и песчаников. С увеличением глубины залегания отмечено незначительное снижение коллекторских свойств пород.

В обломочных породах отсутствуют явления регенерации кварца, конформные структуры и другие признаки глубоких катагенетических преобразований. На больших (4–5 км) глубинах встречаются слабосцементированные породы с высокими коллекторскими свойствами: пористость достигает 22–23%, а проницаемость 0,2–1,4 мкм². Снижение коллекторских свойств происходит в результате аутигенного минералообразования, в том числе вследствие образования аутигенного монтмориллонита. К факторам, повышающим экранирующие свойства пород, относится сохранение монтмориллонита до глубины 5–6 км, где он составляет иногда более 60% тонкопелитовой фракции.

Таким образом, бессейны прикаспийского типа характеризуются развитием аномально высоких пластовых давлений в подсолевых отложениях, что способствует сохранению первичной седиментационной емкости до глубин 5-6 км; бассейны вилюйского типа — присутствием вулканогенно-осадочных пород, обусловливающих спорадическое размещение в разрезе природных резервуаров. В молодых орогенных бассейнах апшеронского типа на участках, не затронутых интенсивными тектоническими процессами, первичная емкость обломочных пород сохраняется до глубин 6-7 км, тогда как в древних пограничных бассейнах лишь до 2-3 км. Соответственно этим данным должны быть ориентированы нефтегазопоисковые работы в бассейнах различного типа.

Выделенные типы осадочных бассейнов различаются глубинами, до которых сохраняются первичные седиментационные параметры, условиями

для сохранения первичной седиментационной емкости, процессами, определяющими степень преобразования коллекторских и экранирующих свойств горных пород, особенностями нефтегазоносности недр.

Проведенная типизация позволяет выявить новые критерии оценки нефтегазоносности осадочных бассейнов, установить структурно-литологические условия, обеспечивающие образование скоплений нефти и газа, дифференцированно проводить прогнозную оценку нефтегазоносности различных типов осадочных бассейнов.

ОСНОВЫ НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Структурно-литологическая типизация осадочных бассейнов позволяет обосновать новые принципы нефтегазогеологического районирования, разработать методику геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов и выбрать оптимальные направления нефтегазопоисковых работ.

Геологическое районирование — основа для прогнозирования особенностей размещения нефтяных и газовых месторождений и заключается в обособлении в пределах изучаемого участка земной коры перспективных в отношении нефтегазоносности структурных элементов и отложений.

Разработке принципов геологического районирования крупных нефтегазоносных территорий и акваторий в отечественной литературе уделяется большое внимание. При этом у различных исследователей отмечается разный подход к выделению и классификации нефтегазоносных земель. И.О. Брод, Н.Б. Вассоевич, А.А. Геодекян, Н.А. Еременко, А.А. Трофимук, В.Е. Хаин и др. считают основной единицей геологического районирования нефтегазоносный бассейн (НГБ); А.А. Бакиров, Э.А. Бакиров, Г.Е. Рябухин, З.А. Табасаранский, Г.Т. Юдин и др. – нефтегазоносные области и провинции.

И.О. Брод и др. [Брод, 1965], выделяя НГБ, исключают из их состава крупные положительные структуры, которые, по определению авторов, являются погребенными структурными разделами между двумя соседними бассейнами, допуская однако, что часто к таким погребенным барьерам приурочены месторождения нефти и газа. В качестве примеров приводятся месторождения, связанные с мезозойскими отложениями вала Карпинского, который отделяет выделенный авторами Средне-Каспийский бассейн от Северо-Каспийского, с палеогеновыми отложениями Ставропольского выступа, разделяющего Средне-Каспийский и Азово-Кубанский бассейны, а также многочисленные и богатые по запасам месторождения нефти свода Цинциннати, отделяющего Мичиганский и Иллинойский бассейны от Аппалачского, месторождения нефти свода Бенд, который отделяет Пермский бассейн от бассейна Мексиканского залива.

А.А. Бакиров [1972] отмечал, что понятие нефтегазоносный бассейн не охватывает всего разнообразия геоструктурных элементов земной коры, и из его пределов "выпадают" часто самые высокопродуктивные межбассейновые поднятия.

Выделение нефтегазоносных провинций и областей также подвергается критике за отсутствие достаточного историко-генетического обоснования обособляемых при районировании участков земной коры.

Переход к палеогеологическому районированию позволяет преодолеть недостатки традиционных подходов к нефтегазогеологическому районированию. Выделенные при проведении системно-структурных исследований структурно-формационные этажи и соответствующие им палеобассейны дают возможность установить для каждого крупного этапа развития изучаемых участков земной коры наиболее перспективные зоны нефтегазонакопления.

При палеогеологическом районировании выделяемые объекты имеют четкие историко-геологическое и генетическое обоснования. Высокопродуктивные отложения и поднятия (в будущем межбассейновые) находятся внутри границ палеобассейнов, в пределах которых осуществлялось их накопление и формирование, а историко-геологический анализ развития палеобассейнов позволяет установить особенности образования в их пределах высокопродуктивных отложений и структур.

Палеобассейн является основным компонентом палеогеологического районирования и самостоятельным объектом для изучения и последующих нефтегазопоисковых работ. Преимущество палеорайонирования состоит в том, что оно позволяет более четко определить объекты для поисков скоплений углеводородов [Дмитриевский, 1982].

Характер тектонических движений предопределяет пространственное размещение бассейнов седиментации, областей поднятий, характер береговых линий и т.д. Поэтому первостепенное значение имеет изучение общей направленности вертикальных колебательных движений и суммарной величины амплитуд в течение определенных геологических периодов времени. Иерархическая структура системы "осадочный бассейн", фиксирующая этапы эволюции бассейна как целостной развивающейся системы, показывает, что палеобассейны являются своеобразными вехами в этом развитии. Установление закономерностей размещения палеобассейнов, их эволюции способствует восстановлению, с одной стороны, истории геологического развития осадочного бассейна, с другой — выявлению закономерности размещения скоплений нефти и газа.

МЕТОДИКА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

При системном анализе осадочные бассейны рассматриваются как исторически развивающиеся природные системы. Выделение в системе элементов и подсистем различного иерархического уровня (природные резервуары, нефтегазоносные комплексы, структурно-формационные этажи или осадочные палеобассейны) позволяет детализировать процесс исследования осадочного бассейна и установить характеристику его нефтегазоносности.

При системном подходе методика региональных геолого-геофизических работ основывается на изучении осадочных бассейнов как целостных природных систем, что позволяет получить информацию о строении бассейнов целом, выявить основные зоны нефтегазонакопления и разработать оптимальные направления поисково-разведочных работ.

Региональные работы рекомендуется проводить в несколько этапов. Работы первого этапа должны осуществляться, исходя из особенностей строе-

ния осадочных бассейнов, которые представляют собой симметричные или асимметричные образования, различающиеся по размерам и толщине выполняющих их осадочных толщ.

При развитии бассейна отмечается миграция зон максимальной толщины осадков в пространстве и во времени, изменение границ бассейна. Как правило, в бортовых его частях происходит выклинивание обломочных коллекторских толщ и фациальное замещение пород в латеральном направлении. Подобные особенности строения дают основание рекомендовать уже на первом этапе изучения осадочных бассейнов концентрацию региональных геолого-геофизических исследований по радиальным направлениям от бортов бассейна к его центральным частям, а при небольших размерах бассейна — по диаметральным направлениям [Дмитриевский, 1982]. Эти работы позволяют изучить строение осадочных бассейнов в целом, выявить наиболее перспективные из них в отношении нефтегазоносности, определить их границы и размеры, установить зоны максимального накопления осадков.

При проведении региональных геолого-геофизических исследований второго этапа главной задачей является установление возможных зон нефтегазонакопления.

При изучении осадочных бассейнов прикаспийского типа, характеризующихся большими размерами, значительной толщиной осадочного выполнения, проявлением соляной тектоники, рекомендуется продолжить исследования по радиальным направлениям. Это даст возможность изучить строение отдельных блоков фундамента, как правило, ступенчато погружающихся от бортов бассейна к его центральным частям, уточнить строение крупных тектонических элементов, связанных с блоками фундамента, изучить область сочленения бассейна с соседними геотектоническими элементами, установить наличие или отсутствие крупных рифовых тел различного типа, получить представления о строении природных резервуаров, нефтегазоносных комплексов и нефтегазопродуцирующем потенциале изучаемых отложений.

Развитие аномально высокого порового давления (АВПД) в подсолевых отложениях бассейнов прикаспийского типа препятствует уплотнению обломочных пород, что способствует сохранению ими седиментационной емкости до глубины 5-6 км. В карбонатных породах широко развиты процессы формирования вторичной емкости, что отмечено на глубине, превыщающей 5 км. Эти данные необходимо учитывать при ориентации поисковоразведочных работ.

Для бассейнов вилюйского типа основными задачами второго этапа исследований являются уточнение тектонического строения бассейна, установление особенностей размещения крупных тектонических элементов, исследование пограничных областей, изучение зон регионального выклинивания, приуроченных к бортовым частям. В связи с резкой фациальной изменчивостью вулканогенно-осадочных тел, получить сведения о строении природных резервуаров и нефтегазоносных комплексах возможно лишь при проведении более детальных исследований. При наличии в центральных частях бассейнов крупных положительных тектонических элементов, достаточно хорошо изученных (например, в Вилюйской синеклизе), можно рекомендо-

вать размещение региональных работ второго этапа по радиальным направлениям от подобных поднятий к бортовым частям бассейна.

При проведении работ второго этапа необходимо ориентировать геолого-геофизические исследования в соответствии с глубиной сохранения седиментационной емкости обломочных коллекторов. В бассейнах апшеронского типа породы с высокими коллекторскими параметрами могут быть встречены до глубин 6–7 км, а в бассейнах предуральского типа — 2–3 км. В связи с этим, при изучении последних необходимо ориентироваться на карбонатные породы, как более благоприятные типы пород, в которых на глубине создаются условия для развития вторичной емкости.

Региональные работы третьего этапа должны быть ориентированы на изучение структурно-формационных этажей или осадочных палеобассейнов наиболее перспективных участков, к которым относятся центральные части и склоны крупных геоструктурных элементов, унаследованно развивавшихся в течение длительного времени, а также участки сочленения крупных положительных структур и зон максимального накопления осадков, бортовые участки палеобассейнов, положительные поднятия в центральных частях палеобассейнов.

Выделение палеобассейнов в качестве самостоятельных объектов для поисков нефти и газа позволяет давать рекомендации по наиболее оптимальному ориентированию поисково-разведочных работ, быстрее и с наименьшими затратами выявлять скопления подвижных углеводородов, связанных с различными геоструктурными элементами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оформление науки об осадочных породах, как отмечено выше, было обусловлено прежде всего потребностями бурно развивающейся нефтяной промышленности. Дальнейшее се развитие привело к формированию крупной самостоятельной области геологических знаний — литологии, важнейшей частью которой была и остается нефтегазовая литология со своим специфическим объектом исследования. Широко используя основополагающие методы, принципы и положения общей литологии, нефтегазовая литология разрабатывает и применяет свои методы и направления исследований, многие из которых становятся достижениями общей литологии и геологии вообще.

Важным достижением последних лет стало активное использование системного подхода и его основных направлений — системно-структурных, системно-исторических, системно-литологических и системно-функциональных исследований. Это позволило более четко структурировать объекты исследования по уровням организации — породному, породно-слоевых ассоциаций, осадочных комплексов и осадочных бассейнов, и выработать рациональные комплексы исследований объектов каждого уровня.

Исследование на первом уровне позволяет детально изучить породу с позиции ее коллекторских и экранирующих свойств, что является первым этапом изучения нефтегазовой литологии. Изучение объектов второго уровня позволяет понять строение осадочных тел, что дает основу прогноза развития неантиклинальных ловушек, коллекторских и экранирующих

толщ, продуцирующих нефть и газ отложений, типизировать, прогнозировать и моделировать природные резервуары нефти и газа. Наконец, исследование осадочных бассейнов методами нефтегазовой литологии позволяет типизировать их с позиции наличия природных резервуаров различного типа в зависимости от характера развития бассейнов, районировать бассейны на палеогеологической и палеогеографической основе, разработать методы их изучения для обоснования перспектив и выбора основных направлений поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Авдусин П.П. О структуре поровых пространств песчаных коллекторов нефти // Докл. АН СССР. 1938. Т. 20. № 2–3. С. 163–167.

Бакиров А.А. Развитис учения И.М. Губкина о принципах нефтегеологического районирования // Губкинские чтения. М.: Недра, 1972. С. 180–192.

Бакиров А.А., Бакиров Э.А., Дмитриевский А.Н., Мстиславская Л.П. Системные исследования при прогнозировании нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1986. 203 с.

Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В. и др. Нефтегазоносный бассейн земного шара. М.: Недра. 1965. 598 с.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (Исторический обзор и современное состояние). – Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 135–156.

Вассоевич Н.Б.: Мирчинк М.Ф., Али-Заде А.А., Бакиров А.А. Основные положения теории образования нефти и газа и их аккумуляции в свете новейших исследований (Докл. на VIII МНК). – М.: Наука, 1971. С. 59–74.

Губкин И.М. Мировые нефтяные месторождения. М.-Л.: ОНТИ, 1934. 101 с.

Дмитриевский А.Н. Литолого-генетический анализ и его роль в прогнозировании нефтегазоносности осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 1979. № 12. С. 12–13.

Дмитриевский А.Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра, 1982. 230 с.

Дмитриевский А.Н. Методология системно-геологических исследований // Системные исследования в геологии (Тр. Моск. Ин-та нефти и газа, № 213). М., 1988. С. 3–6.

Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы. Сообщение 1. Теоретические и методологические основы системно-литологических исследований // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 3–17.

Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы. Сообщение 2. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов // Литология и полезные ископасмые. 1993. № 3. С. 3–17.

Дмитриевский А.Н. Системно-структурный анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 1993. № 11. С. 3–5.

Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.

Кузнецов В.Г. Системный подход к анализу процессов лито- и морфогенеза как основа прогноза и поисков литолого-палеогеоморфологических ловушек // Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в стратиграфических и литологических ловушках. Баку: Изд-во Азнефтехим, 1985. С. 35–40.

Кузнецов В.Г. Структура карбонатных формаций платформенных областей // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени: Седименто- и литогенез. МГК XXVIII сессия. М.: Наука, 1989а. С. 88–95.

Кузнецов В.Г. Опыт системного подхода к нефтегеологическому подразделению стратисферы // Системный подход в геологии. М.: Наука, 1989б. С. 139–150.

Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.

Кузнецов В.Г. Выяснение внутренней структуры осадочных формаций – новое направление нефтегазовой литологии // Проблемы теории и методики прогнозирования нефтегазоности недр. М.: Нефть и газ, 1993. С. 131–149.

Кузнецов В.Г. Проблемы и перспективы нефтегазовой литологии. Академические чтения. М.: Нефть и газ, 1995. 27 с.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

Соколов Б.С. Главнейшие направления комплексных геологических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12. С. 5–16.

Теодорович Г.И. Структура порового пространства карбонатиых коллекторов нефти и их проницаемость (на примере палеозойских коллекторов Башкирии) // Докл. АН СССР. 1943. Т. 39. № 6. С. 253–254.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли. – Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–34.

Allen Ph.A., Allen J.R. Basin Analysis. Principles and applications. Blackwell Scientific Publications. 1-st ed. 1990. 426 p. 2-nd ed. 1992. 451 p.

Einsele G. Sedimentary Basins. Evolution, facies and sediment budget. Berlin: Springer, 1992. 638 p.

Mial A.D. Principles of sedimentary basin analysis. N.Y.: Springer-Verlag. 1-st ed. 1884. 490 p. 2-nd ed. 1990. 495 p.

Mitchum R.M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Glossary of Jerms used in seismic stratigraphy // Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration. AAPG. Memoir 26. Tubsa. 1977. P. 205-212.

СПЕЦИФИКА ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ АНАЛИЗОВ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ РИФЕЯ (ИНТРА- И ПЕРИКРАТОННОГО ТИПОВ)

А.В. Маслов

На смену преобладавшим в середине прошедшего века представлениям о позднем докембрии как времени преимущественного распространения относительно просто построенных крупных седиментационных серий, формирование которых контролировалось в основном тектоническими факторами, в середине 80-х гг. пришли взгляды о значительном разнообразии обстановок накопления отложений рифея и венда. Этому способствовали детальные седиментологические исследования, основанные на анализе максимально возможно более широкого спектра первичных текстур терригенных и карбонатных пород [Вейс, Семихатов, 1989]. Результаты этих исследований, как и наши данные по эталонному разрезу рифея Башкирского мегантиклинория, свидетельствуют о тесном переплетении и варьирующей во времени роли различных факторов, влияющих на накопление осадочных ассоциаций.

Наиболее общие закономерности строения крупных осадочных серий и "архитектура" осадочного выполнения седиментационных бассейнов определились, несомненно, тектоническими причинами. В то же время, при "переходе" к анализу более дробных их подразделений, на первое место выдвигаются собственно седиментологические, палеогеографические, климатические и другие факторы. Аналогичные соотношения и роль указанных факторов контроля седиментации характерны не только для рифея, но и для позднейших эпох, что, по-видимому, и обусловливает определенное сходство седиментационных систем и палеогеографии позднедокембрийских и, по крайней мере, раннепалеозойских бассейнов осадконакопления. При детальном литологическом изучении разрезов появляется возможность отслеживания и малоамплитудных флуктуаций уровня воды в бассейнах, и изменений базиса действия штормового и обычного волнений, колебаний общего и местных базисов эрозии и ряда других локальных факторов, более или

менее случайный набор которых и определял, в консчном счете, ту пестроту фаций и их ассоциаций, что мы видим сегодня во "внешне однообразных" и выдержанных на больших территориях "миогеосинклинальных разрезах рифея".

Известное в составе интра- и перикратонных осадочных последовательностей рифея многообразие литологических типов пород, формировавшихся в различных фациальных и палеогеографических обстановках, может быть сгруппировано в ряд крупных фациальных ассоциаций, понимаемых как совокупность родственных фаций и макрофаций (по П.П. Тимофееву), связанных местом и условиями накопления и соответствующих определенным стадиям эволюции бассейнов. К числу этих ассоциаций, по данным наших исследований, относятся терригенные аллювиальные и аллювиальнодельтовые, "сверхмелководные", мелководно-морские и умеренно глубоководные, в том числе турбидитовые и иные отложения массовых потоков, а также специфические вулканогенно-терригенные, преимущественно прибрежно-морские и континентальные отложения. Среди карбонатных фациальных ассоциаций могут быть названы также "сверхмелководные", мелководно-морские и умеренно глубоководные, бассейновые. Ниже приведена краткая характеристика каждой из выделенных ассоциаций и рассмотрены основные особенности их формирования.

В эталонном разрезе рифея западного склона Южного Урала аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения известны в наиболее типичном своем виде в южной части каратауской серии. Они объединяют среднеи крупнозернистые аркозовые, полевошпат-кварцевые и реже грауваккоаркозовые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Максимальная мощность отложений более 2500 м. Комплекс формировался в условиях вялого тектонического режима в области сноса и компенсированного дифференцированного прогибания дна бассейна. В его составе распознаются осадки русловых, пойменных и межрусловых фаций, отложения эфемерных водоемов, приустьевого подвижного мелководья и др. Значительная площадь распространения отложений (более 30 000 км²), пестрота фаций и ряд специфических текстурно-структурных особенностей указывают на формирование осадочных последовательностей бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в обстановке разветвленной (многорукавной) речной системы. Появление данной ассоциации в основании каратауской серии в эталонном разрезе рифея может указывать, на наш взгляд, на отчетливо проявленную на рубеже 1000 млн лет крупную регрессивную фазу и резкое сокращение морской акватории, предполагая заметную перестройку стиля седиментации. Формирование отложений происходило за счет мобилизации слабо измененного процессами выветривания обломочного материала, сносившегося с умеренно и слаборасчлененных водосборов, сложенных осадочно-метаморфическими породами при подчиненной роли основных и ультраосновных разностей. Данные литолого-геохимических исследований указывают на преобладание во время накопления отложений бирьянской подсвиты в семиаридных или близких к ним климатических обстановках.

Аллювиальные и близкие к ним по генезису фациальные ассоциации описаны к настоящему времени во многих разрезах верхнего докембрия. Формирование их происходило, как правило, в обстановках разветвленных

многорусловых речных систем. На севере европейской части России примером их могут быть красноцветные образования терской свиты Кольского п-ва, основную роль среди которых играют песчаники с пологой косой средне- и крупномасштабной, иногда гигантской, слоистостью. Среди рифейских отложений Сибирской платформы и по ее периферии к собственно аллювиальным или полифациальным аллювиально-озернодельтовым образованиям относятся отложения мукунской свиты Анабарского поднятия и другие осадочные последовательности.

Классические тримеры аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений многорукавных рек описаны среди верхнедокембрийских комплексов Шотландии, где представлены мощной последовательностью красноцветных песчаников с торговой и прямолинейной слоистостью, прослоями и линзами конгломератов и гравелитов; формирование их происходило на общирной предгорной аллювиальной равнине. Аллювиальные отложения известны также в разрезах верхнего рифея Норвегии [Banks et al., 1974].

На Северо-Американской платформе отложения широких мелководных русел многорукавных рек описаны в разрезах нижней части серии Мизула (надсерия Белт) на северо-западе Монтаны. Отложения многорукавных аллювиальных систем играют также одну из ведущих ролей в позднепротерозойских седиментационных бассейнах Канады [Fahrig, 1961]. На Индостанском п-ве отложения разветвленных речных систем известны в составе формации Дандраул, принадлежащей серии Кеймур виндия.

Изучение разрезов западного склона Южного Урала и анализ литературных материалов по седиментационным последовательностям рифея мира показало, что значительную роль среди них играют отложения с многочисленными текстурами-индикаторами периодического или частого осущешия исходных осадков. Они объединяют пестрый спектр осадков – песчанистые и песчано-алеврито-глинистые отложения открытого и полуизолированного, сильно изрезанного побережья и периодически осушавшихся заливов и лагун, а также прибрежно-континентальные отложения, тесно связанные с аллювиально-дельтовыми образованиями, осадки сублиторальных зон прибрежного мелководья. Наиболее характерные текстурные особенности отложений данной ассоциации – многочисленные и разнообразные по форме и амплитуде знаки ряби волнения и, редко, течения с наложенными на них трещинами усыхания, волнистая и косоволнистая слоистость мигрирующей ряби, текстуры заполнения промоин, псевдоморфозы по галиту, мелко- и среднемасштабная косая слоистость, текстуры реактивации, линзовидно-косая и флазерная слоистость и др. В разрезах рифея Башкирского мегантиклинория "сверхмелководные" терригенные отложения известны практически на всех уровнях. Наиболее широко они распространены среди среднерифейских образований зигальгинской и зигазино-комаровской свит. Мощность слагаемых ими интервалов разрезов до 200-400 м.

В настоящее время "сверхмелководные" образования известны практически из всех интервалов докембрия. Они описаны в разрезах мукунской (лабазтахской) и усть-ильинской свит нижнего рифея Анабарского массива, где представлены пачками переслаивания аргиллитов и алевролитов с широким развитием таких текстур, как мелкая асимметричная рябь волнения и течения, перекрестная слоистость, гиероглифы, а на нижних поверхностях

напластования – слепки с трещин усыхания. Накопление осадков происходило в условиях "крайнего мелководья", где само понятие береговой линии условно. В Туруханском районе к отложениям рассматриваемого типа относятся песчано-алеврито-аргиллитовые образования стрельногорской (безыменской) свиты среднего рифея [Мирошников, 1968]. По данным А.Е. Мирошникова, для стрельногорского уровня, где развиты пакеты и пачки переслаивания песчаников, алевритов и аргиллитов, характерны различные знаки ряби, трещины усыхания, гиероглифы, градационная, мульдовидная, волнистая и линзовидная слоистость. В разрезах рифея Енисейского кряжа "сверхмелководные" образования периодически осушавшихся зон известны среди отложений сосновской, потоскуйской, погорюйской, щунтарской и токминской свит. На многих уровнях рифея в Учуро-Майском регионе также известны "сверхмелководные" отложения. Наиболее ярко они представлены в разрезах омахтинской свиты нижнего рифея [Семихатов, Серебряков, 1983], где наблюдаются небольшой мощности пакеты и пачки тонкого чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными текстурами периодического осущения, а также различные типы фитогенных карбонатных пород. Формирование терригенно-карбонатных отложений омахтинского уровня имело место в обстановках приливно-отливных равнин, пересыхавших мелководных лагун, верхней и нижней частей сублиторали.

"Сверхмелководные" силикокластические отложения известны в составе свиты Телемак на юге Норвегии [Singh, 1969]. Терригенные "сверхмелководные" отложения мощностью до 800 м описаны в верхней части формации Причард, представляющей базальные уровни надсерии Белт [Cressman, 1989].

Специфическое место в типовом разрезе рифея принадлежит вулканогенно-терригенным отложениям, известным в составе базальных горизонтов айской (нижний рифей) и машакской (средний рифей) свит. Они объединяют конгломераты, гравелиты и песчаники с различными типами косой, преимущественно однонаправленной слоистости и пачки переслаивания пестро- и красноцветных или серых и зеленовато-серых сланцев, песчаников и алевролитов с трещинами усыхания и знаками ряби, текстурами мелких промоин и ассоциирующими с ними в разрезах кислыми и основными вулканитами - продуктами преимущественно трещинных излияний. Последние представлены толеитовыми и переходными или субщелочными разностями. Формирование этого комплекса отложений происходило в обстановках типа подгорно-веерных систем в компенсированных или перекомпенсированных условиях. Детальный литолого-фациальный анализ позволяет выделить здесь осадки приустьевых зон рек, пойменные, периодически пересыхавшие заливно-лагунные, прибрежные, предгорные пролювиально-делювиальные, аллювиальных конусов выноса (в том числе грязевых) и другие родственные им фации, а также прибрежно-морские отложения (последние более характерны для нижней и средней частей машакского уровня среднего рифея). Типичными особенностями эпох формирования отложений данной фациальной ассоциации являлись весьма пестрая палеогеография областей накопления осадков и заметно расчлененный рельеф зон размыва. В эталонном разрезе рифея на западном склоне Южного Урала указанные ассоциации маркируют, соответственно, эпизоды рассеянного и линейного рифтогенеза.

Наиболее широко распространены в эталонном разрезе рифея и других интра- и перикратонных осадочных последовательностях позднего докембрия терригенные мелководно-морские образования. В Башкирском мегантиклинории они установлены практически на всех уровнях развития кластических осадков, за исключением, быть может, бирьянского (основание каратауской серии верхнего рифея) и трех нижних подсвит айской свиты бурзяния. Данная ассоциация объединяет различные по гранулометрии песчаники (и алевролиты), пакеты и пачки чередования их с алевролитами и глинистыми сланцами, а также алевролито-глинистые последовательности с редкими прослоями песчаников и преимущественно пологоволнистым чередованием различных литологических типов пород. Наиболее яркий пример отложений данной ассоциации — пачки и толщи (10—100 м) пологоволнистого чередования мелкозернистых глауконит- и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, широко развитые в разрезах инзерского и укского уровней верхнего рифея.

Отношение песчаники(+ алевролиты)/аргиллиты варьирует здесь от $1:1\div 2$ до $1:15\div 20$. Благодаря устойчивости к выветриванию песчаники и алевролиты хорошо выделяются среди относительно "мягких" сланцев и рельефно подчеркивают свойственную рассматриваемым отложениям слоистость двух типов. Слоистость первого порядка выражена чередованием собственно алевролитов, песчаников и сланцев; мощность индивидуальных прослоев варьирует от 3-5 до более 15-25 см (редко). Слоистость второго порядка внутрипластовая. Алевролиты обладают массивной, неслоистой текстурой или обнаруживают присутствие тонкой субгоризонтальной слоистости. Для песчаников характерны мелкомасштабная косая, косоволнистая или линзовидно-косая слоистость, знаки ряби волнения и течения, интерференционные и др., а на нижних поверхностях напластования - механоглифы. При расколе по напластованию на поверхностях песчаников можно видеть текстуры первичной линейности течения, свидетельствующие о накоплении исходных осадков в условиях верхнего режима потока. В ряде разрезов инзерской и укской свит среди пачек переслаивания данного типа присутствуют уплощенные линзы строматолитовых и микрофитолитовых известняков; аналогичные им образования известны и в составе авзянской свиты среднего рифея.

Терригенные образования мелководно-морского генезиса слагают подавляющее большинство известных разрезов рифея интра- и перикратонного типов. Так, в серии Хедмарк на севере Норвегии прибрежные и мелководно-морские отложения наблюдаются в разрезах Кварцитов Атна, в составе формации Броттум и на ряде других уровней [Nystien, 1982].

Селикокластические последовательности нижней части серии Фарчайлд Лейк (базальное подразделение надсерии Вернеке) на севере Канадских Кордильер также представлены преимущественно мелководно-морскими образованиями.

Мелководно-морские последовательности слагают многие разрезы верхнего докембрия Австралии [Plumb, 1979]. Так, в "геосинклинали Аделаида" верхние горизонты серии Бара представлены пакетами и пачками че-

редующихся алевролитов, песчаников и карбонатных пород [Preiss, Forbes, 1981].

Умеренно глубоководные терригенные отложения представлены в разрезах эталона рифея двумя разновидностями. К первой относятся тонкозернистые терригенные осадки - глинистые и алеврито-глинистые сланцы, аргиллиты, мелкозернистые алевролиты с тонкой горизонтальной, часто прерывистой, слоистостью или массивным обликом. В разрезах каратауской серии это преимущественно зелено- и сероцветные образования, известные на нугушском, бедерышинском и инзерском уровнях. Для нижне- и среднерифейских отложений данной разновидности характерна более темная окраска, что обусловлено повышенным содержанием в них тонкодисперсной органики. Рассматриваемые отложения ассоциируют с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, а также карбонатными хемогенными и фитогенными осадками. Ко второй разновидности отнесены массивные бестекстурные песчаники с бимодальной структурой из разрезов большеннзерской свиты нижнего рифея. Формирование песчаников происходило предположительно за счет гравитационных (массовых) потоков.

По периферии Сибирской платформы морские терригенные образования можно видеть в Туруханском районе в разрезах безыменской, деревнинской, шорихинской и мироедихинской свит [Мирошников, 1968], а в Юдомо-Майском прогибе — на нерюенском и усть-кирбинском уровнях [Семихатов, Серебряков, 1983].

Карбонатные последовательности, известные в составе интра- и перикратонных разрезов позднего докембрия, также представлены, как указывалось выше, рядом специфических фациальных ассоциаций.

"Сверхмелководные" карбонатные отложения объединяют известняки с горизонтальной, косой и косоволнистой, линзовидно-косой и флазерной слоистостью (калькарениты?), трещинами усыхания и значительной примесью терригенного материала пелитовой и, реже, алевритовой размерности. Пачки карбонатов подобного облика известны в стратотипической местности рифея в ряде разрезов миньярской и авзянской свит. К этой же ассоциации здесь можно, вероятно (?), отнести известные на нижнесаткинском уровне нижнего рифея толщи среднеплитчатых доломитов с многочисленными, следующими друг за другом через 0,5-1,5 м по мощности, прослоями синседиментационных плоскообломочных карбонатных брекчий. К данной ассоциации относятся, по-видимому, и доломиты с терригенной примесью из верхней части саткинской свиты, вскрытые на Саткинском рудном поле. Как и в случае терригенных "сверхмелководных" образований, зоны накопления образований описываемых представляли собой, по всей видимости, сложную систему отмелей, банок, островов и окружавших их плоских и крайне мелководных депрессий.

Примеры "сверхмелководных" карбонатных и терригенно-крабонатных образований в интра- и перикратонных разрезах рифея достаточно многочисленны. Так, в Учуро-Майском регионе наиболее хорошо они выражены, по данным М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова [1983], в разрезах омахтинской свиты нижнего рифея, где представлены мелким ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с многочисленными текстурами

осущения и песчанистых, онколитовых и строматолитовых доломитов. Для терригенных пород базальных частей ритмов характерны отпечатки кристаллов галита, трещины усыхания и знаки ряби. Карбонатные породы средних частей ритмов характеризуются различными типами косой слоистости и широким развитием микроразмывов. Материалы А.Ф. Вейса и М.А. Семихатова [1989] свидетельствуют, что формирование рассматриваемых образований имело место в широком спектре обстановок приливно-отливной равнины, в том числе мелководных пересыхавших заливах, лагунах, на супралиторали и т.п.

"Сверхмелководный" генезис имеют терригенно-карбонатные отложения формации Сторан, серия Тоссасфьоллет в южной части шведского пояса каледонид. Формация Сторан представлена доломитами с терригенной примесью, доломитистыми кварцевыми песчаниками, глинистыми доломитами и доломитистыми сланцами. Типичная особенность доломитов — текстуры типа "птичий глаз", характерные для карбонатов приливно-отливного генезиса. Другая примечательная черта их — стяжения и конкреции кремнезема, которые также могут быть индикаторами эвапоритовой седиментации в "сверхмелководных", частично изолированных обстановках побережья [Tucker, 1976].

Исключительно ярким примером "сверхмелководных" терригенно-карбонатных последовательностей является разрез нижнего протерозоя-рифея в округе Минг-Томбс в Китае.

Карбонатные осадки мелководно-морского генезиса представлены в эталонном разрезе рифея двумя разновидностями. К первой относятся пестроцветные тонкослоистые глинистые известняки и мергели с тонкими прослоями вишнево-красных глинистых сланцев (катавский уровень верхнего рифея). Текстурные особенности пород указывают на преимущественно мелководные, в различной степени подвижные, обстановки накопления осадков – наряду с горизонтальной наблюдается косоволнистая и мелкая косая слоистость, прослои плоскообломочных карбонатных брекчий. Формирование этих отложений происходило в условиях относительно стабильного тектонического режима. Литолого-геохимические данные свидетельствуют о том, что накопление отложений данного типа происходило в обстановках близкого к аридному климата и несколько опресненного бассейна.

По латерали и вертикали они взаимосвязаны, с одной стороны, с мелководно-морскими терригенными образованиями, а с другой – морскими карбонатными осадками. Вторая разновидность мелководно-морских карбонатных отложений представлена серо- и зеленоцветными известняками и доломитами (в различных соотношениях) с терригенной примесью, прослоями глинистых сланцев и алевролитов (иногда песчаников) и пологоволнистой, косоволнистой или, реже, пологой мелкомасштабной косой слоистостью. Иногда здесь можно видеть прослои и линзы фитогенных пород, а также плоскообломочные карбонатные брекчии. Указанные особенности предполагают формирование их выше уровня действия штормового волнения — в умеренно активных мелководных или прибрежных обстановках. В разрезах стратотипической местности эти образования взаимосвязаны с карбонатными осадками умеренно глубоководных (открытых) зон бассейна и терригенными толщами переслаивания, имеющими мелковод-

но-морской генезис (нижнесаткинский и малобакальский уровни нижнего рифея, ряд разрезов авзянской и миньярской свит, а также подинзерских слоев).

Морские карбонатные отложения объединяют известняки и доломиты, характеризующиеся преимущественно тонкой горизонтальной слоистостью или массивным обликом и почти полным отсутствием терригенной примеси. В разрезах рифея Башкирского мегантиклинория отложения рассматриваемого комплекса наблюдаются на саткинском, в верхней части авзянского, катавском, подинзерском и в верхней части миньярского уровней. Достаточно широко распространены они и в ряде других регионов.

Приведенные материалы показывают существование среди отложений интра- и перикратонных последовательностей рифея, по крайней мере, двух фациальных "мегаассоциаций", которые могут быть названы "шельфовой" (с включением в нее в ряде случаев и континентальных осадков) и "склоновой". В составе первой из них доминируют отложения, накапливавшиеся в пределах многорусловых аллювиальных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-континентальных равнин, литоральных, перилиторальных и мелководно-морских зон бассейнов (выше уровня постоянного волнения). Вторая "мегаассоциация" объединяет в основном гравитационные отложения (классические турбидиты, отложения обломочных и флюидизированных потоков, обвально-оползневые и другие подобные им образования, формирование которых происходило в пределах подводного склона) со всеми присущими им структурами.

Принимая во внимание и материалы по осадочным бассейнам Австралии, с достаточной долей уверенности можно считать, что две указанные выше "мегаассоциации" определяют современный облик больщинства рифейских интра- и перикратонных седиментационных последовательностей. Вместе с тем, первоначальные соотношения их в бассейнах могли быть несколько иными. Вертикальная и латеральная "организация" фациальных ассоциаций наряду с мощностью отложений является одним из важнейших параметров, позволяющих основе выполнить реконструкцию истории формирования седиментационных бассейнов континентального блока. Такая реконструкция пространственных соотношений крупных фациальных ассоциаций, способствовавшая наглядному представлению общих и частных черт эволюции бассейнов, выполнена автором в последние годы для седиментационных бассейнов раннего, среднего и позднего рифея, существовавших в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала. Она показала, что для каждого из них характерна своя организация фациальных ассоциаций, подчеркивающая неповторимую последовательность седиментационных событий рифея. Так, для раннего рифея было характерно преобладание умеренно глубоководных, обогащенных в той или иной мере тонкодисперсным органическим материалом, тонкозернистых терригенных толщ, формировавшихся в условиях ограниченной циркуляции и преимущественно сублиторальных карбонатных последовательностей. Для среднего рифея были типичны мощные силикокластические последовательности "сверхмелководного" типа, тогда как в позднем рифее на первом этапе наблюдается отчетливо выраженная трансгрессивная последовательность фациальных ассоциаций, сменяющаяся позднее циклическим или близким к

нему чередованием сублиторальных и "сверхмелководных" терригенных и карбонатных толщ.

Сходным образом анализ условий формирования и "архитектуры" осадочного выполнения сохранившихся к настоящему времени фрагментов седиментационных бассейнов рифея на севере Кольского п-ова и в Финимаркене, Тимано-Печорской области, в Предъенисейском перикратоне и прилегающих к нему регионах и ряде других областей распространения верхнедокембрийских осадочных образований позволяет глубже понять особенности бассейнов осадконакопления позднего докембрия и часто прийти к нетрадиционным представлениям. Приведенные выше примеры можно было бы продолжить. Ограничимся упоминанием того, что для таких известных бассейнов рифея, как Белт-Перселл, Вернеке, Маккензи Маунтс, Уиндермерского и Гималайского, детальные седиментологические реконструкции и рассмотрение пространственных соотношений крупных фациальных ассоциаций позволило установить смену глубоководных, частично или полностью контролировавшихся синседиментационной тектоникой, обстановок начальных этапов развития мелководно-морскими и континентальными аллювиальными и аллювиально-дельтовыми комплексами, платформенными карбонатами и "сверхмелководными" терригенными и карбонатными образованиями, что предполагает и соответствующие эволюцию и трансформацию бассейнов седиментации.

Все сказанное представляет, скорее, материалы к постановке проблемы, однако и из приведенных данных, на наш взгляд, вполне определенно вырисовывается необходимость продолжения специализированных исследований в данном направлении, что, несомненно, будет способствовать получению существенно новой информации о характере эволюции интра- и перикратонных седиментационных бассейнов позднего докембрия и особенностях их осадочного выполнения. Это может иметь критически важное значение и для оценки перспективности осадочных бассейнов рифея и венда на углеводородное сырьс – проблемы, реально стоящей перед нами сегодня.

Исследования по данной теме проводятся при финансовой поддержке РФФИ (грант 97-05-65107).

ЛИТЕРАТУРА

Вейс А.Ф., Семихатов М.А. Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989, № 5. С. 36–54.

Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с.

Mирошников A.E. Осадочные формации верхнего докембрия Туруханского района // Тр. СНИИГиМС. 1968. Вып. 60. С. 26–34.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 242 с. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

Banks N.L., Hobday D.K., Reading H.Y. et al. Stratigraphy of the Late Precambrian "Older Sandstone Series" of the Varangefiord area, Finnmark // Nog. geol. unders. 1974, N 303. P. 1-15.

Cressman E.R. Reconnaissance stratigraphy of the Prichard Formation (Middle Proterozoic) and the early development of the Belt Basin, Washington, Idaho, and Montany // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1989, 1490, 80 pp.

Fahrig W.F. The geology of the Athabasca Formation // Geol. Surv. Canada. Bull. 1961. N 68. 41 pp.

Horodyski R.G. Sedimentary geology and stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, glacier National Park, Montana // Precambrian Research. 1983. V. 20. P. 391-425.

Nystien Y.P. Late Proterozoic Basin Evolution on the Balto-Scandian Craton: The Hedmark Group, Southern Norway // Norges geol. unders. 1982. V. 357. P. 1-74.

Plumb K.A. Structure and tectonic style the Precambrian shields and platforms of Northern Australia // Tectonophysics. 1979. V. 58. P. 291–325.

Preiss W.V., Forbes B.G. Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (late Proterozoic) basins in Australia // Precambrian Research. 1981. V. 15. N 3/4. P. 255-304.

Ross C.P. The Belt Series in Montana // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1963. 346. 122 pp.

Singh I.B. Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, Southern Norway and their environmental significance // Norsk geol. Tidsskr. V. 49. N 1. P. 1-51.

Tianrue S., Gao Jian. Tidal sedimentary structures from Upper Precambrian rocks of the Ming Tombs district, Beijing (Peking), China // Precambrian Research. 1985. V. 29. N 1-3. P. 97-107.

Tucker M.E. Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway // Sed. Geology. 1976. N 3. P. 193–204.

Winston D. The Precambrian Missoula Group of Montana as a Braided stream and seamargin deposits // Belt symposium. Idaho Bur. Mines and Geology. Moscow. 1973. V. 1. P. 208–220.

РОЛЬ ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В РАЗВИТИИ ЛИТОЛОГИИ

В.Н. Холодов

ГЕОХИМИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Развитие учения об осадочных породах и рудах на протяжении "золотого века" литологических исследований в СССР, России и странах СНГ (1940–2000 гг.) в значительной мере опиралось на два методологических принципа: сравнительно-литологический метод и системный анализ.

Сравнительно-литологический метод, заложенный в трудах Ч. Лайеля, Дж. Меррея и А. Ренара, Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, Я.В. Самойлова, Н.М. Страхова, испытывал многие трансформации. В своем наиболее современном варианте он построен на аналогии мсжду древними осадочными породами и современными осадочными образованиями.

В рамках сравнительно-литологического метода принято выделять два подхода: актуалистический и историко-геологический. Актуалистический заключается в натурных исследованиях физико-химической и геологической среды, определяющей формирование современных осадков и осадочных руд. Выводы подкрепляются и проверяются экспериментом и в конечном счете служат для разработки представлений о генезисе древних осадочных и вулканогенно-осадочных объектов – гомологов современных осадков [Страхов, 1945, 1957].

Историко-геологический метод ставит своей целью выяснение генезиса древних осадочных пород и руд путем синтеза генетической информации, заложенной в самих древних объектах. В этом случае представления о генезисе возникают благодаря изучению парагенетических сочетаний элементов, минералов, горных пород, фаций и формаций, слагающих осадочные и вулканогенно-осадочные образования, либо путем выяснения их пространственно-временных взаимоотношений между собой, а также с палеогеографическими элементами или геотектоническими структурами региона. Применение парагенетического анализа различных геологических объектов в принципе основано на том, что изучение сочетания химических элементов, минералов или горных пород может дать гораздо больше генетической информации, чем исследование одного элемента, минерала или горной породы. Несколько уравнений с несколькими неизвестными представляют вполне разрешимую задачу, тогда как одно уравнение со многими неизвестными нерешаемо.

Использование пространственно-временных взаимоотношений опирается на широко известное в геологии правило, согласно которому пересечение телом А тела Б свидетельствует о более позднем образовании тела А. В более общем виде это же положение позволяет предполагать, что конформные взаимоотношения геологических тел разного порядка чаще всего обусловлены нормальным развитием геологических процессов, тогда как дискордантные взаимоотношения обычно бывают вызваны наложением одного геологического процесса на другой [Головин, 1965; Холодов, 1973].

В целом, удачно сочетая приемы парагенетического анализа и методы пространственно-временных взаимоотношений, литолог, исследующий древние осадочные образования, может построить более или менее верную генетическую модель их формирования.

Разумеется, что ни собственно актуалистическое, ни историко-геологическое направление не может претендовать на полную методическую самостоятельность. Оба подхода диалектически связаны друг с другом и зачастую совершенно неразделимы в сознании исследователя. В то же время само существование этих взаимно корректирующих направлений позволяет одну и ту же генетическую гипотезу проверять двумя независимыми путями.

Другим краеугольным камнем методологии литологических исследований является системный анализ. Он успешно применяется исследователями еще с начала XX в., хотя только сравнительно недавно основные принципы этого подхода были сформулированы в работах А.И. Равикович [1969], А.Н. Дмитриевского [1991, 1993] и др.

В результате было показано, что сложность и многоплановость литологических систем позволяет рассматривать их на атомарном (элементном), минеральном, породном (фациальном), формационном и литосферном уровнях организации вещества. В соответствии с такими подходами в учении о происхождении осадочных и вулканогенно-осадочных пород и руд уже давно обозначались геохимия, минералогия, петрография и учение о фациях, учение о формациях и о литосфере в целом.

Следует, однако, подчеркнуть, что развитие минералогического (В.И. Вернадский, Е.С. Федоров, Я.В. Самойлов, В.П. Батурин, Г.И. Теодорович, Г.Б. Мильнер, П.П. Авдусин, В.Б. Татарский, С.Г. Саркисян и др.), петрографического (М.С. Швецов, А.Н. Заварицкий, Л. Кайе, А.Б. Грэбо, Л.В. Пустовалов, Н.В. Логвиненко и др.), литолого-фациального (А.Б. Грэбо, А.Д. Архангельский, Д.В. Наливкин, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофесв и др.), а позднее формационного направлений в осадочной геологии (Н.С. Шатский, Н.П. Херасков, П.П. Тимофеев и др.) долгое время не было тесно связано между собой. Только рождение и развитие геохимии в 30–40-х гг. ХХ в. (В.М. Гольдшмидт, В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман и др.)

позволило применить настоящие системные исследования и связать между собой осадочные объекты на разных уровнях организации вещества.

Не вызывает сомнения, что элементный (атомарный), а в ряде случаев и изотопический подходы к исследованию вещества, широко применяемые в геохимических исследованиях, делают их "цементом", скрепляющим разные направления науки об осадочных породах и рудах. Геохимические характсристики литосферы в целом (см. работы А.Б. Ронова и его школы), фаций и формаций (А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский, А.А. Мигдисов, Ю.П. Гирин, В.Н. Холодов, Ю.Е. Баранов, Т.Ф. Бойко, Д.Н. Пачаджанов, В.М. Гавшин, Я.Э. Юдович и др.), типов осадочных и вулканогенно-осадочных пород (К. Краускопф, В.Н. Холодов, И.А. Созинов, В.Н. Рахманов, Н.В. Логвиненко, В.Д. Алексеенко, В.С. Певзнер и др.) по существу представляют собой ключ к переходу от одного уровня организации вещества осадочных образований к другому.

Таким образом, геохимия осадочного процесса является важнейшей составной частью системных исследований.

ГЕОХИМИЯ И ГЛАВНАЯ ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ ЛИТОЛОГИИ

Главной теоретической концепцией учения об осадочных породах и рудах несомненно является представление об осадочной дифференциации вещества. Оно было заложено в работах В.М. Гольдшмидта [Goldschmidt, 1930, 1933, 1954], А.Е. Ферсмана [1922, 1958], Л.В. Пустовалова [1933, 1940] и получило глубокое развитие в трудах Н.М. Страхова [1960, 1963, 1976]. Следует подчеркнуть, что идея разделения вещества при реализации осадочного цикла с самого начала имела чисто химическое объяснение.

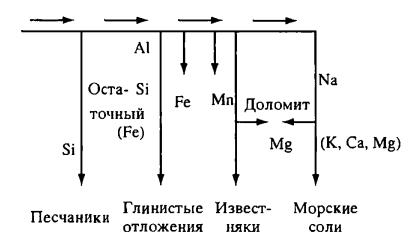
Действительно, истолковывая причины дифференциации осадков, среди которых довольно отчетливо различаются остатки, продукты гидролиза, продукты окисления, карбонаты и соли, В.М. Гольдшмидт писал: "Прежде всего в виде остатка отлагаются нерастворимые вещества, большей частью в виде зернистого материала, образующие пески, грубые песчаники и т.п. Затем оседает тонкий ил, состоящий из продуктов гидролиза и содержащий водные силикаты или гидроокиси алюминия, тонко измельченные слюды и хлориты, тонко измельченный кремнезем; образуются глины, бокситы, глинистые сланцы и т.п. Следующая стадия заключается в осаждении трехвалентного и четырехвалентного марганца; такому осаждению должен предшествовать процесс окисления, происходящий обычно в мелких поверхностных водах..." [Гольдшмидт, 1938, с. 232].

В целом общую схему физико-химического разделения компонентов в процессах гипергенного выветривания В.М. Гольдшмидт представлял себе так, как она изображена на рис. 1. В другой работе он подчеркивал, что "процесс образования осадочных пород вызывает настолько значительное разделение вещества, что его можно сравнить с химическим анализом перерабатываемого материала" [Гольдшмидт, 1938, с. 28]. При этом главными факторами, вызывающими последовательное осаждение химических элементов, В.М. Гольдшмидт считал концентрацию водородных ионов (рН), окислительно-восстановительный потенциал среды (Еh) и ионный потенци-

Рис. 1. Химическая дифференциация вещества, по В.М. Гольдшмидту

ал каждого элемента, представляющий собой частное от деления заряда иона на его радиус.

Кроме химической дифференциации вещества в зоне поверхностного выветривания, В.М. Гольдшмидт большое



внимание уделял биогенному разделению компонентов (четвертая ступень). Он утверждал, что жизнедеятельность организмов "...тоже приводит к образованию значительных концентраций и ассоциаций элементов, подчиняющемуся отчасти специальным свойствам химического сродства, а, отчасти, преимущественно физическим законам" [Гольдшмидт, 1928, с. 242].

Нельзя, однако, не отметить, что биохимическая сторона осадочного процесса рассматривалась В.М. Гольдшмидтом в самом общем виде, и конкретные взаимоотношения физико-химических и биогенных явлений в осадочном цикле остались вне теоретического анализа.

Работы В.М. Гольдшмидта получили продолжение в трудах А.Е. Ферсмана [1922, 1934]. В соответствии со взглядами этого исследователя разделение исходного вещества в зоне гипергенеза рождает три группы новообразований:

- 1) газовую фазу наиболее подвижную систему, обладающую избытком свободной энергии;
- 2) водные растворы озер, морей и океанов, содержащие соединения с наименыцими энергиями кристаллической решетки (ЭК);
- 3) осадки, разделяющиеся на "остаточные" с максимальными энергиями кристаллических решеток, подвижные почвенные системы со средними ЭК и "эвапораты" соли наименьших ЭК, выпадающие лишь после испарения и сгущения растворов.

Нетрудно видеть, что в целом разделение вещества в ходе осадкообразования, по А.Е. Ферсману, мало отличалось от осадочной дифференциации В.М. Гольдшмидта (рис. 2), однако в объяснении механизма этого явления А.Е. Ферсман пошел дальше; наряду с внешними факторами миграции химических элементов, такими как рН и Еh среды, он большое значение придавал внутренним факторам — свойствам атомов (радиус, валентность, положение в таблице Д.И. Менделеева) и энергии их кристаллизации (энергия кристаллической решетки, величина парагена). "...Мы видим, что вся геохимия гипергенеза основывается на величинах энергии решеток и энергии ионов, простых и комплексных, и зависит от поляризации ионов и связи с изменением рН растворов. Этим основным выводом диктуются и пути дальнейшего изучения поверхностных процессов..." [Ферсман, 1958, с. 501–502].

Вслед за В.И. Вернадским и А.П. Виноградовым, А.Е. Ферсман развивал представление о биогенной дифференциации вещества в зоне гипергенеза. "Живое вещество, – писал он, – использует элементы или морских бассей-

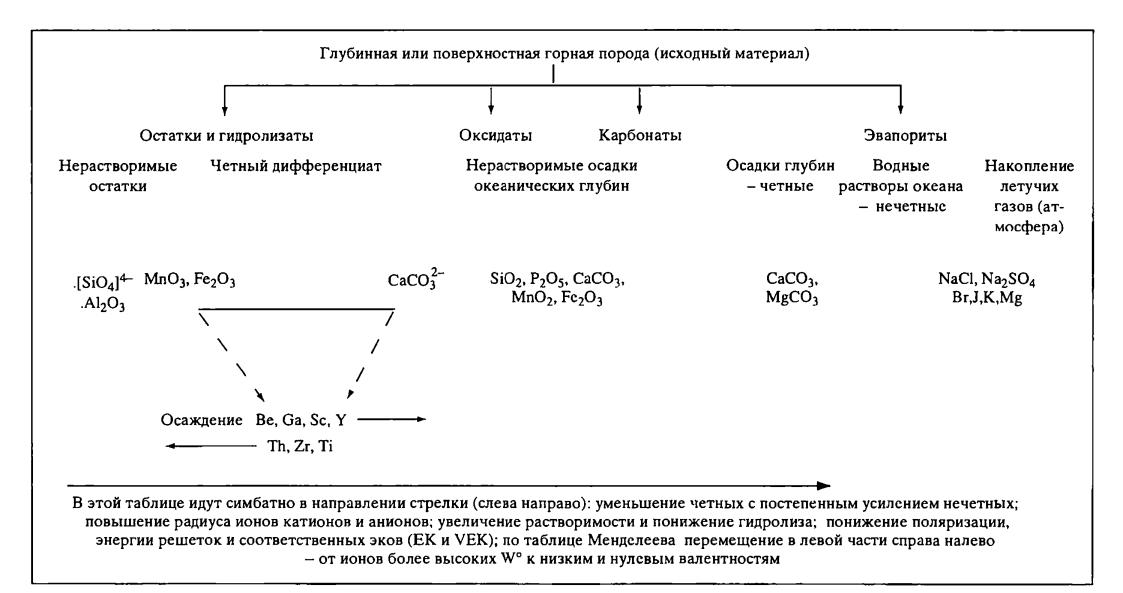


Рис. 2. Схема дифференциации вещества в осадочном процессе, по А.Е. Ферсману [1934]

нов, или почвы с почвенными растворами; поэтому, развиваясь на базе океана и почвы, процесс жизнеобразования характеризуется дальнейшей дифференциацией элементов океана, с одной стороны, и почвы, с другой" [Ферсман, 1958, с. 503]. Этот исследователь подчеркивал избирательное использование химических элементов живыми организмами и утверждал, что 23 элемента, преобладающие в составе биосферы, имеют минимальные атомные веса и находятся в І, ІІ, ІІІ и четной части ІV периода таблицы Д.И. Менделеева, формируя поле, прилегающее к ряду инертных газов; все они отличаются наименьшими ЭК'ами.

На этом фоне процессы жизни ведут к дифференциации атомов и ионов в двух направлениях. С одной стороны, в построении живых клеток принимают участие легкие элементы большой валентности (C^{4+} , P^{5+} , N^{3+}), которые, однако, не остаются катионами, а превращаются в подвижные комплексные анионы больших радиусов и малых энергий кристаллических решеток. С другой стороны, в скелетных частях многих организмов накапливаются элементы, способные формировать прочные и энергетически устойчивые соединения относительно больших величин энергии кристаллических решеток. К ним принадлежат $[SiO_4]^{4-}$, $Ca^{2+}[CO_3]^{2-}$, $Ca_3[PO_4]^{2-}$ и др.

В целом А.Е. Ферсман геохимически обосновывал взгляды Г.В. Арни, согласно которым жизнь с энергетической точки зрения представляет собой задержание и накопление химической и лучистой энергий, препятствующих се рассеянию в мировом пространстве.

Дальнейшее продолжение идеи В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана нашли в известном учебном руководстве Л.В. Пустовалова "Петрография осадочных пород" [1940].

Как известно, сущность концепции Л.В. Пустовалова заключалась в том, что возникновение осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых управляется в основном двумя процессами: осадочной дифференциацией и периодичностью тектонической жизни Земли.

Осадочную дифференциацию Л.В. Пустовалов представлял себе как сложный процесс, в котором переплетены явления механического и химического разделения элементов.

Механическая дифференциация осуществляется вследствие падения живой силы воды или иного транспортирующего фактора, благодаря чему обломочный материал сортируется по размерности или удельному весу так, как это показано в левой части рис. 3. По мере снижения скорости потока (слева направо) осаждаются частицы все меньшей размерности или минералы с меньшим удельным весом.

Химическая дифференциация разворачивается благодаря противоречию между свойствами химических элементов и физико-химической характеристикой гидрогеологической среды. Последовательность осаждения химических соединений в этом процессе показана в правой части рис. 3. Обращает на себя внимание, что ряд компонентов по схеме Л.В. Пустовалова распадается на два сектора. Осаждение соединений от гидроксидов железа до карбонатов происходит в результате гидролиза природных соединений, а последовательность формирования твердых фаз здесь зависит от их сродства с ионом ОН (гидролизуемости металла), а также от рН и Ећ среды. Именно эта ветвь химической дифференциации оказывается, по представлениям

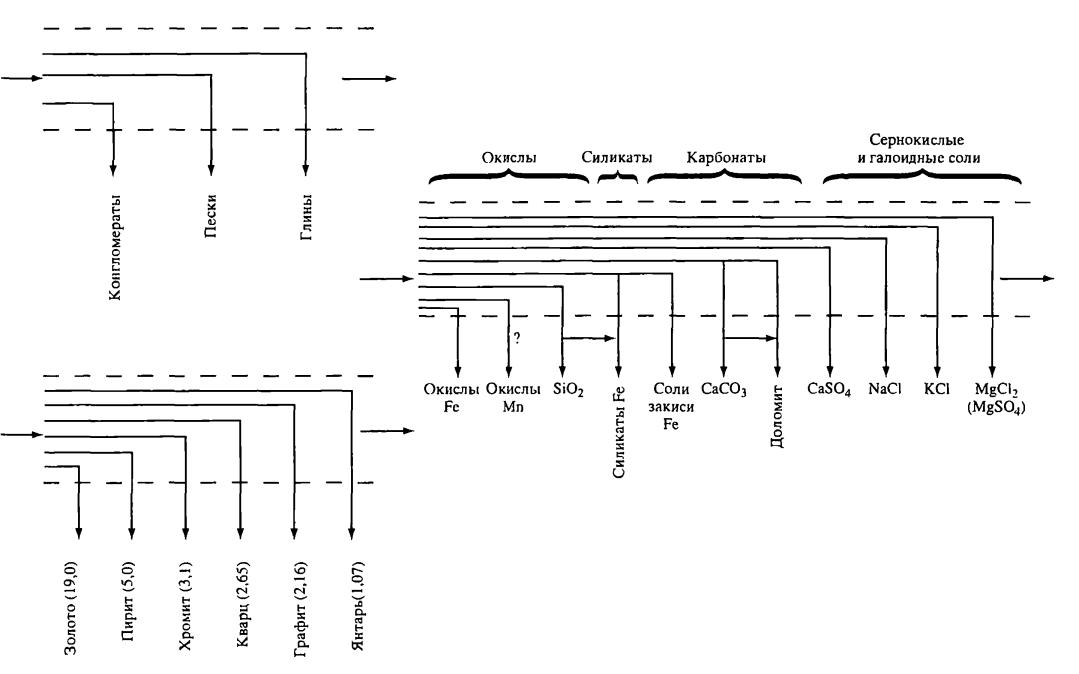


Рис. 3. Осадочная дифференциация вещества, по Л.В. Пустовалову [1940] Слева – механическая дифференциация, справа – химическая

Л.В. Пустовалова, неразрывно связана с механической сортировкой осадочного материала.

Последовательность выпадения в осадок солей, от карбонатов до хлоридов магния, диктуется уже не значениями рН — Eh, а соленостью выпаривающейся морской воды и осуществляется в условиях мелководных озер, лагун и заливов; в этой части дифференционного ряда процессы механического разделения не проявляются, а химическая дифференциация материала предстает в своем рафинированном виде.

Возрастающее увеличение солености морской воды в эвапоритовых бассейнах формирует ту последовательность минералообразования, что изображена ни отрезке между карбонатами и хлоридами магния.

Детально разработанная схема осадочной дифференциации в работах Л.В. Пустовалова [1933] породила мысль о жесткой связи между физико-химическими обстановками и аутигенным минералообразованием. Она нашла отражение в гипотезе о геохимических фациях, очень высоко в свое время оцененной А.Е. Ферсманом [1934].

В соответствии с этими представлениями "под современной геохимической фацией понимается часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород [Пустовалов, 1940, с. 462]. Курсив мой. — B.X.). Иначе говоря, среда и результат осадконакопления едины и должны образовывать общие дифференционные ряды. Для морских обстановок, например, могут быть выделены ультраокислительные фации (MnO_2), окислительные фации (Fe_2O_3 , окислы V, As и др.), фосфоритовые фации ($Ca_3P_2O_8$ · CaF_2), глауконитовые фации (силикаты закиси железа), шамозитовые фации (силикаты закиси железа), сидеритовые фации ($FeCO_3$), сероводородная фация (FeS_2 и др.). Кроме того, в исключительных обстановках морских лагун могут возникать доломитовая и доломит-флюоритовая фации ($CaMg(CO_3)_2$ и CaF_2), а также фация "морских солей" (NaCl, KCl, CaSO4 и др.).

Любопытно, что геохимические фации, по Л.В. Пустовалову [1940] могут сильно редуцироваться и полностью выпадать из общей схемы либо, наоборот, гипертрофироваться и занимать огромные площади дна современных и древних морских водоемов.

В целом осадочная дифференциация вещества, по Л.В. Пустовалову, представляет собой одноактный процесс, протекающий при мобилизации, переносе и осаждении осадочного материала. В соответствии с "законом" физико-химической наследственности геохимические фациальные признаки, возникшие при осадкообразовании, полностью наследуются на последующих стадиях диагенеза и катагенеза. Более подробно этот вопрос был рассмотрен в недавней работе В.Н. Холодова [1998].

Стремясь утвердить представление об осадочной дифференциации вещества, Л.В. Пустовалов попытался оценить относительную роль физико-химических и биологических процессов в осадочном породообразовании. Рассматривая роль организмов в создании осадков, он пришел к выводу, что определяющим фактором осадочного минералообразования являются физико-химические обстановки, разрешающие или запрещающие аутигенный

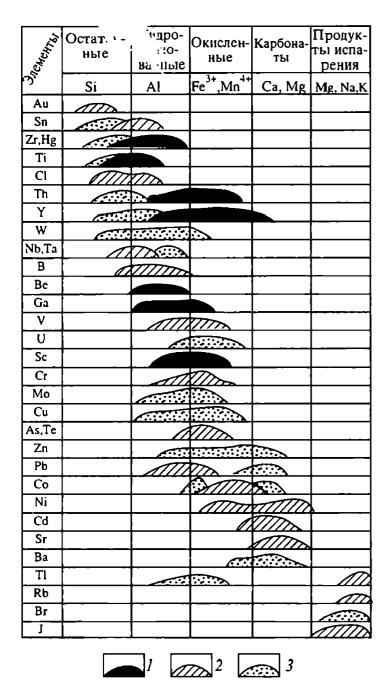


Рис. 4. Распределение химических элементов в разных группах дифференциатов

I – по В.М. Гольдшмидту; 2 – по В.В. Щербине; 3 – по К. Смуликовскому

минералогенез. Биологические процессы полностью вписываются в физико-химические условия, не могут сами по себе изменять вмещающую среду и только усиливают или ослабляют влияние физико-химических факторов.

Такие построения бесспорно ставили физико-химическую дифференциацию над биологической, но находились в очевидных противоречиях со взглядами В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, А.Е. Ферсмана, В.М. Гольдшмидта и ряда других исследователей; не отвечали они и некоторым, уже известным в то время, фактам.

И все же концепции дифференциации вещества и геохимических фаций позволили Л.В. Пустовалову упорядочить систематику осадочных пород и руд, а также связать периодичность осадочного процесса с циклами горообразования ("закон периодичности"). Последнее обстоятельство позво-

лило по-новому взглянуть на эволюцию осадочного процесса в истории Земли.

Представления В.М. Гольдшмидта, А.Е. Ферсмана и Л.В. Пустовалова об осадочной дифференциации вещества в современных и древних водоемах прочно укрепились в геохимической литературе; они существуют и поныне. Об этом, например, свидетельствует схема последовательности выпадения осадков, разработанная в трудах В.В. Щербины [1939, 1956] и К. Смуликовского [Smulikowsky, 1953], изображенная на рис. 4. В качестве основы для оценки разделения малых и редких элементов здесь взята та же последовательность осаждения компонентов, которая была предложена В.М. Гольдшмидтом: 1) резидюаты; 2) гидролизаты; 3) оксидаты; 4) эвапориты.

Сходная группировка осадочных образований иногда с некоторой модернизацией и усложнением широко используется в ряде современных руководств по геохимии и литологии. Примером этому могут служить книги Б. Мейсона [1971], В.В. Щербины [1956, 1972], А.И. Тугаринова [1973], В.Т. Фролова [1992] и др. Как и во всех предыдущих научных построениях, в них отчетливо проглядывает стремление создать единую и универсальную

систему, пригодную для любых физико-химических обстановок зоны осадкообразования.

В отличие от своих предшественников Н.М. Страхов [1960, 1962, 1963, 1976] развивал представление о фазовой дифференциации вещества. Он утверждал, что зона осадконакопления с геохимической точки зрения представляет собой гетерогенную систему, в которой одни химические элементы, такие как, азот, кислород, водород, углерод, сера, находятся в твердом, жидком и газообразном состоянии, а подавляющее большинство других элементов – в твердой и жидкой фазе. При этом поведение химических элементов при их захоронении на дне конечного водоема стока в значительной степени зависит от количественного соотношения их масс, находящихся в разных фазах.

Особое внимание Н.М. Страхов уделял поведению химических элементов, мигрирующих в виде взвеси (обломки материнских пород разного размера, коллоиды) и в форме истинных растворов. Их соотношение в современном осадочном процессе очевидно. Только легко растворимые хлориды, сульфаты и карбонаты щелочных и щелочно-земельных элементов устойчиво переходят в истинные растворы. Для всех остальных элементов механическая форма миграции и осаждения является ведущей.

Напомним, что, по расчетам А.П. Лисицына [1974] и В.В. Гордеева [1983], ежегодный современный мировой речной сток оценивается в 18,5 млрд т взвеси и в 13–14 млрд влекомого обломочного материала. Таким образом, суммарный ежегодный твердый сток рек мира П.Х. Кюнен [Кuenen, 1950] считал равным 32,4 млрд т.

В растворенной форме ежегодно переносится только 3,2—4,4 млрд т вещества. Очевидно, что массы твердого стока и растворов различаются почти на порядок.

Более детальные расчеты В.В. Гордесва [1983], проведенные для 26 химических элементов, позволили установить, что почти все они в настоящий момент в речной системе мигрируют во взвеси, причем минимальная доля растворов типична для Ті, Sc, Pb и Fc (0,01–0,16%), бо́льшая – для Сs, Cr, Mn, Co, Rb, Ni, P, Au (1,2–8%), еще бо́льшая – для Zr, Ba, Li, Cu, Ag, U (12–26%). Наибольшей миграционной способностью в водах современных рек обладают Cd, Sr, Mo, As, Sb. Их сток в истинно растворенных формах оценивается всличинами 38–52% от суммарного.

Наконец, Н.М. Страхов показал, что на всем пути движения осадочного материала от областей водосборов, где развиты разрушающиеся коры выветривания, почвы, скальные выходы древних магматогенно-метаморфических пород, вплоть до дна конечных водоемов стока, где фиксируются осадки, каждый химический элемент испытывает целый ряд фазовых превращений. Под действием атмосферных, почвенных, грунтовых, термальных, речных и морских вод, воздействия живых организмов и мертвого органического вещества с участием газов атмосферы и вулканических эманаций элементы многократно переходят из раствора во взвесь и из взвеси в раствор. Только их фиксация в осадках, покрывающих дно водоемов, прерывает эту цепь геохимических превращений и временно приостанавливает геохимическую миграцию вещества. Большую роль в процессах фазовой дифференциации играет биосфера и ее производные. Нетрудно прийти к выводу, что биохимическая дифференциация В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана таким обра-

зом становится важным звеном фазовой дифференциации Н.М. Страхова, включается в этот процесс.

Само собой разумеется, что при таком подходе чисто химические реакции в общей схеме определенно отодвигаются на второй план.

В работах Н.М. Страхова [1960, 1962, 1963, 1976] было показано, что попытки геохимиков построить единую скему дифференциации вещества для всей планеты в целом иллюзорны. Развитие этого процесса зависит от климатической зональности континентального блока, источника вещества, морфометрического типа конечного водоема стока, типа концентрации или рассеяния химических элементов. Наиболее важными факторами являются климатический тип осадочного процесса и источник вещества, участвующего в фазовой дифференциации. Во многом опираясь на изучение современного осадкообразования, Н.М. Страхов выделил 4 типа осадочного процесса: ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный, показал их связь с определенными физико-географическими областями континентального блока и подчеркнул специфику дифференциации химических элементов в каждой из этих областей.

В обстановке ледового климата, когда низкие годовые температуры разрешают существование воды только в твердой фазе льда и подавляют деятельность организмов, мобилизация осадочного материала происходит главным образом вследствие механического морозного выветривания и путем соскабливания подстилающих ледники материнских пород. Механическое взаимодействие ледника с подстилающим субстратом способствует формированию морен, которые с геохимической точки зрения представляют собой "среднюю пробу" абрадируемого субстрата. Химические и биохимические процессы здесь подавлены, а фазовая дифференциация вещества практически отсутствует.

В условиях гумидного климата, когда температурные условия стимулируют существование воды в жидкой фазе, а испарение всегда меньше годовой массы осадков, широко развивается растительность, и в пределах водосборов происходит наиболее полное химическое разложение минералов материнских магматогенно-метаморфических и осадочных пород.

Первый этап фазового разделения вещества осуществляется при формировании кор выветривания, торфяных болот и почв. Здесь под действием атмосферной влаги, вадозных и грунтовых вод с участием растительности, микроорганизмов и органических кислот одни химические элементы переходят в раствор и эмигрируют за пределы активных зон, а другие концентрируются вместе с продуктами разложения и образуют рыхлые покровы, нередко содержащие бокситы, железистые панцири и марганцевые шляпы. Торфяные болота накапливают многочисленные растительные остатки с концентрациями химических элементов, типичных для угленосных толщ.

Второй этап дифференциации реализуется в речной сети. С одной стороны, речные врезы формируют области разгрузки грунтовых, болотных и пластовых вод. Их окисление создает массу коллоидов, вступающих в область миграции. С другой стороны, меняющаяся энергия речных вод в продольном и поперечном сечениях приводит к фиксации одних компонентов и переносу других. Происходит многоактная сортировка частиц по крупности и удельному весу.

Третий этап фазовой дифференциации в гумидных зонах осуществляется при впадении рек в конечные водоемы стока, в дельтах и эстуариях морских и океанических водоемов. Здесь падение скорости движения речных вод, смешение пресных речных вод с солеными водами моря, а также бурная жизнедеятельность планктона способствуют флоккуляции и осаждению глинистых и коллоидных взвесей, химическому осаждению ряда элементов, поступлению ряда химических элементов в биотические цепи, усиленному растворению некоторых химических элементов в морской воде. В результате на рубеже река-море накапливаются осадки и меняется фазовый состав поступающего в водоем вещества.

Четвертый этап дифференциации реализуется в конечных водоемах стока. Он обусловлен гидродинамикой вод и биогенными процессами, происходящими в разных частях бассейнов. В результате формируется фациальногранулометрический план, определяющий важнейшие геохимические особенности морских и океанских осадков.

Характерная особенность аридных зон — сочетание повышенных годовых температур с отрицательным балансом влаги. Скудность водных масс здесь приводит к угнетению почв и растительности, а это, в свою очередь, уменьшает роль биогенной дифференциации. Главными процессами, определяющими развитие фазовой дифференциации, здесь становится механическое разрушение исходных пород водосборов, а также перенос и разделение осадочного материала временными потоками, ручьями и реками в сочетании с бурными эоловыми процессами. На фоне широко развитой механической дифференциации сильно проявляют себя чисто химические процессы. Грунтовые воды пустынь обычно подпитываются водами гумидных зон, содержащими растворенное двухвалентное железо, кремнезем и различные соли. Испарительные процессы, обусловленные высокими температурами, приводят к засолению, формированию солончаков, "пустынного загара", аккырш, каличе, красноцветных отложений. Ярко реализуется химическая дифференциация, усложняющая чисто механическое разделение вещества.

Особое место среди разных типов мобилизации осадочного материала занимают вулканогенно-осадочные явления. Они проявляются в разных климатических обстановках в субаквальных и субаэральных средах, но отличаются тем, что в области вулканических проявлений в зону осадкообразования поступает масса химических элементов и минералов, типичных для более глубоких зон планеты. Кроме того, продукты вулканической деятельности весьма интенсивно внедряются в зону осадкообразования в твердом (лавы), жидком (гидротермы) и газообразном (эманации) состояниях, что нарушает общий ход фазовой дифференциации в данном регионе. В целом вулканизм способен создать новую питающую провинцию и качественно изменить развитие фазовой дифференциации на отдельных участках континентального блока.

Здесь мы сталкиваемся с проблемой состава исходного материнского вещества и степенью его влияния на развитие фазовой дифференциации.

Н.А. Шило [1985] показал, что в некоторых случаях благоприятный источник металла может играть большую роль, чем климат, и это обстоятельство существенно осложняет общую схему осадочного процесса. Так, оказалось, что элювиальные и аллювиальные неоген-четвертичные россыпи зо-

лота, платины и ряда других метадлов при появлении кварцевых жил, резко обогащенных этими компонентами, образуются не только в зоне гумидного литогенеза, но даже в аридных и перигляциальных обстановках.

Следует, однако, отметить, что на протяжении фанерозоя роль климатических факторов, несомненно, превалировала над составом питающих областей. В более ранние эпохи существования Земли, в докембрии, наоборот, на первый план выступала геохимическая специализация магматических источников питания, в то время как значение климатических различий постепенно стиралось. Осадочная фазовая дифференциация вещества в докембрии в значительной степени управлялась геохимической специализацией питающих областей. Так, в серии статей В.Н. Холодова [1975, 1977, 1981, 1984, 1993а, б, 1997, 1999] было показано, что состав речного стока континентального блока, а также ассоциации осадочных рудных месторождений во времени, несомненно, отражали эволюцию магматизма в истории Земли.

Существенную роль в развитии фазовой дифференциации играет также морфометрия конечных водоемов стока; в мелководных озерах, отличающихся к тому же относительно небольшой площадью акватории, этот процесс слабо реализуется, и озерные осадки обычно представляют собой плохо отсортированные смеси компонентов. Наоборот, в огромных и глубоких океанах фазовая дифференциация рождает значительную массу хорошо отсортированных пелагических илов [Страхов, 1968б, 1976; Холодов, 1993а,б].

Предшественники Н.М. Страхова рассматривали разделение вещества в зоне осадкообразования как универсальный процесс, охватывающий все типы осадочных образований. Между тем, уже в 60-х гг. выяснилось, что закономерности поведения фонового (кларкового) осадкообразования существенно отличаются от закономерностей формирования рудных месторождений*.

При изучении распределения средних или кларковых содержаний химических элементов было установлено, что оно обычно тесно увязано с гранулометрическим составом пород [Страхов и др., 1956, 1959; Страхов, 1968а]. Наиболее распространен, так называемый, гумидный упорядоченный тип распределения, когда в идеальном профиле песчаники — алевролиты — глины — карбонатные породы — кремнистые породы средние содержания всех химических элементов сначала растут от песчаников к глинам, а затем уменьшаются от глин к кремнистым породам. Этот тип распределения химических элементов особенно характерен для влажных гумидных зон, при затухании активности тектонического режима и при накоплении осадков в крупных морских конечных водоемах стока.

Жаркий засушливый климат, особенно в сочетании с активными тектоническими движениями и озерным типом осадконакопления, рождают пестрый тип распределения химических элементов. В ряду песчаники \rightarrow алевролиты \rightarrow глины поведение элементов становится хаотичным, а в крайних случаях общие закономерности поведения полностью исчезают.

^{*} В большинстве современных геологических работ рудными месторождениями называют скопления полезных компонентов, которые технологически возможно и экономически целесообразно извлекать в промышленных масштабах. В отличие от них Н.М. Страхов называл рудными месторождениями те высокие содержания металлов и неметаллов, которые многократно превышают кларк и возникают на ограниченных участках земной поверхности.

В целом поведение кларковых содержаний химических элементов во многом определяется формами их миграции в водах рек, и преобладание растворов на суше отражается в упорядоченном распределении их в осадках конечных водоемов стока, а преобладание взвесей рождает хаос в субаквальных осадках.

На этом фоне существенно по-другому выглядят закономерности локализации осадочных рудных месторождений. Прежде всего, обращает на себя внимание, что, в отличие от средних, кларковых содержаний, осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения всегда локальны, т.е. расположены на относительно небольшой площади. В рудах химические элементы концентрируются в 5–200 раз по сравнению со своим кларком, однако масса сконцентрированных элементов на 4–6 порядков уступает массе их кларков.

Подавляющее большинство осадочных россыпных месторождений, месторождений бокситов, железных и марганцевых руд, углей, медистых песчаников, редких металлов и эвапоритовых формаций локализуется на континентальном блоке или в прибрежных частях конечных водоемов стока. Только фосфориты, металлоносные черные сланцы и железо-марганцевые конкреции встречаются в более глубоководных частях морей и океанов. На этом фоне в субаэральных и субаквальных обстановках спорадически обнаруживаются вулканогенно-осадочные россыпи и месторождения железа, марганца, сульфидов разных металлов, буры, целестина и соды.

Необходимо также подчеркнуть, что главные особенности кларковых содержаний возникают на стадии седиментации и являются результатом дифференциации вещества в зоне осадкообразования, тогда как формирование рудных месторождений во многих случаях многостадийно. Оно начинается при образовании осадка на дне конечного водоема стока, продолжается на стадии диагенеза осадков и завершается в уже сформированных осадочных толщах, на стадии катагенеза. Пожалуй, ко всем осадочным месторождениям может быть применена формула гумидного рудообразования Н.М. Страхова [1960], дополненная В.Н. Холодовым [1997]:

$$R = f(\alpha, \beta, \gamma, \sigma, \varepsilon, \eta),$$

где α — интенсивность химико-биогенного осаждения рудного компонента; β — влияние локального гидродинамического режима и палеогеографии района (наличие палеогеографической ловушки); γ — действие разбавления терригенным или карбонатным материалом; σ — дополнительное концентрирование рудных компонентов в диагенезе; ε — последующий перемыв пласта с механической концентрацией рудного компонента; η — дополнительное концентрирование рудного компонента в катагенезе.

В некоторых случаях действуют все перечисленные факторы, в других часть из них, и формула в целом редуцируется. Однако согласованное действие всех действующих факторов приводит к формированию рудных скоплений, тогда как разнобой гасит рудогенез.

Следует отметить, что, в отличие от В.М. Гольдшмидта, А.Е. Ферсмана и Л.В. Пустовалова, Н.М. Страхов не считал дифференциацию вещества в зоне осадкообразования одноактным процессом. Он справедливо отмечал, что фазовая дифференциация несколько в других формах продолжается в стадию субаквального диагенеза и последующего катагенеза.

Ледовый (гляциальный и перигляциаль- ный) литогенез		Гумидный литогенез	
Породы лединкового проясхождения Наземные: Морены (тиллиты, параконгломераты) и флювиогляциальные отложения (слоистые конгломераты, песчаники и ленточные глины) Подводные глины) Подводные: Диамиктон ледового разноса, ламинариты, турбидиты, варвы и другие переотложенные продукты ледового разноса	В гляциальной зоне концентрация компонентов не происходит. Осуществляется механическое разрушение коренных пород и формируются осадки, по составу соответствующие средней пробе. В перигляциальной зоне — россыпи: а) ближнего сноса — Au, Pt, Ag, S, As, сульфиды Fe, Cu, Zn, гидроксиды Fe, Al, сульфосоли и др.; б) аллювиальные — Au, Ag, Pt, сульфаты	Глины, алевролиты, песчаники, грубообломочные породы. Среди глин распространены каолинитовые разности, среди песчаников-олигомиктовые, реже метамиктовые породы	Коры выветривания Россыпи: а) ближнего сноса — Аи, Ад, Си, алмазы (С), корунд (Аl ₂ O ₃), киноварь (HgS), минералы редких элементов (Nb, Та, Zr, Hf, Ti, V, Y, TR и др.); б) аллювиальные — Аи, Pt, Sn, W, Mo, Ti, V, минералы редких элементов (касситерит, вольфрамит, молибденит, титаномагнетит); в) прибрежно-морские — TR, Zr, Hf, Ti, Sn (монацит, циркон, рутил, касситерит и др.) Бокситы Аl ₂ O ₃ ·H ₂ O (Ti, Zr, Ga, TR, Nb, V, Sc и др. гидролизаты) Железные руды Fe ₂ O ₃ ·H ₂ O (Мп, V, As, P, B, спорадические Ti, Ge, TR) FeCO ₃ — сидерит, примесей мало Марганцевые руды МпО ₂ (Fe, V, Zn, Tl, Co, Ni, Cu, Mo) мпСО ₃ (Ва, Со, Tl, Ra) Угленосные формации (Ge, Zr, B, Sr, V, U, Ni, Co, Cr, Pb, Zr, W, реже Li, Tl, Bc, Sc, Ti, Ge, TR, Ag, Sn, Bi)
			Аклиматические подводиые $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ – карбонатные $Ca_3P_2O_5$ · CaF_2 – фосфориты (TR, Sr, U, Черные" горючие сланцы (SiO $_2$, Au, V, U, SiO $_2$ – кремневые нические железомарганцевые конкреции

Более того, детальное исследование диагенетических преобразований [Страхов, 1953, 1956, 1960] привело его к выводу о тесной связи гранулометрии осадков, содержания в них органического вещества и минералогических форм нахождения железа и марганца. Таким образом, ряд минералого-геохимических фаций гидроксиды железа — лептохлориты — глауконит — карбонаты марганца и железа — сульфиды железа, по данным этого ис-

глин развиты сепиолитовые и палыгорскитовые разности, реже – гидрослюда и монтмориллонит. Среди песчаников преобладают полимиктовые (аркозы, Глины, алевролиты. песчаники, грубообломочные породы. Среди граувакки)

Аридный литогенез

Вулканогенно-осадочный литогенез

Россыпи: элювиальные – Au, Pt; аллювиальные – Au, Pt, Sn, W

Красноцветные формации Медистые песчаники Cu₂S, Cu₅FeS₄, CuFeS₂, Cu₁₂As₄S₁₃, CuS (халькозин, борнит, халькопирит, блеклая руда, ковеллин и примесь Pb, Zn, Ag, Mo, As, Sb, Co, Ni, Bi, U, V)

Свинцово-цинковые руды в карбонатных породах PbS, ZnS (галенит, сфалерит с примесью Cu, Cd, Ag, V, Ni, Bi, As и др.)

Эвапоритовые формации
CaCO₃, CaMg(CO₃)₂ (известняк, доломит), CaSO₄, CaSO₄ · 2H₂O (ангидрит, гипс), NaCl (галит)
MgSO₄ · H₂O, Na₂SO₄ · MgSO₄ · 4H₂O, K₂SO₄ · 2CaSO₄ · MgSO₄ · 2H₂O (кизерит, астраханит, полигалит)
MgCl₂ · 6H₂O, KCl · MgCl₂ · 6H₂O, KCl (бишофит, кар-

наллит, сильвин). В формации

накапливаются Sr, B, Br, F, J

Эффузивно-осадочные формации Наземиые

Гумидные

Россыпи: элювиальные, речные, морские – Au, Ag, Pt, Sn, W, Ti, сульфиды TiO₂, Fe₂O₃, MnO₂ (лимонит, ярозит, гидроксиды Mn) в кратерных озерах и ручьях SiO₂, CaCO₃, сера самородная, B, As, Ba, Sb, Su, Ag и др.

элементы в области

разгрузки гидротерм

Аридные Озерные: сода Na₂CO₃ и SiO₂, бораты -Na₂B₄O₇ · · 10H₂O, $Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O_7$ $Ca_2B_6O_4 \cdot 5H_2O$ (бура, кернит, пандермит и др.). Эвапоритовые озера с Li, W и др. металлами и со скоплениями SrSO₄ - целестина, Na₂CO₃ –

Подводные

Железные руды: Fe₃O₄. Fe₂O₃, FeCO₃, силикаты Fe, Mg, FeS₂ (магнетит, гематит, сидерит, хлориты, пирит с примесью Cu, Ag, V и др.)

Марганцевые руды: окислы Мп, родохрозит, кремневые породы, обогащенные Fe

Колчеданные месторождения:
FeS₂, CuFeS₂, ZnS (пирит, халькопирит, реже галенит, пирротин, магнетит, борнит с примесью Cu, Ag, Bi, Re и др. металлов)

отложения (формации?)

породы (Sr, возможно Br, As, Ag) Мо, J, спорадически Cr, V, Pb, Cu, Se и др.) Мо, Co, Ni, Cr, Pb, Zn, Ag, Be, Sr, W и др.) породы (Fe, иногда Сорг.) (Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Mo, Pb, V, Zr, Ti и др.)

и др. элементы

следователя, формировался не в водной массе конечного водоема стока, а в гранулометрически различных илах под действием микробиологического разложения органического вещества [Страхов, 1953; Холодов, 1998].

Кислые, средние и основные эффузивы, кластолавы, пирокластика (тефра), травертины, фтаниты, яшмы и другие кремнистые породы

Конечный результат фазовой дифференциации вещества в осадочном процессе, по Н.М. Страхову, приведен в табл. 1. Ее анализ позволяет утверждать, что в каждой из четырех областей осадконакопления, особенно чет-

ко проявляющихся в пределах континентального блока Земли, а именно, в ледовой, гумидной, аридной и вулканогенно-осадочной зонах, формируются несколько различные ассоциации осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород (графы слева), а также различные сочетания полезных исколаемых (графы справа). Так, очевидно, что россыпи, бокситы, железные и марганцевые руды, генетически связанные с корами выветривания, а также угленосные формации, являются индикаторами гумидного породообразования. Россыпи, связанные с коренными месторождениями металлов, красноцветные формации, содержащие стратиформные залежи сульфидов Си-Рb-Zn или урано-редкометальные месторождения, и эвапоритовые скопления всегда встречаются в засушливых аридных зонах, а россыпи, образованные за счет размыва богатых металлами эффузивов, и скопления железа, марганца, кремнезема, серы, соды, боратов и минералов стронция на участках разгрузки восходящих источников или в кратерных озерах, типичны для вулканогенно-осадочных областей.

Непосредственным продолжением климатически обусловленных осадочных рудных скоплений в субаквальных условиях морей и океанов являются, так называемые, аклиматические образования. К ним принадлежат карбонатные породы, фосфориты, горючие сланцы, кремнистые породы и четвертичные железомарганцевые конкреции. Вся эта группа осадочных пород и руд слабо связана с определенными климатическими зонами, что особенно четко видно при палеоклиматических реконструкциях прошлого. Характерно, что в формировании рудных скоплений этой группы большую роль играют биогенные процессы. Возможно, что именно это обстоятельство делает их локализацию в морях и океанах чрезвычайно неопределенной.

Сходные тенденции намечаются и среди вулканогенно-осадочных образований: как только мы переходим от континентальных скоплений к морским и океанским, четкое деление руд на гумидные и аридные немедленно утрачивается.

Можно сказать, что, чем больше мы перемещаемся от континентов к океану, тем меньше сказывается прямос влияние климата на формирование рудных скоплений осадочного и вулканогенно-осадочного генезисов. В этом, собственно, и заключалась одна из причин, побудившая Н.М. Страхова [1976] в работах 70-х гг. выделить самостоятельный океанский тип литогенеза.

В табл. 1, кроме поведения породообразующих компонентов, показано распределение малых и редких химических элементов, особенно типичных для разных осадочных образований [Холодов, 1982].

ГЕОХИМИЯ СУБАКВАЛЬНОГО ДИАГЕНЕЗА

Фазовая дифференциация вещества продолжается на дне конечных водоемов стока, в обводненных илах, покрывающих их дно. В соответствии с предложением Н.М. Страхова [1956], началом стадии субаквального диагенеза следует считать тот момент, когда твердые фазы вещества, выпадающие из наддонной воды водоема, фиксируются на его дне, т.е. перестают взмучиваться и перемещаться. Нижняя граница зоны диагенеза чрезвычайно прихотлива и условна. Как подчеркивают Н.В. Логвиненко и Л.В. Орлова [1987], по изменению физических свойств осадка она одна, по парагенезам аутигенных минералов – другая, по консолидации и цементации – третья. Очевидно также, что нижняя граница диагенеза будет располагаться в
песчаных и карбонатных отложениях на больших глубинах, чем в глинистых
и сапропелевых. Грубая оценка показывает, что литификация осадков поразному происходит также в консчных водоемах разного типа: в озерах
мощность зоны диагенеза редко превышает первые десятки метров, в морях
она оценивается в 200–250 м, а в океанических водоемах – 1000–1500 м.
Огромное недоуплотнение океанических осадков одни исследователи связывают с взвешивающим эффектом [Конюхов, Соколов, 1975; Соколов, Конюхов, 1980], другие – с действием высокого столба воды [Калинко, 1969;
Коссовская, Шутов, 1977] или ранним окремнением океанских осадков [Коробанова, 1970].

Формально нижняя граница зоны проводится там, где в разрезе вместо полужидких илов появляются сформированные осадочные породы.

Мощность зоны диагенеза, несомненно, зависит также от скорости осадконакопления и интенсивности перемывов в иловой толще [Назаркин, 1994], а также от величины теплового потока, прогревающего илы [Логвиненко, Орлова, 1987].

В целом стадия диагенеза представляет собой целую цепь взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов, направленных, как это подчеркнул Н.М. Страхов [1953, 1956], на физико-химическое уравновешивание системы в условиях низкой температуры и давления. С физико-химической точки зрения субаквальные диагенетические преобразования осуществляются в открытой системе. Обводнение и уплотнение илов, а также тесная связь поровых вод с наддонной водой материнского водоема, обеспечивают свободный привнос и вынос различных компонентов.

По Н.М. Страхову [1953, 1956, 1960], в нормально аэрируемых водоемах, где на дне накапливается поликомпонентная и гетерогенная масса твердых частиц и коллоидов, в верхней части обводненного слоя обычно прослеживается тонкая (десятки сантиметров) окислительная пленка. В ней и подстилающих ее восстановленных илах осуществляется интенсивная микробиологическая деятельность. Бактерии разлагают жиры, белки и углеводы рассеянного органического вещества (РОВ), формируя из них массу гуминовых кислот, способствуют растворению органики в иловых водах и выделяют из РОВ много газообразных компонентов (углекислота, сероводород, азот, водород и др.). Последние, в свою очередь, растворяются в иловых водах.

По мере движения в глубь осадка высокие положительные значения Еh растворов существенно уменьшаются, и среда становится восстановительной. Поровые растворы восстанавливают и ассимилируют в себе массу поливалентных химических элементов осадков (Fe²⁺, Fe³⁺, Mn²⁺, Mn³⁺, Mn⁴⁺, V³⁺, V⁴⁺, V⁵⁺, Mo⁴⁺, Mo⁶⁺, U⁴⁺, U⁶⁺, Co²⁺, Co³⁺ и др.) и приобретают свойства, резко отличающие их от наддонной воды водоема. В них также растворяются дисперсные карбонаты, фосфаты и кремнистые частицы, первоначально входившие в состав осадков. При воздействии восстановительных поровых растворов окислительная пленка исчезает.

Точечный характер биохимических и химических реакций, протекающих в осадках, приводит к большой пестроте концентраций. Она-то и вызы-

вает перераспределение вещества, осуществляющееся вначале путем диффузии. В соответствии с законом Фика, управляющем диффузией, диффузионный поток (Y_n) пропорционален величине градиента концентрации dC/dx:

$$Y_x = -D\frac{dC}{dx},$$

где D – коэффициент пропорциональности, C – концентрация, x – расстояние.

Это означает, что интенсивность перераспределения вещества зависит от величины его концентрации в данной точке. Иначе говоря, система будет стремиться к самоуравновешиванию.

В результате в осадках происходит непрерывный переход вещества из тех форм, в которых оно поступило в осадок, в новые формы, приспособленные к новой среде:

первоначальные \rightarrow грунтовый \rightarrow новые минеральные формы компонентов раствор воды (диагенетические минералы)

В более глубоких зонах осадка отжимание поровых вод из неравномерно уплотняющегося осадка усложняет общую картину перераспределения вещества. Наряду с диффузисй развивается конвективное перемещение компонентов, обусловленное направленными перетоками поровых вод.

В конечном счете в осадках формируется аутигенная минеральная зональность. В ней принимают участие кальцит, арагонит, доломит, гидрогетиты и окислы марганца, гидраргиллит и диаспор, опал, халцедон, фосфорит, сидерит, анкерит, родохрозит, олигонит, пирит, халькопирит, пирротин и др. сульфиды, лептохлориты, глауконит, монтмориллонит, бейделлит, барит, стронционит и др. [Страхов, 1953]. Именно диагенетическая зональность является главным результатом фазовой дифференциации вещества в иловую стадию осадочного процесса.

Среди всех взаимосвязанных процессов диагенеза особое место занимает микробиологическая сульфатредукция [Страхов, 1953, 1960, 1976; Остроумов и др., 1961; Волков, 1979, 1984; Сорокин, 1982]. Этот процесс, по-видимому, начинается в верхней окислительной пленке осадка. Как показал И.И. Волков [1984], возможность развития анаэробных сульфатредуцирующих бактерий в значительной мере зависит от присутствия кислорода, диффундирующего в осадок из наддонных вод. Только те зоны, где одновременно осуществляются процессы аэробной и анаэробной минерализации РОВ, благоприятны для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. При движении в глубь восстановленных илов сульфатредукция замирает.

Микробиологические исследования показали, что среди сульфатредуцирующих микроорганизмов наиболее распространены бактерии рода Desulfovibrio desulfuricans.

Установлено, что сульфатредуцирующие бактерии в анаэробных средах восстанавливают сульфаты иловых вод, окисляя при этом органическое вещество. Конечными продуктами реакции являются углекислота и сероводород:

$$2(CH_2O) + SO_4^{2\pm} \rightarrow H_2S + 2HCO_3^-.$$
OB Сульфат

Интенсивная реализация процесса сульфатредукции вызывает существенные изменения состава РОВ илов в составе поровых вод, приводит к формированию ряда аутигенных новообразований, а в некоторых случаях усиливает обмен компонентами между иловыми и наддонными водами материнских водоемов.

При анаэробном распаде в органическом веществе илов заметно уменьшается содержание углеводов, аминокислот и липидов, но существенно возрастает роль гуминовых и фульвокислот [Волков, 1984]. Вниз по колонкам снижается и общее количество РОВ в илах, однако в иловых водах возрастает количество растворенных соединений углерода, азота, фосфора и иода, накапливающихся за счет стехиометрического разложения органики. Органическое вещество отчасти описывается формулой, предложенной Ф. Ричардсом [Richards, 1965]:

$$2(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 53SO_4^{2-} = 106HCO_3^- + 53H_2S + 16NH_3 + H_3PO_4$$
.

Одновременно в иловых водах уменьшается содержание сульфат-иона и растет щелочной резерв. Последнее обстоятельство обусловлено избытком растворимого в иловых водах CO_2 , который нередко становится важнейшим фактором, управляющим карбонатообразованием.

Общеизвестно, что углекислота неразрывно связана с карбонатными равновесиями:

$$CO_2 \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows (Ca, Mg, Fe, Mn)(HCO_3)_2 \leftrightarrows (Ca, Mg, Fe, Mn)CO_3$$
. Жидкая фаза Твердая фаза

На первых этапах сульфатредукции избыток CO_2 стимулирует растворение карбонатных кристаллов и обломков в илах. При затухании процесса или при удалении CO_2 за пределы системы осуществляется осаждение карбонатов и формируются участки вторичной цементации, или карбонатные конкреции.

Уменьшение содержания сульфатов в иловых водах нередко сопровождается диффузионным подтоком их в илы из наддонных морских вод. Этот процесс поддерживает непрерывность микробиологической сульфатредукции в диагенетически преобразующихся осадках.

В результате развития микробиологической сульфатредукции в обводненных илах возникают сероводород и ряд промежуточных форм серы — сульфиты и тиосульфаты [Розанова, 1974; Волков, 1984]. Сероводород вза-имодействует с реакционноспособным железом и др. металлами, образуя кислотнорастворимые неустойчивые сульфиды (гидротроилит, грейгит, маккинавит и др.), которые позднее переходят в пирит и ряд других устойчивых сульфидных минералов.

Диагенетические сульфиды формируют разнообразные конкреции, линзообразные тела, а местами цементируют целые участки рыхлых терригенных отложений.

В случае дефицита железа и других осадителей серы образуется свободный сероводород. В экстремальных ситуациях, при больших скоростях сульфатредукции, он может накапливаться в обводненных илах или даже пере-

ходить в наддонную воду. Возможно, что именно его избыток в диагенетически преобразованных илах, наряду с рядом других гидродинамических факторов, явился причиной возникновения многочисленных современных сероводородных бассейнов, таких, как фиорды Норвегии и Дании, фиорды побережий Канады и Японии, Калифорнийского залива, впадины Кариако Карибского моря, Готландской впадины Балтики, глубоководных зон Черного моря.

Все сказанное выше позволяет сделать три вывода.

- 1) В субаквальном диагенезе продолжается фазовая дифференциация вещества, начавшаяся на стадиях мобилизации, переноса и осаждения осадочного вещества (седиментации). При этом аутигенный минералогенез в своей главной массе осуществляется не в наддонных водах конечного водоема стока, а в иловых водах, пронизывающих рыхлые обводненные осадки.
- 2) Важнейшей движущей силой субаквальных диагенетических преобразований является микробиологическое разложение РОВ. Интенсивность этого процесса, локализованного в приповерхностной зоне илов, предопределяет масштабы перераспределения вещества, закономерности миграции и концентрации химических элементов в илах, формирование и состав различных минералого-геохимических зон и даже геохимическую обстановку в придонной части конечного водоема стока. Как показали Н.С. Страхов [1976], И.И. Волков [1979, 1984] и др., уменьшение содержаний РОВ в осадках океанов приводит к редукции восстановительных процессов. В конечном счете в пелагических частях океанских водоемов дефицит РОВ вызывает появление признаков окислительного диагенеза.
- 3) Биохимические и химические реакции, реализующиеся на стадии диагенеза, настолько тесно связаны между собой, что выделять в них более дробные и самостоятельные стадии осадочного процесса нецелесообразно. Поэтому недавние попытки В.Т. Фролова [1992] отнести верхнюю окисленную пленку субаквального осадка к стадии подводного выветривания (гальмиролиза), а подстилающие их восстановленные зопы к стадиям сингенеза и диагенеза, нельзя признать удачными. Физико-химическое и биохимическое единство процессов заставляет отвергнуть такое неестественное подразделение единой стадии преобразования осадка.

LEOXIMUA KATALEHE3A

Фазовая дифференциация вещества не завершается на стадии диагенеза; она интенсивно продолжается и на более позднем этапс жизни осадочной породы – в стадию катагенеза.

Стадия катагенеза представляет собой стадию бытия осадочной породы. Пространственно ей соответствует стратисфера, или слоистая оболочка Земли, сложенная осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Ее особенности и свойства были детально описаны в трудах В.И. Вернадского [1934], А.Е. Ферсмана [1934], А.А. Григорьева [1937], Л.В. Пустовалова [1940], А.Б. Ронова [1980] и др.

Стратисферой принято называть прерывистую сферу Земли, сложенную осадочными и вулканогенно-осадочными породами, сохранившимися от денудации и не перешедшими в состояние метаморфических пород. Та-

ким образом, верхняя граница этой геосферы на континентах – подошва зоны осадкообразования, включающая в себя коры выветривания, почвы и разнообразные нелитифицированные осадки. В озерах, морях и океанах ее будет ограничивать нижняя граница зоны субаквального диагенеза.

В пределах континентального блока снизу стратисфера ограничена областью метаморфизма, за пределами которой осадочные породы прекращают свое существование. В океанах осадочные отложения залегают непосредственно на базальтах.

На континентах в геосинклиналях мощность осадочного чехла достигает 20–24 км. Она существенно уменьшается на платформах (до 4–5 км) и выклинивается в направлении щитов и орогенов. В океанах мощность стратисферы падает от шельфов (10–12 км) к материковому склону (2–5 км) и к океанскому ложу (0,4 км). Стратисфера отсутствует в пределах срединных хребтов, где обнажаются базальты.

Обіций объем пород осадочной оболочки оценивается в 1100 млн км³, что составляет около 11% объема земной коры и 0,1% общего объема Земли [Ронов, 1980]. Стадия катагенеза, или стадия пребывания осадочных и вулканогенно-осадочных пород в стратисфере, сопровождается обычно их существенным минералого-геохимическим преобразованием. Эти изменения обусловлены взаимодействием осадочных отложений с подземными и вадозными водами, рассолами и разнообразными газоводными растворами в условиях меняющихся температур и давлений.

Термодинамические показатели стратисферы варьируют в широких пределах. Общеизвестно, что при среднем геотермическом градиенте 1°/33 м на глубине 5 км будут господствовать температуры в 150–160°С, 10 км – 300–320°С, 20 км – 600–640°С. Давление нагрузки будет также расти довольно интенсивно: если на каждые 100 м мощности оно увеличивается на 27 атм, то на глубине 5 км оно достигает 1350 атм, 10 км – 2700 атм, 20 км – 5400 атм.

Так как в зоне осадконакопления осадочный процесс непрерывно создает новые пласты осадочных образований, перекрывающие друг друга, можно считать, что в бассейнах седиментации, где господствуют нисходящие тектонические движения, осадочные отложения погружаются в глубь стратисферы, перемещаясь из областей низких температур и давлений в областы высоких термодинамических показателей. Преобразование наиболее неустойчивых компонентов в осадочных породах при таком поступательном движении вызывает целый ряд совершенно новых геохимических процессов.

Следует подчеркнуть, что толща осадочных пород с физико-химической точки зрения представляет собой очень сложную гетерогенную систему. В ней чередуются хорошо проницаемые пласты-коллектора — песчаники, алевролиты, некоторые кремнистые и карбонатные отложения (открытые системы) с плотными, плохо проницаемыми глинами, мергелями, соленосными отложениями (закрытые и полузакрытые системы). Местами эти сложные чередования рассечены зонами трещиноватости и тектоническими нарушениями (открытые системы). Блоковое сочетание закрытых, полузакрытых и открытых физико-химических участков делает подчас результаты геохимических процессов трудно предсказуемыми в каждом конкретном случае.

По особенностям развития катагенетических преобразований и тектоническим особенностям развития стратисфера континентального блока распадается на ряд бассейнов, или систем. В соответствии с представлениями Д.С. Соколова [1962], А.А. Карцева и др. [1969], И.К. Зайцева [1970], А.М. Никанорова и др. [1975, 1983], Е.А. Баскова [1983], В.Н. Холодова [1983а], Я.А. Ходжакулиева, Л.А. Абуковой [1985], А.А. Карцева и др. [1986], Р.И. Гольдигейна и др. [1992], среди них наиболее резко различаются инфильтрационные и элизионные бассейны.

К инфильтрационным бассейнам относятся области прогибания, расположенные в пределах тектонически устойчивых областей, главным образом на платформах. Обычно они представляют собой сравнительно неглубокие впадины, построенные по типу артезианских бассейнов. Типичными примерами подобных образований могут служить Московская, Северо-Двинская и Вятско-Камская синеклизы, Ангаро-Ленский бассейн, Кызылкумская впадина и др. Для них характерны относительно небольшие мощности осадочного чехла (2–3 км), что отражает чрезвычайно вялый тектонический режим и склонность к эпейрогеническим колебаниям.

Вследствие того что в периферической части осадочный чехол такой "тектонической чаши" оказывается обычно вскрытым эрозией, в наиболее проницаемые пласты-коллектора с дневной поверхности попадают вадозные воды, которые по законам гидростатического напора мигрируют по ним обычно в направлении от областей питания к областям разгрузки, к тем участкам, где наиболее проницаемые горизонты оказываются "вскрытыми" реками и ручьями. Характерно, что интенсивное движение инфильтрационных вод осуществляется в верхних частях разреза. В более глубоких его частях водообмен обычно бывает затруднен, что вызывает соответствующие изменения в составе подземных вод.

В целом для инфильтрационных бассейнов типично развитие прямой гидрохимической зональности. Наименее минерализованные воды распространены в верхних этажах, тогда как с глубиной общая минерализация вод обычно возрастает. В этом же направлении сульфатные и карбонатные воды сменяются хлоридными. Характерно также, что в пределах фундамента здесь обычно господствуют невысокие температуры, редко выше 40–60 °С.

В отличие от инфильтрационных, элизионные бассейны обычно связаны с молодыми тектоническими впадинами платформ и предгорными прогибами альпийского пояса. Примером таких бассейнов могут служить Терско-Кумский, Азово-Кубанский, Амударьинский, Западно-Туркменский и другие прогибы. Для них характерно резкое и длительное преобладание нисходящих тектонических движений, в результате которых во впадинах накапливаются сверхмощные осадочные толщи, до 10 км и более. Наоборот, положительные движения в этих структурах были очень кратковременны и начались сравнительно поздно — в неогене и даже постплиоцене. Как следствие такого специфического развития, в краевых частях депрессий каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, выходы пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют и в силу этого в них преобладают уже не инфильтрационные, а элизионные процессы. Песчано-глинистые толщи в таких регионах сами становятся источником газоводных флюидов. В них глины обычно уподобляются пористой резине, насыщен-

ной морской водой и разнообразными газовыми составляющими. По мере погружения они сжимаются и отдают газоводные растворы в жесткие пласты-коллектора и дренирующие глины зоны разломов. В результате в центральной части впадины создается избыточное давление, а отжимающиеся из глин флюиды обычно мигрируют в них от центра к периферии бассейна. Этому во многом способствуют высокие геотермические градиенты, обеспечивающие температуру до 100 °C на сравнительно небольшой глубине (2–3 км).

В элизионных бассейнах часто возникают аномально высокие пластовые давления (АВПД), которые в глубоких частях бассейна нередко сохраняются на протяжении длительного геологического времени. Здесь обычно широко проявлен грязевой вулканизм (Холодов, 1982, 1983а).

Характерная черта элизионных систем – широкое распространение среди них обратной гидрохимической зональности: уменьшение величины общей минерализации часто осуществляется сверху вниз, от верхних структурных этажей к нижним. Такая своеобразная инверсия вертикальной гидрогеологической зональности связана с разбавлением вод, захороненных в пластах-коллекторах, элизионными газоводными растворами. Хотя последние в значительной степени отражают состав первоначально вмещающих их глин и глубину залегания, в среднем их минерализация, по-видимому, уступает минерализации интерстиционных вод в песчаниках и карбонатных породах, что и приводит к их заметному разбавлению в ходе элизии и смешения.

Любопытно также, что в элизионных системах, в отличие от инфильтрационных, состав минералообразующих растворов формируется в глинах, в ходе погружения и вторичных преобразований именно глинистых толщ. Коллектора (песчаники и карбонатные породы) лишь пассивно отражают состав поступающих в них газоводных растворов.

Таким образом, в осадочно-породных инфильтрационных бассейнах основной ареной, формирующей состав и специфику геохимических превращений, являются песчаники и карбонатные породы, тогда как в элизионных бассейнах такой "потенциалзадающей" средой являются глины.

Очевидно, что механизмы фазовой дифференциации вещества в инфильтрационных и элизионных системах различны. В инфильтрационных системах разделение происходит при взаимодействии проницаемых породколлекторов и вадозных вод. В общем виде оно было описано нами в ряде работ (Холодов, 1973, 1982, 1989, 1992; Холодов и др., 1961).

Поскольку вадозные воды всегда содержат некоторое количество растворенного кислорода и обладают ярко выраженными окислительными способностями, а многие морские и континентальные осадочные толщи наследуют от стадии субаквального диагенеза восстановительные свойства, между проникающими в глубь стратисферы водами и вмещающими их породами возникает некоторое геохимическое противоречие: в пластах-коллекторах образуется зона катагенетического окисления, которая под действием непрерывно просачивающихся вадозных вод все время увеличивается по площади и перемещается от периферии бассейна к его центру (рис. 5).

Кислородсодержащие вадозные воды аридных областей часто содержат значительное количество легкорастворимых соединений поливалентных

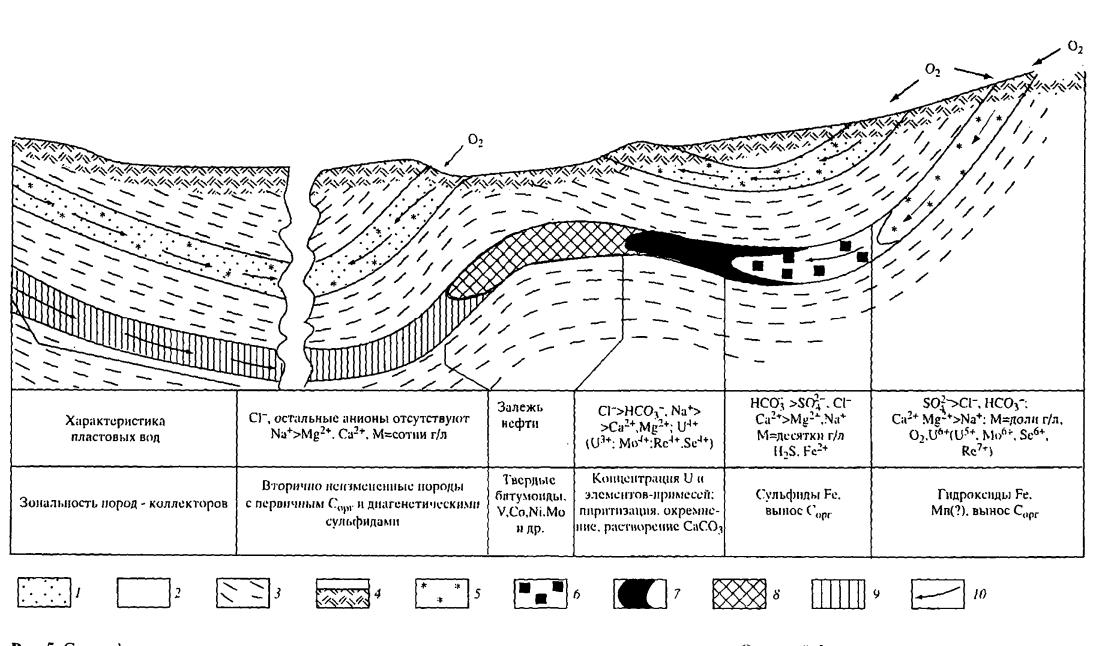


Рис. 5. Схема формирования урано-редкометального месторождения в палсогеновых известняках Северной Ферганы

/ - песчаный коллектор; 2 - карбонатный коллектор; 3 - глипистые покрышки; 4 - почва; 5 - гидроксиды железа; 6 - сульфиды железа; 7 - урано-редкометальный "ролл"; 8 - пефтяная залежь; 9 - первично неизмененные породы 10 - паправление движения вадозных вод, обогащенных кислородом

элементов, таких, как U^{6+} , V^{5+} , Mo^{6+} , Se^{6+} , Re^{7+} , которые в одних случаях попадают в них из поверхностных или почвенных вод, а в других — заимствуются из вмещающих подземные воды пластов-коллекторов или дренируемых массивов магматических пород.

Потеря этими водами кислорода на контакте с восстановителями обычно сопровождается трансформацией поливалентных металлов: они переходят в формы более низкой валентности (U^{4+} , V^{3+} , M^{04+} , R^{e4+} , S^{e4+} или даже S^{e2+}), теряют свою высокую подвижность и фиксируются в поровых пространствах коллектора в виде твердой минеральной фазы.

Многократное повторение процесса растворения и осаждения рудных компонентов на фоне стабилизации продвижения фронта окисления в проницаемых пластах может иногда способствовать образованию эпигенетических рудных редкометальных скоплений – пластово-линзовидных тел, "роллов", гнезд, замещений растительных остатков и т.п. Процессы рудообразования особенно усиливаются в тех участках, когда наблюдаются скопления восстановителей и возрастает геохимическая контрастность между характеристикой пластовых руд и вмещающих их пород. При этом восстановителями могут быть скопления нефти, угля, газообразных углеводородов, сероводорода, водорода и др.

На рис. 5 приведена схема формирования урано-ванадиевого месторождения в ходе инфильтрационного разрушения нефтяной залежи, заключенной в карбонатных породах-коллекторах алайского яруса Ферганской долины. Эта схема применима для истолкования генезиса многих палеогеновых месторождений и рудопроявлений Северной Ферганы (Шакаптар, Майлисай, Майлису и др.) и составлена по материалам В.Н. Холодова, А.К. Лисицина, Г.В. Комаровой, И.А. Кондратьевой, Э.Г. Кузнецовой, И.Г. Ченцова, А.И. Германова и др.

Области питания для обоих пластов-коллекторов, изображенных на схеме, располагаются на севере, вблизи выхода палеозойских толщ на дневную поверхность, и на юге, в районе локальных палеозойских поднятий. Главная область разгрузки находится за пределами профиля, на котором ей соответствует разрыв чертежа.

Сульфатсодержащие вадозные воды, обогащенные кислородом и элементами-примесями (U6+, V5+, M06+), проникая в карбонатный пласт-коллектор с поверхности, вначале окисляют железо, марганец и органическое вещество. В результате этого процесса в зоне, непосредственно прилегающей к области питания, фиксируются многочисленные гидроксиды Fe и Mn и полностью исчезает органическое вещество ($C_{\rm opr}$), переходящее в CO_2 и удаляемое в атмосферу.

Более сложные процессы протекают в нижележащей зоне, расположенной между нефтяной залежью и полосой окисления. Здесь, по данным микробиологических исследований, концентрируются сульфатредуцирующие и сероводородообразующие бактерии, которые резко преобладают над другими формами бактериальной жизни. В результате деятельности бактерий в краевой части нефтяной залежи происходит восстановление сульфатов, растворенных в пластовых водах, и образуется сероводород, который тут же реагирует с восстановленными металлами вод и пород, создавая разнообразные включения сульфидов. В свою очередь, окисление органического всще-

ства до CO₂ рождает интенсивное растворение и переосаждение карбонатов, идущее по обычной схеме карбонатных равновесий.

Наконец, само погребенное органическое вещество под действием аэробного, а позднее и анаэробного окисления, испытывает ряд характерных изменений: происходит утяжеление углеводородов и превращение их в керитоподобные битумоиды.

Все эти геохимические реакции способствуют развитию двух характерных минералого-геохимических подзон. В первой из них протекают преимущественно процессы пиритизации и полного исчезновения органики (отбеливание карбонатных пород), а во второй концентрируются сульфиды и оксиды рудных компонентов, усиленно реализуются процессы сорбции металлов органикой из пластовых вод, окремнение и декарбонатизация (стилолитообразование) и, таким образом, формируются рудные скопления, окаймляющие нефтяную залежь с ее лобовой стороны (см. рис. 5).

Чаще всего такие рудные тела в разрезе имеют форму полумесяца, выпуклая часть которого обращена по падению пласта-коллектора. Американские исследователи называют такие скопления рудных компонентов "роллами" (ore roll), подчеркивая их дискордантные отношения с вмещающими породами и С-образное или S-образное сечение. В плане эти образования представляют собой сложно построенные овальные тела, вытянутые по простиранию пород на 200–300 м и объединяемые в прерывистые рудные полосы.

Как правило, в сечении рудное тело крайне неоднородно. В каждой его части преобладает тот или иной рудный компонент, вследствие чего иногда можно его рассматривать как целую систему "роллов", вложенных друг в друга и различающихся по составу руд.

Еще ниже по падению пласта-коллектора, в тыловой части нефтяной залежи и в наиболее погруженной зоне, тяготеющей к области разгрузки, обычно распространены геохимически слабоизмененные породы. Они наследуют свой геохимический облик от стадии диагенеза и содержат повышенное количество рассеянной органики и диагенетических сульфидов.

Многочисленные гидрохимические наблюдения показывают, что в полном соответствии с намеченной выше минералого-геохимической зональностью изменяются состав и минерализация пластовых вод. При их движении от дневной поверхности в глубь породного бассейна вначале падает содержание растворенного кислорода, затем уменьшается количество растворенных сульфатов и растет содержание HCO_3^{\pm} , а вблизи водонефтяного контакта возрастает концентрация хлоридов.

Параллельно этим изменениям непрерывно увеличивается общая минерализация вод, от нескольких в зоне окисления до сотен граммов на литр в зоне слабоизмененных пород, прилегающих к тыловой части разрушающегося нефтяного скопления (см. рис. 5).

Механизм катагене—ических рудообразующих процессов, накладываясь на сформированную ранее седиментационно-диагенетическую зональность, может весьма существенно изменить, а иногда и полностью переработать ее. При этом в некоторых регионах размах катагенетических окислительных явлений, стирающих всякие следы физико-химической унаследованности, может достигать огромных масштабов. Общеизвестно, что следы дея-

тельности кислородсодержащих инфильтрационных вод установлены на глубинах до 1,0—1,5 км. В некоторых районах Средней Азии и Южного Казахстана были разбурены полностью окисленные инфильтрационные бассейны в 250—300 км в поперечнике. Таким образом, роль фазового разделения вещества в инфильтрационных системах может быть очень велика.

Процессы, происходящие в элизионных системах, были детально исследованы в работах А.А. Карцева и др. [1969], Н.Б. Вассоевича [1967, 1977], С.Г. Неручева [1969, 1973], В.Н. Холодова [1983а, б, 1986, 1990, 1991, 1992, 1995], В.А. Дрица, А.Г. Коссовской [1990], J.F. Bürst [1969], М.С. Powers [1969], Е.А. Реггу, J. Hower [1972] и др.

Наиболее важные среди них:

- 1) Создание зон разуплотнения глин и АВПД, определяющих всю гидродинамику элизионных бассейнов движение флюидов из центра и глубин системы к ее периферии.
- 2) Автономное формирование газоводных, нередко высокотемпературных флюидов, активно взаимодействующих с осадочными и вулканогенно-осадочными породами стратисферы.

В элизионной системе обычно осуществляется сильное тектоническое прогибание, в результате которого каждый пласт начинает свое развитие с образования осадка на дне водоема. Затем пласт скрывается под более молодыми осадками, и по мере того, как суммарная мощность перекрывающих его отложений растет, он 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 пористые илы, слабо уплотняются при погружении и поэтому охотно принимают отжимающуюся из глин воду. Нередко в наиболее погруженных участках таких пластов-коллекторов в результате поступления отжатых из глин вод образуются избыточные гидростатические давления, и, как следствие, происходит отток вод от центра впадины к периферии. Так пласты проницаемых пород дренируют глинистые толици, освобождая их от избытка захороненных вод. То же происходит при перессчении глинистых отложений тектоническими разломами, имеющими выход на дневную поверхность.

Во всех случаях движущей силой разгружающихся элизионных систем являются уплотняющиеся толщи глинистых пород. Собственно АВПД возникают при фазовом переходе одних глинистых минералов в другие, например, при превращении разбухающего монтмориллонита в неразбухающую гидрослюду – постоянный компонент более глубоких зон. Это происходит обычно при высоких температурах (150–200 °C) на глубине 1–4 км и сопровождается уменьшением объема твердой фазы и выделением значительного количества кристаллизационной воды. По нашим расчетам, из 1 м³ монтмориллонитовой глины может высвобождаться 230–250 л воды [Холодов, 19836].

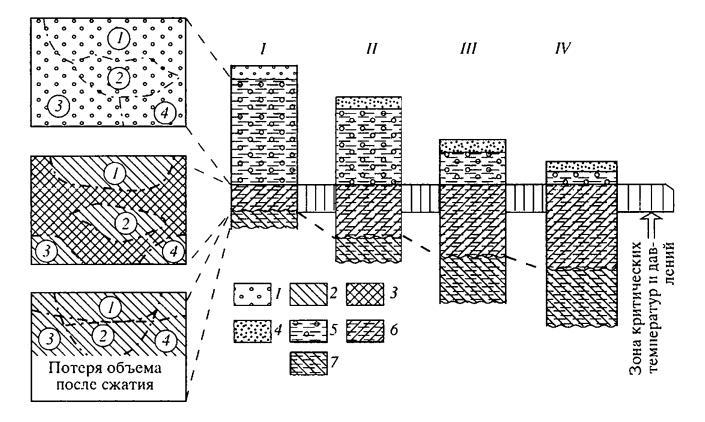


Рис. 6. Формирование зоны разуплотнения и АВПД в глинистых толщах

/ – монтмориллонит: 2 – гидрослюда: 3 – выделившаяся из монтмориллонита кристаллизационная вода: 4 – песчаник; 5–7 – глины: 5 – монтмориллонитовые, 6 – гидрослюдистые в зоне разуплотнения и АВИД, 7 – гидрослюдистые в зоне полного уплотнения. Цифры в кружках – блоки глинистых минералов: римские цифры – разные стадии погружения глинистой толщи

При критических температурах и давлениях (т.е. на той глубине, где монтмориллонит уже не может существовать) (рис. 6) 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 АВПД.

Как видно на рис. 6, мощность зоны разуплотнения и величина пластовых давлений в ней в значительной степени зависят от расположения погружающейся глинистой толщи по отношению к зоне критических температур и давлений. В начале этого процесса (положения 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 (положения III, IV), соответственно, возрастают мощность области разуплотнения и величина АВПД в глинах.

Рост гидростатического давления прекращается только тогда, когда в зону критических температур и давлений опускаются вышележащий пласт-коллектор либо система тектонических нарушений, способных дренировать обводнившуюся глину. Тогда поровые воды, накопившиеся в пределах зоны разуплотнения, устремляются в поровое пространство песчаников или кар-

бонатных пород или уходят по трещинам, а пластовые давления в глинах резко падают.

Общеизвестно, что глинистые донные морские осадки являются сложными поликомпонентными образованиями. Наряду с глинистыми минералами в них встречаются обломки карбонатных и кремневых раковинок, коллоидные сгустки гидроксидов железа и марганца, включения органического вещества и ряд других геохимически контрастных компонентов.

Формирующиеся из глинистых илов породы, несмотря на диагенетические потери, в среднем содержат большие количества реакционноспособных компонентов; так, в 1 м³ глины обычно обнаруживается 50–350 кг РОВ, 100–200 кг карбонатов, накопленных в результате гибели планктонных и бентосных организмов моря, 50–150 кг железа, до 10 кг титана, 1 кг марганца, 100–150 г никеля и по 50–100 г меди, свинца и цинка.

Схема формирования газоводных растворов в глинистых толщах элизионных систем представлена на рис. 7. Она отнесена к различным глубинам погружения глинистых толщ [Холодов, 1983] и к различным стадиям метаморфизма органического вещества и соответствующему изменению коэффициента отражательной способности витринита [Вассоевич и др., 1976].

На графике слева изображены разные стадии преобразования органического вещества глин в %, причем черным цветом обозначено количество остаточной органики, а штриховыми условными знаками — соотношение выделившихся в их поровом пространстве жидких и газообразных компонентов, представляющих собой продукт термолиза и термокатализа РОВ. Справа на рисунке изображены фазовые превращения рассеянных карбонатов и глинистых минералов.

Центральная часть диаграммы показывает изменение суммарного объема порового пространства глин в исследуемом интервале погружения. Стрелками обозначены масштабы поступления в поры жидких и газообразных компонентов – продуктов преобразования РОВ, рассеянных карбонатов п глинистых минералов.

Когда глина поступает в область высоких температур и давлений, чувствительное органическое вещество быстро подвергается термической деструкции, в результате которой, с одной стороны, формируется остаточная слабомиграционноспособная органика, а 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 процессы дегидратации и декарбоксилирования – удаление группы СООН, в органическом веществе возрастает количество углерода и уменьшается масса гетероэлементов (O, N, S). Ниже, на глубине до 3,5 км, в результате разложения липидов формируется значительное количество битумоидов. Этот этап называют Главной фазой нефтеообразования. 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). Что же касается остаточного органического вещества, то оно в дальнейшем все более интенсивно обуглероживается и становится малоактивным.

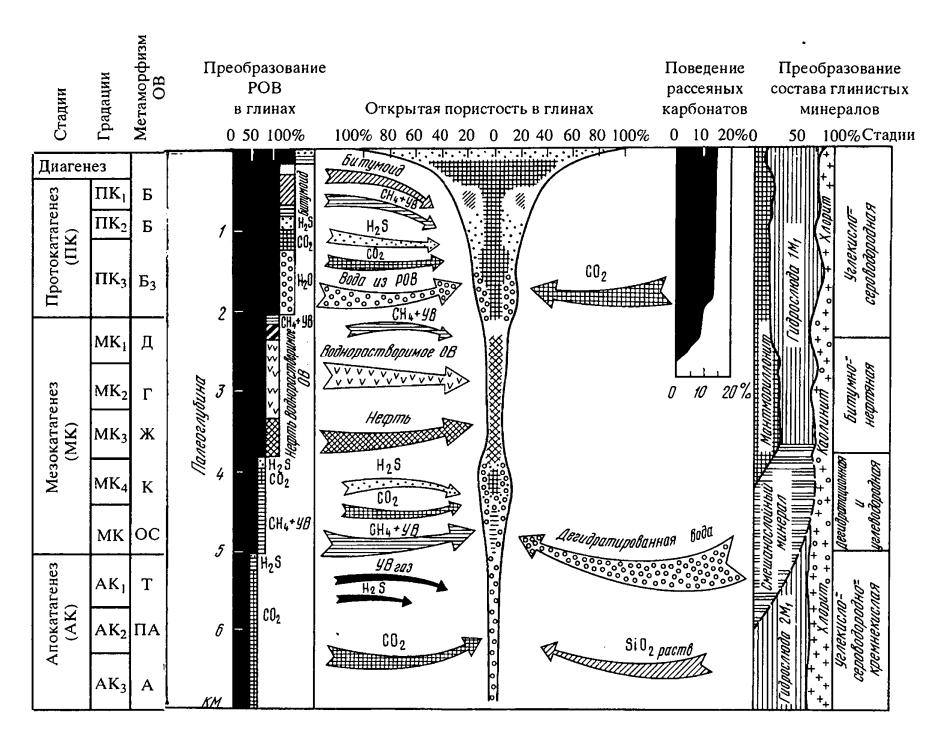


Рис. 7. Шкала катагенеза [Вассоевич и др., 1976] и флюидогенерирующая способность глин в элизионных системах [Холодов, 1983]

По данным С.Г. Неручева и др. [1976], РОВ нефтематеринских глин после потерь в диагенезе генерирует битумоиды и нефть (34%), углеводородные газы (20%), углекислоту (17,5%), воду (12,5%), сероводород (3,1%) и ряд других менее активных компонентов. В итоге этих преобразований на глубине 6–7 км в породах остается 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 осуществляется на глубинах 2–3,5 км, когда оно поставляет в пласты-коллектора и разломы 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 глинистых толщ в область высоких температур и давлений на стадии катагенеза довольно часто осуществляется гидролиз рассеянных карбонатов, реализующийся по схеме:

$$CaCO_3$$
 + H_2O = $Ca(OH)_2$ + CO_2
Твердая фаза Раствор Газ

Экспериментально гидролиз карбонатов был воспроизведен И.Г. Киссиным и С.И. Пахомовым [1967, 1969], которые показали, что он протекает при температурах 75–200 °С, причем вначале разлагаются железистые карбонаты (сидерит), затем — магнезиальные (магнезит, доломит) и, наконец, кальциевые (кальцит). Реальность гидролиза карбонатов в глинах была подтверждена нашими микроскопическими наблюдениями в третичных толщах Предкавказья, наблюдениями Б.К. Прошлякова [1974] и Н.А. Минского [1979] над гранулярными коллекторами разных районов, а также корреляционной зависимостью между содержанием углекислоты и пластовыми температурами, установленной И.Г. Кисиным и С.И. Пахомовым [1969] на нефтепромысловых площадях Северного Кавказа.

Количество углекислоты, рождающейся в глинах, может быть очень велико. Так, при гидролизе 100 кг карбонатов возникает 23 м³ углекислоты, при 200 кг – 46 м³. При этом образованная углекислота отчасти растворяется в поровых водах, но некоторая ее доля может находиться в виде равновой ных с раствором порций газа [Холодов, 1983б]. Необходимо иметь в виду, что гидролиз карбонатов реализуется в тех случаях, когда система открытая, т.е. из пластов может удаляться CO_2 . В случае закрытой физико-химической системы карбонаты становятся устойчивыми.

При погружении глин на большие глубины значительную геохимическую активность приобретает также кремнекислота. В экспериментальных работах Γ . Окамото и др. [Okamoto et al., 1957], К.Б. Краускопфа [1963] и многих других было установлено, что растворимость SiO_2 линейно связана с повышением температуры: при 0 °C аморфный кремнезем растворим до 60–80, а при 200 °C – до 1100 мг/л.

Следует также иметь в виду, что в сильно кислых или сильно щелочных водах растворимость кремнекислоты резко возрастает. Это означает, например, что растворение в поровых водах глин значительного количества

 CO_2 и подкисление среды вызовет 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 кремнезсма приобретает геохимическую подвижность в интервале погружения на 3-6 км.

Все изложенное позволяет, как нам кажется, утвреждать, что в глинистых толіцах терригенно-глинистых формаций, погружающихся на глубины 5—6 км и подвергающихся воздействию высоких температур и давлений, при благоприятных условиях самопроизвольно зарождаются сложные газоводные растворы. Этапы этого явления обозначены на рис. 7. 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 листрические разломы и другие тектонические нарушения и устремляются по ним к земной поверхности или начинают путешествовать по пластам-коллекторам.

Нетрудно видеть, что зоны разуплотнения, флюидизации и АВПД в элизионных системах являются очагами формирования восходящих потоков углеводородов нефтяного ряда и высокотемпературных рудоносных растворов. В некоторых частях стратисферы они производят огромную геохимическую работу, образуя промышленные месторождения нефти и газа, восстанавливая поливалентные химические элементы, растворяя и переотлагая различные химические соединения и, в конечном счете, формируя эпигенетические месторождения редких и цветных металлов.

Формированию месторождений нефти и газа были посвящены работы И.М. Губкина, К.П. Калицкого, И.О. Брода, Н.А. Еременко, А.Г. Бабаева, М.К. Калинко, А.И. Леворсена, В.Е. Хаина, В.В. Вебера, Э.Р. Лиллей, С. Пауэрса. М.Е. Вильсона, Б. Тиссо, Д. Вельте и др. Однако только благодаря появлению осадочно-миграционной теории нефтеобразования, разработанной Н.Б. Вассоевичем и его последователями — Н.В. Лопатиным, Б.А. Соколовым, Ю.К. Бурлиным, Ю.И. Корчагиной и др. [Вассоевич и др., 1969, 1970; Вассоевич, 1982], образование промышленных залежей нефти и газа геологи стали генетически связывать с нефтематеринскими глинистыми толщами нефтегазоносных бассейнов, т.е. с элизионными системами.

Следует подчеркнуть, что миграция сквозь красноцветные осадочные толщи и концентрация нефтяных углеводородов обычно сопровождаются восстановлением гидроксидов железа и переходом красной окраски в зеленые тона. Этот процесс А.А. Карцев [1969] описывал так:

$$Fe_2O_3 + C_nH_n \rightleftharpoons FeO + CO_2 + H_2O$$

Следы взаимодействия битумных растворов с гидроксидами железа исследовали А.А. Карцев [1969] в Азербайджане и Поволжье, О.И. Зеленова и др. [1969] – Таджикистане. При взаимодействии восходящих углеводородсодержащих растворов с металлоносными пластовыми водами формируются урано-редкометальные месторождения [Лисицин, 1975; Зеленова и др., 1969; Холодов, 1998].

Термальные элизионные воды могут, по-видимому, существенно перерабатывать сидеритоносные глинистые толщи и, переотлагая железо и

цветные металлы, образовывать эпигенетические колчеданно-полиметаллические месторождения пластового и жильного типов [Холодов, Кикнадзе, 1983, 1989].

Не менее резкие, но минералогически более сложные примеры эпигенетических изменений возникают в элизионных системах в тех случаях, когда в них включаются высокоминерализованные и высокотемпературные металлоносные рассолы [Холодов, 1982, 1983б, 1990, 1991, 1998; Холодов, Бутузова, 1989]. Агрессивность горячих рассолов по отношению к металлам, рассеянным в красноцветных отложениях, а также микробиологическая сульфатредукция вблизи дневной поверхности, приводят к формированию жильных, столбоподобных и трубоподобных, а также линзовидно-пластовых залежей сульфидов Си-Рb-Zn и др. элементов. Примером этого явления может служить о. Челекен с его современными гидротермальными рудопроявлениями.

В заключение можно, как нам кажется, сделать следующие выводы.

- 1) Катагенетические преобразования совершаются в открытых, полуоткрытых и закрытых физико-химических системах при очень широких вариациях давлений и температур.
- 2) На стадии катагенеза продолжается, а иногда и резко активизируется фазовое разделение вещества. Оно осуществляется при активном взаимодействии осадочных и вулканогенно-осадочных пород, вадозных и подземных вод, газов и углеводородов производных органического вещества биосферы.
- 3) Если в стадии выветривания, переноса, седиментации и диагенеза образуются минеральные формы и закономерности размещения породообразующих химических элементов, имеющих высокий кларк и слагающих осадочные и вулканогенно-осадочные породы и руды, то на стадии катагенеза фазовое разделение происходит главным образом с участием малых, редких, рассеянных и радиоактивных химических элементов, имеющих низкий кларк.
- 4) Инфильтрационное разделение вещества происходит при сравнительно низких температурах и давлениях, в приповерхностных участках стратисферы. Главной движущей силой этого процесса является активное взаимодействие кислорода воздуха или сульфатов вадозных вод с восстановителями, рассеянными среди осадочных пород-коллекторов органическим веществом, битумами и нефтью, газообразными углеводородами, углями и углистыми включениями. Миграция химических элементов в инфильтрационных процессах нередко сопровождается их концентрацией и образованием месторождений редких и радиоактивных элементов.
- 5) Элизионная фазовая дифференциация осуществляется в глубоких частях осадочных бассейнов, при повышенных температурах и давлениях. Формирование сложных газоводных флюндов, жидких и газообразных углеводородов и рассолов происходит в глинистых толщах, а миграция к дневной поверхности и трансформация под действием дегазации, микробнологической сульфатредукции и окисление кислородом воздуха способствуют не только разделению компонентов, но и образованию некоторых промышленных месторождений металлов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все изложенное выше отчетливо показывает, что на каждой стадии формирования осадочных пород геохимические и биохимические процессы имеют первостепенное значение. Химические и биохимические факторы наряду с ландшафтно-климатическими и тектоническими условиями определяют возможность формирования тех или иных осадочных минералов, осадочных и вулканогенно-осадочных пород, фаций, формаций.

Подавляющее большинство промышленных месторождений в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, прежде всего, представляют собой концентрации химических элементов, объяснить возникновение которых невозможно без знаний геохимических и биологических законов.

Между тем, в последние годы в России заметно сократилось число именно литолого-геохимических исследований. В работах литологических ячеек все большее внимание уделяется петрографическому и текстурному изучению осадков и осадочных пород. Проявляется особое пристрастие к формальным петрографическим классификациям осадочных и вулканогенно-осадочных пород, к использованию текстурного анализа, причем совокупности чисто петрографических признаков часто выдаются за комплексный генетический подход.

Особой популярностью пользуются мелкомасштабные геологические объекты — фации, формации и осадочные бассейны, однако и в этих областях литологический подход нередко оказывается формализован. Это хорошо видно хотя бы по тому, что реальное применение формационного анализа так и не вышло за пределы определения терминов "формация", а исследование осадочных бассейнов методически ничем не отличается от обычного литолого-палеогеографического анализа. Более того, увлечение литологов тектоническими идеями родило ряд таких противоестественных гибридов, как "авлакогенные бассейны" [Лукин, 1997] или осадочные "бассейны субдукционных обстановок" и "осадочные бассейны коллизионных обстановок" [Басков и др., 1998].

Все это, несомненно, отражает падение интереса к исследованию вещественного состава осадков и осадочных пород, а более конкретно — к забвению геохимии осадочного процесса. Между тем, сще в конце 60-х гг., открывая сборник, посвященный геохимии осадочных пород и руд. академик Н.М. Страхов писал: "За последние 15 лет в литологии резко возрос интерес к химическому составу современных осадков, осадочных пород и руд.

В химическое изучение вовлечены, кроме породообразующих элементов (Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Fe), еще и микроэлементы (V, Sr, Cu, Cr, Ni, Mo, Pb, Zn, U и мн. др.), которые неуловимы обычными минералого-петрографическими методами и могут быть установлены только специальными химическими или физическими приемами. Одновременно все большее внимание привлекают закономерности выноса из коры выветривания макрои микроэлементов, формы их миграции в речных водотоках, распределение внутри водоемов между отложениями разного петрографического типа, процессы аутигенного минералообразования в седиментогенезе и диагенезе, соотношения между кларковыми и рудными накоплениями и др. Все эти вопросы крупного теоретического значения в подавляющем большинстве неразрешимы без привлечения химии, физической химии, биогеохимии.

Развивающаяся "химизация" современной литологии представляет собой, несомненно, явление глубоко прогрессивное, ибо она раздвигает границы познания вещественного состава осадочных пород и руд, вносит ч и с - л о и м е р у в наши знания, делает их более объективными и точными и тем самым постепенно сближает науку об осадочных породах с кругом, так называемых, точных наук. Описательные работы, неограниченно господствовавшие в нашей науке до недавнего времени и достаточно распространенные и сейчас, начинают постепенно сменяться работами генетическими, изучением процессов преобразования вещества, т.е. работами геохимическими по своему смыслу.

"В недрах литологии рождается новая ветвь геологической науки — геохимия осадочных пород и руд, задача которой — познание истории всей совокупности элементов при формировании осадков, пород и руд" [Страхов, 1968а, с. 3, разрядка автора].

Не вызывает сомнения, что эти слова, произнесенные почти в середине XX в., остаются актуальными сегодня и звучат как программа развития литологических исследований в будущем.

ЛИТЕРАТУРА

Басков Е.А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Недра, 1983. 263 с. Басков Е.А., Беленицкая Г.А., Романовский С.И. и др. Литодинамика и минералогия осадочных бассейнов. С.-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 479 с.

Виссоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР. 1967. Сер. геол., № 11. С. 135–156.

Виссоевич Н.Б. Образование углеводородных газов в процессе литогенеза // Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977. С. 20–35.

Виссоевич Н.Б. Осадочно-миграционная теория нефтеобразования — научная основа для поисков и разведки нефти и газа // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 14—30.

Вассоевич Н.Б., Архипов А.Я., Бурлин Ю.К., Серегин А.М. Нефтегазоносный бассейн – основной элемент нефтегеологического районирования крупных территорий // Вестник МГУ. 1970. Сер. 4. Геология, № 5. С. 13–24.

Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. Главная фаза нефтсобразования // Вестник МГУ, 1969. Сер. 4. Геология, № 6. С. 3–27.

Вассоевич Н.Б., Неручев С.Г., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // МГК, XXV сесс. Докл. сов. геологов. Горючие ископаемые: проблемы геологии и геохимии нафтидов и битуминозных пород. М.: Наука, 1976. С. 47–62.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Гос. научн.-техн. горно-геол. нефт. изд., 1934. 380 с

Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков // Геохимия донных осадков. Химия оксана, т. 2. М.: Наука, 1979. С. 363—414.

Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 270 с.

Головин Е.А. О двух группах экзогенных процессов в урановых месторождениях // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 2. С. 42–68.

Гольдшмидт В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 244 с.

Гольдштейн Р.И., Бровин К.Г., Каримов Х.К. и др. Металлогения артезианских бассейнов Средней Азии. Ташкент: ФАН, 1992. 270 с.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимин. М.: Наука, 1983. 159 с.

Григорьев А.А. Опыт аналитической характеристики состава и строения физико-географической области земного шара. М.-Л.: ОНТИ, 1937. 170 с.

Дмитриевский А.Н. Фундаментальный баланс геологии нефти и газа // Геология нефти и газа. 1991, № 4. С. 2–5.

Дмитриевский А.Н. Системная эволюция материи // Эволюция геологических процессов и истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 210–216.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 212 с.

Зайцев И.К. Гидродинамика артезианских бассейнов в современную и минувшие геологические эпохи // Методика палсогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970. С. 53-62.

Зеленова О.И.. Кондратьева И.А., Лисицин А.К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и урановос рудообразование над залежами углеводородов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968, № 2. С. 68–79.

Калинко М.К. Нефтегазоносность акваторий Мира. М.: Наука, 1969. 320 с.

Карцев А.А. Основы гсохимии нефти и газа. М.: Недра, 1969. 269 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 224 с.

Киссин И.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 2. С. 451–454.

Киссин И.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969, № 4. С. 460–472.

Конюхов А.И., Соколов Б.А. Парадокс глубоководного диагенеза // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 4. С. 914–917.

Коробанова И.Т. Формирование инженерно-геологических свойств терригенной формации (на примере Русской платформы). М.: Наука, 1970. 115 с.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Океанический эпигенез и метаморфизм и его отличие от регионального эпигенеза на континентах // Бюлл. МОИП. 1977. Отд. геол., № 1. С. 158–163.

Краускопф К.Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. С. 210–233.

Лисицын А.К. Гидрогсохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 247 с.

Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 233 с.

Лукин А.В. Литолого-океанические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Киев: Наукова Думка, 1997. 221 с.

Мейсон Б. Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 311 с.

Минский Н.А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1979. 288 с.

Назаркин Л.А. О палеоклиматическом и динамико-седиментационном контроле нефтегазообразования. Самара: Изд-во СУ, 1994. 222 с.

Неручев С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969. 242 с.

Неручев С.Г. К изучению главной фазы нефтеобразования // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. Л.: Наука, 1973. С. 24—48.

Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А. Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород // Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. С. 82–155.

Никаноров A.М., Волобуев $\Gamma.П.$, Барцев O.Б. Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1975. 156 с.

Никаноров А.М., Тарасов М.Г., Федоров Ю.А. Гидрохимия и формирование подземных вод и рассолов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 256 с.

Остроумов Э.А., Волков И.И., Фомина Л.С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 113–126.

Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.

Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Проблемы советской геологии. 1933, № 1. С. 35–62.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Ч. 1. Основы литологии (петрологии) осадочных пород. М.-Л.: ГОНТИ нефт. и горно-топл. лит., 1940. 476 с.

Равикович А.И. Развитие основных теоретических направлений в геологии XIX в. // М.: Изд-во АН СССР. 248 с. (Труды ГИН АН СССР, 1969. Вып. 189).

Розанова Е.П. Бактерии, осуществляющие восстановление соединений серы: видовой состав и экология // Тезисы "Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов". Пущино: Изд-во НЦБИ АН СССР, 1974. С. 38–47.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.

Соколов Б.С., Конюхов А.И. Специфика диагенеза осадков глубоководных впадин // Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Вып. 7. С. 55-68.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 308 с.

Сорокин Ю.И. Черное море: природа, ресурсы. М.: Наука, 1982. 216 с.

Страхов Н.М. О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования // Изв. АН СССР. 1945. Сер. геол., № 1. С. 61–78.

Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953, № 5. С. 12–50.

Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Вопросы минеральных осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та. 1956. Т. 3—4. С. 7—26.

Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения // Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат. 1957. Т. І. С. 7–28.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т. II. 574 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1962. Т. ПІ. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат. 1963, 535 с.

Страхов Н.М. Предисловие // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968а. С. 3—4. Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968б. С. 102—132.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Страхов Н.М. Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон // Геохимия. 1956, № 6. С. 25–32.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 223 с.

Тугаринов А.И. Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.

Ферсман А.Е. Геохимия России. М.: Научн. хим.-техн. изд-во, 1922. Вып. І. 120 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 1. М.: Госхимиздат, 1934. 250 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 529 с.

Фролоо В.Т. Литология. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 334 с.

Ходжакулиев Я.А., Абукова Л.А. Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1985. 252 с.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 261 с.

Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–209.

Холодов В.Н. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении // Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977. С. 151–162.

Холодов В.Н. Геохимия осадочных пород, ее развитие и проблемы // Литология в исследованиях Геологического Института. М.: Наука, 1980. С. 159–215.

Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 78–91.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полезные ископаемые. 1982. Ст. 1, № 3. С. 12–48. Ст. 2, № 5. С. 3–27.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983а. 150 с.

Холодов В.Н. Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983б. С. 28–45.

Холодов В.Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе // Эволюция рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 5–33.

Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газоводных

рем. — друв (к теории стратиформного рудообразования) // Генезис редкометальных и свинцовово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 6–28.

Холодов В.Н. Проблемы гидрогеологии в связи со стратиформным оруденением // Рудоносность осадочных комплексов. Л.: Наука, 1989. С. 60–67.

Холодов В.Н. Стратисфера как возможный источник гидротермальных растворов // Природа. 1990, № 4. С. 10–17.

Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. П. Челекен-Боядагская гидротермальная система // Литология и полезные ископаемые. 1991, № 2. С. 104–123.

Холодов В.Н. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992, № 1. С. 3–32.

Холодов В.Н. Ст. І. Основы геохимии осадочного процесса. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества // Литология и полезные ископаемые. 1993а, № 2. С. 3–23.

Холодов В.Н. Ст. II. Типы бассейнов седиментации и источники питания как факторы дифференциации вещества // Питология и полезные ископаемые. 1993б, № 5. С. 3–26.

Холодов В.Н. Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудообразования // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 10—31.

Холодов В.Н. Эпохи фосфоритообразования и биогеохимия фосфора // Литология и полозные ископаемые. 1997, № 6. С. 563–577.

Холодов В.Н. Физико-химическая наследственность процессов осадочного породообразования в свете современных данных // Вестник ОГГГГН РАН (печатный аналог журнала). 1998, № 1(3). С. 153–175.

Холодов В.Н. Эволюция питающих провинций и осадочное рудообразование // Природа. 1999, № 1. С. 58–71.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. К проблеме генезиса металлоносных растворов и стратиформных месторождений Cu-Pb-Zn в красноцветных формациях // Литология и рудообразование. М.: Наука, 1989. С. 157–176.

Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Геохимические аспекты генезиса колченданного месторождения Кизыл-Дере // Геология рудных месторождений. 1983. Т. 85, № 3. С. 55–76.

Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с.

Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 50–62.

Шило И.А. Основы учения о россынях. М.: Наука, 1985. 399 с.

Щербина В.В. Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 270 с.

Щербина В.В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ГУ, 1956. С. 27–38.

Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.

Bürst J.F. Diagenesis of Gulf Coast clayes sediments and its possible relation to petroleum migration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. V. 53. N 1. P. 73-93.

Goldschmidt V.M. Geochemische Verteilungsgesetze und kosmische Näüfikeit der Elemente. Berlin: Die Naturwissenschaften. 1930. Vo. 18. 999 S.

Goldschmidt V.M. Geochemie. Iena: Handwörterbuch der Naturwissenschaften. 1933. 430 S.

Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford. Univ. Press. 1954. 540 p.

Kuenen P.H. Marine geology, N.Y.: Elsevier, 1950, 520 p.

Okamoto Go., Takeshi O., Katsumi G. Properties of silica in water // Geoch. et Cosmochim. Acta. 1957. V. 12. N 1/2. P. 321-343.

Perry E.A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried peltic sediments // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. V. 56. N 10. P. 2013–2022.

Powers M.C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level // Clays and clay Minerals. Proc. 6th Nat. Conf. Clays and clay Minerals. New York: Pergamon Press. 1969. P. 265–274.

Richards F.A. Anoxic basins and fjords // Chemical oceanography. 1965. London. Acad. Press. P. 611-645.

Smulikowsky K. Geochemia. Warszawa. 1953. 540 p.

II. ПРОЦЕССЫ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ИХ ДИАГНОСТИКА В ДРЕВНИХ КОМПЛЕКСАХ

О СВЕРХВЫСОКИХ СКОРОСТЯХ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ БЛОКЕ В ФАНЕРОЗОЕ

А.А. Байков, В.И. Седлецкий

Скорости различных геологических процессов, включая накопление осадков, привлекают внимание исследователей постоянно [Браташ и др., 1970; Лисицын, 1982, 1983, 1984, 1988; Кукал, 1987; Холодов, 1994, 1997 и др.]. Однако возможности более или менее достоверных численных определений этого важнейшего параметра, как правило, ограничены, поэтому и оценки имеют во многих случаях лишь приблизительный или качественный характер, а очень большое значение придается анализу мощностей пород (карты равных мощностей и пр.).

Скорость седиментации, по А.П. Лисицыну [1982], измеряется в "бубновых" (1Б = 1 мм/1000 лет) или "страховых" (1С = 1 г/см²/1000 лет). П.П. Тимофеев и В.Н. Холодов [1984] считают, что величину — мощность осадочных толщ: единица геологического времени — неправомерно называть скоростью осадконакопления, а правильнее именовать темпом осадочного породообразования (ТОП). Для разрезов осадочных пород прошлого она "...отражает не только накопление осадка на дне палеоводоема, но и все последующие вторичные преобразования осадочных отложений" [Холодов, 1997, с. 29]. Мы предлагаем называть эту величину не темпом, а скоростью осадочного породообразования (СОП, или $V_{\rm on}$). Размерность ее, как и скорость седиментации, — мм/1000 лет.

Представляется естественным полагать, что там, где мощности пород малые (например, платформы) или большие (предгорные прогибы и т.д.), и скорости осадконакопления были, соответственно, низкие или высокие. По нашему мнению, эта классическая качественная характеристика седиментации уже недостаточна. Для сравнительных исследований нужен цифровой материал. Недостаточны и данные о СОП, поскольку в пределах различных структур земной коры преобразования одновозрастных осадков приводят к неоднозначным результатам [Холодов, 1997]. Величины СОП могут иметь вспомогательное значение на начальном этапе исследований по определению скоростей седиментации осадков, особенно при слабой изученности пород региона. Их знание позволяет сразу же, во-первых, определить порядок величин скоростей седиментации, во-вторых, наметить области нормального и сверхбыстрого осадконакопления.

При попытках вычисления скоростей седиментации древних отложений приходится сталкиваться с рядом проблем. Важнейшими из них нужно считать следующие.

1. В.Н. Холодов [1994, 1997] справедливо считает, что скорость седиментации осадков должна быть дополнена скоростью их захоронения. Рассмотрим возможные случаи применения такого подхода к характеристике осадочного процесса в целом. Но прежде в этой связи необходимо остановиться на некоторых терминах. По нашему мнению, следует различать скорость седиментации осадка, или осадконакопления (V_{co}), и скорость осадкообразования (V_{oc}). Скорость седиментации — скорость накопления осадка, ныне даже без его возможной последующей фиксации в разрезе. Скорость осадкообразования — величина, учитывающая время седиментации и время, необходимое на захоронение осадка, т.с. его фиксирование в разрезе. Скорость захоронения осадков не имеет той размерности, что скорость осадконакопления. Это всего лишь время, в течение которого, при наличии перерыва в седиментации, осадок не перекрывался более молодыми отложениями и, таким образом, не фиксировался как геологический документ.

Скорости седиментации осадков и осадкообразования могут быть рассчитаны по следующим формулам.

Если седиментация непрерывна, $V_{co} = \frac{M_o}{t_{co}}$, где M_o – мощность осадка, t_{co} – время седиментации осадка.

Если седиментация протекала с перерывом, неважно в какой части временного интервала, следует говорить уже о скорости осадкообразования:

$$V_{\rm oc} = \frac{M_{\rm o}}{t_{\rm co} + t_{\rm s}}$$
. где $t_{\rm s}$ – время, соответствующее перерыву в седиментации,

т.е. времени захоронения осадка.

При существовании размыва какой-то части осадков (отложений):

$$V_{
m oc} = rac{M_{
m o} \pm M_{
m p}}{t_{
m co} + t_{
m p} + t_{
m n}}$$
где $M_{
m p}$ - мощность размытой части осадков (отложе-

ний), $t_{\rm p}$ — время размыва, $t_{\rm n}$ — время возможного перерыва в седиментации. В этом случае время захоронения осадка $t_{\rm s}=t_{\rm p}+t_{\rm n}$. Если накопление осадков происходит непрерывно, т.е. $t_{\rm s}=0$, то $V_{\rm co}=V_{\rm oc}$. В иных случаях, когда $t_{\rm s}\neq 0$, $V_{\rm co}>V_{\rm oc}$.

Однако в действительности для современных осадков и разрезов прошлого на существующем уровне знаний невозможно установить \mathbf{M}_p (имеются исключения), t_p , t_3 . Поэтому при расчете скорости древнего осадконакопления конкретного объекта в определенном стратиграфическом интервале мы вынуждены в качестве времени седиментации принимать его геологический возраст, т.е. $t_{oc} + t_3$, тем самым заведомо уменьшая скорость седиментации осадков сравнительно с ее реальной величиной.

Учитывая изложенное, логично предложить очень важнос понятие ТОП в несколько иной трактовке: это отношение скорости седиментации (V_{co}) или осадкообразования (V_{oc}) к скорости осадочного породообразования (V_{on}). Величины ТОП размерности не имеют. Если $V_{co} = V_{on}$, примером чего являются псефиты, то ТОП = 1. При $V_{co} > V_{on}$ или $V_{oc} > V_{on}$, а так теоретиче-

ски должно быть со всеми осадками и породами, кроме псефитов, $TO\Pi > 1$. Предельные значения его не превышают, по-видимому, 10.

Можно предположить, что в фанерозое СОП однотипных образований конкретных объектов исследования со временем уменьшается, так как должна уменьшаться их мощность. Следовательно, значения ТОП должны увеличиваться. Еще раз необходимо отметить как исключение из этого псефиты, первоначальная мощность которых практически остается постоянной.

2. Неравенство мощностей осадка и образующейся из него осадочной породы вследствие диагенетических и постдиагенетических его преобразований, причем различные по составу и гранулометрии осадки имеют существенно различные коэффициенты уплотнения. Так, мощность пелитовых илов при переходе в глины сокращается до 6 раз [Тимофеев, Холодов, 1984; и др.]. В гораздо меньшей степени изменяется мощность песчано-алевритовых осадков или иных осадков, но имеющих скелет из терригенных частиц различной размерности. Отсюда следует, что при расчетах скоростей седиментации одновозрастных интервалов разреза, представленных различными по веществу породами, данное обстоятельство необходимо учитывать [Холодов, 1997]. Как следствие, два одновозрастных разреза одинаковой мощности, но сложенные, например, один песчаниками, а другой – глинами, не могут считаться одинаковыми по скоростям седиментации, так как исходные мощности песчаного и пелитового осадка были совершенно различными.

Уплотнение глинистых осадков может быть определено по крайней мере тремя способами: измерением мощности слойков в конкрециях и за их пределами, измерением абсолютной пористости глин, измерением плотности глин. Каждый из них имеет существенные ограничения.

Огибание конкреций слойками глин и других пород дает возможность прямой количественной оценки сокращения мощности осадков [Зарицкий, 1966 и др.]. По Ю.О. Гаврилову, коэффициент уплотнения K_y около раннедиагенетических кальцитовых конкреций у высокодисперсных черных глин (содержание $C_{\rm opr}=5\div 10\%$) чокрака-карагана Восточного Предкавказья 3,0–5,3, среднее из 31 замера – 4,0. K_y аргиллитов угленосной толщи Донбасса, по расчетам П.В. Зарицкого [1966], равен 2,3. Ю.П. Приходько считает, что аргиллиты уплотняются в 1,5 раза.

Приведенные величины свидетельствуют об изменении K_y в широких пределах, что обусловлено многими факторами, например, содержанием ОВ [Холодов, 1997 и др.]. Один из очевидных недостатков применимости метода — редкость конкреций в глинах.

Показателями уплотняемости пород являются их абсолютная пористость и плотность. Как известно, абсолютная пористость пород, в том числе глин, уменьшается с увеличением глубины их залегания. Некоторые проблемы определения величины уплотнения глин (т.е. мощности, на которую произошло уплотнение осадка) по абсолютной пористости рассмотрел И.Н. Нестеров [1965] на примере Западно-Сибирской низменности.

По И.Н. Нестерову, абсолютная пористость глинистых пород находится в прямой зависимости от первичного минералогического состава и величины начальной абсолютной пористости осадка. Эта величина, относительно которой рассчитывается уплотнение, составляет, по Д.М. Уэллеру [1961],

80% (0,8), по И.Н. Нестерову [1965], - 40% (0,4). Для расчета уплотнения этими исследователями предложен ряд формул, а И.Н. Нестеров применительно к условиям центральных районов Западно-Сибирской низменности дал таблицу уплотнения колонки глинистых пород через 10 м в интервале глубин 0-4990 м, которая содержит величины "исчезнувших" мощностей. Следует отметить два обстоятельства. Во-первых, начиная с определенных глубин, абсолютная пористость изменяется очень незначительно (по Н.Б. Вассоевичу [1960], ниже 3500 м абсолютная пористость 7%; по Д.М. Уэллеру [1961], ниже 2500 м, абсолютная пористость 4%; по И.Н. Нестерову [1965] – ниже 3000 м). Это значит, что дальнейшее сокращение объема пород за счет перераспределения глинистых частиц прекращается. Вовторых, как следует из таблицы И.Н. Нестерова, начиная с глубины около 3000 м, уплотнение глин уже не возрастает, составляя 6 м на интервал мощности по разрезу 10 м и оставаясь без изменений до глубины 4990 м (предельной в таблице). Таким образом, первоначальная мощность глинистого осадка 10 + 6 = 16 м, на глубине 2970 м она уменьшилась в 1,6 раза.

Увеличение плотности пород с глубиной при одновременном сокращении их мощности происходит вследствие уменьшения абсолютной пористости, потери воды, органического вещества, растворимых компонентов, изменения минералогического состава. Плотность основных минералов глин колеблется, по В.Г. Фекличеву [1989], следующим образом (г/см³): монтмориллонит — 2,057—2,35; каолинит — 2,6—2,68; иллит (гидрослюды) — 2,6—2,9. Только вследствие перехода монтмориллонита в гидрослюду объем глин уменьшается на 9—21% [Нестеров, 1965]. Плотность их при этом возрастает. Так, в пределах Восточного Предкавказья глины на глубине 1000 м уже почти полностью гидрослюдистые, а на платформе бейделлит, правда, в незначительном количестве, имеется даже на глубине 2300 м. На территории Западно-Сибирской низменности монтмориллонит является породообразующим минералом глин в кайнозойских и верхнемеловых отложениях (до глубины 1000 м), встречается в нижнемеловых и исчезает (с глубины 2000 м) в породах валанжина и юры [Нестеров и др., 1964].

Функциональную зависимость между мощностью осадочных образований (глинистых, песчаных, карбонатных) и их плотностью в виде формул и графиков показал В.Н. Холодов [1977]. Кривая на графике Условная мощность (км, м, см) — Плотность пород "...в первом приближении может быть использована для реконструкции первичной мощности уплотненных пород" (с. 25).

Алевритовые и песчаные осадки уплотняются в гораздо меньшей степени сравнительно с глинистыми. По Д.М. Уэллеру [1961], песчаные породы, особенно кварцевого состава, практически не уплотняются до глубин 5–7 км. Такого же мнения придерживается И.Н. Нестеров [1965]. Очень небольшое сокращение мощности характерно, например, для чокракско-караганских алевролитов и песков Восточного Предкавказья. Об этом свидетельствуют крайне слабое огибание слойками единичных конкреций, минерализованных растительных остатков и других включений, нераздавленные раковины двустворок и гастропод [Гаврилов, 1982]. Однако K_y песчано-алевритовых пород карбона Донбасса, также определенные по конкрециям, весьма значительны и колеблются от 2,1 у мелкозернистых глинистых алев-

ролитов до 1,15 у среднезернистых песчаников [Зарицкий, 1966]. З. Кукал [1987] на основании материалов по глубоководному бурению полагает, что для определения скорости древнего осадконакопления мощность пород необходимо удваивать.

В.Н. Холодов [1997] считает необходимым для более точной реконструкции первичных мощностей алевритовых и песчаных пород учитывать растворение зерен под давлением при уплотнении их каркаса. На глубинах 1,5—4,0 км уплотнение алевролитов и песчаников вызывает формирование микростилолитов, конформных структур, растворение неустойчивых минсралов, уменьшение диаметра зерен. Нам кажется, что достоверно учесть количественное влияние этих процессов на мощность осадочных отложений даже при специальных исследованиях очень трудно.

При бесспорной значимости определения первичных мощностей пород по их абсолютной пористости и плотности следует считаться с возможной неоднозначностью результатов. Она находится в зависимости от того, какие величины начальной абсолютной пористости и плотности осадков принимаются при расчетах. А.П. Лисицын [1974] считает, что на абсолютную пористость и плотность осадка (он пишет иначе — на содержание воды в осадке) влияют наряду с гранулометрическим составом многие факторы, в частности, его вещественный состав, изменение скорости седиментации, содержание органического вещества и др. При аномально высокой скорости седиментации влажность осадков выше обычной. С ростом содержания СаСО3 в осадках их влажность заметно уменьшается, в пелитовых осадках увеличение содержания СаСО3 на каждые 10% приводит к уменьшению влажности на 5.5–6,0%. Объемный вес пелитовых илов естественной влажности колеблется от 1,2 до 1,6, алеврито-песчаных осадков — 1,4–1,8 г/см³ [Лисицын, 1974].

3. При вычислении скорости осадконакопления древних генетически разнородных образований необходимо учитывать тип седиментации - терригенный, биогенный или хемогенный [Холодов, 1997]. Для терригенных пород, независимо от происхождения, во многих случаях мы выпуждены определять скорости их накопления как среднюю величину для всего интересующего нас разреза. Появление в разрезе хемогенных пород с очень высокой скоростью седиментации (например, каменной соли, накапливающейся со скоростью 5-10 см/год) резко искажает результаты подсчетов, если они не учитываются самостоятельно. Иллюстрацией этого может быть альмурадская свита (берриас-валанжин?), широко развитая в Юго-Западном Гиссаре и на сопредельных территориях. Эта свита сложена красноцветными глинами и алевролитами с пластом доломита в средней части и пластом гипса в верхней части разреза. Общая мощность свиты 65-100 м. Однако на наиболее погруженной в альмурадское время территории между доломитами и гипсами появляется толща каменной соли мощностью до 120 м [Седлецкий, 1970; Седлецкий, Байков, 1990 и др.], что приводит к двукратному общему увеличению мощности (до 247 м) альмурадской свиты.

Нетрудно убедиться в том, что измерение скорости седиментации в альмурадское время как среднее для всей толщи (терригенные породы + хемогенные породы) и селективно (терригенные породы и хемогенные породы раздельно) дает совершенно различные результаты за счет очень быстрого (до 10 см/год) накопления солей. Поэтому скорость накопления терригенно-

хемогенных (глинисто-алеврито-солевых) разрезов альмурадской свиты при двукратном увеличении их мощности за счет солей в среднем также увеличивается вдвое, хотя на самом деле скорость терригенной седиментации практически должна колебаться очень незначительно.

- 4. В зависимости от обстановки скорости осадконакопления даже близких по веществу и гранулометрии, но с различными текстурами морских осадков (пород) могут резко различаться. Так, геологически "мгновенно" накапливаются гравититы (от оползней и брекчий до турбидных осадков песчано-алевритовой и пелитовой размерностей с градационной текстурой). Поскольку при аномально высоких скоростях седиментации, как уже отмечалось, влажность осадков выше обычной (т.е их плотность понижается), этот фактор должен учитываться при определении начальных абсолютной пористости и плотности глин реальных разрезов для последующего расчета скоростей седиментации прошлого. Относительно быстро образуются песчано-алевритовые осадки, не связанные с мутьевыми потоками. Наиболее медленно накапливаются илы, возникающие при садке частица-за-частицей или пелетта-запелеттой – будущие глины, известняки и породы смешанного состава. В современных континентальных обстановках, по сводке З. Кукала [1987], наиболее быстро отлагаются аллювиальные осадки и образования временных потоков (конусы выноса, материал селей и т.д.), причем вне связи с климатом.
- 5. Проблемой является наличие перерывов в осадконакоплении, очевидных и скрытых. Они могут быть в любой части разреза. Это явление принято называть неполнотой геологической летописи. Как следствие, при существовании перерывов возникает очередная неопределенность оказывается неясным возрастной интервал осадконакопления, так как время перерывов определению пока не поддается и тем самым не может быть учтено в расчетах искомой величины. Подробнее об этом говорилось выше. Перерывы в седиментации ограничивают, как мы считаем, расчеты ее скоростей до определения только скорости осадкообразования.
- 6. Очень важная проблема геохронологическая. В настоящее время наименьшей единицей геохронологической шкалы, для которой установлена ес продолжительность современными изотопными методами, является век [Афанасьев, 1987 и др.]. Это значит, что породы более мелких подчиненных ярусу единиц разрезов (например, подъярусов, тем более, пачек, слоев) пока достоверно, за редким исключением (например, ленточные глины), не могут быть оценены в интересующем нас аспекте определении скорости осадконакопления. Литологические методы определения геологического возраста пород этих подразделений разрабатывает, в частности, С.Л. Афанасьсв [1987].

В последние годы установлено, что скорости седиментации колеблются в очень широких пределах – от почти нулевой (1Б и менее) до чрезвычайно высокой (2000—5000Б и более). Так, на огромных территориях платформ и ложа океанов она составляет, соответственно, 10—20Б и 1—5Б, а в подводных дельтах рек может достигать 30000Б. Это побудило к выделению областей с лавинной или сверхбыстрой седиментацией и нормальным осадконакоплением.

Понятие "лавинная седиментация" как очень быстрое (более 100Б и 5С) накопление осадков большой мощности, приводящее к возникновению специфических свойств осадочных образований и изостатическому прогибанию

земной коры, ввел А.П. Лисицын [1982, 1983 и др.]. Такие осадки, возникшие в морских условиях, отличаются особыми текстурами и структурами, высокой концентрацией ОВ, очень большой мощностью, прерывистой седиментацией (чередованием лавинной и обычной, с малыми скоростями садки частиц), слабой дифференциацией вещества по гранулометрическому составу.

Может показаться, что термины "лавинная седиментация" и "сверхбыстрая седиментация" очень близки по смыслу или даже синонимы. Анализируя идею и суть лавинной седиментации А.П. Лисицына, мы пришли к выводу о том, что эти термины следует различать. Лавинная седиментация — способ поступления и осаждения материала, связанного главным образом с гравитационными потоками. Сверхбыстрая седиментация — накопление материала, поступившего и осажденного любым способом со скоростью, превышающей определенный рубеж. В данной работе он соответствует 100 мм/1000 лет; по-видимому, эта величина может изменяться по мере накопления числовых данных. Лавинная седиментация всегда сверхбыстрая, так как протекает со сверхвысокой скоростью.

Области лавинной седиментации первоначально выделялись на окраинах континентального блока, на океаническом блоке, но они существуют и внутри континентов, причем располагаются в различных климатических зонах. В зависимости от происхождения и состава осадочного материала на континентальном блоке в условиях гумидного климата А.П. Лисицын [1982] выделяет два вещественно-генетических типа лавинной седиментации — терригенный и биогенный. Эти же типы сверхбыстрого осадконакопления характерны и для аридных зон, но здесь появляется еще один тип — хемогенный.

Терригенный тип лавинной седиментации представляет собой сверхбыстрое накопление обломочного и глинистого вещества, поставляемого с сущи, на периферии или внутри континентального блока. По распространению и значению он наиболее важен. А.П. Лисицын [1982, 1983, 1984, 1988 и др.] выделяет два окраинно-континентальных глобальных уровня лавинной седиментации: переходную зону река-море и основание континентального склона. Мы выделяем региональные внутриконтинентальные области терригенной сверхбыстрой седиментации: межгорные и предгорные прогибы (вслед за А.П. Лисицыным [1983]) и впадины, рифтовые системы, линейные эрозионные врезы. Обстановки осадконакопления на территории этих областей могут быть различны: от морских до субаэральных.

Сверхбыстрая седиментация проявляется и локально, о чем свидетельствуют работы по современному осадконакоплению [Кукал, 1987 и др.]. Например, очень высокие скорости осадконакопления типичны для современных малых водохранилищ, которые, заиливаясь, теряют 10–30% своего объема в год [Прыткова, 1981]. Однако этот материал эфемерен, так как не фиксируется в геологическом разрезе. Условия эпизодического сверхбыстрого осадконакопления теоретически могут возникать в различных обстановках, но они реализуются кратковременно, мощные "лавинные" толщи не образуются, хотя осадки отдельных интервалов разреза и накапливались со сверхвысокой скоростью. Вычленение их и практическая значимость проблематичны.

ГЛОБАЛЬНЫЕ УРОВНИ ТЕРРИГЕННОЙ СВЕРХБЫСТРОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Глобальные уровни – переходная зона река-море и основание континентального склона – подробно рассмотрел А.П. Лисицын [1982, 1983, 1984, 1988 и др.], поэтому их характеристика дана очень кратко.

Из общей массы осаждающегося в течение года (или 1000 лет) на дне Мирового океана материала за пределы окраинных морей и глубин более 3000 м (т.с. на океанический блок) уходит примерно 7,8% твердого стока [Лисицын, 1978, 1983 и др.]. Основная масса обломочного и глинистого вещества, поступающего с суши, накапливается с исключительно высокой скоростью близ устьев рек и у подножия континентального склона. Масштабы лавинного процесса зависят от климатической и тектонической зональности, сочетания локальных предпосылок. Кроме обычной садки частиц по закону Стокса и биогенного осаждения, на глобальных уровнях важнейшее значение имеет гравитационный перенос материала по горизонтали, в результате чего здесь геологически мгновенно накапливаются различные гравититы. Общая протяженность материковых окраин с лавинной (сверхбыстрой) седиментацией составляет 195 тыс. км. Приведем некоторые числа (по А.П. Лисицыну) о накоплении осадков на глобальных уровнях.

В дельтах 12 рек-гигантов оседает от трети до половины ежегодного твердого стока. Мощность дельтовых образований близ устья Ганга под современным шельфом может превышать 15 км. Дельты Ганга, Брахмапутры, Амазонки и др. насколько велики, что разделить их отложения на два уровня, соответствующих шельфу и основанию материкового склона, невозможно. Скорость седиментации в дельтах рек может быть огромной: Ганг-Брахмапутра — более 1000Б, Амазонка — до 1700Б, Рона — 5000—6000Б, Менам (Сиамский залив) — более 30000Б. Мощность осадочных тел у основания континентального склона до 8–12 км, т.е. сопоставима с мощностями осадков подводных дельт Амазонки, Ганга, Брахмапутры и др. на первом (верхнем) глобальном уровне лавинной седиментации.

А.П. Лисицын [1982, 1984 и др.] особо отмечает, что скорости седиментации, объем и массы осадков первого и второго уровней лавинной седиментации находятся в противофазе и синхронизированы. Во-первых, максимумы накопления вещества на первом уровне влекут их минимумы и перерывы на втором уровне. Во-вторых, эти события протекают одновременно, поэтому перерывам на первом уровне соответствуют лавинные накопления на втором и наоборот.

Терригенные породы глобальных уровней сверхбыстрой седиментации высокоперспективны для поисков нефти и газа.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ СВЕРХБЫСТРОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Региональные области сверхбыстрой терригенной седиментации в предлагаемом ниже объеме впервые, очевидно, выделили мы, хотя А.П. Лисицын [1983] упомянул межгорные и предгорные прогибы в этом качестве, не дав, однако, их соответствующего описания, а З. Кукал [1987] – и рифтовые

системы (не говоря, правда, о сверхбыстром терригенном осадконакоплении). Приведенные З. Кукалом сведения о скоростях седиментации в предорогенных прогибах (40–1000Б), наложенных орогенных впадинах (50–300Б), рифтовых впадинах и авлакогенах (50-500Б), по нашему мнению, имеют ограниченный интерес, поскольку неясно, как учитывался при расчетах тип разрезов (терригенный + биогенный + хемогенный, т.е. усредненный, или секционно), вводился ли коэффициент на уплотнение осадков и пр. От глобальных уровней региональные области сверхбыстрой седиментации резко отличаются структурно-тектоническими условиями, положением внутри континентального блока, субаэральной или специфической водной средой осадконакопления, отсутствием турбидитов и другими особенностями. Для расчетов скорости осадконакопления в их пределах по схеме В.Н. Холодова [1994, 1997], с учетом изложенных выше соображений, имеющихся данных оказалось недостаточно: отсутствуют полные разрезы либо сведения о физических параметрах пород, карбонатности, содержании РОВ и т.д. Поэтому для всех приведенных в качестве примеров конкретных областей сверхбыстрой седиментации мы рассчитали значения СОП и по их величине делали соответствующие выводы.

Предгорные и межгорные прогибы и впадины. Предгорные и межгорные прогибы и впадины различной тектонической природы являются структурами, в пределах которых на протяжении длительного времени возникают условия для сверхбыстрой терригенной седиментации в гумидном и аридном климатах. Осадконакопление в них рассмотрим на примере Альпийского предгорного прогиба, Афгано-Таджикской межгорной впадины, Месопотамского краевого (предгорного) прогиба, выполненных комплексом моласс и молассоидов, Западно-Туркменской впадины.

На территориях гумидного климата мы ограничимся данными по Альпийскому предгорному прогибу [Наливкин, 1956]. Накопление моласс началось здесь в среднем олигоцене и завершилось в тортонском веке, т.е., по С.Л. Афанасьеву [1987], время формирования молассового комплекса составляет около 25,5 млн лет. Разрез комплекса сложный, выделяется нижняя морская, нижняя пресноводноназемная, морская средняя, верхняя пресноводноназемная молассы. Состав и мощность отложений весьма различны. Вблизи Альп это в основном конгломераты и песчаники мощностью более 3000 м, на удалении от гор обычны наряду с кластическими породами мергели и известняки. Обращает внимание цвет моласс - преимущественно серый и буроватый, однообразный, но местами значительные толщи имеют пеструю или красную окраску подобно красноцветным формациям аридных зон. По нашему мнению, этот факт представляет большой интерес для выяснения причин красноцветности пород, типичной в неогене для аридных условий седиментации. Вряд ли при накоплении альпийской молассы здесь локально возникла на какое-то время аридная обстановка. Поэтому важнейшим фактором красноцветности, т.е. пигментации частиц оксидами и гидроксидами железа, является, вероятно, соотношение в первичном осадке данного элемента в реакционноспособной форме и ОВ, регулируемое скоростью осадконакопления, так как воды достаточно для гидролиза минералов и высвобождения из них железа. При достижении какой-то скорости седиментации, во-первых, происходит высвобождение значительного количества железа, во-вторых, массы OB оказывается достаточно или недостаточно для полной редукции Fe³⁺ в седиментогенезе или диагенезе.

Любопытно, что песчаники альпийской молассы не бывают красными. Средняя скорость накопления моласс вблизи гор более 120 мм/1000 лет. В данном случае $V_{\rm oc} = {\rm CO\Pi}$, так как псефиты практически не уплотняются.

В аридном климате очень показательны следующие примеры сверхбыстрой терригенной седиментации.

Афгано-Таджикская межгорная впадина возникла в пределах альпийской эпиплатформенной орогенической области как составной элемент Верхнеамударьинской депрессии. На севере эта впадина ограничивается Гиссарским хребтом, на востоке – горами Дарваза и Бадахшана, на юге – Северо-Афганским выступом фундамента, на западе она открывается в крупную Мургабскую впадину Туранской платформы.

В Афгано-Таджикской впадине значительный интерес представляют красноцветно-пестроцветные молассоиды очень большой мощности, формирование которых началось в позднем олигоцене и с необычайной интенсивностью продолжалось в неоген-четвертичное время, особенно на протяжении раннего-среднего плиоцена. Краткая характеристика этих образований приведена по данным В.И. Браташа и др. [1970].

Комплекс молассоидов, выполняющих впадину и представленных озерными, речными, дельтовыми, пролювиальными, озерно-морскими образованиями, делится на три толщи: нижнюю краспоцветную (до 3400 м), среднюю преимущественно сероцветную, бурую (10-14 тыс. м) и верхнюю пестроцветную (более 1200 м). Они формировались в условиях активного прогибания земной коры и одновременного роста горных сооружений. Красноцветная толща представлена главным образом алевролитами, глинами и песчаниками шафайской (верхний олигоцен-миоцен) и коштангинской (миоцен?) свит мощностью, соответственно, до 660 и 2800 м. Более молодые образования представлены сероцветными и бурыми конгломератами, гравелитами, алевролитами, песчаниками, в средней части разреза с прослоями глин. Они расчленены на свиты (снизу вверх): рустакскую (до 2000-3000 м), кокчинскую (до 7000 м), кешмскую (до 3000-4000 м), которые отнесены к нижнему и среднему плиоцену. Разрез молассоидов завершают пестроцветные (коричневые, зеленые, серые, пепельно-серые) глины, алевриты, алевролиты, конгломераты, брекчии мазаршерифской свиты и ее возрастного аналога – шордарайской свиты мощностью более 1200 м, которые датируются верхним плиоценом - нижним плейстоценом.

Величины СОП для разных периодов формирования молассоидов Афгано-Таджикской впадины приведены в таблице.

Анализируя полученные числа, прежде всего следует отметить, что скорости терригенного осадконакопления в пределах впадины постоянно превышали нормальные значения этого процесса и очень изменялись во времени. Для позднего олигоцена-миоцена и позднего плиоцена-раннего плейстоцена рассчитанные параметры сопоставимы. В раннем и среднем плиоцене седиментация происходила со скоростью в десятки раз более высокой. Для

¹ Здесь и далее: так как в настоящее время плиоцен делится на два отдела, осадки среднего плиоцена необходимо относить к нижнему отделу.

Таблица

Значения СОП на территории Афгано-Таджикской впадины (поздний олигоцен – неоген – ранний плейстоцен)

Возраст, свита	. Мощность, м	Продолжитель- ность, млн лет [Афанасьев, 1987]	СОП, мм/1000 лет
Верхний плиоцен — нижний плейстоцен мазаршерифская = шордарайская Нижний-средний плиоцен	Более 1200	3,18	370
кешмская кокчинская рустакская	10000-14000	1,98	5000–7000
Верхний олигоцен-миоцен			
коштангинская шафайская	3400	19,16	170–175

этого интервала времени значения СОП и $V_{\rm oc}$ будут почти совпадать, так как разрез представлен главным образом породами неуплотняющимися (конгломераты, гравелиты) или уплотняющимися очень слабо (песчаники, алевролиты), а прослои глин имеют подчиненное значение.

На территории Мургабской впадины Туранской платформы мощность неогеновых отложений сравнительно с таковой в Афгано-Таджикской межгорной впадине резко сокращается. Здесь распространены красноцветные слабосцементированные алевролиты, песчаники, пески и алевриты с прослоями глин мощностью 1000—1500 м [Геология СССР, 1972]. При продолжительности миоцена и плиоцена 23,63 млн лет СОП примерно 40—60 мм/1000 лет, т.е. скорость седиментации в неогене была невысокой.

Месопотамский предгорный (краевой) прогиб, являющийся одним из крупнейших в мире, приурочен к области сочленения Аравийской плиты и альпийских сооружений Тавра и Загроса [Варенцов и др., 1973]. Он тянется с северо-запада на юго-восток на 2000 км при ширине до 500 км. Формирование прогиба и заполнение его орогенными формациями произошло в миоцене-плиоцене, но общая мощность осадочного чехла в прогибе от кембрия доныне 12–15 км. Здесь образовались миоценовые молассовые формации: терригенно-соленосная (нижний фарс, 750–4500 м), сероцветных мергелей и известняков (средний фарс, 61–915 м), красноцветных мергелей с алевролитами и песчаниками (820–3050 м), плиоценовая формация бахтиари (2400–3500 м), представленная алевролитами и песчаниками, редко с прослоями ангидритов.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что заполнение Месопотамского прогиба терригенным и хемогенным материалом происходило с очень высокой скоростью. Только терригенная плиоценовая формация бахтиари накапливалась столь быстро, что скорость ее образования превышала 1000 мм/1000 лет. Следует отметить, что Месопотамский прогиб —

одна из крупнейших нефтегазоносных провинций мира, но в неогеновых молассах промышленные залежи УВ отсутствуют.

Западно-Туркменская впадина, охватывающая территорию одноименной низменности и юго-восточную часть Каспийского моря, представляет собой восточную окраину обширной Южно-Каспийской впадины, которая относится к области альпийской складчатости. Западно-Туркменская впадина ограничивается на востоке Копетдагским складчатым поднятием, на юге - горами Эльбурса. На протяжении мезозоя и кайнозоя впадина интенсивно опускалась. Суммарная мощность отложений этого времени 10-25 км. В ее центральной части мощность только неогеновых пород около 7-8 км, причем основная часть разреза представлена образованиями среднего плиоцена и более молодыми [Геология СССР, 1972]. К среднему плиоцену относится челекенская свита, называемая также красноцветной толщей. Это красноцветные и пестроцветные глины, пески, песчаники, алевриты мощностью более 3000 м, с которыми в Западно-Туркменской низменности связаны основные месторождения нефти и газа, йодо-бромные воды и другие полезные ископаемые. Верхнеплиоценовые отложения представлены чередованием глин и песков бурых, серых, зеленоватых, голубоватых мощностью около 3000 м. Более разнообразная по составу четвертичная толща имеет мощность около 1000 м.

Таким образом, в среднем плиоцене началось очень значительное резкое прогибание Западно-Туркменской впадины и одновременно вынос в ее пределы огромного количества терригенного материала. Только в течение среднего – позднего плиоцена здесь образовалась песчано-глинистая формация мощностью 6000 м. При продолжительности плиоцена 3,38 млн лет скорость терригенной седиментации превышала 1700 мм/1000 лет.

К северу и северо-востоку от Западно-Туркменской впадины, на территории Туранской платформы, мощность плиоценовых отложений резко сокращается до минимальной (50–320 м) в пределах Центрально-Каракумского свода [Геология СССР, 1972]. Это значит, что, хотя здесь величина СОП 95 мм/1000 лет, она почти в 20 раз меньшая, чем во впадине.

Линейные эрозионные врезы. Линейные эрозионные врезы — это прадолины крупных рек. При резких колебаниях уровня Мирового океана или регионального базиса эрозии происходит переуглубление долин и интенсивное заполнение их аллювием. Не располагая материалами об эрозионных врезах на территории гумидных областей (например, северного побережья Средиземного моря в мессинии), рассмотрим данные о пра-Амударье и ее притоках в Туркменистане.

Линейные эрозионные врезы в пределах Туркменистана выявлены многочисленными буровыми скважинами различного назначения. Развитию врезов, связанных с деятельностью палеорек, способствовали резкое понижение в раннем плиоцене регионального базиса эрозии — уровня Каспийского моря до абсолютных отметок —500 — —600 м, что вызвало глубокую перестройку речной сети Средней Азии, Северного Прикаспия, Предкавказья, и состав отложений, прорезанных пра-Амударьей и ее притоками.

Пра-Амударья, впадавшая в неогене в Каспийское море, сформировала, так называемую, Донгузсырт-Ербентскую (или Ербентскую, Ербент-Репетекскую) погребенную долину. Эта долина протягивается по линии Донгуз-

сырт – Репетек – Байрам-Али – Ербент – оз. Ясхан. Далее, по-видимому, она уходит в Западно-Туркменскую впадину. Протяженность прослеженной части долины более 800 км, глубина ее – до 1000 м, ширина – до 50 км. Долина врезана в преимущественно терригенные отложения неогена, палеогена, мела. Образования, заполнившие врез, представлены в основном песками, алевритами, глинами среднего-верхнего плиоцена мощностью от 718 м на востоке, у возвышенности Донгузсырт [Байков, 1981], до 900–1000 м на западе, у пос. Ербент [Блискавка, 1963; Геология СССР, 1972 и др.].

В Юго-Западном Гиссаре, располагающемся на правобережье Амударыи, возникли особые условия для эрозионной деятельности притоков этой реки, обусловленные широким распространением верхнеюрской карбонатно-галогенной толщи мощностью до 1500 м. На участках, где сульфатные и галогенные породы залегали неглубоко, врезание долин сопровождалось быстрым растворением солей, т.е. приобрело эрозионно-карстовый характер. Детально эти явления описали Г.А. Беленицкая и В.И. Седлецкий [1982]. Наиболее крупным является врез древней долины р. Кугитангдарыи. Его протяженность свыше 50 км, ширина до 6–7 км, глубина до 450–500 м. Продольный профиль осложнен рядом карстовых депрессий с перепадом отметок дна до 50–100 м. Палеодолина выполнена преимущественно алевритовыми и глинистыми отложениями среднего-верхнего плиоцена мощностью до 500 м.

Таким образом, скорость накопления осадков, заполнивших линейные эрозионные и эрозионно-карстовые врезы, была достаточно высокой. При мощности отложений в них 500–1000 м и продолжительности плиоцена 3,38 млн лет [Афанасьев, 1987] значения СОП 140–300 мм/1000 лет. Эти числа, даже существенно заниженные, так как заполнение врезов происходило в среднем-верхнем плиоцене, позволяют сделать вывод о том, что скорость седиментации во врезах намного превышала скорость обычного осадкона-копления. Подобные скорости седиментации вполне допустимы и для крупнейших палеорек, например, Европы и Северной Африки.

Отмершие солеродные бассейны. Пример свсрхбыстрой терригенной седиментации в пределах отмерших солеродных бассейнов — верхнеюрский Западно-Предкавказский суббассейн [Байков и др., 1987]. Он занимал Восточно-Кубанскую впадину, которая в позднем кимеридже(?) — титоне испытала устойчивое прогибание. Здесь сформировались галогенная кузнецовская и более молодая пестроцветная лабинская свиты большой мощности. По завершении садки гипса и галита (до 1800 м) впадина продолжала интенсивно прогибаться, но, так как связь с питающим морем была прервана, сюда, вследствие резкого понижения базиса эрозии, стал поступать в больших количествах обломочный материал. Накопившиеся пестроцветные аллювиально-озерные глины с прослоями песчаников и алевролитов имеют мощность до 1200 м.

При продолжительности титонского века 10,4 млн лет скорость накопления терригенных осадков, заполнивших "постэвапоритовую" впадину, намного превышала рассчитанную величину СОП – 110 мм/1000 лет.

Следует отметить, что в Восточно-Предкавказском суббассейне, который занимал Терско-Кумскую впадину, надсолевые титонские терригенные образования практически отсутствуют.

Рифтовые зоны. Сведения об осадочных толщах, выполняющих рифтовые зоны континентального блока, ограничены. Характер отложений, их состав, скорости седиментации определяются рядом факторов, важнейшими из которых можно назвать следующие [Милановский, 1976]: скорость погружения рифтовой впадины и воздымания сопредельных блоков, наличие связи с морскими бассейнами, режим аккумуляции осадков (морской, озерный и наземный), климат, определяющий тип литогенеза, вулканическая деятельность. Примеры сверхбыстрой седиментации — Байкальский рифтовый пояс и Днепровско-Донецкий авлакоген.

В пределах Байкальского рифтового пояса выделяется система кайнозойских впадин, среди которых наибольшее погружение испытала ЮжноБайкальская. Эта впадина, как и другие, выполнена континентальными отложениями [Милановский, 1976]. В нижней части разреза преобладают
озерно-болотные и аллювиальные алевролиты и глины с пластами песчаников, известняков, диатомитов, бурых углей. Выше залегают существенно
грубообломочные образования различного генезиса — озерные, речные,
пролювиальные, гравитационные, ледниковые, представленные глыбовыми, галечно-валунными, песчаными и алеврито-глинистыми породами. Общая мощность всей толщи 5–6 км, возраст ее определяется как неоген-четвертичный. При продолжительности неогенового и четвертичного периодов 24,33 млн лет, по С.Л. Афанасьеву [1987], СОП для этого интервала времени 230–250 мм/1000 лет. Следовательно, скорость заполнения впадины
осадками была очень значительной.

Днепровско-Донецкий авлакоген, или палеорифтовая система, по Е.Е. Милановскому [1983], состоит из трех сегментов, погружающихся с запада на восток: Припятского грабена, Днепровского грабена, Донбасса и Донецкой складчатой зоны. В Донбассе кристаллический фундамент опущен до глубин 15–25 км и перекрыт мощным рифейским (?) комплексом. Наибольший интерес здесь представляет паралическая угленосная формация карбона. Это преимущественно терригенные образования с пластами угля и морских известняков общей мощностью 7500–12000 м [Геология СССР, 1970]. Различные породы разреза соотносятся приблизительно следующим образом, %: песчаники – 25, алевролитовые сланцы – 30, глинистые сланцы – 35, известняки – 5, угли – 0,7. Они перекрыты красноцветными терригенно-карбонатными и галогенными отложениями низов перми.

При продолжительности, по С.Л. Афанасьеву [1987], каменноугольного периода 66,7 млн лет СОП для отложений карбона 112–180 мм/1000 лет. Следовательно, осадконакопление в авлакогене происходило со сверхвысокой скоростью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Мы предлагаем различать скорость седиментации осадков, или осадконакопления (V_{co}) , и скорость осадкообразования (V_{oc}) . V_{co} — это скорость накопления осадка, ныне даже без его возможной фиксации в разрезе. V_{oc} — это величина, учитывающая время седиментации и время, необходимое на захоронение осадка, т.е. его фиксирование в разрезе как геологический до-

кумент. При непрерывной седиментации $V_{\rm co}$ и $V_{\rm oc}$ равны, при наличии перерывов $V_{\rm co} > V_{\rm oc}$.

- 2. На начальном этапе исследований по определению скоростей седиментации осадков необходимо вычислять и анализировать величины СОП. Это позволяет выделить области нормального и сверхбыстрого осадконакопления.
- 3. Скорости сверхбыстрой терригенной седиментации достигают максимальных значений по периферии континентального блока. Внутри блока этот параметр у однотипных структур колеблется в широких пределах, как зависящий от комплекса факторов.
- 4. Скорость терригенного осадконакопления на отдельных структурах непостоянна и может колебаться очень значительно. Так, на территории Афгано-Таджикской впадины, судя по величинам СОП, в позднем олигоцене-миоцене она превышала 170–175 мм/1000 лет, в раннем плиоцене 5000–7000 мм/1000 лет, в позднем плиоцене-раннем плейстоцене 370 мм/1000 лет. Известно, что ранний плиоцен время очень контрастных подвижек блоков земной коры и резкой расчлененности рельефа.
- 5. Сопоставление полученных нами и опубликованных величин позволяет сделать вывод о том, что межторные впадины по скорости терригенной седиментации уникальны. Не исключено, что Афгано-Таджикская впадина, где в раннем плиоцене скорости осадконакопления превышали 5000-7000 мм/1000 лет, окажется единственным такого рода примером фанерозойской истории развития земной коры.
- 6. Необходимость в определении продолжительности коротких отрезков геологических явлений (соответствующих, например, пачке или циклиту) становится все более актуальной. Отсутствие таких данных приводит к тому, что определяемые величины скоростей осадконакопления или породообразования, включая рассчитанные нами, являются усредненными и заведомо заниженными, так как, например, не могут быть учтены временные интервалы прекращения седиментации и т.д.
- 7. Уже сейчас представляется возможным и необходимым при изучении осадочно-породных бассейнов составлять для них карты или схемы равных скоростей осадконакопления или осадочного породообразования. Эти карты будут дополнять (но не дублировать) карты равных мощностей осадочных пород, так как информация, заключенная в них, в определенной степени (а в будущем с необходимой для конкретного исследования полнотой) отражает вещественный состав пород выбранного стратиграфического интервала.
- 8. При разрешении проблемы хронологии слоев (пластов) литологические колонки должны сопровождаться графиками скоростей осадконакопления всех слоев (пачек, циклитов) в зависимости от поставленных задач и детальности исследования.

ЛИТЕРАТУРА

 $\Lambda \phi$ анасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М.: Недра, 1987. 144 с.

Байков А.А. Новые данные о соляной тектонике Юго-Западного Гиссара // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 3. С. 654–657.

Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А. Верхнеюрскис эвапоритовые образования и блоковая тектоника на Северном Кавказе // Литология и полезные ископаемыс. 1987, № 2. С. 95–112.

Беленицкая Г.А., Седлецкий В.И. Поздненеоген-четвертичный эрозионно-карстовый цикл в бассейне Каспийского моря (на примере Средней Азии и Предкавказья) // Литология и полезные ископаемые. 1982, № 4, С. 117–123.

Блискавка А.Г. Ербентский эрозионный врез // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 109. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 38–43.

Браташ В.И., Егупов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. Геология и нефтегазоносность Северного Афганистана // Тр. ВНИГНИ. Вып. 30. М.: Недра, 1970. 288 с.

Варенцов М.И., Дорошко С.М., Королюк И.К. и др. Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М.: Недра, 1973. 232 с.

Вассоевич Н.Б. Опыт постросния типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых пород // Новые нефтяные технологии. Сер. геол. 1960. Вып. 4. С. 56–72.

Геология СССР. Т. XLVI. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 667 с.

Геология СССР. Т. XXII. Туркменская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 768 с.

Зарицкий П.В. О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе // Литология и полезные ископаемые. 1966, № 1. С. 97–100.

Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов и/Д: Изд-во РГУ, 1982. С. 3–59.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса // Литология и полезные ископаемые. 1983, № 6. С. 3–27.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация, изменения уровня океана, перерывы и пелагическое осадконакопление – глобальные закономерности // Палеоокеанология (Тр. МГК, XXVII. Коллоквиум 03. Доклады. Т. 3). М.: Наука, 1984. С. 3–21.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. 2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.

Нестеров И.Н. Уплотнение глинистых пород // Советская геология. 1965, № 12. С. 69-80.

Нестеров И.Н., Перозио Г.Н., Брадучан Ю.В. и др. Сургутская опорная скважина (Тюменская область). Опорные скважины СССР // Тр. ВНИГРИ. Вып. 226. М.: Недра, 1964.

Прыткова М.Я. Осадконакопление в малых водохранилищах. М.: Наука, 1981. 152 с.

Седлецкий В.И. Новые данные о соленосных отложениях Хива-Мургабской впадины и мегантиклинали Юго-Западного Гиссара // Гсология нефти и газа. 1970, № 9. С. 29–34.

Седлецкий В.И., Байков А.А. Нижнемеловая галогенная формация Средней Азии // Литология и полезные ископаемые. 1990, № 2. С. 3–12.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. І. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 210 с.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли // МГК, XXVII сес., Литология (осадочные породы). Секция 0.04. Доклады. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 99-111.

Холодов В.Н. Кривая Л.И. Салопа – Дж. Гиллули – реальность или артефакт? // Литология и полезные ископаемые. 1994, № 2. С. 49–65.

Холодов В.Н. Скорости осадконакопления в настоящем и прошлом // Отечественная геология. 1997, № 3. С. 22–31.

Уэллер Дж.М. Уплотнение осадков // Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Л.: ГОНТИ, 1961. С. 50–97.

Фекличев В.Г. Диагностические константы минералов. М.: Недра, 1989, 479 с.

НОВОЕ О СУБАКВАЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

А.С. Поляков

Терригенный материал является основным материалом, заполняющим осадочные бассейны. Интенсивное исследование морских терригенных отложений связано с поисками полезных ископаемых и расшифровкой летописи развития стратисферы, представляющей собой реликты былых седиментосфер. К настоящему времени накопилась большая информация о процессах перемещения и отложения терригенного материала, на основе которой разработаны многочисленные классификации генетических и фациальных типов отложений. Выделено более 15 разновидностей субаквальных процессов [Обстановки..., 1990; Хворова, 1989 и др.]. Такое количество предлагаемых процессов, с одной стороны, очевидно, связано со стремлением исследователей объяснить разнообразие строений и текстурных особенностей отложений, а с другой – с недостаточной изученностью самих процессов. Многообразие и субъективность выделяемых процессов привели к терминологической путанице и противоречивым генетическим интерпретациям морских отложений. Особенно остро эти противоречия начали проявляться в последние 15 лет, когда, благодаря использованию высокоточного оборудования, позволяющего визуально наблюдать ход процессов, и достижений в области физики и механики гранулированных сред были получены новые данные.

В статье анализируется состояние изученности субаквальных процессов и рассмотрены основы нового направления их исследования, связанного с необычными свойствами гранулированных сред (материалов).

НЕОБЫЧАЙНЫЕ СВОЙСТВА ГРАНУЛИРОВАННЫХ СРЕД

Необычайные свойства гранулированных сред были известны давно, но только в 70-х гг. они стали объектом интенсивных исследований. К.С. Кэмпбелл [Campbell, 1990], анализируя результаты изучения быстрых гранулированных потоков, дал следующее определение понятия "гранулированная среда": "Гранулированная среда представляет собой совокупность большого числа дискретных твердых частиц. Обычно пространство между частицами заполнено флюидом — воздухом или водой и, таким образом, гранулированный поток является многофазным процессом. Однако если частицы плотно упакованы или если они намного плотнее, чем окружающий их флюид, то только сами частицы, а не флюид или взаимодействия флюид—частица будут движущей силой транспорта среды, и в этом случае внутренним флюидом при описании поведения потока можно пренебречь". Из этого определения следует, что данному понятию отвечает обломочный материал любого состава и генезиса, образующий скопления.

Поведение гранулированной среды отличается от хорошо знакомых нам форм материи – твердой, жидкой или газообразной, и поэтому она (среда) должна рассматриваться как дополнительная форма состояния вещества [Campbell, 1990]. Обычная температура, которую можно измерить градусни-

ком, не влияет на ее свойства, пропорциональна средней кинетической энергии теплового движения одной молекулы и в шкале Кельвина может быть выражена следующим соотношением: $E = (mv^2/2) = \alpha kT$, где E – средняя кинетическая энергия одной молекулы; k – постоянная Больцмана; T – температура в щкале Кельвина; α – константа, зависящая от конкретной молекулы. Если хаотическое движение гранул в гранулированном потоке описывать теми же параметрами, что и тепловое движение молекул, то интенсивность среднего хаотического движения одной гранулы будет, соответственно, пропорциональна, так называемой, "гранулярной температуре". Она может быть выражена как $T_{\Gamma} = \langle u^2 \rangle$, где u – мгновенное отклонение скорости частицы от средней скорости потока. T_{Γ} представляет собой удвоенную энергию единицы массы при случайных движениях частицы [Campbell, 1990]. Если хаотическое движение гранул в гранулированном потоке описывать теми же параметрами, что и тепловое движение молекул, то интенсивность среднего хаотического движения одной гранулы будет, соответственно, пропорционально, так называемой, "гранулярной температуре". Однако свойства гранул существенно отличаются от свойств молекул. При соударении молекулы обмениваются энергиями, так как силы взаимодействия между ними потенциальные (упругие). Столкновения же между гранулами неупругие, так как, кроме сил упругости, действуют силы трения, и поэтому при соударении гранул часть их кинетической энергии теряется (диссипирует) и переходит в тепловую энергию молекул вещества, из которого состоят гранулы или вмещающий флюид. Этими различиями в особенностях взаимодействия между отдельными частицами и объясняется большое различие в макроскопическом поведении обычных форм состояния вещества и гранулированной среды.

Приведем несколько примеров необычного поведения гранулированной среды. Груда песка в спокойном состоянии ведет себя подобно твердому телу. При внешнем воздействии или, когда угол наклона поверхности груды превышает угол естественного откоса песка, песок начинает течь по поверхности в виде одного или нескольких слоев, а не во всем объеме, как обычная жидкость.

В высоком цилиндрическом сосуде давление, передаваемое частицами, не зависит от высоты насыпанного песка, как это происходит с жидкостью. Иными словами, давление на дно сосуда не растет с увеличением столба грунта. Это происходит вследствие действия сил трения между гранулами и стенками сосуда. Давление на какой-то глубине — величина случайная и зависит от упаковки частиц. Функция его распределения имеет экспоненциальный вид. Такое распределение напряжений может оказывать значительное влияние на свойства гранулированной среды, например, на прохождение звука, уплотнение материала, высокую чувствительность к внешним воздействиям и т.д. Метастабильное состояние гранулированной среды определяется упаковкой гранул в пределах 0,55—0,64. Даже после 100 000 встряхиваний цилиндра, заполненного гранулированным материалом, последний еще может значительно уплотняться прежде чем достигнет устойчивого состояния [Jaeger et al., 1996].

Неупругое взаимодействие между гранулами приводит со временем к образованию кластеров, причем частицы группируются в виде нитей – цепо-

чек. При этом за ограниченный отрезок времени может происходить неограниченное число неупругих столкновений.

Частицы с неровной, шероховатой поверхностью при вытекании из воронки образуют плотностные волны, которые отсутствуют при пропускании через воронку частиц такого же размера и также сферической формы, но с гладкой поверхностью. При большом угле воронки волны распространяются вверх, однако при достаточно остром угле воронки направление распространения волн становится обратным. Следует отметить, что роль поверхности частиц в этом процессе остается пока неясной. Однако, очевидно, что именно свойства самих частиц (минеральный состав, размер, форма и характер поверхности), образующих гранулированную среду, определяют процессы их разделения и стратификации во время перемещения. Это можно наблюдать при высыпании разнородного материала между двумя стенками контейнера. Такие контейнеры, заполненные разноцветным и разнозернистым материалом, уже используются в качестве сувенира.

Интересны явления, наблюдаемые в гранулированных средах, подвергающихся вибрационному воздействию. На свободной поверхности вибрируемого гранулированного материала могут возникать бегущие и стоячие волны [Jaeger et al., 1996].

При вибрационном воздействии на гранулированный материал в нем наблюдаются конвективные потоки и разделение частиц по размеру. Такие процессы детально проанализировал И.И. Блехман [1994]: на основе общего механико-математического подхода описаны процессы перемещения и транспортирования отдельных тел и сыпучих материалов. Интересно само понятие вибрационного перемещения. Оно понимается как направленное, в среднем "медленное" движение или изменение состояния системы под влиянием быстрых ненаправленных в среднем механических колебательных воздействий (вибрации). Одно из основных условий возникновения эффекта вибрационного перемещения – наличие асимметрии системы. Существуют различные виды асимметрии и соответствующие им физические механизмы. Геологические объекты обычно всегда асимметричны: неровности рельефа, уклон русел рек и дна морей и океанов, различные виды течений, тектонические нарушения и пр. Опуская математическое описание, рассмотрим наиболее интересные процессы перемещения, разделения и самосортирования гранулированного материала, описанные в вышеупомянутой работе.

С позиции вибрационной механики показана возможность транспортирования тела (частицы) вверх по наклонной плоскости. Этот эффект достигается воздействием на плоскость гармоническими колебаниями в двух взачимо перпендикулярных направлениях. На практике удается транспортировать отдельные тела и насыпные грузы вверх по поверхностям, наклоненным к горизонту до 20° и более [Блехман, 1994. С. 220–221].

Под действием вибрации происходит разделение частиц в слое сыпучего материала (сегрегация, расслоение, самосортирование). Решена задача всплывания тяжелой крупной частицы в среде из легких мелких частиц в случае вертикальных гармонических колебаний среды [Блехман, 1994. С. 235]. Оказалось, что дополнительная выталкивающая сила возникает при вибрации вследствие большего сопротивления движению частицы вниз, чем

вверх. Может всплывать вверх также частица в среде более мелких частиц из того же материала, поскольку крупная частица более плотна, чем окружающая ее среда.

Способ сухого разделения на вибрирующих поверхностях основан на том, что частицы гранулированного материала, обладающие различными коэффициентами трения относительно поверхности, различной формой, а при некоторых условиях – различной плотностью и размерами, движутся по шероховатой вибрирующей поверхности по различным траекториям.

Рассмотренные процессы в вибрационной механике связывают с преобразованием сил типа сухого трения, характерных для взаимодействия частиц сыпучей смеси, в силы типа вязкого трения. Наряду с преобразованием трения на частицы смеси начинают действовать движущие вибрационные силы, которые при надлежащих условиях обеспечивают перемещение частиц, а также приводят к увеличению интенсивности процесса разделения. Основным условием возникновения эффекта вибрационного перемещения, как уже отмечалось, является асимметрия системы.

Факт возникновения при вибрации движущих вибрационных сил позволяет сделать обратное предположение о том, что само перемещение гранулированного материала или просто твердого тела по шероховатой поверхности будет вызывать вибрацию. Подтверждение этому мы находим в четвертой части монографии И.И. Блехмана [1994], где он рассматривает вибрационную концепцию трения скольжения. В физике известен факт, что коэффициент трения покоя превышает коэффициент трения скольжения. До недавнего времени не существовало объяснения этому важному факту и считалось, что для того, чтобы сдвинуть какой-либо предмет, необходимо приложить большее усилие (преодолеть трение покоя), чем для поддержания его дальнейшего перемещения (преодолевать трение скольжения). Неразрывность связи трения скольжения и вибрации показал Д.М. Толстой [1963].

При скольжении шероховатых деформируемых тел неизбежно генерируются широкополосные случайные возмущения. Частоты этих возмущений лежат вблизи частот свободных колебаний, обусловленных упругостью контакта, приводя, вследствие резонансного усиления, к существенным, нормальным по отношению к соприкасающимся поверхностям, относительным колебаниям тел (в сущности — к автоколебаниям). Эти колебания наблюдались экспериментально. В результате их действия может даже нарушаться контакт между телами. А.А. Первозванский [1998] математически обосновал, что движение тела по какой-либо поверхности состоит из интервалов покоя (остановки тела) и интервалов движения. Эксперименты показали, что интервалы покоя уменьшаются при увеличении скорости. Естественно, что эту вибрацию, как и гранулярную температуру, которую представляют как флуктуацию гранул, мы не замечаем.

Л.Г. Лойцянский [1987] показал, что классическое уравнение Рейнольдса, определяющее условие перехода ламинарного потока в турбулентный, точно совпадает с виброреологическим уравнением, в котором вибрационная сила соответствует турбулентным напряжениям. Это дает основание полагать, что обычный речной поток или любой турбулентный поток выполняет не только роль транспорта взвешенных частиц, но и роль вибрацион-

ного воздействия на русловые отложения, вызывающего их донное перемещение.

С вибрацией гранулированного материала в виброреологии связывают также псевдоожижение (разжижение). Если A – амплитуда, ω – частота гармонической вибрации сосуда с сыпучей средой, f_1 – коэффициент трения покоя, а g – ускорение свободного падения, то при ускорениях $A\omega^2 = g$ для вертикальных и $A\omega^2 = f_1g$ для горизонтальных колебаний частицы материала приобретают некоторую взаимную подвижность: начинается псевдоожижение, приводящее сначала к уплотнению, а затем, при дальнейшем увеличении $A\omega^2$, к разрыхлению и перемешиванию гранулированной массы. Точно так увеличение скорости сдвига будет увеличивать интенсивность столкновения частиц, вызывая разрыхление (разжижение) материала в зоне сдвига. Процессы разделения (сегрегации, самосортирования) происходят в стадиях псевдоожижения и разрыхления. В местах, где вибрация недостаточно интенсивна и исевдоожижения не происходит, гранулированную среду предлагается рассматривать как твердое тело. Соответственно, при разжижении среды она рассматривается как вязкая жидкость.

Учет объемных вибрационных сил позволил А.Я. Фидлину [1991] объяснить и описать медленные "конвективные" потоки, возникающие в симметричном и симметрично вибрирующем сосуде. При моделировании сыпучей среды поле вибрации в среде описывалось скалярным параметром — "вибротемпературой", которая согласно теории вибропроводности подчиняется уравнению теплопроводности при наличии стока тепла.

Таким образом, физика гранулированных сред хорошо описывается законами вибрационной механики. Очевидна аналогия между гранулярной и вибрационной температурами, между вибрационным движением и флуктуацией скорости частиц вокруг средней скорости потока массы частицы.

ГРАНУЛИРОВАННЫЕ СРЕДЫ И ПРОЦЕССЫ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Даже краткое знакомство со свойствами гранулированных сред (материалов) свидетельствует о перспективности их использования при изучении терригенной седиментации. Особый интерес представляет механизм транспортирования гранулированных потоков.

Под гранулированным потоком понимают движение большого количества (массы, совокупности) плотно упакованных дискретных, твердых частиц под действием гравитации или других внешних источников энергии. К гранулированным потокам могут быть отнесены оползни, пирокластические потоки, обломочные потоки (включая грязевые), зерновые потоки, турбидные течения высокой плотности и донное перемещение наносов.

Существует два механизма, приводящих к увеличению гранулярной температуры или интенсивности флуктуации скорости частиц в потоке. Первый, названный К.С. Кэмбеллом "коллизионным", — межгранулярные столкновения [Campbell, Brennen, 1985a,6]. Результирующая скорость частицы после ее столкновения зависит от многих факторов: первоначальной скорости, угла, под которым частица столкнулась с другой, характера поверхности частицы в точке столкновения и др. Однако случайная компонен-



Рис. 1. Профили скорости, твердой фракции и гранулярной температуры (в относительных бсзразмерных единицах) в моделируемом потоке дисков на наклонной поверхности 30° [Campbell, Brennen, 1985a]

та скорости (величина, на которую скорость частицы отличается от средней скорости потока) будет пропорциональна относительной скорости частицы в момент столкновения. Второй механизм связан, собственно, со случайным движением частиц. Перемещаясь из слоев с одной скоростью движения в слои с другой скоростью (т.е. по градиенту скорости), частицы вносят флуктуацию в эту среднюю скорость. Естественно, что интенсивность этих флуктуаций скорости частиц пропорциональна градиенту скорости потока. В отличие от гранулярной температуры, возникающей под действием столкновения частиц, этот названный К.С. Кэмпбеллом "струйным" механизм создает компоненту случайной скорости в направлении, параллельном движению потока (или перпендикулярном градиенту средней скорости).

Оба механизма, как считает К.С. Кэмпбелл, создают анизотропию гранулярной температуры с ее наибольшей компонентой в направлении среднего движения. Соответственно, "коллизионная" температура будет преобладать, когда обломочный материал упакован плотно, и частицы не могут далеко перемещаться между столкновениями. Образование "струйной" температуры будет преобладать в рыхло упакованном материале, когда столкновения между гранулами более редкие. Можно предположить, что вибрационная температура также будет иметь анизотропное распределение, связанное с различными параметрами (частота, амплитуда) флуктуаций частиц в плотно и рыхло упакованных гранулированных массах.

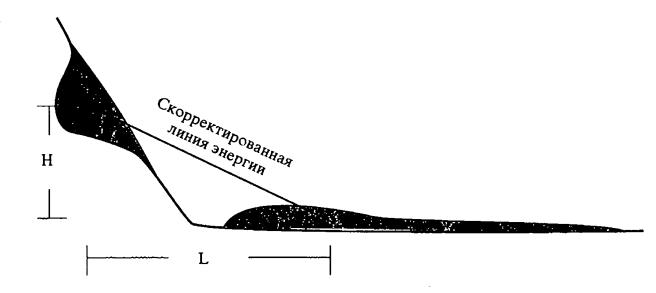
Рассмотренная концепция быстрых гранулированных потоков обеспечила возможность их компьютерного моделирования и как бы увидеть сам процесс. На рис. 1 приведены результаты моделирования гравитационного гранулированного потока на плоскости, наклоненной к горизонту под углом 30° [Campbell, Brennen, 1985а]. Моделируемым материалом были диски. Три графика на этом рисунке показывают зависимости распределения безразмерной скорости, объемной концентрации частиц и безразмерной гранулярной температуры по высоте потока. Ось Y перпендикулярна дну потока. Основание его ограничено твердой поверхностью (Y = 0), а верх неограничен. H -удвоенная величина средней глубины потока, отсчитываемая от свободной поверхности. Эти графики отражают зависимость гидромеханики и гранулярной температуры. Высокий градиент скорости у основания по-

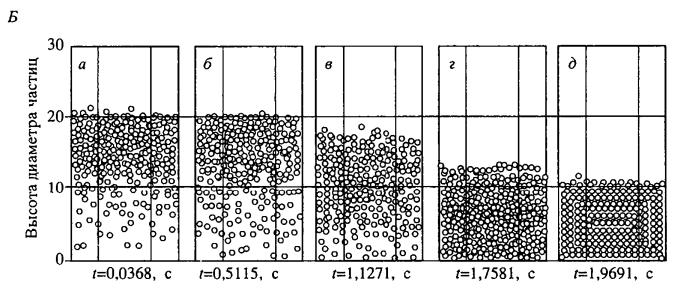
тока (левый график), являющийся результатом быстрого сдвига, соответствует высокой гранулярной температуре (правый график). Низкая объемная плотность дисков у дна потока (средний график) подтверждается экспериментальными данными. Авторы модели считают, что поток может поддерживать низкую плотность твердой фазы у дна, несмотря на большое давление вышележащего материала, за счет высокой гранулярной температуры. Незначительное увеличение гранулярной температуры и уменьшение плотности в верхней части потока (средний и левый графики) позволяют допустить, что на границе потока с воздухом также формируются сдвиговые деформации.

При компьютерном моделировании быстрого гранулированного потока С. Страуб [Straub, 1996] использовал скорректированную им модель обломочного потока, предложенную А. Геймом [Heim, 1932]. В этой модели динамический коэффициент трения ц представляет собой отношение перепада высоты потока H к его длине $L(\mu = H/L)$ (рис. 2A). Горизонтальное расстояние, преодолеваемое потоком, зависит не от массы двигающегося материала, а от H и μ . Прямую линию, соединяющую центры масс обломочного материала до и после смещения, он рассматривает как линию энергии движущейся обломочной массы, а тангенс угла наклона этой линии как кажуіцийся коэффициент трения (рис. 2A, В). Результаты моделирования позволили С. Страубу сделать вывод о том, что режим быстрого гранулированного потока играет значительную роль в поведении обломочных потоков. Общее, внешнее или объемное поведение потока контролируется линией энергии. Сравнивая результаты моделирования двух потоков, в одном из которых первоначальное положение одной из частиц было изменено всего лишь на треть диаметра, С. Страуб обнаружил заметные различия в зоне сдвига у основания моделировавшихся потоков, тогда как линии энергии оказались сравнимы. Близким между собой были и расстояния, пройденные потоками. В теории динамических систем такое развитие называется детерминированным хаосом. Детерминированное оно потому, что моделирование заключалось в повторяющихся от столкновения к столкновению расчетах, а хаотичное, так как в результате незначительных изменений первоначальных условий поведение системы становится непредсказуемым. Из этого автор моделирования приходит к заключению о том, что детерминированный хаос проявляется в масштабе самого гранулированного материала, тогда как объемное поведение всего потока предсказуемо. Моделирование потока из частиц разного размера (1,0 и 1,41 мм) и плотности (1,0 и 3,0), двигавшихся в начальный момент хаотично, а затем все более организованно, позволило С. Страубу рассматривать быстрый поток гранулированного материала как самоорганизующийся.

К.С. Кэмпбелл и К.Е. Бреннен [Campbell, Brennen, 19856] показали, что самоорганизация проявляется в виде сортировки и стратификации частиц вдоль направления потока. Это позволяет одновременно поддерживать в нем плотную упаковку и высокую (за счет межчастичных столкновений внутри слоя и между ними) гранулярную температуру, обеспечивающую движение потока на большие расстояния. Как показано выше, величина генерируемой и рассеиваемой температуры будет контролироваться размером, формой, характером поверхности частиц и их минеральным составом.







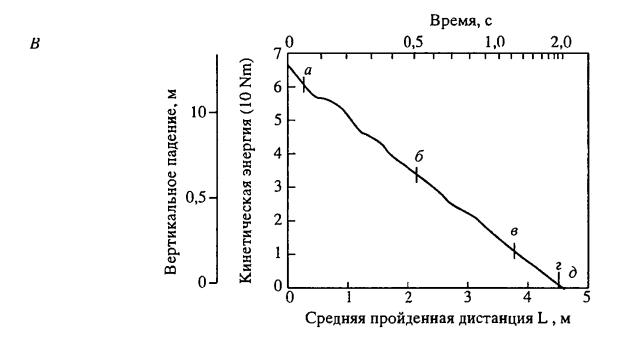


Рис. 2. Основные элементы быстрого гранулированного потока А – скорректированная модель оползневого блока; Б – временн

А – скорректированная модель оползневого блока; Б – временные фрагменты модели потока; В – линия энергии моделируемого потока, показанного на рис. А. Отметки а–д соответствуют фрагментам на рис. Б (Straub, 1996); Н – перепад высоты, преодолеваемый оползневым блоком; L – дистанция, преодолеваемая оползневым блоком

Содержание воздуха, воды или тонкодисперсных частиц, как показывают исследования [Bagnold, 1954; Ackermann, Shen, 1982], не меняют механизм быстрого гранулированного потока. Даже в связанных осадках будут про-исходить те же процессы, если скорость сдвига преодолеет связанность материала.

Таким образом, основной механизм транспортировки и поддержания осадков в быстром гранулированном потоке это гранулярная (или вибрационная) температура. Величина и распределение температуры зависят от внешней энергии, полученной потоком, и состава самого гранулированного материала. Развитие обломочного потока в пространстве и времени контролируется наклоном линии энергии (атрактором), а его локальное внутреннее равновесие будет определяться составом, структурой и текстурой гранулированной среды.

Универсальность рассмотренного механизма транспортирования гранулированных потоков состоит в том, что он характерен для обломочного материала любого происхождения. Его возможность перемещать осадки на значительные расстояния и одновременно стратифицировать их позволяет рассматривать механизм как один из основных процессов седиментогенеза. Еще одна особенность потока заключается в том, что, двигаясь с большой скоростью по континентальному склону, данный поток генерирует турбидное течение. Сочетание этих двух процессов может формировать разнообразные по строению отложения.

На основе механизма быстрых гранулированных потоков процесс донного перемещения русловых отложений можно представить в виде идеализированной схемы, изображенной на рис. 3. Данная схема иллюстрирует передачу кинетической энергии потока речной воды на частицы руслового аллювия. На фоне крупномасштабных турбулентных завихрений у дна потока формируются мелкомасштабные "вихревые" когерентные структуры. Эти мелкие и быстро развивающиеся структуры, с одной стороны, обеспечивают поддержание крупномасштабной турбулентности воды, а с другой, - создают гидродинамические импульсные напряжения на поверхностные частицы дна. Флуктуация этих напряжений вызывает разжижение (ожижение) русловых отложений на глубину в несколько диаметров частиц. Оно сопровождается сначала резким сжатием массы обломочного материала, а затем его расширением. Очевидно, с переупаковкой песчаного материала в первоначальный момент его разжижения связано подскакивание над дном отдельных частичек, обнаруженное с подводного аппарата при обследовании каньона [G.H. Keller, F.P. Shepard]. Дальнейшее разжижение приводит к потере контактов между зернами и общему увеличению объема материала. Его асимметричное положение, выраженное уклоном дна и течением по нему воды, вызывает движение донных осадков, подобное жидкости. Таким образом, передача внешней кинетической энергии течения речной воды русловому аллювию генерирует в нем гранулярную или вибрационную (флуктуация когерентных структур) температуры, обеспечивающие придонный, быстрый, высококонцентрированный обломочный поток. В зависимости от размера, формы и состава материала, слагающего дно реки, описанный процесс является ответственным за создание различных форм рельефа дна: рябь, песчаные, гравийные волны, гряды и т.д. Раз-

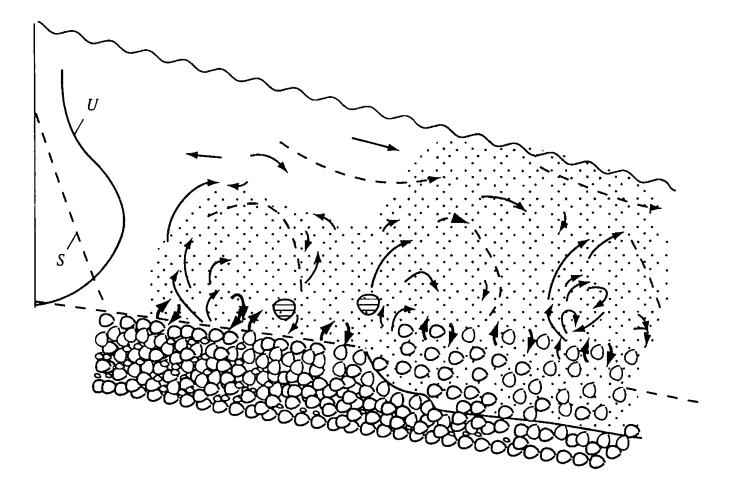


Рис. 3. Идеализированная схсма процессов эрозии и транспортировки руслового аллювия В результате флуктуационного воздействия на дно "взрывных" когерентных структур (жирные стрелки), формирующихся в турбулентном потокс, происходит разжижение русловых отложений, сопровождающееся сначала уплотнением песка, а затем его разуплотнением, что вызывает выбросы отдельных частиц (штриховка). Два вида асимметрии (поступательный поток воды и уклон дна) обеспечивают течение пссчаного материала. *U* – профиль скорости в турбулентном потоке, *S* – профиль концентрации взвеси в турбулентном потоке

жижение поверхностного грубозернистого аллювия будет способствовать также взвешиванию турбулентным потоком тонкозернистых частиц, располагавшихся между более крупными. Представленная схема иллюстрирует также эрозионные процессы (см. рис. 3). Сплошной линией показана эрозионная поверхность дна.

Реальность данной схемы подтверждается экспериментально установленным подъемом и расширением придонного слоя гравийного материала [Allan, Frostick, 1999]. Именно гранулярная (вибрационная) температура обеспечивает разжижение (ожижение) гравия, выражающееся в его расширении и подъеме над дном, вызывая массовос, мощное перемещение донных наносов. Вышеописанный механизм транспорта может обеспечивать поставку в море значительной части грубообломочного материала, соизмеримой со стоком взвешенных наносов.

В соответствии с рассмотренной выше схемой происходит формирование штормовых отложений и эрозия осадков шельфа. Необходимыми условиями для этого являются асимметрия осадков шельфа и воздействия на них волн и течений, генерирующих гранулярную (или вибрационную) температуру.

Подводные визуальные и инструментальные исследования верховьев каньонов восточной части Черного моря показали, что толщина слоя нано-

сов, создаваемая в днище каньона, может достигать 24—42 м [Леонтьев, Сафьянов, 1973; Сафьянов, 1978; Пыхов, 1976]. Примерно такие же мощности эродированных отложений, рассчитанные по физико-механическим свойствам обломочных отложений, получил автор [Поляков, 1997]. В каньоне Кодори аквалангисты наблюдали, как с бровки склона прерывистыми порциями в него срывался песок. За каждый период движения порции песка проходили путь в 10—15 см. Основная роль в этом процессе должна принадлежать рассмотренному механизму транспорта гранулированных — обломочных потоков.

Быстрый гранулированный поток может одновременно сортировать и стратифицировать обломочный материал. Прекрасным доказательством этого являются фотографии, иллюстрирующие эксперименты Ф.Х. Кюнена [Kuenen, Migliorini, 1950]. Многочисленные эксперименты по образованию в осадках слоистости и стратификации привели П.Ю. Жульен и Ю. Лана [Julien, Lan, 1990] к выводу о том, что слоистость связана не с турбулентными течениями, а с оползневыми движениями неоднородных осадков.

Рассмотренные возможности механизма транспорта гранулированных потоков дают основание считать, что они образуют значительную часть подводных глубоководных конусов выноса. Это подтверждается недавними исследованиями глубоководного конуса выноса Миссисипи [Schwab et al., 1996]. Они показали, что в дистальной части глубоководного фэна преобладают отложения обломочных потоков. Это алевритовые неградированные осадки мощностью 5-118 см (в среднем 48 см), содержащие обломки мягких глин (до 5 см), остатки древесины и растительности (до 3 см). На основе анализа колонок и свойств потока было установлено, что обломочные потоки берут начало со склонов в верховье каньона Миссисипи или на окраине шельфа. Они преодолевают расстояние в 500 км примерно за 3 дня (около 2 м/с). Авторы полагают, что многие обломочные потоки развивались за счет дисперсионного давления в результате столкновения зерен. Однако основным механизмом поддержания частиц является, по их мнению, сопротивление матрикса и плавучесть. Признаки обломочных потоков отмечаются в подводном конусе выноса р. Дунай [Конюхов, 1997]. Обломочными потоками сложен фэн Амазонки [Damuth et al., 1988] и фэн о. Медвежий [Laberg, Vorren, 1995].

Механизм транспортирования гранулированных потоков дает основу для интерпретации интервалов (Та-е) идеального цикла турбидита А. Бо-ума. При определенных начальных условиях они могут сформироваться в результате действия одного обломочного потока. Прежде всего, исходный состав обломочного материала должен быть глинисто-алеврито-песчаным. Это условие заложено в самой модели А. Боума [Воита, 1962]. Оно также необходимо для образования слоистости, которая зависит от размера, формы и характера поверхности частиц. Неуплотненные осадки такого состава и большой мощности могут накапливаться в верховьях каньонов, причем в основании они сложены более грубым материалом. Другое условие — значительный перепад высоты, который должен преодолеть поток, чтобы он успел развиться до быстрого гранулированного потока. Именно при быстром режиме происходит сортировка и стратификация материала, а также образование сопутствующего турбидного течения. Определив начальные усло-

вия потока, рассмотрим его динамику движения, в процессе которого и формируются элементы цикла.

В начальный момент движения неупругие столкновения между частицами происходят в зоне сдвига, а над потоком образуется нефелоидное облако алеврито-глинистых агрегатов. При увеличении скорости процесс столкновения частиц постепенно охватывает весь поток, а над ним формируется турбидное течение. В результате обломочная масса разжижается (ожижается, расширяется в объеме) и начинается ее сортировка и стратификация. Представим описываемый поток как донное перемещение наносов. Известно, что строение донных наносов зависит от размера частиц, скорости и глубины воды. Тогда текстурные признаки интервалов цикла будут определяться в основном размером и свойствами частиц, а также скоростью потока. Нижний интервал Та сложен песками, реже гравием и характеризуется массивным строением либо градационной сортировкой, которая могла образоваться при накоплении материала в верхней части каньона или в результате частичной сортировки при интенсивных столкновениях у дна в процессе движения.

Отсутствие в интервале Та каких-либо других текстурных признаков связано с грубозернистостью материала. Учитывая что вверх от основания цикла размер песчаных частиц постепенно уменьшается, образование горизонтальной слоистости в интервале Tb, скорее всего, может быть связано с нижним режимом придонного плоскостного потока, при котором в песках формируется параллельная слоистость. При этом же (нижнем) режиме в тонкозернистых песках образуется рябь, которая является характерным текстурным признаком интервала Тс, который как раз и сложен тонкозернистыми песками и алевритом. Образование горизонтальной слоистости интервала Td, представленного очень тонкими песками и алевритистыми глинами, вероятно, связано с верхним режимом придонного плоскостного потока. Пелитовый интервал Те может быть образован пелагической седиментацией или осаждением тонких частиц из турбидного течения, возникающего над обломочным потоком в процессе его движения. Наконец, гранулярная температура, генерируемая в зоне сдвига, является основным механизмом движения оползней.

На механизме переноса осадков основаны все известные ныне классификации седиментационных процессов и связанных с ними отложений [Хворова, 1989]. Рассмотренные выше данные дают возможность упростить классификацию гравитационных процессов. В таблице в сокращенном виде приведена классификация процессов [Обстановки..., 1990] и предлагаемый автором вариант ее упрощения.

Как отмечено выше, обломочный поток, зерновой поток и турбидное течение высокой плотности имеют общий механизм транспорта, все они могут быть объединены в обломочные потоки (или в потоки гранулированных масс), различающиеся по составу (иловые, песчаные и т.д.) или форме отложения. Выделение флюидизированного и разжиженного потоков нецелесообразно. Во-первых, эти два термина описывают один и тот же процесс. Во-вторых, разжижение (ожижение) это необходимое условие, начальная стадия развития быстрого гранулированного потока. Движение оползневых масс также связано с разжижением, только оно проявляется в зоне сдвига.

Классификация процессов гравитационного перемещения морских осадков (в сокращенном виде)

По Д. Стоу [Обстановки, 1990]	Предлагаемый вариант изменения
Камнелад	Камнепад
Крипп осадков	Крипп осадков
Сползание блоков	Сползание блоков
Оползни	Ополини
Обломочный поток (иловый поток)	Обломочные потоки различного состава (песчаные, иловые и т.д.)
Зерновой поток	
Флюидизированный поток	
Разжиженный поток	
Турбидное течение (высокой плотности)	
Турбидное течение (низкой плотности)	Турбидное течение

Совсем иной механизм транспорта имеют турбидные течения. Перемещение взвешенного, в основном тонкозернистого, материала обеспечивается течением, а поддержание в нем частиц – турбулентными завихрениями. Как показал Р.А. Бэгнольд [Bagnold, 1962], при концентрации взвеси около 9% возрастает вероятность столкновения частиц и их осаждения.

Однако упрощение классификации не облегчает интерпретацию осадочных пород. Эта классификация, скорее, концентрирует внимание исследователей не на способе образования осадков, интерпретируемом часто субъективно, а на фациальной приуроченности изучаемых разрезов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ новых данных о субаквальных процессах терригенного осадконакопления свидетельствует о зарождении нового направления в исследовании седиментационных процессов, которое может быть сформулировано как "литодинамика, или седиментогенез гранулированных сред (материалов)".

Рассмотрение осадочных процессов с учетом достижений в области физики и механики гранулированных сред привело к следующим заключениям.

- 1. Способность гранулированных сред переходить в жидкое состояние под влиянием внешних динамических воздействий (течений, волн, землетрясений, высокой скорости осадконакопления и т.д.), обеспечивающая перемещение на значительные расстояния и одновременную сортировку частиц и агрегатов, позволяет рассматривать потоки гранулированных масс как основную форму гравитационных процессов.
- 2. Механизм транспорта и поддержания осадков в потоке гранулированных масс неупругое столкновение частиц и агрегатов, генерируемое внешней кинетической энергией. Передача кинетической энергии в виде флуктуации частиц, которая по аналогии с законами термодинамики может быть описана гранулярной или вибрационной температурой, вызывает разжижение (ожижение) материала, выражающееся в его расширении, потере кон-

тактов между частицами и уменьшении трения, что и обеспечивает перемещение и стратификацию материала. Флуктуации частиц поддерживаются колебательным (волновым) движением самого потока: движение—остановка, движение—остановка. Расстояние, преодолеваемое потоком, и текстурные особенности его отложения зависят от исходного материала, перепада высоты, преодолеваемой потоком, и геоморфологией дна. Остановка потока происходит при потере внешней кинетической энергии, расходуемой на столкновение частиц.

- 3. Необычные свойства гранулированных сред свидетельствуют о вибрационно-колебательно-волновой природе гравитационного перемещения осадочных масс.
- 4. Универсальность механизма транспорта гранулированного потока (способность перемещаться на значительные расстояния и создавать любые текстурные особенности отложений) позволяет упростить классификацию гравитационных процессов (см. таблицу) и представить обобщенную схему эрозии донных отложений (см. рис. 3), по которой, очевидно, происходит регрессивное формирование подводных каньонов.
- 5. Многообразие текстурных признаков отложений, скорее всего, определяется многообразием фациальных условий при ограниченной разновидности процессов.

Дальнейшие исследования в области физики и механики гранулированных сред и, прежде всего, уже ведущиеся исследования по изучению влияния исходного материала и обстановок осадконакопления на поведение гранулированных потоков и создаваемых ими текстурных особенностей отложений открывают обнадеживающие перспективы для более объективной интерпретации седиментационных процессов и более точных палеогеографических реконструкций.

ЛИТЕРАТУРА

Блехман И.И. Вибрационная механика. М.: Наука, 1994. 394 с.

Вознесенский Е.А. Динамическая неустойчивость грунтов. М.: Эдиториал УРСС, 1999. 264 с.

Конюхов А.И. Подводный конус выноса р. Дунай: особенности строения и аккумуляции осадков // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С. 227–238.

Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М.: Мысль, 1973. 259 с.

Литодинамика и гидродинамика контактной зоны океана. М.: Наука. 1981. С. 3-64.

Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. М.: Наука, 1987. 840 с.

Лонгинов В.В., Пыхов Н.В. Литодинамические системы океана.

Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. 351 с.

Первозванский А.А. Трение – сила знакомая, но таинственная // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 2. С. 129–134.

Поляков А.С. Динамика процессов позднечетвертичной седиментации на северо-восточной окраине Черного моря // Вестн. МГУ. 1997. № 6. Сер. 4. С. 21–32.

Пыхов Н.В. Гравитационные перемещения осадочных масс на дне океана // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: 1976. С. 7–36.

Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 262 с.

Толстой Д.М. Собственные колебания ползуна, зависящие от контактной жесткости и их влияние на трение // Докл. АН СССР. 1963. Е. 153. № 4.

Фидлин А.Я. Образование циркуляционных потоков сыпучего материала при вибрационном воздействии // Обогащение руд. 1991. № 1.

Хворова И.В. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 37–57.

Ackermann N.L., Shen H. Stresses in rapidly sheared fluid-solid mixtures // J. Eng. Mech. Div. ASCE. 1982. V. 108. P. 95-113.

Allan A., Frostick L. Framework dilation, Winnowing, and matrix particle size: the behavior of some sand-gravel mixtures in laboratory flume // Journal of Sedimentary Research, 1999. V. 69, N 1. P. 21-26.

Bagnold R.A. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear // Proc. R. Soc. London, 1954. Ser. A. V. 225. P. 49-63.

Bagnold R.A. Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents // Proc. R. Soc. London, 1962. Ser. A. V. 265. P. 315–319.

Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

Campbell C.S., Brennen C.E. Computer simulation of granular shear flows // J. Fluid Mech. 1985a.151. P. 88-167.

Campbell C.S., Brennen C.E. Chute flows of granular material: some computer simulations // Trans. ASME J. Appl. Mech. 1985b. V. 52. P. 172–178.

Campbell C.S. Rapid granular flows // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. 22. P. 57-92.

Damuth J.E., Flood R.D., Pirmez C., Manley P.L. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies // Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1988. 72. P. 855-911.

Jaeger H.M., Nagel S.R. Behringer R.P. The physics of granular materials // Physics Today. - April. 1996. P. 32-38.

Kuenen Ph.H., Migliorini C.I. Turbidity currents as a cause of graded bedding // The Journal of Geology. 1950. V. 58. N 2. P. 91-127.

Laberg J.S., Vorren T.O. Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan // Marine Geology. 1995. V. 127. P. 45-72.

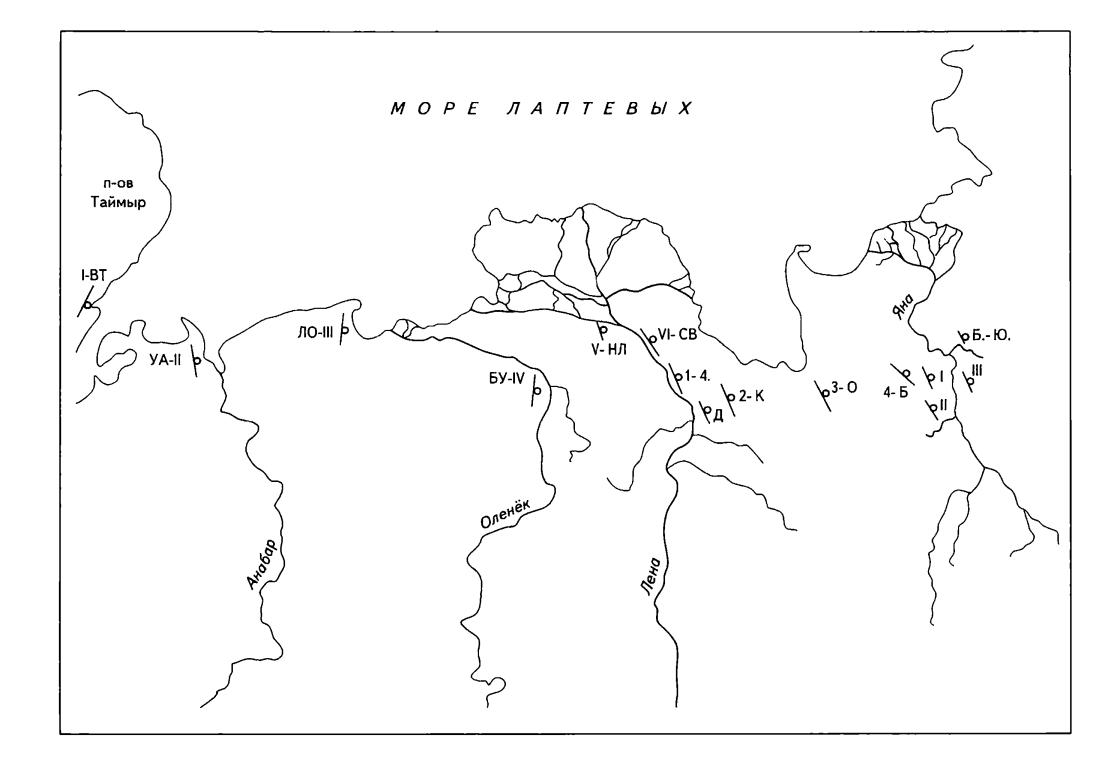
Schwab W.V., Lee H.J., Tvichell D.C., Locat J., Nelson C.H., McArthur W., Kenyon N.H. Sediment mass-flow processes on a depositional lob outer Mississippi Fan // J. of Segimentary Research. 1996. V. 66. N 5. P. 916–927.

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ТРИАСА КУЛАРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Н.В. Еремеев

Изучение осадочных породных бассейнов сегодня — актуальная проблема. Необходим всесторонний подход с общегеологических позиций (исследование структуры, этапов зарождения и развития) и литолого-петрографических (выявление влияния фациальных обстановок осадконакопления, вещественного состава отложений и роли питающих провинций, постседиментационных преобразований, в связи с тектонической эволюцией бассейнов).

В качестве объекта такого исследования была выбрана относительно малоизученная Куларская зона в северной части Верхоянской складчатой области. Здесь триасовые отложения широко распространены и представлены практически полным стратиграфическим разрезом с удовлетворительной фаунистической характеристикой. Детальное изучение литолого-петрографических особенностей триасовых отложений в условиях практически однотипного (терригенного) характера осадконакопления в течение продолжительного в геологическом отношении времени (около 200 млн лет) является, по-видимому, основой для восстановления главнейших этапов эволюции такого типа палеобассейнов. Триас Куларской зоны в этом отношении — наиболее интересный объект изучения, так как в ладинском веке про-



изошла структурная перестройка линейной Верхоянской эпиконтинентальной впадины с заложением Ольджойского (Полоусненского) ответвления палеобассейна, что не могло не отразиться на седиментационных процессах. Именно на Куларскую зону пришлось "тройное сочленение" впадин, которое просуществовало с середины триаса до ранней юры. Но уже в ранней юре Верхоянский бассейн приобретает дугообразные очертания по внешней периферии Черско-Полоусненского поднятия, которое стало поставщиком полимиктового, грауваккового и вулканомиктового материала в асимметричный в поперечном сечении бассейн. Поэтому только восстановление палеогеографических условий осадконакопления с определением направлений перемещения терригенного материала для каждого отдельного временного интервала может быть действенным методом при реконструкции этапов эволюции относительно сложно построенной части Верхоянского прогиба.

В последние два десятилетия предпринимались попытки на основе палеотектонических реконструкций по-новому интерпретировать возникновение и развитие Верхоянского палеобассейна. По одной точке зрения, отложения Верхоянской складчатой области представляют собой комплексы длительно существовавшей (визей - волжский век) пассивной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, склон которого был обращен к Палеопацифике [Натапов, Ставский, 1985; Натапов, 1988]. В этом случае предполагается исключительно однонаправленный снос обломочного материала с Сибирской платформы. По второй точке зрения [Оксман, 1998] Верхоянский палеобассейн представляет малый океан линейного типа, который, раскрывшись в начале карбона вдоль окраины Сибирского палеоконтинента, просуществовал до рубежа юры и мела. При этом каждый склон малого палеоокеана имел свой специфический набор терригенных пород, и эти типы в процессе эволюции Верхоянского палеобассейна не могли смешиваться вплоть до коллизионных процессов в конце юры. Однако существование комплексов океанической коры в пределах обширной складчатой области не доказано, а предположение об океанической природе бассейна можно считать лишь гипотетическим.

Исследования в Куларской зоне исследователи проводили в 1995—1998 гг. Для сравнения использованы материалы по смежным районам — О.В. Япаскурта [1986] по разрезам Северо-Верхоянско-Хараулахской зоны и А.С. Дагиса [Дагис, Казаков, 1984] по северо-востоку Сибирской платформы — Лено-Анабарской зоне (рис. 1).

Все осадочные породные бассейны триаса упомянутых зон в конце юры – начале мела были дислоцированы и претерпели многоэтапные постседиментационные преобразования. Для раскрытия седиментационных обстановок триаса использованы методические приемы и методологические принципы исследований седименто- и литогенеза в дислоцированных осадочных комплексах складчатых областей, разработанные О.В. Япаскуртом.

Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

Куларская зона: I – профиль I левобережья р. Яны; II – профиль 2 левобережья р. Яны; III – профиль 3 правобережья р. Яны.

Хараулахская зона: Б.-Ю. – разрез Босхонг-Юряге; 1-Ч. – разрез Чекуровский; 2-К. – разрез Караланский; 3-О. – разрез Омолойский; 4-Б. – разрез Бытангайский; Д. – разрез д. Даркы;

Лено-Анабарская зона: I – ВТ – Восточно-Таймырская; II – УА – Усть-Анабарская; III – ЛО – Лено-Оленекская; IV – БУ – Буур-Оленекская; V – НЛ – Нижис-Ленская; VI – СВ – Северо-Верхоянская

Под бассейном породообразования, согласно определению П.П. Тимофеева [1981], понимается прогиб, заполненный осадочными образованиями, прошедшими преобразования от диагенеза до метаморфизма. В складчатых областях процессы литогенеза могут быть осложнены наложением различных природных факторов. В то же время седиментационный бассейн это участок земной коры, в пределах которого накапливались осадки, отвечающие стадии седиментогенеза.

Литолого-фациальный анализ в сочетании с изучением вещественного состава седиментогенных породных компонентов позволяют восстановить эволюцию литогенеза в доскладчатом породном бассейне. Основу литолого-фациального анализа составляют комплексы первичных (генетических) признаков пород — структурно-текстурных, вещественных и др.

В результате выявления вышеупомянутых признаков в породах из разрезов триаса Куларской зоны нами были выделены генетические типы, фации и макрофации.

- А. Макрофация отложений открытого подвижного мелководья морского бассейна. Включает отложения с генетическими признаками, свойственными морскому мелководью зоне, примыкавшей к побережью между устьями рек и напротив устья. Включает следующие фации.
- 1. Фащия песчаных осадков сильноподвижного мелководья. Отличительные генетические признаки: породы хорошо сортированы, материал хорошо и средне окатан и отмыт от глинистого материала. Текстуры пород подтверждают активный гидродинамический режим формирования. Косая слоистость в форме клиновидных серий слойков, наклоненных друг к другу под углами 10–12°, выполаживающиеся на пластовой поверхности знаки ряби волнений, течений, на межпластовых промежутках скопления терригенного мусковита. Это осадки аккумулятивных форм (баров, подводных валов, пересыпей, кос) порождены прибойными волновыми движениями воды или вдольбереговыми течениями.
- 2. Фация песчаных осадков дельты. Песчаники данной фации, в отличие от баров, содержат примесь глинистого или известковистого межзернового материала, характерны скопления гравия, единичные гальки, окатанность средняя. Косая слоистость однонаправленная с параллельными швами или слабо разнонаправленная.
- 3. Фация алеврито-песчаных слабоглинистых осадков прибрежного мелководья и межавандельтовых пространств. Включает признаки межводной литорали: содержит раковинный детрит, ходы донных роющих организмов. Чередование средне- и мелкозернистых песков с известковым или известково-глинистым наполнителем. Вблизи основания слоя скопления раковинного детрита, в кровле знаки волнений, реже течений.
- Б. Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья. Условия прибрежного полуизолированного застойного мелководья междельтовых пространств морского бассейна. Включает отложения глинисто-алевритовых осадков прибрежных частей лагун с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью и мелкими раковинами, обильной флорой, текстурами взмучивания, оползания, глинистых, алеврито-глинистых осадков центральных частей лагун, глину с неясновыраженной горизонтальной слоистостью, редкой фауной и железисто-карбонатными конкрециями.

- В. Макрофация отложений глубоководных котловин, их склонов и удаленных от побережья крутых окраин конусов выноса в морском бассейне. Включает следующие фации.
- 1. Фация глинисто-песчаных отложений суспензионных потоков (в основном турбидитов) вблизи каньонов, крутых окраин, подводно-дельтовых конусов котловинного морского бассейна. Представлена ритмичным (флишоидным) чередованием песчаных отложений с алевритовыми и глинистыми. Мощность 30–150 см. Градационная слоистость при средней отсортированности песчаного и алевритового материала, с присутствием межзернового глинистого матрикса.
- 2. Фация глинисто-алевритовых, алеврито-глинистых осадков крутых склонов котловинного морского бассейна, сформированных оползневыми процессами. Условия неравновесной динамической среды подводных оползней и грязекаменных потоков на крутых склонах глубоководных морских впадин.
- 3. Фация песчаных отложений зерновых потоков на склонах и участках глубоководных котловин морского бассейна. Для этой фации характерны беспорядочные текстуры, включения плоских обломков аргиллитов и алевролитов, контакты с вмещающими породами резкие, иногда волнистые. Механизм образования – ламинарные течения гравитационного типа.
- 4. Фация глинистых осадков, удаленных от побережья котпловин. Аргиллиты, алевролиты мелкозернистые, неслоистые либо с тонкой и мелкой горизонтальной слоистостью. Спокойная седиментация в глубоководных морских впадинах.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЛАРА И СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Разрезы триаса повсеместно характеризуются ритмическим строением [Егоров, 1983; Япаскурт, 1986]. В зависимости от стратиграфического объема выделяются ритмы разных порядков. Нижняя часть ритмов представлена в основном фациями морских отложений с разнообразными комплексами фаунистических остатков. Завершаются ритмы лагунными отложениями и нередко разделяются поверхностями размыва.

Нижний триас. Индский ярус сложен преимущественно песчано-алеврито-глинистыми отложениями прибрежных частей лагун, аргиллитами и алевролитами центральных частей лагун. Мощность 100—450 м. Оленекский ярус сложен аргиллитами с остатками брахиопод, фораменифер и прослоями битуминозных известняков удаленных и глубоководных участков морского бассейна. Выше они сменяются отложениями турбидитов, перекрывающихся песчаниками дельты. Мощность 500—1000 м.

Средний триас. В основании анизийского яруса почти повсеместно залегают песчаные отложения русловой части дельты, по простиранию переходящие в алеврито-глинистые отложения периферической ее части. Вверх по разрезу они сменяются отложениями баров, кос. Мощность 140—400 м. Характерно груборитмическое повторение разреза, причем мощность ритма второго порядка доходит до 150, а третьего — до 200 м. В Куларской зоне выделено 6 ритмов, мощностью 80—350 м, причем каждый последующий ритм

отделен от предыдущего следами размыва. Общая мощность анизийского яруса до 900 м.

Ладинский ярус в пределах Северо-Верхоянской зоны сложен песчаниками русловой части дельты, переходящими по простиранию на восток в отложения бара. Вверх по разрезу они переходят в отложения заливно-лагунного мелководья либо морские отложения. Мощность до 600 м.

В пределах Куларской зоны строение разрезов ладина отличается тем, что они сложены глинистыми отложениями глубоководного моря либо песчано-алеврито-глинистыми отложениями турбидитов. При этом турбидиты включают внутриформационные олистостромы: однородные песчаники с обломками неправильной формы нелитифицированных углистых алевролитов. Формирование их может быть связано с системами подводных русел и каньонов, по которым перемещались зерновые песчаные потоки, захватывающие нелитифицированные алевролиты турбидитов. Общая мощность отложений до 750 м.

Верхний триас. Карнийский ярус вскрыт фрагментарно. Наиболее полно он представлен в разрезах Севера Сибири, где сложен песчаниками русловой части дельты, переходящими в отложения морского глубоководья в направлении к Кулару. Мощность 50—150 м.

Норийский ярус вскрыт в отдельных разрезах и сложен морскими глинистыми отложениями с фауной, чередующимися с песчано-алеврито-глинистыми отложениями турбидитов. Мощность 100–150 м.

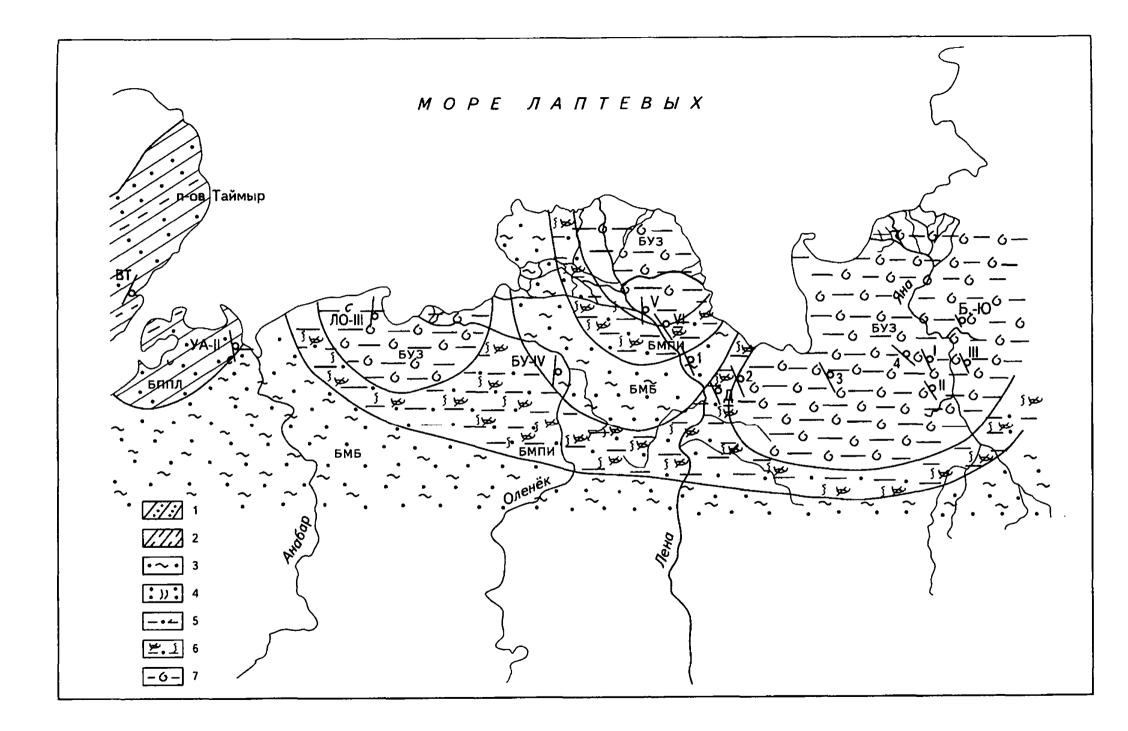
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ТРИАСОВОГО БАССЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ

На основании данных литолого-фациальных исследований установлено, что в индское время в результате слабого поднятия северо-востока Сибирской платформы произошли регрессия и общее обмеление западной части окраинно-континентального морского бассейна и установилась обстановка заливно-лагунного прибрежного мелководья с накапливавшимися в центральных частях глинистыми и в прибрежных частях алеврито-глинистыми пестроцветными осадками. При этом морской бассейн с аммоноидеями, двустворками и гастроподами располагался гораздо восточнее [Архипов, 1974]. В строении индского времени, в связи с регрессией, лагунные условия продвинулись еще дальше на восток.

В оленекское время (рис. 2) палеобассейн испытал незначительное растяжение. На это время приходится максимум морской трансгрессии [Архипов, 1974; Егоров, 1983]. Глубины бассейна колебались от шельфовых (у областей сноса) до более глубоководных (1–1,5 км). Глубина не была достаточной для вертикальной конвекции, обеспечивающей аэрацию придонной среды, и осадки характеризуются высокими концентрациями органики и пирита. Подобная особенность окраинно-континентальных морей, которая отли-

Рис. 2. Палеогеографическая схема нижнего триаса (низы оленекского яруса)

I – область прибрежных частей лагун; 2 – области центральных частей лагун; 3 – области баров:
 4 – области дельт; 5 – области периферической части дельты и междельтовых пространств; 6 – область прибрежного мелководья; 7 – области морского глубоководья



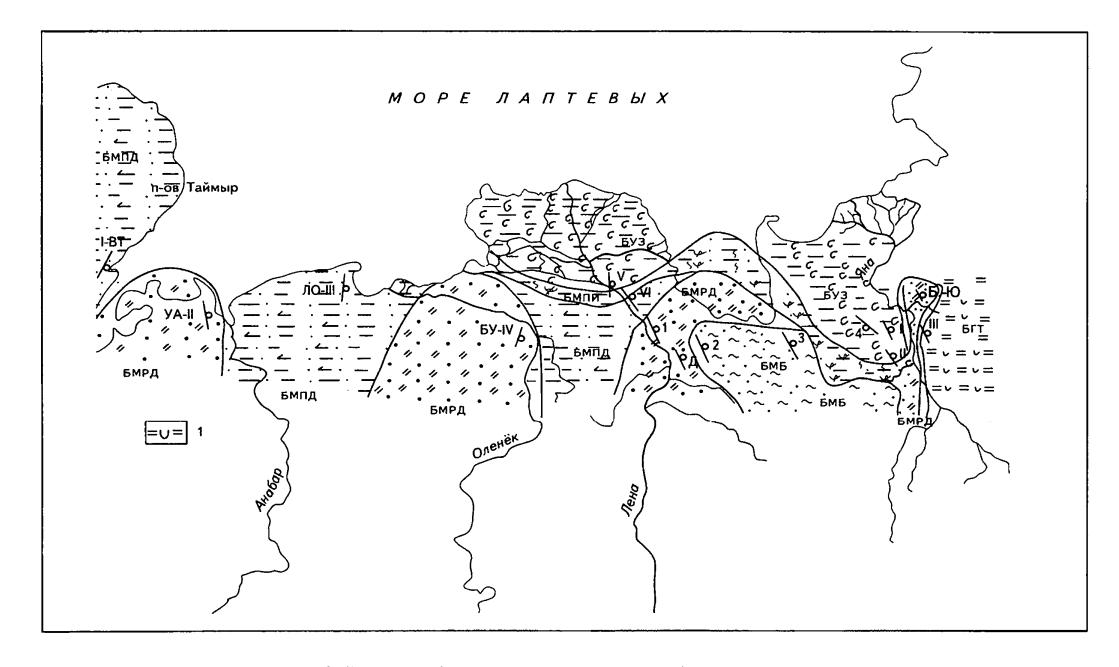


Рис. 3. Палеогеографическая схема среднего триаса (низы ладинского яруса) 1 – область центральных частей мутьевых потоков (другие условные обозначения см. на рис. 2)

чает древние бассейны от современных, подробно рассмотрена в работах П.П. Тимофеева и др. [1983].

Наибольшие глубины палеобассейна продвинулись от платформы на восток, что особенно отчетливо проявилось в Куларской зоне. Общерегиональное своеобразие оленекского морского бассейна это расчлененный рельеф дна с цепью островов, превращаемых во время трансгрессий в отмели, перемежающиеся с котловинами. На склоне и у их подножий возникли турбидитные потоки.

В анизийское время на смену раннетриасовым морским условиям приходит обстановка аллювиально-дельтовой равнины. Ее значительная ширина объясняется тем, что в среднем триасе происходили процессы растяжения вдоль западного склона палеобассейна с формированием листрических сбросов. В Куларской зоне в конце анизия установились условия относительно глубоководного морского бассейна пологой окраины авандельтового конуса. Тогда же в Северо-Верхоянской зоне на протяжении всего анизия сохранялась обстановка дельты, периодически сменявшаяся условиями подвижного прибрежного мелководья.

В ладинское время (рис. 3) в Куларской зоне за счет нарастания трансгрессии и заложения в результате растяжения Ольджойской (Полоусненской) ветви палеобассейна установились обширные морские относительно глубоководные условия. Восточнее возникает область глубоководных котловин у подножия склонов. В этих котловинах формировались обогащенные ОВ турбидиты, которые включали внутриформационные олистостромы подводных каньонов и русел. В Северо-Верхоянской зоне в это время сохранялись прибрежно-морские условия.

На границе среднего и верхнего триаса произошли структурные перестройки [Натапов, 1888]. В карнии повсеместно, как результат заложения и раскрытия Ольджойского бассейна, происходила смена прибрежно-морских условий морскими. В Куларской зоне, напомним, морские обстановки установились еще в среднем триасе и сохранялись в позднем.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТРИАСА – ИНДИКАТОР ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ

Мы впервые детально изучили минеральный состав песчаников и крупнозернистых алевролитов всего триасового интервала Кулара.

Выделены наиболее типичные ассоциации породообразующих терригенных минералов. Для их наименования использована классификация песчаных пород, разработанная литологами ГИНа [Граувакки, 1972]. Ассоциации триасовых песчаников Кулара, а для сравнения Северного Верхоянья и севера Средней Сибири, отражены на треугольной диаграмме состава их кластогенных компонентов (рис. 4).

Нижний триас. В Куларской зоне песчаники преимущественно полевошпат-кварц-граувакковые, переходящие вверх по разрезу в граувакковые аркозы. В Северном Верхоянье это кварцевые граувакки и кремнисто-кварцевые разности, вверх сменяющиеся полевошпат-кварцевыми граувакками.

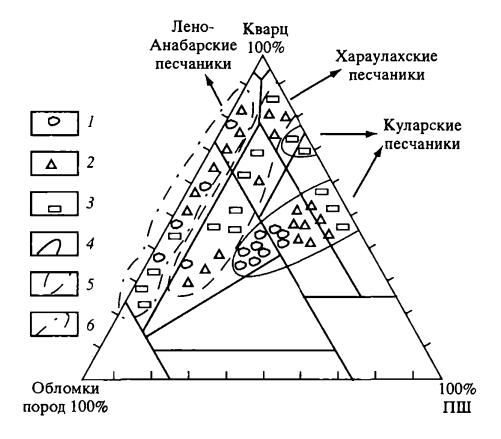


Рис. 4. Диаграмма состава песчаников триаса

— песчаники нижнего триаса; 2 — песчаники среднего триаса; 3 — песчаники верхнего триаса; 4 — песчаники Кулара; 5 — песчаники Северного Верхоянья; 6 — песчаники Севера Снбири

Для Севера Сибири характерны кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки.

Для Кулара наиболее характерен обломочный кварц гранитов — изометричные зерна с включениями полевых шпатов и цирконов, присутствует также удлиненный, метаморфических пород. Для Северного Верхоянья характерен удлиненный метаморфогенный кварц и окатанный, производный осадочных пород. Кварц песчаников Севера Сибири дипирамидального габитуса, производный вулканитов. Полевые шпаты песчаников Кулара — кислые плагиоклазы, ортоклазы и микроклины, в песчаниках Севера Верхоянья и Севера Сибири калишпаты играют второстепенную роль, преобладают плагиоклазы. Обломки пород в песчаниках Кулара — обломки гранитов и гнейсов, для Севера Верхоянья характерны обломки осадочных, метаморфических, редко вулканогенных пород. Песчаники Севера Сибири содержат обломки вулканитов, осадочных и метаморфических пород.

Средний триас. В Куларской зоне песчаники отвечают граувакковым аркозам, чередующимся с собственно аркозами. Состав обломочного материала сходен с нижнетриасовым, отличается лишь соотношениями компонентов. Для Севера Верхоянья характерны полевошпат-кварцевые разности, переходящие вверх по разрезу в полевошпат-кварц-граувакковые. При этом среди обломков кварца наряду с метаморфогенным кварцем существенную роль играет осадочный кварц. Вместе с обломками метаморфических пород существенную роль играют фельзиты, кварциты, кремнистые разности.

Для Севера Средней Сибири характерны кварцевые и полевошпат-кварцевые граувакки, характерно значительное содержание наряду с вулканогенным кварцем кварца метаморфических и осадочных пород. Плагиоклазы сильно измененные, ортоклаза и микроклина меньше, обломки пород представлены основными эффузивами, кремнистыми породами, фельзитами и хлоритизированными фрагментами.

Верхний триас. Песчаники Куларской зоны относятся к аркозам, вверх по разрезу чередуются с полевошпат-кварцевыми разностями. Среди кварца существенную роль играет кварц гранитных пород, среди полевых шпатов преобладает микроклин. Обломки слюд содержатся в значительном количестве.

Песчаники Северного Верхоянья относятся к кварцевым грауваккам и мезомиктово-кварцевым разностям, редко полевошпат-кварцевым, вверх по разрезу переходящим в мономинерально-кварцевые. Кварц относится к осадочному переотложенному. Обломки полевых шпатов – преимущественно ортоклазы и микроклины, плагиоклазы – кислые олигоклазы.

Обломки пород представлены микрокварцитами, филлитами, кислыми эффузивами, слюдяно-кварцевыми сланцами. Песчаники Севера Средней Сибири колеблются от кварцевых граувакк до кварц-полевошпатовых граувакк. Среди зерен кварца значительную роль играют вулканогенные и метаморфические разности. Полевые шпаты значительно преобразованы. Обломки пород представлены кислыми эффузивами, хлоритизированными породами и хлоритами, осадочно-метаморфическими породами.

Изменение зрелости обломочного материала, отразившееся на положении точек состава на треугольной диаграмме (см. рис. 4), обусловлено чередованием периодов поднятий и пенепленизации в областях питаний, а также изменениями климата. В раннем триасе произошла аридизация климата, пришедшего на смену холодному, выразившаяся в чередовании красноцветных и зеленоцветных разностей и появлении крупных раковин аммонитов [Архипов, 1974]. В среднем триасе климат становится гумидным. Это сказалось на усилении зрелости терригенного материала пород среднего и верхнего триаса. Для последнего характерно появление мономиктовых кварцевых пород. Значительная их зрелость связана, очевидно, с размывом кор вывстривания.

Кроме того, как показывает положение фигуративных точек на рис. 4, с запада на восток (от севера Средней Сибири к Куларской зоне) наблюдается закономерный переход песчаников граувакковой группы к преимущественно аркозовым песчаникам Кулара. Такое распределение минеральных компонентов в триасовых песчаных отложениях отражает различие областей сноса обломочного материала в разных секторах единого палеобассейна. Для его западных окраин важнейшими источниками петрофонда служили окружавшие Палеовилюйскую низменность денудационные равнины и более южные плато, постепенно поднимавшиеся в сторону невысокого тогда Станового хребта. Там гигантская масса терригенного материала, заполнившего многокилометровые толщи, получилась за счет размыва периодически воздымавшихся поднятий на платформенных окраинах.

Источниками питания Куларской зоны, исходя из преимущественно аркозового состава осадков, были, по-видимому, иные — гранито-гнейсовые комплексы фундамента соседней на севере Лаптевоморской суши. Ее существование впервые предположил М.К. Калинко [1956], а затем З.З. Ронкина

и Т.Н. Вишневская [1977]. Областями размыва служили преимущественно гранитоиды, а также амфиболсодержащие архейские гнейсы, и в меньшей мере зеленосланцевые толщи протерозоя, нижне- и среднепалеозойские вулканиты основного и среднего состава.

Частично материал мог поступать и с юго-востока за счет размыва периодически вздымавшихся горных цепей платформенных окраин (поднятия Черского и Полоусного хребтов). Основная масса этого материала поступала в часть триасового бассейна, располагавшегося восточнее и южнее Кулара.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТРИАСА

Набор глинистых минералов, слагающих аргиллиты, цемент песчаников, алевролитов в пределах Кулара и соседних западных областей, довольно однообразен. Наложенные процессы постседиментационного литогенеза привели к существенным трансформациям его первичного состава. Глинистые минералы в триасовом осадочном бассейне прошли все стадии от седиментогенеза до ката- и метагенеза. Фациальные условия определили не только первичный минеральный состав, но и характер постседиментационных преобразований. Причем преобразования в песчаниках и аргиллитах происходили различно.

Комплексы глинистых минералов в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах индекого яруса, относимые к фациям заливно-лагунных и прибрежно-морских отложений, состоят из смешанослойных иллит-смектитовых образований, каолинита и хлорита. Для песчаников указанных отложений характерен хлорит-иллитовый состав. Отложения оленекского яруса, относимые к глубоководным морским фациям, характеризуются преобладанием в составе своих аргиллитов иллит-смектитовых образований; второстепенную роль играют иллит и хлорит. Комплекс глинистых минералов аргиллитов и мелкозернистых алевролитов среднего триаса, принадлежащих отложениям дельты, баров, характеризуется преобладанием иллита с незначительной примесью хлорита и каолинита.

На западе Куларской зоны верхи среднего триаса сложены глубоководными морскими отложениями; в составе их появляются смектит и иллитсмектитовые образования. Там же в песчаниках и крупнозернистых алевролитах среднего триаса глинистая составляющая состоит из хлорита, в меньшем количестве иллита. Комплекс глинистых минералов алевропелитовых глубоководных морских отложений верхнего триаса сложен преимущественно смектитом и иллит-смектитовыми разностями; подчиненную роль играют иллит и хлорит.

Упорядоченное распределение глинистых компонентов в пределах различных фациальных комплексов триаса объясняется различиями в условиях осадконакопления в пределах трех главнейших батиметрических областей: прибрежного мелководья, дельты и ее периферических частей морского глубоководья. Изначально глинистый материал поступал из зоны выветривания в бассейн седиментации и осаждался в пределах указанных областей. В зоне прибрежно-морского мелководья в условиях глубин менее 100 м и активной динамики водной среды в соответствии с условиями механиче-

ской осадочной дифференциации в осадок выпадали наиболее крупные глинистые частицы в 1 µм и более. Дальше от берега в пределах внешнего шельфа и у подножия (глубины 100–500 м) осаждались частицы иллита в 0,5 и хлорита в 0,3–0,5 µм. В пределах глубоководья, на значительном удалении от береговой линии, куда не поступал песчано-алевритовый материал, в условиях гидродинамически спокойного режима водной среды осаждались частицы смектита мельче 0,1 и смешанослойные образования в 0,1–0,2 µм с содержанием набухающих пакетов от 40–60 до 60–80%. Рассмотренный механизм осаждения глинистых минералов в бассейпе седиментации объясняет значительное содержание иллит-смектитов в нижне- и верхнетриасовых дельтовых отложениях.

Глинистые осадки — открытые термодинамические неуравновешенные системы, состав которых претерпевает значительные преобразования в ходе литогенеза. Так, глинистые минералы алевропелитовых осадков мелководья, сложенные каолинитом, иллитом и хлоритом в процессе катагенеза переходят в крупнокристаллические образования. При этом иллит из модификации $1\,\mathrm{M}_d$ переходит в $1\,\mathrm{M}$, а каолинит — в разность со структурой высокой степени совершенства. У более глубоководных глинистых осадков, сложенных смектитом и иллит-смектитом, по мере их погружения под толщи более молодых осадков, наблюдается закономерное преобразование глинистых минералов, направленное на трансформацию смектита: вначале в смешанослойные иллит-смектитовые образования, а затем в иллит.

Г.Н. Перозио [1971] полагает, что происходит полное завершение катагенетических преобразований смектита и иллит-смектита в иллит на глубинах залегания пород в 2200—3000 м. В то же время И.Н. Ушатинский и И.И. Нестеров [Нестеров, Ушатинский, 1971] указывают, что катагенетические изменения смектита и иллит-смектита приводят лишь к снижению содержания набухающих слов, а на глубинах 1800—3000 м происходит снижение слоев с 80 до 40%. Однако при анализе распределения глинистого вещества по разрезам триаса наряду с катагенетическими преобразованиями необходимо учитывать цикличность развития бассейна седиментации, повторяемость и нарастание трансгрессий моря и эволюцию областей сноса. Так, в оленекское время в начальные этапы развития бассейна седиментации поступало из областей сноса меньше смектита, чем в последующие этапы, и максимум его пришелся на норийское время.

В.Н. Холодов [1983] для мезозойско-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья показал трансформацию смектита в иллит с выделением значительных масс воды при погружении на глубины 6 км. В то же время для Южно-Каспийского бассейна Н.С. Гулиев [1988] установил, что на глубинах 6 км преобладает аллотигенный смектит, и преобразование в иллит не происходит. Иллитизация смектита как региональное явление может наблюдаться лишь на глубинах свыше 6 км.

Как сказано выше, смектит и иллит-смектит из аргиллитов морского глубоководья в пределах Кулара и Севера Верхоянья в ходе катагенеза испытывали постепенную потерю набухающих слоев. Поскольку смешано-слойные образования присутствуют в низах разреза и смектит в верхах разреза кое-где сохранился, можно предположить, что глубины захоронения триасовых толщ Кулара и Севера Верхоянья не превышали 6 км.

Все вышесказанное относится только к участкам выходов пород триаса, находящимся вне зон локально наложенных метагенетических и раннеметаморфических изменений, в данной работе не рассматриваемых. Отметим лишь, что в Куларской зоне интенсивные метагенетические преобразования испытывают породы, расположенные вблизи крупнейших надвигов. Непосредственно возле них преобразования отвечают стадии начального метаморфизма, а при удалении от тектонического шва на расстояние свыше 200 м преобразования ослабевают до стадии глубокого (или позднего) катагенеза. Там все глинистые компоненты трансформированы в однообразные хлорит-слюдяные ассоциации.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

История триасового осадко- и порообразования в пределах Кулара, Севера Верхоянья и Севера Средней Сибири во многом определена предысторией, которая сводится к следующему [Натапов, Ставский, 1985; Япаскурт, 1986].

В позднем докембрии, раннем и среднем палеозое происходили активные процессы переработки северо-восточной окраины (в современных координатах) Сибирской платформы. С середины девона по периферии платформы была заложена система грабенообразных структур. В середине визе наступил период растяжений и прогибаний и заложение Палеоверхоянского эпиконтинентального бассейна. Произошла смена карбонатных формаций чехла Сибирской платформы терригенными формациями Палеоверхоянского прогиба. Возникли поднятия над уровнем моря Анабарского массива, Алданского щита, Станового хребта и общирные питающие провинции – поставщики обломочного материала. В карбоне и перми основной областью аккумуляции осадков стал меридионально ориентированный морской бассейн котловинного типа глубиной до 1–1,5 км, имевший сообщение с Праарктическим [Андреев, 1985; Япаскурт, 1986].

В начале триаса вследствие тектонической активизации на фоне нового этапа растяжения утоняющейся континентальной коры регрессия сменилась общерегиональной трансгрессией. Бассейн седиментации унаследовал от предшествовавшего структуру котловинного типа. Однако размеры его сильно увеличились, и наиболее глубоководные зоны сместились на восток Кулара, что связывается с раскрытием Ольджойской ветви палеобассейна.

При этом появились новые питающие провинции, которые для Куларской зоны бассейна седиментации стали основными источниками сноса, согласно нашим данным. Тогда же, в среднем и начале позднего триаса, на большей части исследованной территории преобладали обстановки подводной дельты обширных рек с примыкавшими шельфовыми равнинами, переходящими на востоке (к Куларской зоне) в склоновые и котловинные обстановки. В конце позднего триаса частично в Северном Верхоянье и полностью на Куларе установились относительно глубоководные морские условия.

Концепция В.С. Оксмана [1998] для данного этапа не находит подтверждения. Только с конца средней юры происходила позднемезозойская регенерация земной коры всего Северо-Востока Азии, когда процессы мезозой-

ской коллизии чередовались с раскрытием отдельных впадин с корой субокеанического типа восточнее нашей территории. Триасовый комплекс пород в это время испытал погружение на глубину 6 км и более в пределах Севера Верхоянья и Кулара и на глубины 2–2,5 км – в пределах севера Сибири. Под воздействием гравитационной нагрузки вышезалегающих толщ мезозоя произошли катагенетические преобразования песчано-алевритовых и глинистых отложений триаса. Локально усилившие их метагенетические изменения были связаны с начавшимися в конце мезозоя глубинными процессами термальной активности.

Как показал Н.И. Ненашев [1979], мощности терригенных осадков палеозоя и мезозоя Северного Верхоянья и Кулара и их состав дают предпосылки для возникновения при повышенных геотермических градиентах на границе осадочного чехла и консолидированной коры анатексической магмы. Порции ее внедрялись по разломам, образуя лакколитоподобные тела гранитоидов. Объем вскрытых эрозией гранитоидных интрузий в пределах Северного Верхоянья незначителен, в Куларе их больше. Однако, судя по геофизическим аномалиям [Япаскурт, Андреев, 1985], можно предположить наличие невскрытых эрозией тел на значительно большей территории. Практически ядру каждой антиклинали соответствует удлиненное или изометричное тело гранитоидов. Это дало основание выделить в Куларе даже особый вид складчатости — "штамповый".

Данные процессы исказили, но не нивелировали первичных признаков палеофациальных обстановок седиментогенеза, проанализированных выше.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев В.С. Верхоянский комплекс Лено-Омолойского междуречья // Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М., 1985. 18 с.

Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии // Якутск: Якут. книж. изд-во, 1974. 270 с.

Граувакки. М.: Наука, 1972. 344 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 238).

Гулиев Н.С. Зоны регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины // Литология и полезные ископаемые, 1988, № 5. С. 130–136.

Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений Севера Средней Сибири // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 586. Новосибирск. СО, 1984. 176 с.

Егоров А.Ю. Этапы развития и фации триасовых отложений северо-востока Сибирской платформы и Северного Верхоянья // Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. М., 1983. 16 с.

Калинко М.К. Об источниках терригенного материала в пермском и триасовом периодах на Севере Средней Сибири // Докл. АН СССР. 1956. Т. 108, № 1. С. 131–134.

Натапов Л.М. История аккреционной структуры северо-восточного обрамления Сибирской платформы // Геология морей и океанов. Л.: 1988. С. 172–187.

Натапов Л.М., Ставский А.П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Советская геология. 1985, № 3. С. 70–77.

Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии // Новосибирск: Наука, СО, 1979. 141 с.

Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. Экранирующие свойства глинистых пород над залежами нефти и газа Западной Сибири // Советская геология. 1971, № 5. С. 51–63.

Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998, № 1. С. 56–69.

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности // М.: Недра, 1971. 159 с.

Ронкина З.З., Вишневская Т.Н. Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи Севера Центральной Сибири // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Тр. НИИГА. Л., 1977. С. 30–39.

Tимофеев П.П. Формация – генетически обусловленное геологическое тело // Литология и полезные ископаемые. 1981, № 3. С. 3–9.

Tимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в оксанах // Литология и полезные ископаемые. 1983, № 5. С. 3–23.

Ушатшнский И.Н., Нестеров И.И. Катагенез и нефтегазоносность мезозойских отложений Западной Спбири. Нефть и газ Тюмени. 1982, вып. 14. С. 18–36.

Холодов В.Н. Литология мезозойско-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья / Тр. ГИН АН СССР, вып. 586. М.: Наука, 1973. 242 с.

Япаскурт О.В. Литология терригенных формаций миогеосинклинальных осадочно-породных бассейнов Верхоянского комплекса // Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. М., 1986. 35 с.

Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 714–717.

III. ПРОЦЕССЫ ЛИТОГЕНЕЗА И СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

ЛИТОГЕНЕЗ В ЭТАЛОННОМ РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Л.В. Анфимов

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ

Исследования осадочных пород рифея в стратотипической местности выполнены автором во всех основных частях Башкирского мегантиклинория БМА (рис. 1) и в ряде рудных полей эпигенетических месторождений сидеритов, магнезитов, полиметаллов, бурых железняков и др.

Литологические комплексы. В составе рифея выделено четыре разнотипных литологических комплекса, которые, закономерно чередуясь в вертикальном разрезе, обусловливают его цикличность, Закономерность распространения литологических комплексов по вертикали и литорали разреза рифейских отложений БМА иллюстрируется на рис. 2. Литологические комплексы отражают различные палеотектонические и фациальные условия формирования осадков (табл. 1), которые накапливались в восточной части Русской платформы (в рифее эта часть входила в состав единого Евразиатского материка).

Петрографические типы. Среди осадочных пород рифея выделяются обломочные, глинистые и карбонатные.

Обломочные породы. Представлен набор петрографических типов пород этой группы: брекчии, конгломераты, песчаники, алевролиты.

Глинистые породы. Пстрографические типы глинистых пород в этом рифейском разрезе автор выделял по степени постдиагенетической измененности: микросланцы пелитовые аргиллитовидные, сланцы пелитовые, сланцы филлитовидные, филлиты (табл. 2). Для всех пелитовых пород эталонного рифея характерен парагенез диоктаэдрических слюд (гидрослюды, серицит, мусковит) и хлоритов, что представляет собой минеральную ассоциацию предельно измененных в литогенезе глин (Коссовская, Шутов, 1971).

Карбонатные породы. Входят в состав сланцево-карбонатных литологических комплексов, слагая толіци, горизонты, пачки. Отмечаются карбонатные породы также и в других литологических комплексах, но там они не образуют сколько-нибудь значительных и выдержанных геологических тел.

Петрохимическая характеристика. Большое число выполненных полных силикатных анализов, накопившихся при изучении рифейских образований за последние 15–20 лет, позволяет достаточно полно охарактеризо-

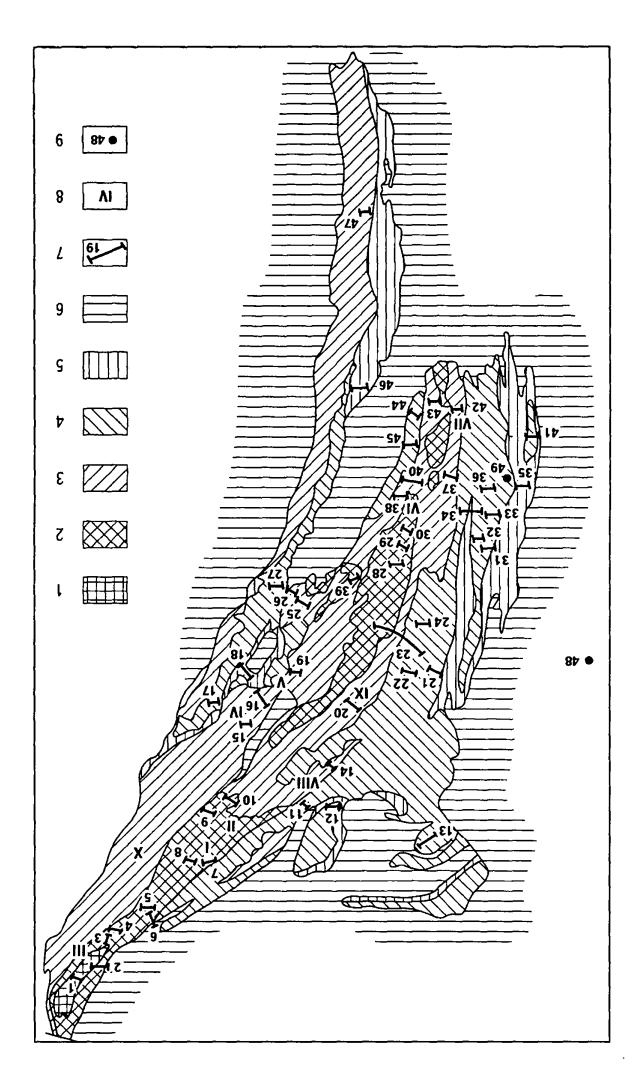


Рис. 1. Схематическая геологическая карта БМА (по В.И. Козлову и И.Д. Соболеву)

I - AR; $2 - R_3$; $3 - R_2$; $4 - R_{3+4}$; 5 - V; 6 - Pz; 7 - геологические разрезы; 8 - месторождения; 9 - структурные скважины. Геологические разрезы (числа на карте): I — Тараташский, 2 — Аршинский, 3 — Миасский, 4 - Навышский, 5 - Липовский, 6 - Кусинский, 7 - Бердяушский, 8 - Жукатау, 9 - Еловский, 10 — Уванский, 11 — Юкала, 12 — Южно-Сулеймановский, 13 — Миньярский, 14 — Катав-Ивановский, 15 – Авалякский, 16 – Ново-Николаевский, 17 – Верхне-Бельский, 18 – Махмутовский, 19 – Верхне-Аршинский, 20 — Байгазинский, 21 — Бирьянский, 22 — Бриштамакский, 23 — Малоиизерский, 24 — Куямбук, 25 – Онтурский, 26 – Егоровы Печи, 27 – Курташский, 28 – Большенизерский, 29 – Баяк, 30 – Кургашлинский, 31 — Толпаровский, 32 — Бакеевский, 33 — Большой Шишенякский, 34 — Малый Шишенякский, 35 – Куккараукский, 36 – Лапшина Поляна, 37 – Ново-Саитовский, 38 – Шатакский, 39 – Кызылташский, 40 – Авзянский 41 – Камбрякский, 42 – Кужинский, 43 – Базал-Бузбия, 44 – Бугундинский, 45 – Криволукский, 46 – Суванякский, 47 – Аптулинский. Месторождения (римские цифры на карте): І – Саткинские магнезитовые, II - Бакальские сидеритовые и магиезитовые, III - Ахтенское сидеритовое, IV - Ново-Николаевское полиметаллическое, V – Аршинское полиметаллическое, VI – Иомакаевское и Юшииское магиезитовые, VII – Кужинское полиметаллическое, VIII – Катав-Ивановское магнезитовое, IX – Байгазинское магнезитовое, Х - Семибратское и Веселовское магнезитовые. Структурные скважины (числа на карте): 48 - Кабаково-62, 49 - Кулгунино-1

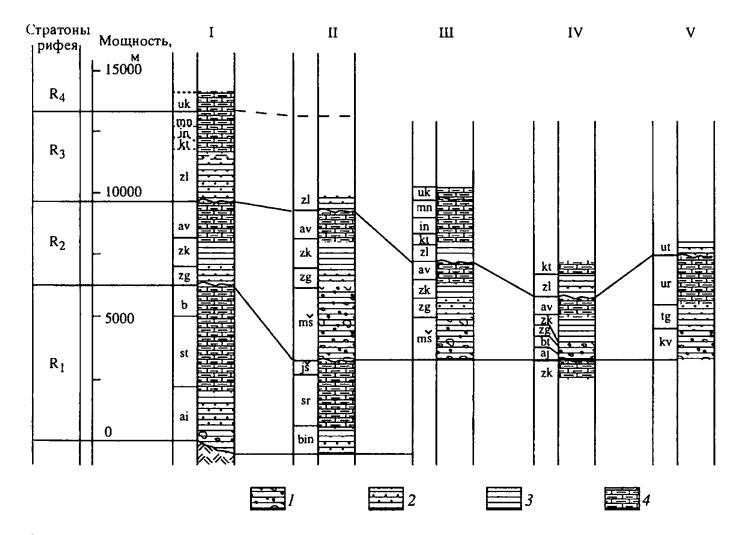


Рис. 2. Литологические комплексы в разрезе рифея БМА

Структурные части БМА: I – западное крыло; II – осевая зона; III – восточное крыло; IV – Маярдакский антиклинорий; V – Златоустовский райои. Литологические комплексы: I – вулканогенно-конгломерато-песчаниковый; 2 – песчаниковый; 3 – сланцевый; 4 – сланцево-карбонатный. Свиты: ai – айская; bin – большеннзерская; st – саткинская; sr – сураннская; b – бакальская; js – юшинская; kz – кызылташская; ms – машакская; aj – аюсапканская; bt – белетарская; kv – кувашская; zg – зигальгинская; tg – таганайская; ts – зигазино-комаровская; ts – авзянская; ts – уреньгинская; ts – зильмердакская; ts – уткальская; ts – катавская; ts – инзерская; ts – миньярская; ts – укская

 Таблица I

 Вертикальный ряд литологических комплексов эталонного разреза рифея Северной Евразии

Характеристика комплексов	Мощ- ность, м	Тектонический режим бассейна седиментации	Рельеф области размыва	Условия седиментогенеза
Сланцево-карбо- натные	1100- 3500	Погружение консолидиро- ванного дна прогиба	Пенепленизиро- ванный	Морские мелководные, передко рифогенные; лагунные, переходящие в континентальные
Сланцевые	250- 1500		Сглаженный	Морские мелководные
Песчаниковые	750– 2000	Погружение дна прогиба при развитии в нем дифференциальных блоковых движений	Умеренно расчлененный	Морские мелководные, дельтовые, континентальные (типа временных потоков)
Вулканогенно- конгломерато- песчаниковые	1000– 3000		Значительно расчлененный	Континентальные. Участвуют вулкани- ческие процессы

вать химизм всех основных групп рифейских пород, который хорошо отражает их фазово-минеральный состав (табл. 3, 4).

Литогенез рифейских отложений. Под литогенезом понимается, согласно П.П. Тимофееву [1978], этап геологической истории осадочных пород, включающий их возникновение из осадков и предметаморфические преобразования. Сюда входят общепринятые стадии постседиментационных изменений отложений – диагенез, катагенез (эпигенез) и метагенез. Диагенетические изменения рифейских пород обычно затушеваны последующими процессами и здесь не рассматриваются.

Стадиальные преобразования в осадочных породах БМА протекают следующим образом.

В ряду песчаники-кварциты направленность изменений приводит к последовательному изменению и уничтожению седиментационных структур и текстур, бластической переработке обломочных минералов, возникновению новых аутигенных парагенезов. Песчаники, находящиеся на уровне изменения стадии начального катагенеза, среди рифейских образований не встречены. Стадия глубинного катагенеза хорошо выражена в БМА кварцитовидными песчаниками, в которых развиты конформно-регенерационные структуры, проявляются внутрислоевые растворения, изменение полевых шпатов и обломочного биотита. В метагенезе происходит частичная переработка конформно-регенерационных структур локальным развитием грануляции, хлоритизации, серпентизации. Вследствие этого в кварцитовидных песчаниках возникают участки со вторичными грануляционным, хлориных песчаниках возникают участки со вторичными грануляционным, хлори-

Таблица 2
Тонкодисперсные слоистые силикаты в петрографических типах глинистых пород рифея (определения политипов и кристалличности минералов Н.И. Кагармановой)

Петрогра- фический тип	Д	иоктаэд	трические слю	Оды	Смешанные образования	Хлориты			
	Мииералы	Mac. %	Политип	K _K	Ик	Мииеральные типы	Mac.	Политип	Mac.
Микро- сланцы пели- товые аргилли- товидные	Гидро- слюды	70	1Md 1M	1,6	9,2	Гидрослюда- монтморил- лонит, гид- рослюда- хлорит, хлорит- вермикулит	10– 15		15- 20
Сланцы пелито- вые	Гидро- слюды, серицит	80	$1M > 2M_1$	2,6	7,3	Хлорит-вер- микулит	5–10	II <i>b</i> = 97°	10– 15
Сланцы филли- товидные	Серицит, гидро- слюды	85	$2M_1 > 1M$	3,8	6,0	Реликты хлорит–вер- микулит	0–5		10– 15
Филлиты	Серицит, мусковит	83	2M ₁	5,6	4,6	<u> </u>	-		17

 K_{κ} – коэффициент кристалличности, по К. Уиверу [Weawer, 1960]; H_{κ} – индекс кристалличности, по Б. Кюблеру [Kubbler, 1988]

 Таблица 3

 Химический состав (мас.%) терригеиных пород рифея БМА

$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$											
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO ₂	53,70	97,00	77,34	51,17	67,34	66,16	63,71	58,45	58,41	57,40
Fe ₂ O ₃ 6,16 0,42 2,58 4,12 1,39 2,36 1,30 3,29 1,87 FeO 7,35 0,20 1,50 14,07 2,55 4,00 1,62 1,91 3,87 CaO 4,12 0,22 0,54 3,75 4,86 0,61 1,92 4,89 1,25 MgO 5,78 0,17 1,82 3,54 4,15 2,16 3,57 3,17 4,11 MnO 0,17 0,01 0,10 0,13 0,08 0,05 0,04 0,04 cπ. P ₂ O ₅ 0,83 H.o. 0,14 0,19 H.o. — 0,53 0,04 0,15 K ₂ O 0,20 0,24 4,26 0,61 2,10 3,81 4,10 5,37 6,3 Na ₂ O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,55	ΓiO_2		0,04	0,52		-			0,77	0,80	1,54
FeO 7,35 0,20 1,50 14,07 2,55 4,00 1,62 1,91 3,83 CaO 4,12 0,22 0,54 3,75 4,86 0,61 1,92 4,89 1,23 MgO 5,78 0,17 1,82 3,54 4,15 2,16 3,57 3,17 4,11 MnO 0,17 0,01 0,10 0,13 0,08 0,05 0,04 0,04 cm. P_2O_5 0,83 H.o. 0,14 0,19 H.o. $-$ 0,53 0,04 0,13 K_2O 0,20 0,24 4,26 0,61 2,10 3,81 4,10 5,37 6,3 Na ₂ O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,53	N_2O_3	15,08	1,15	10,45	14,39	8,08	15,82	14,49	17,27	17,90	15,92
CaO 4,12 0,22 0,54 3,75 4,86 0,61 1,92 4,89 1,23 MgO 5,78 0,17 1,82 3,54 4,15 2,16 3,57 3,17 4,1 MnO 0,17 0,01 0,10 0,13 0,08 0,05 0,04 0,04 сл. P_2O_5 0,83 н.о. 0,14 0,19 н.о. — 0,53 0,04 0,13 K_2O 0,20 0,24 4,26 0,61 2,10 3,81 4,10 5,37 6,3 Na_2O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,53	e_2O_3	6,16	0,42	2,58	4,12	1,39	2,36	1,30	3,29	1,82	3,44
MgO 5,78 0,17 1,82 3,54 4,15 2,16 3,57 3,17 4,1 MπO 0,17 0,01 0,10 0,13 0,08 0,05 0,04 0,04 cπ. P_2O_5 0,83 H.o. 0,14 0,19 H.o. $-$ 0,53 0,04 0,13 K_2O 0,20 0,24 4,26 0,61 2,10 3,81 4,10 5,37 6,3 Na ₂ O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,53	FeO .	7,35	0,20	1,50	14,07	2,55	4,00	1,62	1,91	3,82	4,06
МпО 0,17 0,01 0,10 0,13 0,08 0,05 0,04 0,04 сл. P_2O_5 0,83 н.о. 0,14 0,19 н.о. — 0,53 0,04 0,15 K_2O 0,20 0,24 4,26 0,61 2,10 3,81 4,10 5,37 6,3 Na_2O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,53	CaO	4,12	0,22	0,54	3,75	4,86	0,61	1,92	4,89	1,25	0,45
P_2O_5 0,83 н.о. 0,14 0,19 н.о. – 0,53 0,04 0,13 K ₂ O 0,20 0,24 4,26 0,61 2,10 3,81 4,10 5,37 6,3 Na ₂ O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,53	MgO	5,78	0,17	1,82	3,54	4,15	2,16	3,57	3,17	4,11	15,72
K2O 0,20 0,24 4,26 0,61 2,10 3,81 4,10 5,37 6,3 Na2O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,53	MπO	0,17	0,01	0,10	0,13	0,08	0,05	0,04	0,04	сл.	0,06
Na ₂ O 5,71 0,05 0,48 1,72 1,04 0,99 1,16 0,48 0,53	P_2O_5	0,83	H.O.	0,14	0,19	н.о.	_	0,53	0,04	0,13	0,20
	√ ₂ O	0,20	0,24	4,26	0,61	2,10	3,81	4,10	5,37	6,31	1,10
П.п.п. – 0,38 – 4,57 7,99 4,01 6,81 4,12 5,0	Na ₂ O	5,71	0,05	0,48	1,72	1,04	0,99	1,16	0,48	0,53	0,11
	П.п.п.	_	0,38	_	4,57	7,99	4,01	6,81	4,12	5,01	_
Сумма 100,61 99,88 100,00 99,75 100,06 100,45 99,85 99,80 99,59	Сумма	100,61	99,88	100,00	99,75	100,06	100,45	99,85	99,80	99,59	100,00

1 – песчаник туфогенный (1 анализ); 2 – песчаник кварцитовидный (25); 3 – песчаник арковый (25); 4 – алевролит полимиктовый (2); 5 – алевролит кварцевый (8); 6 – микросланец пелитовый эргиллитовидный (3); 7 – сланец пелитовый (3); 8 – сланец филлитовидный (3); 9 – филлиты (29); 10 – туффит пелитовый (1)

 Таблица 4

 Химический состав (мас. %) карбонатных пород БМА

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	6,86	1,68	7,20	6,46	9,15	4,28	4,53	0,10	4,10	0,60
TiO_2	0,12	H.O.	0,03	6,46	0,04	0,04	0,03	сл.	сл.	_
Al_2O_3	1,44	0,36	0,30	0,59	1,15	0,95	0,58	0,30	1,57	0,32
Fe_2O_3	0,48	0,33	0,39	1,23	0,88	0,18	0,08	0,08	1,69	_
FeO	0,14	0,24	0,23	2,76	0,95	0,87	0,35	1,27	41,71	10,58
CaO	49,35	50,95	47,76	27,44	27,59	29,22	28,75	0,48	сл.	26,07
MgO	0,80	2,74	4,23	19,24	17,49	19,21	21,13	47,44	11,07	16,20
MnO	0,01	H.O.	0,13	0,16	0,21	0,03	0,02	0,13	1,23	1,07
P_2O_5	0,02	0,01	0,01	0,09	0,03	0,11	0,02	сл.	_	_
K_2O	0,68	0,04	0,23	0,26	0,24	0,61	0,18	сл.	0,29	-
Na_2O	0,06	0,03	0,21	0,15	0,10	0,13	0,06	сл.	0,09	_
П.п.п.	39,51	43,21	38,73	41,86	41,71	43,91	44,11	50,40	38,60	44,68
Сумма	99,46	99,59	99,45	100,27	99,52	99,54	99,84	100,70	100,48	99,52

1 — доломитоносный известияк (2 анализа); 2 — низкодоломитовый известияк (8); 3 — доломитовый известняк (2); 4 — кальцитоносный доломит (7); 5 — низкокальцитовый доломит (9); 6 — кальцитовый доломит (3); 7 — магнезитоносный доломит (31); 8 — магиезит (1); 9 — сидерит (1); 10 — анкерит (1)

товым или серицитовым цементом. Широко протекающий бластез приводит к формированию "шиповидных" структур. Весьма типичны проявления катаклаза и направленной коррозии зерен. Метаморфизм обусловливает проявление кварцитов – пород с полнобластовыми структурами и вторичными полосчатыми текстурами. При этом иногда сохраняются контуры обломочных зерен, что позволяет выделять, так называемые, песчано-кварциты.

В ряду аргиллиты-филлиты происходит направленное преобразование монтмориллонита в гидрослюды и хлорит, а гидрослюд - в серицит и мусковит. Аргиллиты начальной стадии катагенеза, состоящие из неизменных глинистых минералов (монтмориллонита и др.), в регионе среди рифейских пород не встречены. Они отмечены в рифейских разрезах сопредельной Волго-Уральской области. Судя по тому, что местами в глинистых породах западного крыла БМА обнаруживаются смешанослойные разбухающие образования типа монтмориллонит-гидрослюда, в аргиллитах первичным глинистым минералом был монтмориллонит. Эпигенетическая зональность (рис. 3) состава глинистых пород мощных разрезов терригенных отложений Западно-Сибирской плиты, Восточного Предкавказья, Русской платформы, Вилюйской впадины такова, что в верхних частях присутствует монтмориллонит, который постепенно с глубиной переходит в смешанослойные образования типа монтмориллонит-гидрослюда. На больших глубинах глинистые минералы обычно представлены в этих разрезах однородными парагенезами хлоритов-гидрослюд. Процесс гидрослюдизации монтмориллонита экспериментально исследовали В.И. Муравьев, Б.А. Сахаров [1971]. В составе докембрийских отложений Пермского Прикамья были обнаружены смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюда с содержанием монтмориллонита порядка 20-30%. Это, несомненно, указывает на то, что первичные неизменные глинистые породы докембрия (в данном случае вен-

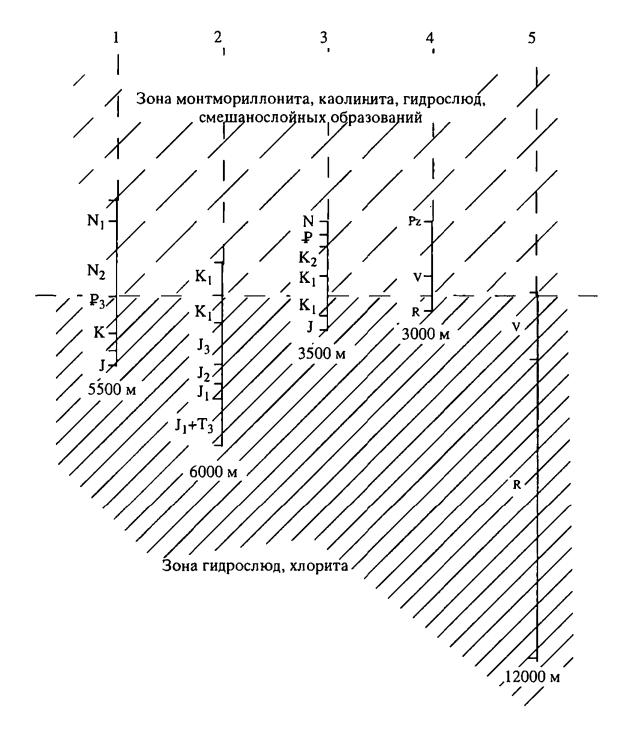


Рис. 3. Зональное распределение глинистых минералов в мощных осадочных толщах / – Восточное Предкавказье (Холодов, 1983 г.), 2 – Вилюйская впадина (Коссовская, 1962г.), 3 – Западио-Сибирская плита (Перозио, 1971 г.), 4 – Восточная окраина Русской платформы (Кутуков, Светлова, 1973 г.), 5 – Башкирский мегантиклинорий (Аифимов, 1988 г.)

да) содержали монтмориллонит. Сверху вниз в смешанослойных образованиях докембрийских пород Пермского Прикамья количество монтмориллонита уменьшается, и отчетливо наблюдается формирование парагенеза гидрослюда—хлорит.

В раннем метагенезе значительная часть гидрослюд замещается серицитом, а в позднем — гидрослюда переходит в серицит полностью, и, кроме того, в незначительных количествах появляются такие минералы, как мусковит, стильпномелан и пирофиллит. Весьма характерным признаком развивающихся постдиагенетических преобразований глинистых пород является оптическая субпараллельная ориентировка чешуек гидрослюд и серицита. Уже в глубинном катагенезе слюдистые минералы обнаруживают единую оптическую ориентировку, которая выражается в том, что основная масса

глинистых пород в поляризованном свете ведет себя как единый кристалл, который при вращении столика периодически погасает и просветляется. Пластинки гидрослюд и серицита при этом ориентированы параллельно слоистости. Исключение составляют глинистые породы из зон стресса, где ориентировка слюд не совпадает со слоистостью. В метагенезе для глинистых пород характерно появление гнездово-прожилковых структур (макрои микро-). Состав этих образований: карбонаты, кварц, серицит и др.

В ряду известняки, доломиты-мраморы главный процесс – перекристаллизация пород, что сопровождается изменением глинистых минералов, входящих в состав нерастворимого остатка. Карбонаты стадии начального катагенеза в рифейском разрезе не встречены. Даже в карбонатах с частично сохранившимися диагенетическими структурами (комковатой, сгустковой, пелитоморфной) глинистые минералы изменены и представлены парагенезом гидрослюды—хлориты. В глубинном катагенезе карбонатные породы частично перекристаллизованы, а в метагенезе этот процесс завершается полностью. В метагенезе возникают прожилково-гнездовые структуры и происходит преобразование гидрослюды в серицит.

ПЛОЩАДНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД БМА

Составленная автором схематическая карта распространения постдиагенетически измененных рифейских пород в БМА (рис. 4) впервые показывает неоднородность состава зоны катагенеза, приуроченной к площади развития стратиотипического разреза Уральского рифея (западное крыло БМА) и раскрывает неодинаковую природу постдиагенетически измененных пород рифея. В зоне катагенеза разрез мощностью 12-15 км характеризуется породами, измененными до уровня глубинного катагенеза. При этом породы нижней части разреза местами несут явственные следы метагенеза, что выражено развитием бластеза, катаклаза, структур внутрислоевого растворения, дифференциального скольжения, преобразованием гидрослюды в серицит, переработкой осадочных структур в кристаллически зернистые агрегаты. Характерно, что в породах появляются прожилковогнездовые новообразования: в песчаниках и филлитовидных сланцах - серицит-кварцевые, а в карбонатных породах - карбонатные. Нижняя часть разреза, где в породах, измененных глубинным катагенезом, проявляется метагенез, стратиграфически соответствует бурзянию. Верхняя часть разреза рифея в западном крыле изменена в наименьшей степени. Здесь породы также изменены глубинным катагенезом, но, в противоположность породам низов рифейского разреза, содержат реликты начального катагенеза, что выражается присутствием глауконита, слабогидратированного обломочного биотита, перекристаллизованных диагенетических структур карбонатов, смешанослойных глинистых образований (гидрослюдамонтмориллонит). Эта часть разреза соответствует верхам каратавия (от каратавской свиты до миньярской) и кудашу. Средняя часть разреза рифея в западном крыле мегантиклинория, схватывающая юрмантиний и низы каратавия (зильмердакскую свиту), содержит породы, измененные на уровне глубинного катагенеза.

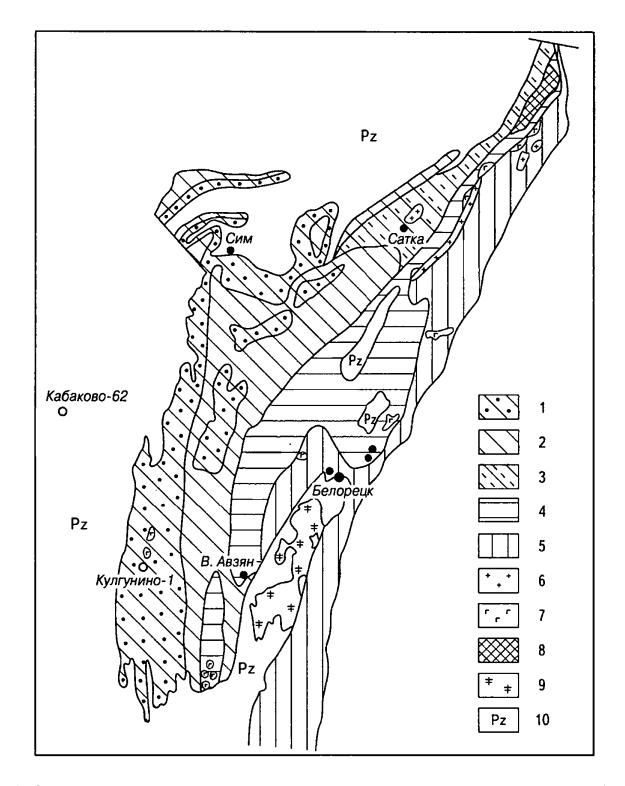


Рис. 4. Схематическая карта распространения постдиагенетически измененных рифейских осадочных пород БМА

Породы, измененные до уровня: I — глубинного катагенеза с реликтами начального катагенеза, 2 — глубиниого катагенеза, 3 — глубинного катагенеза с элементами метагенеза, 4 — метагенеза. 5 — метаморфизма. Типы пород: 6 — граниты, 7 — габбро-диабазы, 8 — метаморфиты, 9 — серпентиниты, 10 — осадочные породы палеозоя

В осевой части БМА (Ямантауский антиклинорий) породы изменены метагенезом. Здесь на широте горы Яман-Тау породы зильмердакской изменены сильнее пород загальгинской свиты. На широтном отрезке течения р. Большой Инзер в этой же структуре показано, что породы верхних частей суранской свиты изменены сильнее, нежели в ее нижних горизонтах. В северной части мегантиклинория автор установил, что зона метагенеза сечет подзоны регионального катагенеза (см. рис. 4).

В большей части восточного крыла БМА породы изменены процессами динамотермального метаморфизма.

Таким образом, в западном крыле БМА постдиагенетические изменения пород в целом невысокие и характеризуют нормальную литогенетическую зональность осадочного разреза (от древних образований к молодым уровень измененности уменьшается), что свидетельствует о неискаженно протекающем здесь литогенезе в условиях рифейского породного бассейна. В осевой части измененность пород более высокая, и зональность осадочного разреза обратная (древние образования изменены слабее молодых), что объясняется действием затухающего каледонского динамотермального метаморфизма, который сильно проявился в породах восточного крыла мегантиклинория.

РИФЕЙСКИЙ ПОРОДНЫЙ БАССЕЙН БМА

Знание стадий развития осадочных пород рифея и распространение зон литогенеза в БМА дают возможность впервые выполнить палеоконструкцию бассейна породообразования рифейских отложений в границах этой крупной тектонической структуры Урала.

Разрез рифейских отложений, как сообщалось, здесь достигает 12-15 км мощности. Стратиграфическая последовательность этих образований и общий характер седиментогенеза изучены с достаточной полнотой (Гарань, 1969; Маслов, 1988; Олли, 1948; Стратиграфические..., 1993). Однако глубина погружения рифейских отложений в верхнекембрийском породном бассейне и его термодинамические условия не реконструировались. До сих пор оставался открытым вопрос о том, как протекал литогенез рифейских отложений: в условиях погруженного единого мощного разреза (12-15 км) или же в разрезе, разобщенном на блоки, испытавшие дифференциальные вертикальные перемещения. О возможной глубине погружения рифейских отложений с наибольшей достоверностью можно судить по западному крылу БМА, где породы испытали наименьшее влияние палеозойского динамотермального метаморфизма со стороны Уральской складчатой области. В качестве индикатора условий литогенеза здесь были использованы глинистые породы рифея. В 70 образцах пелитовых сланцев, взятых их всех стратонов рифея западного крыла, были определены микропористость, удельный и объемный веса. В 12-15-километровом разрезе рифея явно обозначается тренд микропористости глинистых пород. В нижнем рифее микропористость пелитовых сланцев порядка 2,23, в среднем 3,44, в верхнем 4,36%.

Таким образом, в западном крыле БМА, где отсутствуют резкие проявления динамотермального метаморфизма, глинистые породы нижнего рифея почти вдвое плотнее таковых верхнего рифея.

Рентгенографическое исследование состава тонкодисперсных силикатов из карбонатных и глинистых пород, песчаников и алевролитов показало, что минеральная ассоциация в них одна и та же: диоктаэдрические слюдистые минералы и хлориты 14 Å. В глинистых породах парагенез хлоритов и диоктаэдрических слюдистых минералов следует рассматривать как минеральную ассоциацию глин, предельно измененных при литогенезе и метаморфизме. В мощном разрезе рифейских осадочных толщ западного крыла

породы низов (R_1) содержат серицит, который отсутствует в средних (R_2) и верхних (R_{3+4}) частях.

Песчаные породы айской, бакальской, зигальгинской свит (R_1 – R_3) представлены кварцито-песчаниками, кварцитовидными песчаниками, обладающими конформными, конформно-регенерационными структурами, проявлениями внутрислоевого растворения, катаклаза, бластеза и т.п. В верхних частях разреза рифея (R_3 – R_4) западного крыла БМА наряду с кварцитовидными песчаниками появляются песчаники с глинистым кварцевым цементом. В этих песчаниках выражены структуры внутрислоевого растворения, но отсутствуют катаклаз и бластез. Таким образом, среди песчаных пород разреза рифея также существует направленность в степени их изменения.

Карбонатные породы низов и середины рифейского разреза (R_1 – R_2) представлены перекристаллизованными средне- и крупнозернистыми разностями, в то время как в верхах разреза (R_3 – R_4) они чаще всего микрозернистые и пелитоморфные, частично перекристаллизованные.

Таким образом, мощный разрез рифейских осадочных образований характеризуется нормальной литогенетической зональностью. Его нижняя часть (айская—зигальгинская свиты) сложена породами, прошедшими глубинный катагенез, и местами затронута метагенезом. Средняя часть (зигазино-комаровская, авзянская, зильмердакская свиты) включает породы, прошедшие стадию глубинного катагенеза. Верхи разреза (катавская укская свиты) представлены породами, не прошедшими полностью глубинный катагенез и сохранившими реликты начального катагенеза.

Изложенное свидетельствует, что литогенез рифейских отложений западного крыла БМА протекал в условиях погруженного единого и мощного разреза.

В западном крыле БМА глубокая скважина (5010 м) Кулгунино-1 вскрыла рифейский разрез от R₁ до R₃. Таким образом, представление о литогенезе пород в условиях единого рифейского разреза в одном породном бассейне находит прямое подтверждение. По данным сейсмических исследований, рифейские отложения Волго-Уральской области и БМА слагают единое геологическое тело [Романов, Ишерская, 1996]. При изучении породного бассейна немаловажно рассмотреть масштаб и скорость породонакопления. Автор рассчитал максимальные мощности рифейских пород БМА и в Волго-Уральской области (Уфимско-Гожанский прогиб). Поскольку рифейские отложения составляют только нижний структурный ярус платформенного чехла Русской платформы, для полноты картины были рассчитаны мощности максимального породонакопления и для всех вышележащих структурах ярусов: палеозойского, мезозойского, кайнозойского. По этим данным построены графики (рис. 5).

Максимальные мощности осадочных толщ, слагающих криптозой и фанерозой, были выбраны для оценки масштаба потенциального породонакопления. По своей конфигурации графики рис. 5 А и Б сходны, что выражается их переломом при переходе от криптозоя к фанерозою. Наиболее резко этот перелом выражен в графике для Волго-Уральской области (Уфимско-Гожанский прогиб) и слабее – в графике для района БМА и Камско-Бельской впадины. Максимальная мощность осадочных пород (от ри-

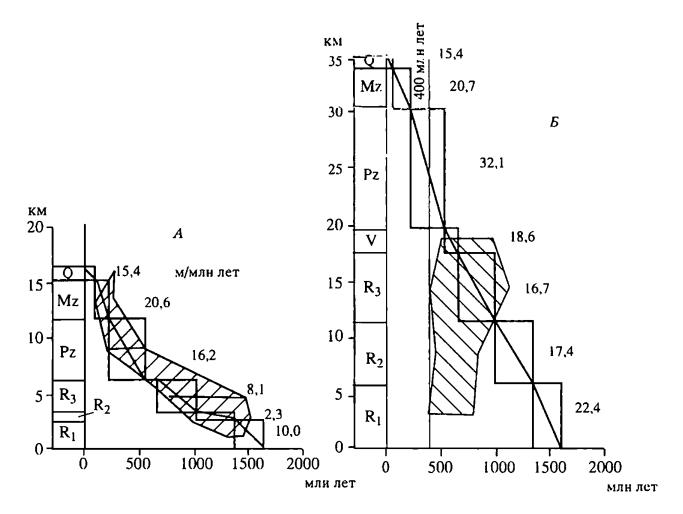


Рис. 5. График скоростей породонакопления на отрезке геологического времени от рифея до ныне

А – Волго-Уральская область, платформенный чехол; Б – БМА и сопряженная с ним Камско-Бельская впадина. Сплошная линия – график породонакопления. Скорости этого процесса приведены в метрах мощности, приходящейся на 1 млн лет геологического времени. Заштрихованные площади – ареалы разброса фигуративных точек значений изотопных К/Аг возрастов глинистых пород. Линия 400 млн лет – предел омоложения изотопных К/Аг возрастов глинистых пород рифея БМА

фея до квартера) в Волго-Уральской области около 15, а в БМА и сопряженной с ним Камско-Бельской впадины – почти 35 км. Наибольшая мощность осадочных пород рифея в первом регионе достигает 6, а во втором – 17 км. Весьма показательны для характеристики масштабов максимального породонакопления скорости этого процесса в геологическом прошлом (см. рис. 5). Для Волго-Уральской области они в рифее весьма низкие – 2–10 м/млн лет, а в фанерозое намного выше – 15–20 м/млн лет. В БМА скорости рифейского породонакопления были существенно выше Волго-Уральских –16–22 м/млн лет. В Камско-Бельской впадине, сопряженной с БМА, фанерозойские скорости породонакопления также выше, чем в Волго-Уральской области (15–32 м/млн лет). Таким образом, видно, что рифейское породонакопление единого тела на востоке Русской плиты происходило неодинаково в разных частях краевого прогиба.

Изучение К/Аг изотопных возрастов глинистых пород рифся БМА показало, что для нижнего и среднего характерен общий предел омоложения в 400 млн лет (см. рис. 5). Радиологическое омоложение возраста этих пород связано с перекристаллизацией диоктаэдрических слюдистых минералов и в указанном предельном выражении может приниматься за время метамор-

физма. Рубеж 400 млн лет приурочен к завершению каледонского этапа тектоно-магматической активизации (граница силура-девона). В рифейских породах не проявился метаморфизм герцинского этапа, что возможно объяснить поднятием породного бассейна в это время, т.е. его инверсией. На рис. 5 Б видно, что ареал разброса фигуративных точек изотопных К/Аг возрастов глинистых пород рифея располагается несогласно относительно графика рифейского породонакопления в БМА, свидетельствуя для нижнего и среднего рифея о связи между процессами перекристаллизации глинистых пород и метаморфизмом, а не литогенезом. Только в верхнем рифее часть значений изотопных возрастов попадает в нормативное поле 1050—680 млн лет, показывая этим, что метаморфизм глинистых пород позднего рифея полностью еще не состоялся.

Глинистые породы нижнего и среднего рифея Волго-Уральской области характеризуются очень слабым омоложением изотопных возрастов (см. рис. 5 A). В целом, ареал фигуративных точек изотопных К/Аг возрастов глинистых пород рифея этого региона располагается согласно относительно графика породонакопления, показывая этим, что существует связь между кристаллизацией диоктаэдрических слюдистых минералов и литогенезом, а не метаморфизмом.

Обращает на себя внимание удревнение датировок против нормативных значений радиологических возрастов среднего и верхнего рифея (см. рис. 5 A), что свидетельствует о наличии в глинистых породах Волго-Уральской области обломочных гидрослюд. Судя по определениям 6 значений изотопных К/Аг возрастов, попадающих в интервал 1050—400 млн лет, в позднем рифее размывались породы среднего, а по одному определению в 1489 млн лет — и нижнего рифея. Аналогичное удревнение глинистых пород против нормативного отмечено в верхнем рифее БМА (см. рис. 5 Б).

Геометрический градиент в породном бассейне для рифейских отложений рассчитывался, исходя из температурных данных по катагенезу и метагенезу [Логвиненко, 1968]. Низы рифейского разреза в Волго-Уральской области находились при температуре порядка 80-90 °C (самое начало глубинного катагенеза), а верхи – 50-60 °C (начальный катагенез). В зоне БМА температуры низов и верхов разреза достигали, соответственно, 280-290 °C (метагенез) и 80-90 °C (начало глубинного катагенеза). Для Волно-Уральской области (Уфимско-Гожанский прогиб) температурный градиент составлял 0,9-1, а для БМА - 1,1-1,6 °C на 100 м погружения бассейна. Такие низкие геометрические градиенты отмечены в тектонических прогибах на стабилизированных основаниях с большой мощностью отложений (Прикаспийский – 1; Предкавказский – 1,5; Днепрово-Донецкий – 2,3 °С и т.п.). Суждение о давлении в низах породного бассейна можно вынести, исходя из пористости глинистых пород в рифейском бассейне, что рассмотрено выше. В данном исследовании используется микропористость, под которой понимается объем пор породы, выраженный в процентах, определенный в мелких обломках (0,2-0,25 мм) глинистых пород. В данном случае микропористость отражает степень уплотнения слоистых силикатов в глинистой породе. Экспериментальное уплотнение глин [Ломтадзе, 1990)] показало, что при давлении 5000 г/см2, которое соответствует литостатической нагрузке погружения породного бассейна, в области Южного Урала глубина была порядка 15 км, а в Уфимско-Гожанском прогибе платформы – существенно меньше.

Как уже сообщалось, рифейские отложения Волго-Уральской области и БМА, по данным сейсмических исследований, образуют единое геологическое тело. Постдиагенетические изменения пород в нем были вызваны воздействием двух тепловых потоков различной интенсивности. Ранний из них обусловил вертикальную зональность разреза рифея и характеризовался в породном бассейне геотермическим градиентом порядка 1,1-1,6 °C на 100 м погружения. Этот тепловой поток соответствовал этапу стационарного существования кратона - Восточно-Европейского материка. При этом в Волго-Уральской области по вертикали в разрезе рифея начальный катагенез сменяется у фундамента платформы глубинным. В БМА выражен только глубинный катагенез, усиливающийся сверху вниз. Другой, более поздний, тепловой поток создал горизонтальную зональность вторичных изменений рифейских образований рассматриваемого геологического тела, которая обусловлена тем, что оно, будучи представлено в целом нормальными осадочными породами, в зоне сочленения с Уралом слагается метагенетическими и метаморфическими образованиями. Этот тепловой поток был весьма интенсивным и более молодым (см. рис. 5 Б, В). Судя по предельным значениям изотопных К/Аг возрастов перекристаллизации диоктаэдрических слюдистых минералов в рифейских породах, тепловой поток действовал на рубеже 400 млн лет. Происхождение данного потока, вероятно, обусловлено глубинными процессами формирования соседней Уральской складчатой области.

Изложенное свидетельствует, что породный бассейн в районе рифейского стратотипа платформенный, в нижнем палеозое вовлеченный в геодинамические процессы формирования Урала.

В последующее время породный бассейн претерпел полную инверсию, следствием чего явился выход на дневную поверхность его древних частей и даже пород основания – тараташского метаморфического комплекса. Влияние герцинского метаморфизма на рифейские породы не обнаруживается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучением литогенеза в эталонном разрезе рифея Северной Евразии, находящемся на Южном Урале (БМА), установлено существование четко выраженных литологических комплексов, которые, закономерно сменяясь во времени, обусловили цикличность верхнедокембрийских серий (бурзянской, юрматинской, каратавской). Показано, что эти серии построены по единому плану, который в общем виде выглядит следующим образом, снизу вверх: вулканогенно-конгломерато-песчаниковые; песчаниковые, сланцево-карбонатные литологические комплексы.

По характеру постдиагенетических изменений в изучаемом разрезе рифея выделены зоны глубинного катагенеза, метагенеза и метаморфизма. Впервые в зоне глубинного катагенеза мощностью порядка 12 км выделены три подзоны: с реликтами начального катагенеза, собственно глубинного катагенеза, с элементами метагенеза. Зона регионального метагенеза па-

раллельна зоне регионального метаморфизма и при этом сечет подзоны глубинного катагенеза.

Реконструкция рифейского породного бассейна показала, что литогенез осуществлялся в едином разрезе, который погружался на глубину до 15 км. Скорость породонакопления рифейских пород составляла порядка 16–20 м в 1 млн лет. Геотермический градиент в породном бассейне БМА составлял 1,1–1,6 °C на 100 м погружения. Таким образом, рифейский породный бассейн на Южном Урале был типичным платформенным по условиям литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Екатеринбург. Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.

Гарань М.И. Верхний докембрий (рифей). Стратиграфия // Геология СССР, т. 12, Ч. І. Геологическое описание. М.: Наука, 1969. С. 70–106.

Ишерская М.В., Романов В.А. К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. Препринт. Уфа, 1993. 36 с.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М: Наука, 1971. С. 9–34.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М.: Наука, 1968. 92 с.

Ломпадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород / Методы лабораторных исследований. 2-е изд. Л.: Недра, 1990. 327 с.

Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

Муравьев В.И., Сахаров Б.А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 62–70.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948. 414 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. Тектоника рифейских отложений Западной Башкирии. Препринт. Уфа, 1996. 20 с.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 154 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1993. 186 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

Тимофеев П.П. Основные проблемы современной литологии и задачи междуведомственного литологического комитета // Литология и полезные ископаемые. 1978, № 6. С. 3–15.

Янаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1995. 141 с.

Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Байкальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 111 с.

Aoyagi K., Chilingarian G., Yen T. Clay mineral diagenesis in argillaceus sediments and rooks // Eneggy Sources. 1987. 9, N 2. P. 99–109.

Davis W.M. The cycle of erosion and the sumit level of the Alps // Jorn. Geol., 1923, 31, N 1.

Kubbler B. Evolution quantitative du metamorphism par la cristallinite de l'illite. Etat des prigres ces dernieres anees // Bull. Centre Res. Pan – S.N.P.A. 1988. V. 2. N 2. P. 385–397.

Penck W. Die Morphologische Analyse Kapitel der physichen Geologie. Stuttgart, 1924. 283 р.

Sibbley D.F., Nordeng S.H., Borkowski M.Z. Dolomitization kinetios in hydrothermal bombs and natural settings // Sediment. Res. A. 1994, 64, N 3. P. 630-637.

Weawer Ch.F. Possible uses of day minerals in Search for oil // Bul. Amer. Petrol. Geol. 1960. V. 44, N 9. P. 35-48.

ЗОНАЛЬНОСТЬ КАТАГЕНЕЗА ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ

Е.Е. Карнюшина

Наиболее значительные трансформации всей вещественной системы осадочно-породного бассейна, образование нефти и газа и формирование их скоплений происходят в изменяющихся термобарических и флюидных условиях недр. В результате действия физических и химических процессов в осадочных толщах формируются структурно-минеральные новообразования (СМН) катагенеза и наложенных процессов, в том числе в породах-коллекторах зоны контакта пластовых вод и углеводородных флюидов, а также под воздействием глубинных гидротермальных растворов. Структурно-минеральные новообразования вызывают уплотнение и разуплотнение осадочных пород, часто существенно изменяя их состав и физические свойства.

Проблема выявления неравномерности преобразований толщ нефтегазоносных бассейнов имеет разнообразные аспекты и пути решения, способствующие прогнозу состояния вещественной системы и оценке перспектив недр. Региональные уровни их неравновесного состояния как функции соотношения разномасштабных флюидодинамических процессов освещали Ю.К. Бурлин [1995], А.Н. Дмитриевский [1993], Б.А. Соколов [1990], В.Н. Холодов [1983], О.В. Япаскурт и др. [1992]. Энергетика преобразований толщ осадочных бассейнов и критические уровни изменения природы движущих сил литогенеза рассмотрели П.П. Тимофеев и др. [1989]. Соотношение катагенетических и наложенных процессов, вызванных появлением флюидов, неравновесных по отношению к поровым водным растворам, обсуждали Б.А. Лебедев и др. [1976], А.Е. Лукин, О.М. Гарипов [1994], Е.Е. Карнюшина [1986]. Р.С. Сахибгареев [1989], Ю.В. Щепеткин, А.В. Рыльков [1984] и др. показали огромную роль наложенных процессов в зонах контакта пластовых вод и углеводородных флюидов.

Характер катагенеза и проявлений наложенных процессов рассмотрены на примерах терригенных мезозойских формаций отдельных районов Западно-Сибирского и Каракумского нефтегазоносных бассейнов (НГБ) молодых платформ, вулканогенно-осадочных кайнозойских формаций Охотско-Камчатского и Южно-Охотского альпийских бассейнов и карбонатной палеозойской формации Прикаспийского бассейна в пределах древней платформы (рис. 1).

ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

В Западно-Сибирском бассейне основные нефтегазосодержащие объекты – юрские и меловые формации. На Уренгойском нефтеконденсатногазовом месторождении, расположенном в пределах одноименного мегавала северного блока бассейна, эти формации составляют основную часть вскры-

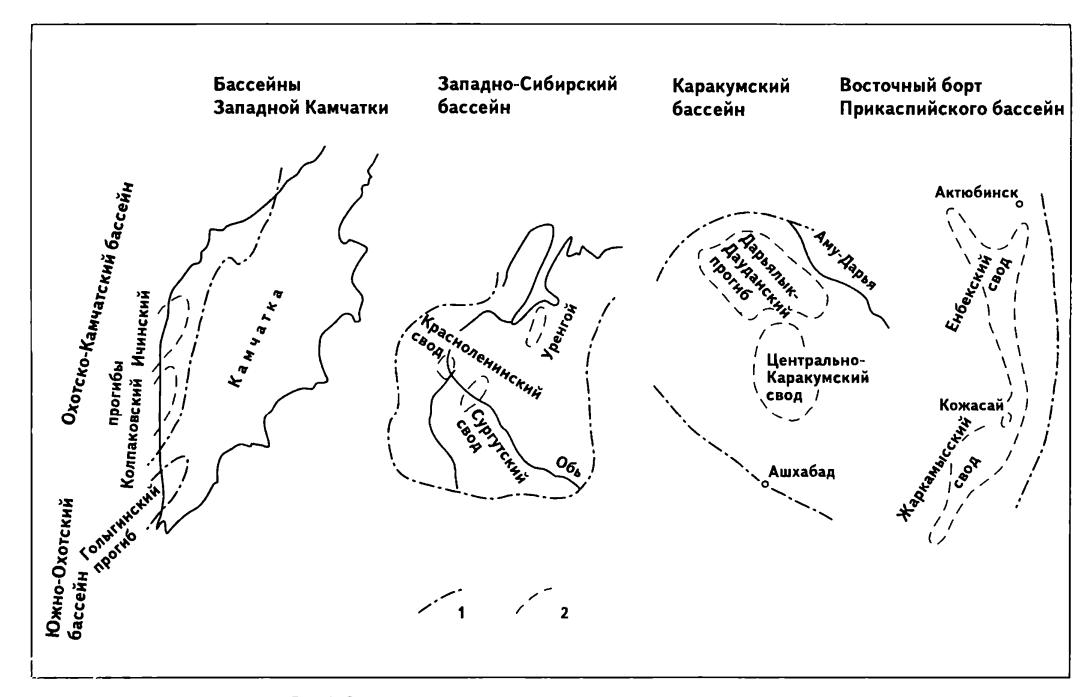
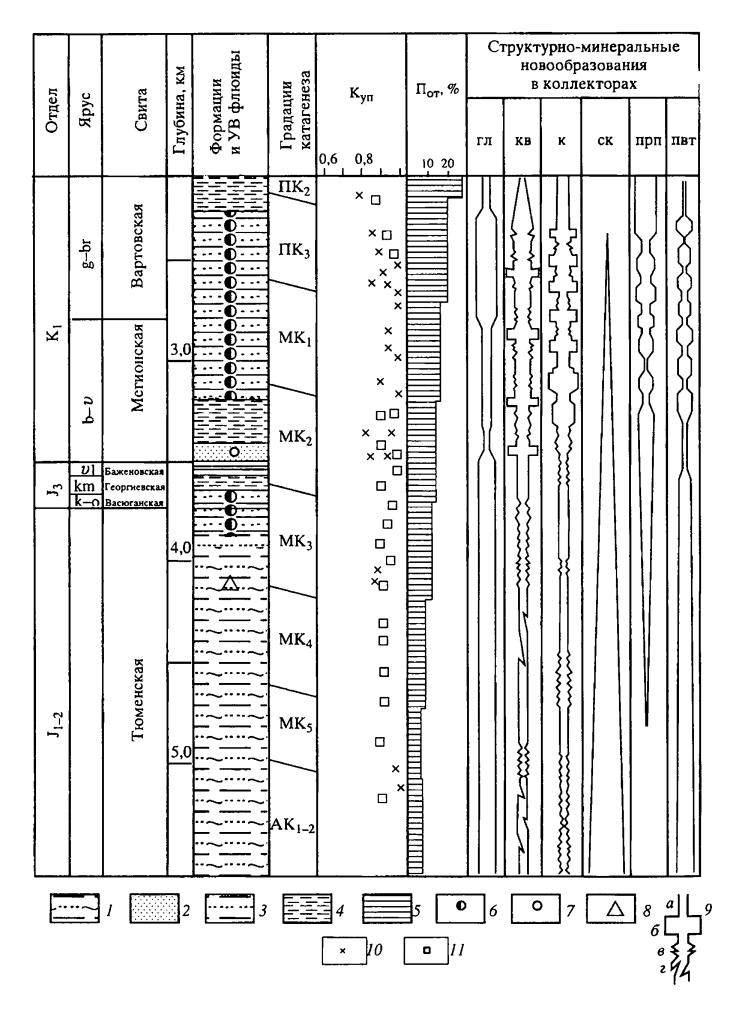


Рис. 1. Схема расположения изученных территорий Границы: 1 – нефтегазоносных бассейнов, 2 – структур внутри бассейнов



того скважинами плитного чехла (рис. 2) с суммарной мощностью до 7000 м. На Талинском нефтяном месторождении, расположенном в пределах Красноленинского свода южного блока бассейна, толщина плитного чехла до 3000 м.

Отложения нижней юры—нижнего келловея образуют субугленосную формацию, которая на Красноленинском своде имеет существенно континентальный генезис и мощность до 500 м. В северном направлении ее мощность возрастает до 1200 м, и в ее составе появляются прибрежно-морские отложения. Группа терригенных формаций нсокома характеризуется варьирующими соотношениями песчано-алевритовых и глинистых пород преимущественно морского генезиса и достигает суммарной толщины 1500 м [Нефтегазоносные..., 1988]. Среди песчаников и алевролитов указанных формаций распространены аркозы, кварцевые граувакки и в меньшей мере — олигомиктовые разности, содержащие глинистый, карбонатный, кварцевый и смешанный цемент.

Режим погружения мезозойских отложений был нарушен в позднем олигоцене. До конца неогена вышеуказанные районы были вовлечены в поднятие, приведшее к размыву до 500 м палеогеновых осадков [Геология..., 1975]. Опускание, возобновившееся в четвертичное время, было более интенсивным в северном блоке, где в условиях значительного похолодания неоднократно происходили оледенения, сказавшиеся на геотермическом режиме недр.

Максимальные катагенетические преобразования юрских отложений в основании плитного чехла на Красноленинском своде достигают начала градации МК₃. В отложениях Уренгойского мегавала на глубинах 700–5500 м установлена полная зона катагенеза, в пределах которой сверху вниз хлоридно-кальциевые воды сменяются смешанными и затем гидрокарбонатнонатриевыми растворами, что сопровождается снижением их минерализации от 24 до 5–3 г/л.

В пределах нижней части **подзоны протокатагенеза** (градация ΠK_3) на Уренгойском месторождении в интервале 2200—2700 м распространены высокоемкие коллскторы. В верхней части этого интервала среднее значение открытой пористости ($\Pi_{\rm or}$) песчано-алевритовых пород достигает 30%. На глубинах 2400—2500 м в продуктивных нижнемеловых песчаниках средняя $\Pi_{\rm or}$ снижается до 20%. Это происходит вследствие образования тангенциальных контактов между зернами и начальной регенерации обломочного кварца. На глубине около 2600 м в условиях повышения в пластовых водах содержаний бикарбонат-иона проявляется вторичная карбонатизация песчаников. Их открытая пористость сокращается вследствие этого до 16%.

Рис. 2. Зональность катагенеза и преобразований коллекторов терригенных формаций Уренгойского месторождения

I-5 — формации плитного чехла: I — песчано-глинистая субугленосная, 2 — песчаная, 3 — песчано-алеврито-глинистая, 4 — глинистая, 5 — битуминозно-кремнисто-глинистая; 6—8 — углеводородные (УВ) флюиды: 6-7 — залежи (6 — конденсатногазовые, 7 — газовые), 8 — нефтегазопроявления; 9 — относительная роль структурно-минеральных новообразований (СМН): a — расссянные формы, 6 — концентрированные формы, a — коррозия и выщелачивание, a — трещиноватость; K_{yn} : a — для песчано-алевритовых пород, a — для аргиллитов. гл — глинистые минералы, кв — кварц, к — карбонаты, смк — сложные межзерновые контакты, прп — пустоты реликтово-первичные, пвт — пустоты вторичные

Таким образом, первичная пористость пород-коллекторов в нижней части подзоны протокатагенеза приобретает реликтовый характер под влиянием гравитационного уплотнения, начального окварцевания и карбонатизации. Источником минералообразующих компонентов, видимо, служили поровые растворы, отжимаемые из полиминеральных глинистых пород, плотность которых в целом в подзоне протокатагенеза, установленной на глубине 700–2700 м, возрастает от 1,95 до 2,5 г/см³.

Подзона мезокатагенеза на Уренгойском месторождении охватывает глубины 2700–5000 м (60–145 °C, Р_{пл} 27–75 МПа). В пределах градаций МК₁–МК₃ находятся конденсатногазовые залежи пластов группы БУ, часть которых имеют нефтяные оторочки. Преобразования олигомиктовых и аркозовых пород-коллекторов на этих градациях характеризуются рассеянными, обычно поликомпонентными, и концентрированными, нередко монокомпонентными, СМН. Поликомпонентная рассеянная минерализация отвечает фоновым (прогрессивным) катагенетическим преобразованиям и представлена, как правило, тремя генерациями цемента: 1 – регенерационным кварцем, 2 – хорошо окристаллизованным каолинитом и/или хлоритом, 3 – кальцитом.

Вещественным выражением наложенных процессов является концентрированный тип минерализации. Он представлен формированием какоголибо одного (реже более) из вторичных компонентов, метасоматически замещающих исходную породу. В таком случае характерно появление карбонатизированных, окварцованных либо глинизированных линз. К концентрированному типу СМН отнесены также деструкции. Они связаны с выщелачиванием исходных и новообразованных минералов. В результате выщелачивания разрушается катагенетическая межзерновая структура пород, на месте сложных контактов возникают межпоровые каналы, и в целом формируются высокопористые вторичные линзы.

Основная причина формирования концентрированных СМН в продуктивных пластах Уренгойского месторождения — изменение физико-химических условий при перемещении и последующей стабилизации водно-углеводородных контактов. Большую роль при этом играет повышение содержания гидрокарбонат-иона в приконтурных водах залежей. Это объясняется поступлением CO_2 за счет окисления жидких УВ залежей в результате катагенетических преобразований РОВ пород и отжатия обогащенных этим компонентом поровых вод из уплотняющихся глинистых отложений. Плотность последних возрастает от 2,37 до 2,57 г/см³ в продуктивном интервале 2700—3500 м (75–105 °C).

Перемещение водо-нефтяного контакта (ВНК) трассируется в минеральных ассоциациях выщелачиванием или переотложением в зависимости от рН растворов карбонатов либо кремнезема, замещающих первичные минеральные компоненты на 25–50%. Примером контрастной минерализации может служить распределение катагенетических образований в песчаниках пласта БУ_{10–11}. Фоновые катагенетические минералы в них представлены регенерационным кварцем, более поздним по отношению к нему каолинитом и спорадическими выделениями кристаллического кальцита в центре пор. Открытая пористость таких коллекторов 12–18% и регулируется в значительной мере размерами зерен, степенью их отсортированности.

Таблица I

Характер преобразований и физические свойства коллекторов
Талинского месторождения

Скважи- на	Глубина, м; пласт	Тип песчаника	Структурно-минераль- ные новообразования	П _{от} , %	Плотность, г/см ³
115	2511; ЮК ₅	Аркозовый, карбо- натно-глинистый	Фоновые прогрес- сивно-катагенети- ческие	6,5	2,48
105	2707; ЮК ₁₀	Кварцевый, каоли- нитизированный	Наложенные гидро- термальные	11,4	2,34
105	2715; ЮК ₁₀	Окварцованный с прожилками битума	Постгидротермаль- ные на ВНК	8,7	2,40

В результате изменений, связанных с наложенными процессами в пределах прогрессивных древних ВНК, открытая пористость в окварцованных коллекторах 10–15%, в карбонатизированных 2–6%, в выщелоченных разностях 17–20%.

Рассмотренную часть подзоны мезокатагенеза можно назвать интервалом контрастных преобразований, в котором наряду с первично-реликтовыми коллекторами возникают вторично-поровые типы, что приводит к значительному разбросу величин пористости и проницаемости и к следующим интегральным характеристикам коллекторов группы БУ: открытая пористость составляет 15% на градации MK_2 и 13% — на градации MK_3 . Проницаемость таких пород изменяется значительно: от 130 до 1 мД.

На градациях МК₂-МК₃ в нижнеюрских отложениях Талинского нефтяного месторождения, помимо преобразований, аналогичных вышеописанным, установлены следы гидротермальной переработки пород-коллекторов шеркалинской пачки, выраженные каолинитизацией коллекторов, и окварцованные постгидротермальные разности, возникшие на древнем ВНК [Карнюшина, 1996а]. В итоге этих процессов емкостные свойства исследованных терригенных пород повысились (табл. 1).

Нижняя часть подзоны мезокатагенеза и подзона апокатагенеза установлены в юрских отложениях Уренгойского мегавала. На градациях MK_3 – MK_5 (3500–5000 м) в песчано-алевритовых породах субугленосной формации на фоне неравномерного распространения диагенетической цементации сидеритом наблюдаются гнезда с каолинитовым и кварцевым цементом. Роль последнего возрастает вниз по разрезу подзоны, где среди катагенетических минералов появляются альбит, хлорит и гидрослюды. Центральные части пор содержат кристаллический кальцит, который часто в различной степени корродирован. Для юрских отложений в нижней части подзоны мезокатагенеза характерно обилие микротрещин, частично кальматированных битумом. Таким образом, трещинно-поровое пустотное пространство пород-коллекторов имеет здесь катагенетическую природу. Среднее значение $\Pi_{\rm от}$ песчано-алевритовых пород снижается от 13,1 на градации MK_3 до 5,5% на MK_5 .

У юрских аргиллитов значительно преобладают гидрослюды и заметна роль гидрослюдисто-монтмориллонитовых смешанослойных минералов

[Ушатинский, 1988]. Среднее значение плотности аргиллитов изменяется в пределах градаций MK_3 , MK_4 , MK_5 от 2,53 до 2,51 и до 2,57 г/см³, соответственно. Аналогичный состав, такую же и более высокую плотность имеют аргиллиты неокома, находящиеся на градации MK_2 в условиях меньших глубин и температур. Недоуплотненность аргиллитов юры на градациях MK_3 – MK_5 объясняется затрудненностью оттока флюидов из мощной субугленосной толщи. Следы частичной разгрузки флюидов в подчиненные по толщине породы-коллекторы фиксируются прожилками битуминозного вещества, коррозией и грануляцией регенерированного кварца, кристаллизацией карбонатов в порах и прожилках. Новообразованный кальцит корродирован и частично выщелочен.

В подзоне апокатагенеза, на глубине более 5000 м, в глинистом цементе распространенных здесь кварцевых граувакк преобладают гидрослюды. Каолинит и гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы содержатся в примерно равных соотношениях, хлорит имеет подчиненное значение. В результате спорадически развитых явлений грануляции регенерационных кварцевых каемок, выщелачивания кальцита и трещинообразования открытая пористость граувакк изменяется от 3 до 10%. Это свидетельствует о формировании вторичной емкости коллекторов в подзоне апокатагенеза.

На северном борту Каракумского бассейна, в Дарьялык-Дауданском прогибе, раннеюрско-оксфордские терригенные отложения мощностью до 1500 м слагают нижний структурный этаж плитного чехла. Основная часть этих отложений относится к континентальной субугленосной формации ранней юры—байоса (1000 м). Выше залегают сероцветная прибрежно-морская песчаная формация позднего байоса—среднего бата (200—250 м) и пестроцветная карбонатно-алеврито-глинистая формация позднего бата—оксфорда мощностью до 400 м, образовавшаяся в переменных лагунных и прибрежно-морских условиях. После предтитонского и преднеокомского перерывов в условиях преимущественного погружения сформировались толщи титонско-нижнемиоценового и среднемиоцен-среднеплиоценового структурных этажей суммарной мощностью до 2000 м, перекрытые повсеместно позднеплиоценовыми и четвертичными осадками.

Основные типы пород юрских формаций представлены мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и песчано-алеврито-глинистыми смешанными разностями, насыщенными обугленными растительными остатками и пропластками углей. Крупно- и грубообломочные терригенные породы тяготеют к основаниям субугленосной и песчаной формаций. Степень полимиктовости обломочных пород возрастает вверх по разрезу. В составе их цемента преобладает глинистое вещество, реже наблюдается карбонатный, сульфатный и кварцевый цемент. В пестроцветной формации, помимо терригенных пород, присутствуют доломиты, биохемогенные и хемогенные известняки.

Катагенетические преобразования юрских отложений, исследованных на глубинах 1250-3000 м, связаны с окончанием градации ΠK_2 — началом градации MK_4 . Пластовые давления на рассматриваемых глубинах близки к гидростатическим, температура изменяется от 60 до 125-130 °C и ниже максимальных палеотемператур на 15-20 °C. Особенностью зоны катагенеза в северной части Каракумского НГБ является региональное замещение вод-

ных растворов в проницаемых горизонтах гумидных формаций десцендентными рассолами. Рассолы имеют хлоридно-кальциевый состав, их минерализация в водоносном юрском комплексе возрастает сверху вниз от 185 до 237 г/л. При испытаниях из проницаемых пластов юрских формаций были получены притоки нефти и газа. Промышленные скопления газа установлены в отложениях келловея на южном борту Дарьялык-Дауданского прогиба.

Изученная часть подзоны протокатагенеза (1250–1700 м) охватывает карбонатно-терригенную и песчаную формации в стратиграфическом объеме от среднего бата до оксфорда. Преобразования песчано-алевритовых пород выражены здесь уплотнением упаковки зерен, формированием рассеянной доломитизации, огипсованием и инкрустационными выделениями целестина. Его микрокристаллы неравномерно нарастают на обломочные и более ранние аутигенные образования, усложняя форму поровых каналов. В мелкозернистых песчаниках нижней части подзоны протокатагенеза отмечено появление конформных межзерновых контактов. Повсеместно присутствуют регенерированный кварц и калиевые полевые шпаты, что приводит к относительно пониженным емкостным характеристикам олигомиктовых песчаников по сравнению с кварцевыми граувакками. Эта тенденция сохраняется и на последующих градациях катагенеза [Карнюшина, 1986].

В подзоне мезокатагенеза, на градации МК₁ (низы песчаной и верхняя часть субугленосной формаций на глубинах 1700—2200 м), в песчаниках усиливаются проявления регенерации обломочных зерен. Наряду с преобладающими конформными контактами отмечены структуры инкорпорации. В аркозах наблюдается гидратизированный биотит, замещаемый хлоритом и пиритом. В цементе аркозов установлен новообразованный каолинит. Для граувакк типичен хлоритовый пленочный цемент. Повсеместно встречаются аутигенные титанистые минералы и выделения сидерита, образующего каемки крустификации и микроконкреции. Среди сульфатов, помимо гипса и целестина, в крупно- и среднезернистых песчаниках установлен неравномерный поровый ангидритовый и баритовый цемент.

На градациях МК₂ (2200–2700 м) и МК₃ (2700–3000 м), охватывающих отложения субугленосной формации, отмечены следы сопряженных процессов коррозии и регенерации кварца, аутигенные выделения которого иногда заполняют поры. Участками наблюдаются остаточные карбонаты, корродирующие обломочные зерна. Глинистые минералы цемента представлены гидрослюдами и хлоритом. В пределах этой градации, при 100–110 °С, среди вторичных сульфатов в глинисто-алевритовых породах появляется бассанит. В крупно- и среднезернистых песчаниках поры частично заполнены баритом.

В основании юрского разреза, на границе градаций MK_3 и MK_4 , зерна кварца в песчаниках раздроблены многочисленными трещинами. Характерны сутуровидные контакты, на поверхности которых обособляются чешуйки серицитоподобных слюд.

В целом вниз по разрезу зоны катагенеза количество минеральных новообразований сокращается. Это связано, с одной стороны, с существенно кварцевым исходным составом обломочных пород и, с другой, – ингибирующим влиянием рассолов, которые тормозят растворение кварца под давле-

нием. Компенсацией возрастающего давления в таком случае является интенсивное внутризерновое трещинообразование, свидетельствующее о формировании вторичных дилатантных коллекторов на границе градаций MK_3 и MK_4 .

Терригенные породы с обильным седиментационным глинистым цементом расслоены уплотненными глинами и аргиллитами, образуя локальные флюидоупоры. В составе тонких фракций этих пород установлены гидрослюда, хлорит, каолинит и гидрослюдисто-монтмориллонитовые смешанослойные минералы. Присутствие последних в составе глинистых пород сказывается на величине объемной плотности, среднее значение которой в таких разностях изменяется от 2,3 на градации ΠK_3 до 2,45 г/см³ на градации MK_2 . В хлорит-гидрослюдистых аргиллитах плотность в пределах этих градаций возрастает от 2,40 до 2,50, на градации MK_3 — до 2,60 г/см³.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

В бассейнах Западной Камчатки (см. рис. 1) были изучены олигоценмиоценовые отложения, в толще которых выделены группа морских терригенно-туффито-кремнистых геосинклинальных формаций олигоцена—среднего миоцена суммарной мощностью более 2500 м и паралическая туффитовая угленосная и морская туффито-песчаная молассы среднего—верхнего миоцена суммарной мощностью до 2000 м.

Основные типы вулканогенно-осадочных пород указанных формаций представлены туфами, тефроидами, орто- и паратуффитами. Коллекторы характеризуются преимущественно песчано-алевритовыми структурами. Флюидоупоры сложены туфоглинами и туфоаргиллитами либо полностью вторично глинизированными туффитами с реликтовыми песчано-алевритовыми структурами. Туфокремнистые породы могут играть переменную роль флюидоупоров либо коллекторов в зависимости от соотношения породообразующих компонентов и характера вторичных преобразований. Эти породы характеризуются постоянным присутствием форменных остатков на фоне преобладающей или второй по значению криптобиогенной и/или абиогенной основной кремнистой массы. При этом количество остатков диатомей убывает в ряду от туфодиатомитов и туфоопок к перекристаллизованным туфоопокам и опоковидным туфосилицитам. Характерно также присутствие переходных разностей между туфодиатомитами и туфоаргиллитами, выделяемых в качестве смешанных пород – алевропелитовых кремнисто-диатомовых туффитов [Карнюшина, 1988].

Тефрогенная составляющая постепенно обогащает олигоцен-миоценовые отложения вверх по разрезу. Ее роль повышена в формациях Голыгинского прогиба, входящего в состав Южно-Охотского бассейна. Отложения Колпаковского и Ичинского прогибов в Охотско-Камчатском бассейне характеризуются преобладанием группы туффитов.

В Охотско-Камчатском бассейне вскрытая мощность кайнозойских формаций более 4000 м (рис. 3). Вниз по разрезу олигоцен-миоценовых отложений минерализация подземных вод возрастает от 3,5 до 19 г/л и характеризуется сменой гидрокарбонатно-натриевых растворов хлоридно-кальциевыми. Промышленная продуктивность вулканогенно-осадочных толщ

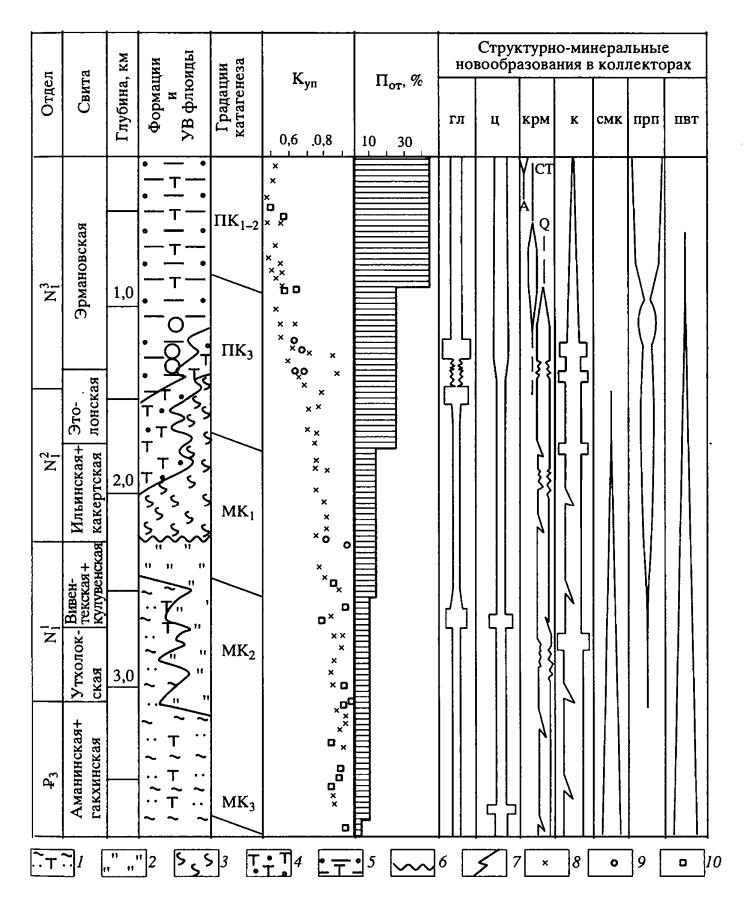


Рис. 3. Зональность катагенеза и преобразований коллекторов вулканогенно-осадочных формаций Колпаковского прогиба

I-5 — формации: I-3 — геосинклинальные (I — туффито-терригенная, 2 — туффито-кремнистая, 3 — туффито-диатомитовая), 4-5 — молассы (4 — туффито-песчаная, 5 — туффито-угленосная); 6-7 — границы: 6 — несогласного залегания, 7 — взаимозамещений; K_{yn} : 8 — для туффитов, 9 — для туфосилицитов, 10 — для туфо-аргиллитов. ц — цеолиты, крм — формы кремнезема (A — опал-A, CT — опал-CT, Q — халцелон и кварц). Другие обозначения см. на рис. 2

установлена в наиболее погруженном Колпаковском прогибе, где с отложениями средне-позднемиоценовой молассы связаны залежи газа. К группе терригенно-туффито-кремнистых формаций приурочены залежи газоконденсата и притоки нефти. Последние наиболее характерны для терригенных формаций палеогена в северной части бассейна.

Подзона протокатагенеза прослежена в формациях верхнего и среднего миоцена на глубинах от 300–400 до 1500–1700 м, где современная температура 80 °С. Открытая пористость песчаных и алевролитовых туффитов убывает в этом интервале от 46 до 20%. Ее средние значения в туффитах составляют 40% в пределах градации ПК₁₋₂ и 30% – на градации ПК₃. Основные аутигенные минералы в вулканогенно-осадочных породах этой подзоны – монтмориллонит, клиноптилолит и реже десмин, а также карбонаты. Наиболее интенсивная монтмориллонитизация присуща непродуктивным породам-коллекторам. Кластические компоненты этих пород покрыты несколькими (до 5 и более) концентрически нарастающими пленками аутигенных глинистых минералов, которые закрывают межпоровые каналы. Пленки часто закрывают каналы между порами, которые полностью выполнены агрегатами цеолитов. Все это в совокупности сильно сокращает открытую пористость пород.

Под действием наложенных процессов на уровнях современных и древних газоводяных контактов Кшукского конденсатногазового месторождения, помимо интенсивной глинизации и цеолитизации туффитов, образуются карбонаты. Они в различной степени (нередко до 50–60%) замещают каркас и цемент пород-коллекторов, образуют зернисто-лапчатые агрегаты и сферолиты, характерные для концентрированных форм структурно-минеральных новообразований. В газонасыщенных пластах аутигенное глинообразование выражено слабее, и вокруг обломочных зерен наблюдаются одно- и двукратные глинистые аутигенные пленки, частично крустифицированные цеолитами, которые не закрывают полностью поры и соединяющие их каналы. Неравномерное распределение рассеянных и концентрированных форм СМН вызывает контрастное распределение открытой пористости, варьирующей в пределах продуктивных пластов от 5 до 35%.

В туфокремнистых породах терригенно-туффито-кремнистой группы формаций подзоны протокатагенеза установлена вертикальная зональность био- и хемогенных структур и состава породообразующего кремнезема. Туфодиатомиты с преобладанием опаловых форм SiO_2 в их составе залегают до глубин 200—300 м, отвечающих 25 °C. При 25—65 °C (глубины от 200—300 до 600—1000 м) наблюдается постепенный переход туфодиатомитов в туфоопоки с опал-кристаболитовыми формами кремнезема. Ниже 65 °C, в пределах градации ΠK_2 ($R_a = 6,2\%$) происходит смена туфоопок их перекристаллизованными разностями, в которых преобладают кварц-халцедоновые формы кремнезема. Физические свойства туфосилицитов в указанных выше интервалах изменяются следующим образом: $\Pi_{\rm от}$ — от 53 до 20%, объемная плотность — от 1,0 до 1,83 г/см³, $K_{\rm пр}$ — от 0,3 до 0,04 мД. Таким образом, флюидопроводящие свойства туфокремнистых пород уже на самых ранних градациях катагенеза могут быть обеспечены только трещиноватостью.

Подзона мезокатагенеза в Ичинском и Колпаковском прогибах охватывает терригенно-туффито-кремнистые формации олигоцена-среднего мио-

цена и терригенные формации эоцена. Градация MK_1 выделена на глубинах от 1500—1700 до 2500 м (современная температура 65—110 °C). Градация MK_2 в полном объеме находится на глубинах 2500—3700 м в условиях современных температур 110—140 °C, градация MK_3 пройдена скважинами на первые несколько метров. Пластовые давления в указанных интервалах близки к гидростатическим.

Сверху вниз в пределах рассматриваемой подзоны мезокатагенеза возрастает количество терригенного породообразующего материала, что при одновременном усилении воздействия термобарических факторов приводит к снижению роли аутигенного монтмориллонита и смешанослойных глинистых минералов, к преобладанию десмина и появлению ломонтита в составе цеолитов.

Открытая пористость туффитов в подзоне мезокатагенеза снижается от 30 до 2%. Средние значения пористости составляют в пределах градаций: $MK_1 - 15$, $MK_2 - 10$, $MK_3 - 3\%$. K_{np} туффитов обычно в пределах десятых и сотых долей, реже достигает первых единиц и десятков миллидарси. С глубины около 2000 м в различных типах пород наблюдается трещиноватость, особенно характерная для перекристаллизованных туфоопок, средняя пористость которых в подзоне мезокатагенеза 5,5%.

Таким образом, реликтово-первичная пористость вулканогенно-осадочных и терригенных пород Охотско-Камчатского бассейна редуцируется в подзопе протокатагенеза. Здесь же в породах-коллекторах появляются первые признаки формирования вторичного пустотного пространства. В подзопе мезокатагенеза распространены порово-трещинные и трещинные коллекторы.

В Южно-Охотском бассейне преобразования непродуктивных кайнозойских толщ, изученных в Голыгинском прогибе, соответствуют градациям ПК₁-МК₂ на глубинах 400–3550 м, где современная температура до 148,6 °C.

Подзона протокатагенеза распространена до глубины 1580 м. Преобразования туфов и туффитов средне-позднемиоценовой молассы обусловлены рассеянными формами СМН и аналогичны вышеописанным для непродуктивных отложений Охотско-Камчатского бассейна. Среднее значение открытой пористости этих пород снижается в пределах подзоны от 42 до 30%. На глубинах более 1000 м отмечаются сильно трещиноватые туфы, в готорых, по данным Н.И. Бугаевой (1982 г.), на 1 м приходится более 600 трещин.

В подзоне мезокатагенеза находятся в основном отложения терригеннотуффито-кремнистой группы формаций, проницаемые пачки которых подверглись воздействию наложенных гидротермальных процессов в конце среднего миоцена перед накоплением туффитовой песчаной молассы. Катагенетическое несогласие, установленное на глубине около 1800 м, характеризуется скачком значений $R_{\rm a}$ витринита от 7,1 до 7,5%, причем последнее из них отмечено в серии замеров до глубины 2550 м, что можно рассматривать как результат одновременного прогрева толщи термальными растворами. В структурно-минеральных новообразованиях также отмечены значительные изменения. Выше указанного уровня распространены рассеянные формы СМН, в том числе клиноптилолит, частично крустифицирующий обломочные компоненты туфов. Ниже, на глубине 1863 м, туфы замещены цео-

литовым агрегатом, в состав которого входит ломонтит. В цеолитолитах гидротермально преобразованной части разреза наблюдалась последовательность кристаллизации минералов, аналогичная описанной Н. Рычаговым, Н.С. Жатнуевым, А.Д. Коробовым и др. [Структура..., 1993] в структуре Паужетской гидротермальной системы на Южной Камчатке. Установлено, что кварц-ломонтитовая ассоциация пропилитов, формирующаяся при температуре выше 190 °С, сменяется более поздними выделениями морденита, который образуется при 135–90 °С. Затем появляется клиноптилолит в ассоциации с монтмориллонитом, образующисся при 110–80 °С, что соответствует современному термическому режиму (температура на глубине 1863 м ныне 92,7 °С).

Ломонтит-халцедон-морденитовые и хлорит-ломонтитовые метасоматиты охарактеризованы керном на глубинах 3100—3200 м в пределах градации МК₂, вскрытой в интервале 2550—3550 км. Сравнение физических свойств образцов из интервалов с рассеянной и концентрированной формами цеолитизации показывает, что при незначительной разнице в величинах открытой пористости (25% на глубине 1230 м в туфах с аутигенным клиноптилолит-монтмориллонитовым цементом и 20% на глубине 3140 м в туфах, замещенных ломонтит-халцедон-морденитовыми новообразованиями) проницаемость под влиянием дилатансии возрастает от 7 до 57 мД.

Туфокремнистые породы, находящиеся в подзопе мезокатагепеза, до глубины 2200 м представлены туфоопоками. Ниже распространены их перекристаллизованные разности и опоковидные туфосилициты. Эти породы в различной степени пиритизированы, карбонатизированы и пронизаны трещинами, кальматированными битуминозно-глинистым веществом. Наиболее интенсивная карбонатизация наблюдается на контакте кремнистых пород с песчаными и алевролитовыми туфами и туффитами. Открытая пористость карбонатизированных разностей не превышает 4 при средних значениях 14,5% для всей группы этих пород. $K_{\rm np}$ обычно составляет десятые и сотые доли миллидарси. В трещиноватых разностях в пределах градации ${\rm MK_1}$ проницаемость туфокремнистых пород 180, в пределах градации ${\rm MK_2}$ – $72~{\rm M}$.

Таким образом, зона катагенеза в отложениях Голыгинского прогиба только в своей верхней части (градации ΠK_{1-2} – $M K_1$), до глубины около 1800 м, обладает чертами, обычными для осадочных бассейнов. Рассеянная фоновая минерализация прогрессивного катагенеза и механическое уплотнение отражены в постепенном снижении емкости пород-коллекторов, обладающих реликтово-первичным пустотным пространством, постепенное сокращение которого дает основание для выделения интервала декрементных (лат. decrementum – убавление) коллекторов.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ТИПЫ КОЛЛЕКТОРОВ

Разнообразие условий катагенеза в рассмотренных районах Западно-Сибирского, Каракумского, Охотско-Камчатского и Южно-Охотского бассейнов отражено в ряде показателей, сравнение которых проведено в пределах подзон позднего протокатагенеза и мезокатагенеза (табл. 2).

 Таблица 2

 Параметры катагенетической зоиальности Туранского и Охотского типов

		Подзоны прото- и мезокатагенеза			
Тип зональиости (состав, возраст формаций)	Нефтегазоносный бас- сейн, район исследова- иий	Градации; глубина, км; температура, °С	Толщина градаций, м	Ско- рость погру- жения, м/млн лет	Гра- диент <i>R</i> _a , %/км
	Западио-Снбирский				
	Уренгойский мегавал	$\Pi K_3 - M K_5$;	300-500	42	1,50
Туранский (тер-		2,2–5,0; 60–145			
ригенные, ме-	Красноленинский	$\Pi K_3 - M K_5;$	250–650	18	1,35
зозойские)	свод Каракумск нй	1,4–3,0; 60–120			
	Дарьялык-Даудан-	ПК3-МК4;	300–500	40	1,60
	ский прогиб	1,4–3,1; 70–130	300 300	.0	2,00
	Охотско-Камчатский				
Охотский (вул-	Ичинский, Колпаков-	$\Pi K_3 - MK_3$;	700–1200	100	0,75
каногенно-оса-	ский прогибы	1,0-3,7; 60-140			
дочные, кайно-	Южно-Охотский				
зойские)	Голыгинский прогиб	ΠΚ₃-ΜΚ₂ ; 1,0–3,5; 65–150	600–1000	135	0,72

С учетом динамики изменений емкостных свойств пород-коллекторов в пределах градаций ΠK_3 – $M K_3$ выделены Туранский и Охотский типы катагенстической зональности [Карнюшина, 1985]. Туранский тип выделен в Дарьялык-Дауданском прогибе Каракумского бассейна, где непродуктивные юрские терригенные отложения начали погружаться в зону катагенеза около 150 мли лет назад. Толщины градаций в этом типе не превышают 500 м, средний градиент сокращения открытой пористости песчано-алевритовых пород 1%/100 м, градационный показатель этого параметра ($\Pi_{\rm от}$, $\%/0,1R_{\rm a}$) 1,0–0,3.

Катагенетическая зональность Охотского типа характеризуется толщинами градаций, превышающими 600–700 м и нередко достигающими более 1200 м. Этот тип зональности первоначально выделен по материалам изучения в Охотско-Камчатском бассейне непродуктивных и не подвергшихся гидротермальным воздействиям вулканогенно-осадочных олигоцен-миоценовых отложений, погружение которых в зону катагенеза началось не более 35–37 млн лет назад. Градиент сокращения открытой пористости песчаных и алевролитовых туффитов 1,5%/100 м; показатель $\Pi_{\rm or},~\%/0,1R_{\rm a}$ от 5,0 на градации ΠK_3 до 1,0 на градации $M K_3$.

Возможно, вариации в толщинах градаций платформенных и геосинклинальных формаций могут быть в некоторой мере обусловлены теплопроводностью пород (при условии близких значений плотности тепловых потоков). Средняя теплопроводность туфов 2,3 Вт/(м \times K), а терригенных пород – 1,63 Вт/(м \times K). Средняя плотность современных тепловых потоков на рассмотренных территориях 53—65 мВт/м² [Карнюшина, 1996б].

Терригенные формации

Вулканогенно-осадочные формации

Нефтегазоносные бассейны

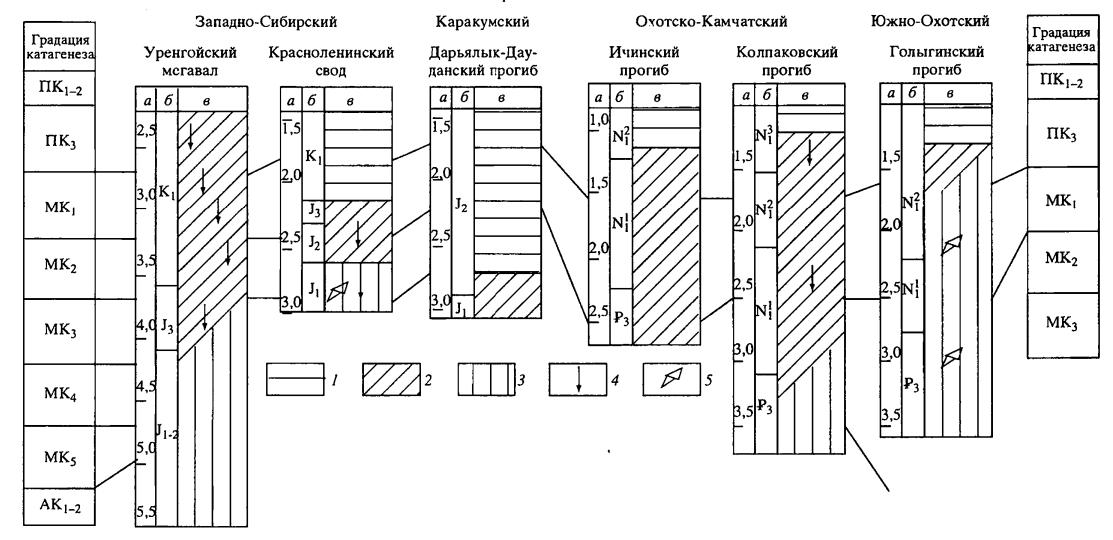


Рис. 4. Зональность катагенеза и типов коллекторов

а – глубина, км; б – возраст отложений; в – типы коллекторов (*I* – реликтово-первичные, *2* – смешанные, *3* – вторичные) и проявления наложенных процессов (*4* – на водонефтиных и газоводных контактах, *5* – под действием гидротерм)

Распределение типов коллекторов в зоне катагенеза зависит от характера преобразований отложений, которые интенсивнее в вулканогенно-осадочных толщах, чем в терригенных, и проявления наложенных процессов (рис. 4). Рассеянные СМН катагенетической природы обусловливают декрементную тенденцию снижения емкости коллекторов, что характерно для непродуктивных отложений.

В терригенной толще Туранского типа зональности явные признаки вторичного пустотного пространства появляются лишь в нижней части разреза, на глубине более 2700 м (градация MK_3). В вулканогенно-осадочной толще Охотского типа зональности наряду с интенсивным сокращением первичной пористости отмечается выщелачивание метастабильных компонентов и образование трещин уже на глубине немногим более 1000 м, в пределах подзоны протокатагенеза.

Наложенные процессы вызывают широкое развитие концентрированных форм структурно-минеральных новообразований. Их формирование в продуктивных терригенных отложениях Западно-Сибирского бассейна обусловливает появление вторичного пустотного пространства на глубинах менее $2500 \, \text{м}$ (градации $\Pi K_3 - M K_1$). В гидротермально измененных вулканогенно-осадочных породах Южно-Охотского бассейна с глубины $1800 \, \text{м}$ (градация $M K_4$) прослеживаются трещинные коллекторы.

В Прикаспийском бассейне структурно-минеральные новообразования в карбонатной формации каменноугольного возраста (градация MK_2) распределены в разрезе нефтяного месторождения Кожасай зонально (рис. 5).

Поликомпонентная зона СМН толщиной до 500 м охватывает надпродуктивную пачку и характеризуется полнопроявленной минерализацией, преобладанием вторичных структур и текстур, обусловленных прогрессивным и соляным катагенезом, а также эмиграцией УВ из залежи. Поры, трещины и стилолиты кальматированы доломитом, сульфатами, минералами кремнезема, сульфидами и оксидами железа, органо-глинистым веществом, кальцитом, пропитанным битумом. Открытая пористость известняков не превышает 1,5%, $K_{yn} = 0.95 \div 0.98$.

Олигокомпонентная зона СМН толщиной до 280 м отвечает нефтегазонасыщенной части продуктивной пачки. Вторичные минералы представлены здесь кальцитом, изредка отмечается доломит и глобулы пирита. Агрегатно-рассеянная и кружевная микротекстуры соответствуют фоновым катагенетическим преобразованиям карбонатного вещества. Уровню древнего прогрессивного ВНК отвечает трещинно-кавернозный прослой повышенной пористости (до 11%), в котором $K_{yn} = 0.84$ на фоне значений, превышающих 0,90.

Контрастно-компонентная зона СМН вскрыта на толщину 290 м. Она охватывает водонасыщенную часть продуктивной пачки и подстилающие подпродуктивные отложения. Здесь установлены "парные" пласты сплошной перекристаллизации и выщелачивания, отвечающие уровню стабилизации древнего ВНК. Открытая пористость известняков в зоне составляет 1,5–6%, $K_{yn} = 0.90 \div 0.98$.

Таким образом, преобразование осадочных формаций сопровождается различными тенденциями изменения пород-коллекторов (рис. 6).

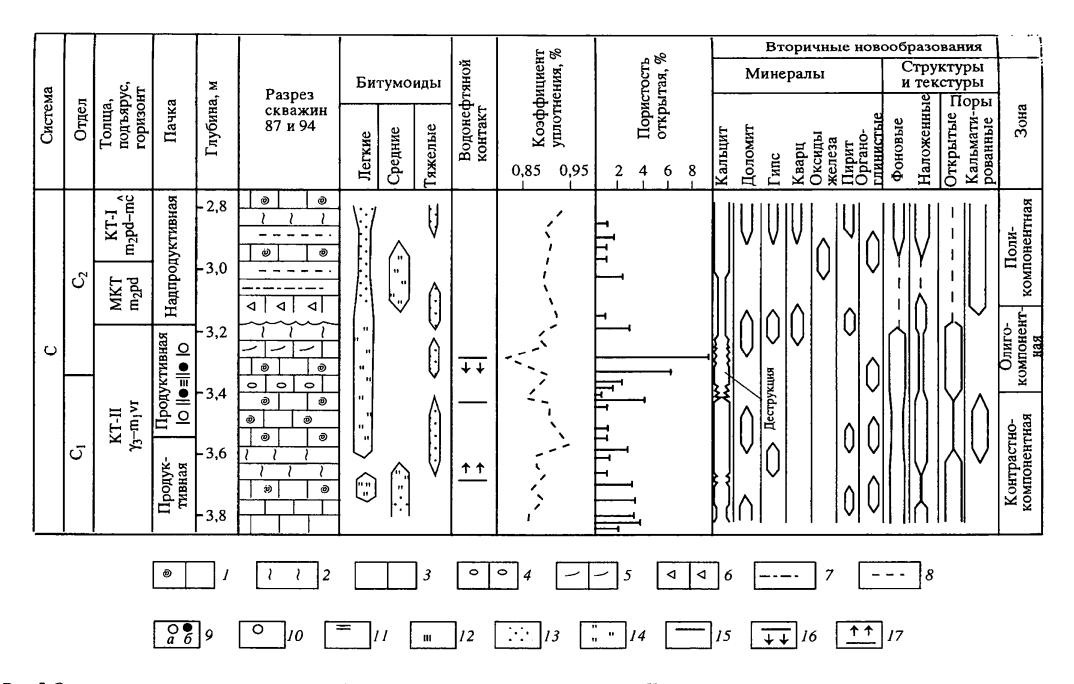


Рис. 5. Зональность вторичного состава и свойств карбонатных пород месторождения Кожасай 1-6 – известняки: 1 – органогенно-обломочные, 2 – водорослевые, 3 – сгустковые, 4 – оолитовые, 5 – интракластовые, 6 – обломочные; 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – газ (а) и нефть (б); 10 – вода; 11 – подошва флюида; 12 – межпродуктивная пачка; 13–14 – насыщение минеральной матрицы битумоидами: 13 – селективное, 14 – полное; 15–17 – водонефтяной контакт: 15 – современный, 16–17 – древний (16 – прогрессивный, 17 – регрессивный)

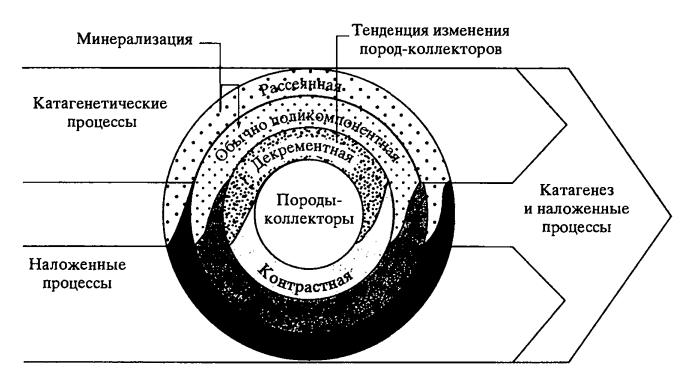


Рис. 6. Типы минерализации и изменений пород-коллекторов

Соотношение фоновых и наложенных процессов в осадочных толщах различного состава контролирует особенности распределения типов коллекторов в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, проект 00-05-64681.

ЛИТЕРАТУРА

Бурлин Ю.К. Нелинейные проявления литогенеза в осадочных бассейнах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1995, № 2. С. 19–27.

Геология нефти и газа Западной Сибири // А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. М.: Недра, 1975. 679 с.

Дмитриевский А.Н. Системный подход в геологии нефти и газа. Общие принципы использования системного подхода в геологии // Геология нефти и газа. 1993, № 10. С. 2–4.

Карнюшина Е.Е. Типы катагенеза в геосинклинальных и платформенных нефтегазоносных бассейнах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1985, № 4. С. 43–51.

Карнюшина Е.Е. Оценка катагенеза при литологических исследованиях нефтегазоносных бассейнов // Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Обзор. М., ВИЭМС, 1986. 50 с.

Карнюшина Е.Е. Вулканогенно-осадочные породы нефтегазоносных бассейнов Северо-Востока СССР. М.: Изд-во МГУ, 1988. 105 с.

Карнюшина E.E. Роль вторичной минерализации в изменении свойств коллекторов // Нефтегазоносные и угленосные бассейны России (к 75-летию проф. В.В. Семеновича). М.: Изд-во МГУ, 1996а. С. 129–143.

Карнюшина Е.Е. Термобарические и гидрогеологические условия зоны катагенеза нефтегазоносных бассейнов // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзор. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1996б. 37 с.

Лебедев Б.А., Аристова Г.Б., Бро Е.Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1976. 132 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 361).

Лукин А.Е., Гарипов О.М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений среднеширотного Приобья // Литология и полезные ископаемые. 1994, № 5. С. 65–85.

Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна / М.Я. Рудкевич, Л.С. Озеранская, Н.Ф. Чистякова и др. М.: Недра, 1988. 304 с.

Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

Соколов Б.А. Автоколебательная модель нефтеобразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1990, № 5. С. 3–17.

Структура гидротермальной системы // С.Н. Рычагов, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов и др. М.: Наука, 1993. 298 с.

Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.Д. Энергетика осадочного процесса. М.: Наука, 1989. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 418).

Ушатшнский И.Н. Состав и особенности формирования фильтрационно-емкостных свойств пород глубоких горизонтов Уренгойского района // Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных пород глубоких горизонтов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1988. С. 82–95.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).

Щепеткин Ю.В., *Рыльков А.В.* Геохимия природной системы порода – вода – нефть (газ) в связи с исследованием процессов формирования углеводородных систем // Геохимия природной системы порода – органическое вещество – вода – нефть (газ). Тюмень: ЗапСиб-НИГНИ, 1984. С. 100–110 (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 191).

Япаскурт О.В., Фролов В.Т., Горбачев В.И. и др. Особенности постседиментационных преобразований раннемезозойских терригенных пород Ново-Уренгойской сверхглубокой скважины // Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1992. Т. 67. Вып. 1. С. 73–84.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ АСЕЙСМИЧНЫХ ХРЕБТОВ И АККРЕЦИОННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Б.П. Золотарев, А.В. Артамонов, В.А. Ерощев-Шак, В.Б. Курносов

Асейсмичные хребты — важный структурный элемент в строении океанической коры, сформированный в пострифтогенную стадию ее эволюции. Наряду с другими вулканическими поднятиями (симаунты, гайоты) хребты занимают не менее 35% площади океанического дна. В морфологическом отношении это линейно вытянутые поднятия протяженностью 700–5000 и шириной 200–400 км. Высота хребтов над окружающими их абиссальными плитами 1500–4000 м. Хребты сложены вулканитами основного состава, которые перекрыты осадочными и вулканогенно-осадочными глинисто-карбонатными и туфогенными породами. При их подводной и субаэральной денудации обломочный вулканогенный материал поступает в зоны осадконакопления и значительно влияет на состав формирующихся осадков. Определяющим признаком данного типа структур является отсутствие сейсмической активности, что отразилось в его названии. По имеющимся возрастным оценкам (стратиграфическим и абсолютным), хребты возникли 30–110 млн лет назад. Р. Экинян отнес к категории асейсмичных следующие поднятия и хребты: Фарреро-Исландский, Съера-Леоне, Сеаре, Рио-Гранде, Китовый, Восточно-Индийский (хребет 90°), Кокос, Карнеги, Наски. Степень их изученности неодинакова, и лишь некоторые (Фарреро-Исландский, Китовый, Восточно-Индийский и Рио-Гранде) разбурены по программам глубоководного бурения DSDP и ODP. Статья посвящена петролого-геохимическому сравнению Восточно-Индийского (хребет 90°) и Китового (Атлантический океан) асейсмичных хребтов, являющихся наиболее яркими представителями этого типа тектоно-магматических структур океана.

КИТОВЫЙ ХРЕБЕТ

Краткая геолого-петрографическая характеристика. Китовый хребет – один из самых значительных по протяженности поднятий в южной части Атлантического океана. Он растянулся примерно на 3000 км с юго-запада от 13° з.д. на северо-восток до шельфовой зоны Намибии. Геоморфологически хребет представляет собой серию отдельных линейно-вытянутых в плане подводных гор. Юго-западная часть хребта получила название провинции гайотов. Она находится восточнее островов Гоф и Тристан да Кунья. Восточнее 2° в.д. расположена монолитная часть хребта на едином цоколе севе-



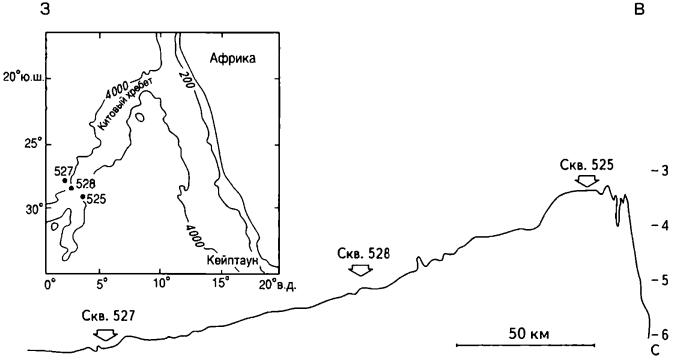


Рис. 1. Расположение скважин PSDP в центральном сегменте Китового хребта [20]

ро-восточного простирания. Юго-восточный склон хребта в отдельных участках имеет эскарпообразную форму. По данным геофизических исследований, вулканическое основание хребта в зоне шельфа постепенно погружается. В Намибии и Анголе вулканизм проявлен серией щелочных базальтовых комплексов, меланонефелинитов с карбонатитами, кимберлитов и долеритов. Глубоководное бурение, проведенное в 39-м и 40-м рейсах судна "Гломар Челенджер", не достигло фундамента и в северо-восточной части хребта вскрыло осадочные породы, включающие в себя (снизу вверх) известняки и калькарениты, мергелистые известняки, мергелистый мел и фораминиферо-нанофоссилиевые илы. Наиболее древние из вскрытых пород (скв. 363) – известняки и калькарениты верхнего апта. В юго-западной части хребта скв. 359 вскрыты вулканические брекчии и перекрывающие их трахитовые верхнеэоценовые туфы. Многочисленные драгирования с отдельных подводных гор хребта показали, что в их строении участвуют щелочные оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, вулканические шлаки и пемзы. Из отдельных разломных зон хребта подняты субафировые толеитовые базальты. Мы изучили 27 образцов базальтов из скв. 525, 527, 528, пробуренных в 74-м рейсе судна "Гломар Челенджер" в центральном сегменте Китового хребта. Скважины расположены вкрест простирания хребта от грсбневой части (скв. 525) до подошвы северо-западного склона (скв. 527) (рис. 1). Возраст базальтов этого участка хребта маастрихтский (табл. 1).

Этими скважинами вскрыто 5-8 маломощных эффузивных потоков верхней части разреза. Среди них преобладают афировые и редко порфировые базальты. Наименее распространены порфировые. При этом выявлена следующая закономерность. Базальты, слагающие гребневую часть хребта (скв. 525), представлены главным образом афировыми разностями. Степень порфировости вулканитов нарастает вниз по склону хребта (скв. 528) и достигает максимума в породах его основания (скв. 527). Эффузивы чаще

Таблица 1
Положение и характеристика скважин Китового хребта

№ скв.	Координаты, ю.ш., в.д.	Глубина океана, м	Возраст перекры- вающих осадков	Мощность вскры- тых базальтов, м
525	29°04,24′ 02°59,12′	2467	Ранний маастрихт	103,5
527	28°02,49′ 01°45,80′	4428	Средний маастрихт	43,0
528	28°31,49′ 02°,19,44′	3800	То же	80,5

всего неполностью раскристаллизованы. Практически все базальты везикулярны в различной степени. Содержание везикул уменьшается по мере увеличения количества фенокристов, т.е. в направлении от гребня хребта к его основанию. Фенокристы представлены главным образом основным плагиоклазом (лабрадор-битовнит), иногда содержится клинопироксен. Матрикс сложен агрегатом лейст плагиоклаза, мелких зерен клинопироксена, рудным минералом и примесью интерстициального вулканического стекла. Структура основной массы породы интерсертальная или интергранулярная.

Геохимическая характеристика базальтов. Химические составы вулканитов из скв. 525, 527, 528 опубликованы ранее [1]. Показательна классификационная диаграмма МакДональда в координатах ($Na_2O + K_2O$) — SiO_2 . По этим данным построена серия диаграмм. Часть из них приведена в [1]. Большинство фигуративных точек составов базальтов на диаграмме МакДональда лежат в поле щелочных составов, хотя отдельные образцы в каждой из скважин попадают в поле толеитовой серии (рис. 2). Вулканиты всех скважин слабо дифференцированы по кремнекислотности, но содержания SiO_2 в базальтах скв. 525 выше, чем в базальтах скв. 527, 528. Колебания в содержаниях суммы щелочей в породах скважин не превышают 3 мас.%. Базальты всех скважин практически не дифференцированы по железу и магнию. В параметрах AFM базальты скв. 525 лежат в области известково-щелочных серий. В них слабо проявлен Боуэновский тренд дифференциации [1]. В поле толеитовых составов попадают базальты скв. 527 и частично скв. 528.

Для вулканитов из всех скважин характерны значительные колебания в содержании ${\rm TiO_2}$. Среди базальтов скв. 525 выделяются высокотитанистые с содержаниями ${\rm TiO_2}$ 2,33–2,57 (в первом, третьем, пятом потоках) и среднститанистые разности, где концентрации ${\rm TiO_2}$ 1,24–1,44 мас.%. Для базальтов скв. 528 характерно несколько повышенное содержание ${\rm TiO_2}$, достигающее 2,36 мас.% во втором и восьмом потоках, и значительная его вариативность (1,26–1,71 мас.%) в породах первого, четвертого и пятого потоков. Распределение ${\rm TiO_2}$ в породах скв. 527 очень неоднородно. Наряду с высокотитанистыми базальтами, содержащими до 2,52 мас.% ${\rm TiO_2}$, выделяются еще две группы. Одна группа характеризуется содержанием ${\rm TiO_2}$ 1,73–1,91, другая – 1,27–1,33 мас.%. Таким образом, какой-либо закономерности в изменении

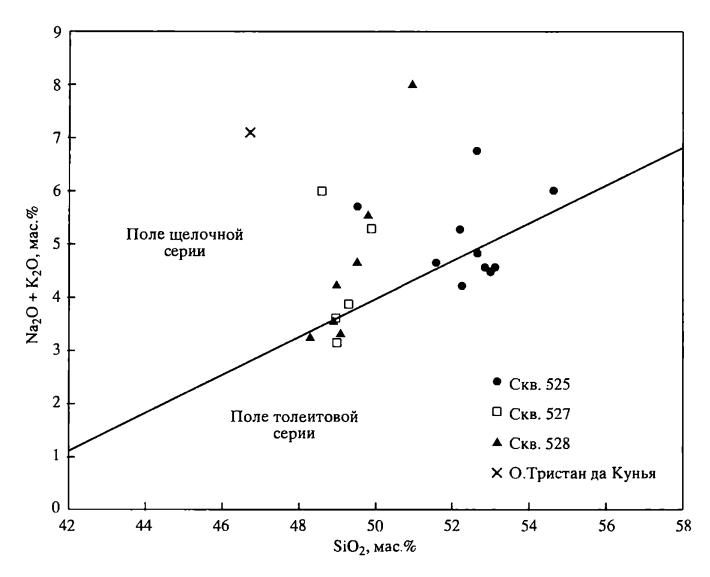


Рис. 2. Диаграмма ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 для базальтов из скважин Китового хребта

содержания TiO_2 по разрезам внутри скважин не наблюдается. В породах каждой из изученных скважин концентрации циркония значительно варьируют. В целом базальты скв. 525, 528 обогащены им относительно нормальных толеитов СОХ (N-MORB), тогда как его содержания в некоторых образцах базальтов из скв. 527 близки к концентрации в N-MORB. По данным химического состава, выявляется обратная корреляционная зависимость содержаний ряда породообразующих элементов (Al_2O_3 , Ca, Mg) от концентрации Zr. Щелочные элементы (например, K), P и Ti находятся в прямой корреляционной связи с Zr. Четкая прямая корреляционная зависимость с концентрациями Zr наблюдается у некогерентных элементов. Для рудных элементов (Cr, Ni) эта зависимость обратная [1].

Сравнения состава базальтов о. Тристан да Кунья с таковым хребта Китового показало, что концентрация K_2O , TiO_2 , Zr и особенно Nb в базальтах острова выше, чем в базальтах из рассматриваемых скважин. Содержания MgO, CaO, Al_2O_3 , Y, Cr, Ni в них близки к содержаниям в исследуемых породах. Все отмеченные закономерности поведения элементов характерны для каждой отдельной скважины и в целом для хребта, от его подножия к гребню. На всех вариационных диаграммах базальты скв. 525 образуют область составов, в значительной мере отличающуюся от полей составов скв. 527, 528 [1]. По-видимому, такое петрохимическое различие связано с тем, что в

разных участках хребта развиты различные петрографические типы базальтов: афировые в гребневой части и преимущественно плагиофировые в склоновой и у подножия хребта. По всей вероятности, расплавы, формирующие гребневую часть хребта, поступали напрямую в каналы их излияния, а формирующие склоновую и подошвенную части проходили стадию дифференциации с аккумуляцией фенокристов плагиоклаза в промежуточной камере.

Диаграмма распределения (РЗЭ) указывает на обогащенность базальтов крупноионными лантаноидами (КИРЗЭ) по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов (N-MORB). Для вулканитов склона и подножия хребта характерен больший разброс в концентрациях этих элементов, чем для пород гребневой части.

Таким образом, геохимическая характеристика базальтов, вскрытых скважинами в центральном сегменте хребта, указывает на формирование их за счет расплавов, возникших на различных глубинах в верхней мантии. Эти расплавы более глубинны, чем расплавы, формирующие N-MORB. Базальты склоновой части хребта и его подножия (скв. 527, 528), сходные по своим геохимическим характеристикам, являются производными деплетированной мантии менее глубинных уровней, чем базальты гребневой части (скв. 525). Эти данные однозначно указывают на вертикальную вещественную неоднородность мантийного субстрата и формирование первичных расплавов на разных глубинах в морфологически различных участках изученного сегмента хребта.

ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

Краткая геолого-петрографическая характеристика. Восточно-Индийский хребет - самый крупный асейсмичный хребет Мирового океана. Он протягивается – на примерно 5000 км субпараллельно долготе 90° от поднятия Броукен на юге до южного фланга Бенгальского фена на севере (рис. 3). Около 1000 км северного сегмента хребта перекрыты осадками Бенгальского конуса выноса. Далее на север вулканизм представлен провинцией Раджмахальских траппов Восточной Индии. Хребет является цепью подводных гор, связанных между собой единым цоколем, и возвышается над окружающими его абиссальными плитами на 1500-2000 м. В геоморфологическом отношении это эскарпообразное поднятие с пологим западным и более крутым восточным склонами. Драгирование и буровые материалы, предшествующие 121-му рейсу бурового судна "Джоидес Резолюшн" показали, что в строении хребта принимают участие вулканические породы нормального и слабо проявленного субщелочного плана. Среди них развиты океанические андезиты, железо-титанистые (ферробазальты), оливиновые и пикритовые базальты. Большая часть изученных базальтоидов характеризуется значительной везикулярностью, что указывает на относительно мелководные условия их излияния. Вулканиты перекрыты карбонатными и вулканогенно-карбонатными отложениями, как правило, небольшой мощности. Исключение составляют отложения Бенгальского фена.

Мы изучили 41 образец базальтов из скв. 254 (26-й рейс судна "Гломар Челенджер"), 756, 757, 758 (121-й рейс судна "Джоидес Резолюшн").. Этот

Таблица 2
Положение и характеристика скважин Восточно-Индийского хребта

№ скв.	Координаты, ю.ш., в.д.	Глубина океана, м	Возраст перекры- вающих осадков	Мощность вскры- тых базальтов,
254	30°58,15′ 87°53,72′	1253	Поздний эоцен- олигоцен	42,5
756	27°21,28′ 87°35,84′	1524	Поздний эоцен	82,0
757	17°1,38′ 88°1,8′	1655	Поздний палеоцен	48,3
758	5°23,04′ 90°21,67′	2935	Кампан	177,9

материал позволяет рассмотрсть вариации петрографического и химического составов вулканитов, слагающих хребет вдоль его простирания с юга (скв. 254) на север (скв. 758). В том же направлении увеличивается возраст базальтов, от позднего эоцена-олигоцена до кампана (табл. 2).

Петрографическое изучение вулканитов Восточно-Индийского хребта показало, что эффузивы, слагающие серию маломощных потоков (14–29), представлены главным образом афировыми и редкопорфировыми базальтами разной степени везикулярности. Лишь в скв. 757 преобладают порфировые разности. Фенокристы представлены плагиоклазом, иногда к плагиоклазу добавляется клинопироксен или оливин. Матрикс сложен агрегатом лейст плагиоклаза, мелких зерен клинопироксена, рудным минералом и интерстициальным стеклом. Степень раскристаллизованности различная, что определяет структуру основной массы породы. Чаще всего базальты характеризуются интергранулярной и интерсертальной структурой, значительно реже встречается гиалопилитовая. Относительно высокая везикулярность указывает на то, что практически на всем протяжении хребта излияние лав происходило в мелководных (субаэральных) условиях.

Геохимическая характеристика базальтов. Содержания породообразующих, рудных, редких и редкоземельных элементов в базальтах из скв. 254, 756, 757, 758 опубликованы ранее [1]. По этим данным построены все обсуждаемые ниже диаграммы.

Как следует из особенностей химического состава, породы скв. 254 принадлежат к слабо недосыщенным кремнеземом и практически недифференцированным по кремнекислотности и щелочности базальтам железо-титановой серии (Fe-Ti базальты). Некоторая их обогащенность оливином, являющаяся результатом кристаллизационного фракционирования или специфики первичного расплава, отразилась в пониженном содержании глинозема и слабом обогащении титаном, железом и магнием по сравнению с нормальными базальтами COX. На диаграмме (Na₂O + K₂O) – SiO₂ фигуративные точки состава пород лежат в поле субщелочных оливиновых базальтов. В то же время в параметрах AFM они располагаются в поле толеитовых серий со слабо проявленным Феннеровским трендом дифференциации Fe-Ti базальтов,

что сближает их с базальтами исландитовой серии Галапагосских островов и Исландии, от которых первые отличаются пониженными концентрациями SiO₂ и Al₂O₃ [2]. По сравнению с океаническими толеитами рассматриваемые базальты обогащены РЗЭ, особенно группой КИРЗЭ. По концентрации РЗЭ они занимают промежуточное положение между обогащенными толеитами COX (E-MORB) и толеитами внутриплитных океанических островов. Содержания Cr, Ni и V в изученных базальтах несколько выше концентраций этих элементов в нормальных толеитах СОХ (N-MORB). Такие геохимические особенности наряду с повышенными содержаниями железа и титана могут быть объяснены тем, что источник расплавов был расположен в деплетированной мантии на более глубинном уровне, чем зона генерации расплавов, формирующих нормальные базальты СОХ. Породы скв. 756D практически недифференцированы по SiO₂, Al₂O₃, Mg и щелочам. Для них характерны лишь незначительные вариации в содержаниях Ті и Fe. На диаграмме (Na₂O $+ K_2O$) – SiO₂ точки состава пород лежат в толеитовом и субщелочном полях, а в параметрах AFM - в толеитовом поле со слабо проявленным Феннеровским трендом дифференциации [1].

Распределение РЗЭ в базальтах скв. 756 по сравнению с таковым в базальтах скв. 254 сохраняет ту же тенденцию обогащения КИРЗЭ, но характеризуется более широким разбросом в содержаниях этих элементов. Некоторое отличие заключается в том, что концентрации элементов иттриевой группы в базальтах скв. 756 несколько ниже, чем в пормальных толеитах СОХ.

Содержания Сг, Ni и Со в базальтах скв. 756 несколько ниже, чем в базальтах скв. 254, и примерно аналогичны концентрациям этих элементов в нормальных базальтах СОХ. Это также касается Fe, Mg и Ti в сравниваемых базальтах. Кроме того, базальты из скв. 254 несколько обеднены SiO_2 по сравнению с базальтами скв. 756 [1].

Породы скв. 757 могут быть отнесены к низкотитанистым базальтам нормальной кремнекислотности с несколько пониженными содержаниями Fe и Mg. Концентрации Mg варьируют в довольно широких пределах: 3,58-6,93%. Для этих пород характерны высокие содержания $Al_2O_3-17,32-23,54\%$. По данным параметрам изученные базальты аналогичны высокоглиноземистым вулканическим сериям. Перечисленные выше особенности их химизма легко объяснимы фракционированием плагиоклаза в промежуточной магматической камере. На диаграмме (Na_2O+K_2O) – SiO_2 фигуративные точки состава базальтов этой скважины лежат в полях толеитовой и щелочной серий. В параметрах AFM точки состава пород расположены в поле известково-щелочной серии и обладают типичным Боуэновским трендом, который отражает низкожелезистый состав магматического расплава [1].

Для базальтов скв. 757С характерны широкие вариации в распределении РЗЭ, причем только у La, Ce и Sm (в отдельных образцах) концентрации выше, чем в нормальных толеитах СОХ. При этом в отношении Eu, Tb, Yb, Lu и частично Sm базальты значительно обеднены по сравнению с N-MORB. Общий уровень концентраций РЗЭ много ниже в плагиофировых разностях, чем в клинопироксен-плагиофировых. Отличается и характер их распределения. В последних наблюдается Eu минимум, в то время как в плагиофиро-

вых базальтах отмечается некоторое повышение концентраций этого элемента, т.е. их содержания комплиментарны. Общее содержание Cr, Ni, Co и V в породах этой скважины несколько ниже, чем в базальтах скв. 254 и примерно такого же уровня, что и в базальтах скв. 756D. В клинопироксен-плагиоклазовых разностях содержания Ст несколько ниже, чем в плагиофировых. Вероятно, описанная специфика является следствием фракционирования плагиоклаза. Базальты скв. 758 близки к нормальным базальтам СОХ с относительно высокими содержаниями Mg, Fc, низким – Al₂O₃ и Ti. Они практически недифференцированы по кремнекислотности и на диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ точки их составов компактно расположены в поле толеитовых серий. В параметрах AFM точки состава базальтов расположены в толеитовом поле и обладают отчетливо выраженным Феннеровским трендом дифференциации по Fe. Распределение РЗЭ также указывает на близость в составах базальтов скв. 758 и нормальных толеитов СОХ (N-MORB). Однако вулканиты скв. 758 слабо обогащены La и Се и обеднены Sm, Eu, Tb, Yb и Lu по сравнению с N-MORB. В целом по содержаниям Cr, Ni, Co и V изученные базальты близки к нормальным толеитам СОХ. Какого-либо закономерного изменения химизма базальтов в зависимости от последовательности их излияния не выявлено [1].

В распределении некоторых некогерентных элементов вскрыта прямая концентрационная зависимость между содержаниями Ti, P, K, Y и Nb и концентрацией Zr в ряду скв. 757 – 758 – 756 – 254. Для Al₂O₃ и Ca такая корреляционная связь обратная. Для Мд прямая зависимость наблюдается лишь в ряду скв. 757 – 758. Внутри отдельных скважин для этих элементов сохраняются в основном те же зависимости. Содержания Ст очень сильно варьируют в породах из всех скважин. Концентрации Ni в вулканитах скв. 254 значительно выше, чем в базальтах остальных скважин. В целом с севера на юг хребта выстраивается некая геохимическая последовательность. Исключение составляют базальты скв. 757. Они выпадают из этой пространственно-геохимической последовательности. Это обстоятельство может быть объяснено тем, что базальты, слагающие участок хребта, вскрытый скв. 757, представлены плагиофировыми разностями, в отличие от базальтов остальных частей хребта, в которых развиты главным образом афировые типы пород. Следовательно, геохимическая специфика базальтов скв. 757 может быть объяснена фракционированием плагиоклаза.

Геохимические особенности базальтов, развитых в различных сегментах Восточно-Индийского хребта (с севера на юг), указывают на различный состав субстрата, из которого выплавлялись базальты. Базальты северной части хребта обеднены некогерентными элементами по сравнению с таковыми срединной и особенно южной его частей. По-видимому, расплавы генерировались в верхних зонах деплетированной мантии на разных глубинных уровнях. Если предположить, что концентрации этих элементов в мантийном субстрате увеличиваются с глубиной, то в северном сегменте (скв. 758) базальты выплавлялись из менее глубинного мантийного источника, чем в южном (скв. 254). Таким образом, по мере омоложения вулканизма хребта с севера на юг происходило заглубление магматических очагов, что отразилось на геохимии расплавов.

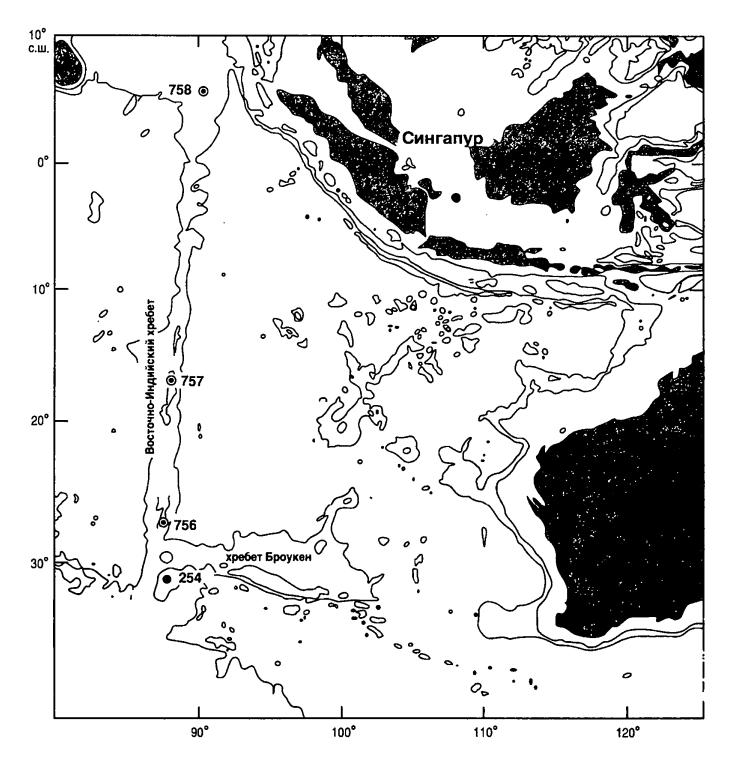


Рис. 3. Схема расположения скважин DSPB и ADP вдоль Восточно-Индийского хребта, интервал между изолиниями 2000 м

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрографические характеристики (минеральный состав, структура, степень раскристаллизованности, везикулярность) вулканических пород, слагающих Китовый и Восточно-Индийский хребты, практически одинаковы. В них преобладают афировые разности, главным образом не полностью раскристаллизованные, с интерстициальным стеклом, составляющим 1–5% (очень редко 10–15%) объема породы. Преобладающий тип структуры – интерсертальная или интергранулярная. Это указывает на быстрое охлаждение излившихся расплавов и хорошо соотносится с малой мощностью потоков (обычно 2–5 м). Наряду с афировыми разностями развиты редкоплагиофировые (1–5% фенокристов) и плагиофировые (15–20% фенокристов). Из-

редка содержание фенокристов достигает 40–60%. Как правило, размерность вкрапленников возрастает от микрофенокристов (0,5–1,0 мм) в редкоплагиофировых базальтах до крупных фенокристов (5–6 м) в плагиофировых. Данная закономерность объясняется тем, что микрофенокристы редкопорфировых разностей формируются в уже излившихся потоках базальтов, а крупные фенокристы плагиофировых разностей являются протокристаллами, образовавшимися в промежуточной магматической камере. Характерной особенностью вулканитов обоих хребтов является их везикулярность. Наличие везикул, особенно большое их количество, указывает на мелководные условия излияния базальтов. Таким образом, петрографическое сходство эффузивов, слагающих сравниваемые хребты, свидетельствует о примерно одинаковых условиях проявления вулканизма в этих хребтах.

Базальты обоих хребтов тяготеют к толеитовым сериям, обогащенным щелочными и некогерентными элементами. На петрохимических классификационных диаграммах составы изученных базальтов распределены между толеитовым, щелочным и известково-щелочным полями составов с различными трендами дифференциации по Fe и щелочным элементам в различных хребтах. В вулканитах Китового хребта более отчетливо проявлен Боуэновский тренд дифференциации, а в эффузивах Восточно-Индийского — Феннеровский, что является следствием некоторого различия в химизме первичных расплавов, за счет которых сформированы сравниваемые хребты. Первичные расплавы Восточно-Индийского хребта обогащены Fe и Mg и обеднены щелочными элементами по сравнению с первичными расплавами хребта Китового.

Кривые распределения РЗЭ для средних составов базальтов из скважин сравниваемых хребтов образуют своеобразный "веер" разброса содержаний — широкий для легких РЗЭ и узкий в области тяжелых лантаноидов. В базальтах Восточно-Индийского хребта концентрации РЗЭ последовательно возрастают с севера на юг, от скв. 758 к скв. 254. По характеру распределения и концентрациям этих элементов базальты северной части хребта близки к обогащенным базальтам СОХ (E-MORB), особенно в скв. 758. По сравнению с вулканитами Восточно-Индийского базальты Китового хребта обогащены КИРЗЭ. По уровню концентраций и характеру распределения РЗЭ они близки к базальтам внутриплитных океанических островов (ОІВ), особенно в гребневой части хребта (скв. 525). Концентрация РЗЭ в базальтах на фланге и у подножия хребта ниже, чем в скв. 525.

Интерпретируя эти данные, можно заключить, что для базальтов Китового хребта характерен более глубинный уровень формирования расплавов, чем для базальтов Восточно-Индийского хребта. Одновременно отчетливо видно, что в каждом из сравниваемых хребтов базальты из их различных участков формируются из разноглубинных источников. Так, в Восточно-Индийском хребте глубина генерации расплавов увеличивается с севера на юг вдоль хребта по мере омоложения вулканизма, что отражается на геохимии базальтов. В Китовом хребте обнаружены поперечные глубинная и геохимическая зональности. Наиболее глубинными и геохимически обогащенными являются вулканиты гребневой части хребта, а менее глубинными и менее обогащенными — базальты склона хребта и особенно его подножия.

Данные о содержаниях рудных, щелочно-земельных и редких элементов подтверждают выводы о разноглубинных источниках, формирующих сравниваемые хребты. Содержания этих элементов в базальтах Китового в целом выше, чем в базальтах Восточно-Индийского хребта. При этом в разных участках данных хребтов источники характеризуются различными концентрациями названных элементов.

В отношении генезиса асейсмичных хребтов определенной ясности нет. В настоящее время доминирует точка зрения, связывающая их образование с перемещениями океанических плит над горячими мантийными струями ("mantle plumes") [24]. Согласно этим представлениям, современным выражением горячей точки для Китового хребта является о. Тристан да Кунья [4, 21]. Восточно-Индийский хребет рассматривается как след горячей точки, расположенной в районе хребта Кергелен [3, 16, 22]. Помимо этого, высказано еще несколько гипотез о формировании Восточно-Индийского хребта. Согласно данным гипотезам хребет рассматривается как: 1) горстообразное поднятие с единым базальтовым цоколем [5, 13]; 2) поднятие в коллизионной межплитовой зоне [14]; 3) вулканическая система, развитая при формировании внутриплитных зон разлома [19]; 4) рифтогенная вулканическая структура [24]. Для Китового хребта существует представление о связи его образования с трансформным разломом океанической коры [6, 15].

Петролого-геохимический материал данной статьи и ранее опубликованный позволяет высказать следующие соображения на происхождение асейсмичных хребтов. Гипотеза их образования, в связи с мантийной горячей точкой, не находит пстролого-геохимического подтверждения. Строго говоря, глубинный постоянно действующий источник расплавов должен был бы дать геохимически однородный (вдоль и вкрест хребта) материал, по составу аналогичный классическому Гавайскому образцу производных горячей точки с более высокими концентрациями некогерентных и редкоземельных элементов. В нашем случае их концентрации ниже, что, по-видимому, связано с меньшими глубинами формирования первичных расплавов. Ни в Восточно-Индийском, ни в Китовом хребтах не обнаружены типичные для проявления горячей точки такие породы, как пикрит, океанит, анкарамит, базанит и нефелинит. Выявленные закономерности изменения составов базальтов в каждом из изученных хребтов не могут быть объяснены процессами дифференциации единого первичного расплава.

С позиций изложенного материала не подтверждается и точка зрения о связи происхождения асейсмичных хребтов с формированием рифтогенных структур, ибо вулканиты хребтов разноглубинны в различных его частях и в значительной мере обогащены некогерентными и редкоземельными элементами. Первичные расплавы в изученных хребтах формировались на больших глубинах, чем расплавы N-MORB.

На наш взгляд, петрографическая и геохимическая характеристики базальтов, развитых в сравниваемых хребтах, хорошо соответствуют представлениям о вулканической активизации в разломных структурах, формирующихся последовательно от континента в глубь океана в направлении к срединно-океаническим хребтам. По мере развития разлома происходит последовательное перемещение области вулканизма, его омоложение и заглубление магматических очагов. При образовывании разломной системы и проявлении вулканизма возникает асимметричная горстообразная структура.

Тектоно-магматический процесс в значительной мере трансформировал океаническую кору в зонах развития асейсмичных хребтов. Эта трансформация выразилась в двух-, трехкратном увеличении мощности оксанической коры (с 8-10 до 20-30 км) за счет наращивания базальтового слоя, изменения его в сторону обогащения некогерентными элементами и увеличения скорости осадконакопления за счет интенсивного поступления тефрогенного материала. Последнее обстоятельство следует пояснить. Коэффициент эксплозивности (коэффициент "Е", по Ритману) напрямую зависит от обстановки и формы проявления вулканизма. Минимальный коэффициент эксплозивности (до 10%) характерен для трещинного океанического вулканизма, средний (до 40%) свойствен для континентального траппового вулканизма, а максимальный (до 80%) – для островодужного. Процесс тефрообразования связан с газонасыщенностью расплава в момент его извержения. Газонасыщенность может быть ювенильной (колеблется в незначительных пределах) и благоприобретенной, вследствие взаимодействия расплава с экзогенными породами и водами. В последнем случае газонасыщенность может быть весьма существенной. Рассматриваемый нами случай (субаэральные - субаквальные условия) позволяет допускать сколько угодно высокую газонасыщенность расплавов в момент их эксплозии. Соответственно, и коэффициент эксплозивности может быть очень высоким. В сравниваемых хребтах в перекрывающих базальты осадках широко развиты туфы, гиалокластика, калькарениты, т.е. отложения, образовавшиеся в приповерхностных, субаэральных условиях, соответственно, в условиях, максимально благоприятных для проявления интенсивной эксплозивности. Отсюда следует, что при возникновении асейсмичных хребтов создаются условия максимального влияния вулканизма на состав и характер осадкообразования в акваториях, сопряженных с этими структурами.

Таким образом, сравниваемые асейсмичные хребты следует рассматривать как самостоятельные сложно построенные геологические тела, сформированные в течение длительного времени и значительно преобразовавшие океаническую кору. В результате их формирования мощность коры возросла примерно втрое [3, 8], достигнув 25–28 км, но сохранив при этом геофизические характеристики океанической коры. Такое увеличение мощности океанической коры мы рассматриваем как ее вертикальную аккрецию за счет тектоно-магматических процессов. В этом аккреционном процессе, связанном с формированием асейсмичных хребтов, трансформировался состав базальтов, слагающих океаническую кору, от нормальных толеитов СОХ (N-MORB) до обогащенных СОХ (E-MORB) и субщелочных базальтов океанических островов (OIB). Изменился рельеф океанической коры от плоскоравнинного с отдельными симаунтами до линейно-вытянутого горного.

выводы

Асейсмичные хребты, развитые в Атлантическом и Индийском океанах, характеризуются сходным строением. Это эскарпообразные горные системы, образовавшиеся на уже сформированной океанической коре в результате проявления вулканизма центрального типа. Формирование асейсмичных

хребтов связано с вулканической активизацией, спровоцированной образованием разломных структур в консолидированной океанической коре.

Источники первичных расплавов в различных хребтах расположены на разных глубинных уровнях и, соответственно, имеют неодинаковую геохимическую специализацию, которая предопределена разным составом мантийного субстрата, что свидетельствует о вертикальной и латеральной неоднородности верхней мантии. Источники первичных расплавов, за счет которых сформирован Китовый хребет, более глубинные (или менее деплетированные) по сравнению с источниками расплавов Восточно-Индийского хребта.

Развитие вулканизма хребтов начинается от границы континент-океан и развивается в сторону абиссальных частей океана, т.е в сторону СОХ. При этом происходит заглубление очагов магмообразования и уменьшение степени плавления субстрата. Ни в одном из изученных хребтов ни петрографические, ни геохимические характеристики не достигают уровня щелочности пород и концентраций в них некогерентных элементов, характерных для вулканитов Гавайского архипелага, т.е. по этим параметрам они отличаются от производных мантийной горячей точки. Кроме того, в отличие от сейсмически и вулканически активных структур, генетически связанных с горячими мантийными точками (Гавайи), изученные асейсмичные хребты являются структурами некротическими (отмершими) в отношении сейсмической активности и проявления вулканизма.

Специфика вулканизма (субаэральные условия, центральный тип извержения) предопределила высокую степень эксплозивности, что, в свою очередь, обусловило существенное влияние вулканической деятельности на осадкообразование в сопредельной акватории.

По геофизическим данным, в асейсмичных хребтах можно выделить три градации изменения скорости прохождения сейсмичных волн, что свидетельствует о различии в составе пород, слагающих разные глубинные зоны фундамента поднятий. Первая зона характеризует верхнюю часть структуры. Она составляет 10-23% мощности фундамента (скорости 3,8-6,7 км/с). Вторая зона, относящаяся к средней части фундамента, составляет 20-30% мощности (скорости 4,7-6,9 км/с). Третья зона характеризует глубинную часть фундамента. Она составляет 50-70% мощности. Для нее свойственны скорости 6,6-7,4 км/с. Какова же геологическая интерпретация этих характеристик? Верхняя часть структуры, частично вскрытая бурением ОДР, представлена серией базальтовых потоков, переслаивающихся с вулканокластитами. Отсюда относительно невысокие скорости прохождения сейсмических волн и значительная их вариативность. Нижняя часть фундамента сложена габброидами и их дифференциатами, образовавшимися в результате кристаллизации расплава в промежуточном очаге, а срединная часть дайковым комплексом, соединяющим питающий промежуточный очаг с эффузивами покровов.

Таким образом, формирование линейно вытянутых пострифтогенных структур океанической коры можно рассматривать как образование вулкано-плутанических комплексов. Отсюда следует, что они наделены всеми свойствами, присущими этим комплексам, в том числе потенциальной возможностью к дифференциации, а также металлогеническими и рудообразу-

ющими особенностями, характерными для них. Следовательно, можно ожидать, что в этих структурах вероятны рудные проявления, связанные с дифференциацией первичных базальтовых расплавов и поствулканическими гидротермальными процессами (медноколчеданные, полиметаллические, золоторудные и т.д.).

Авторы глубоко признательны Ф. Рабиновицу и Т. Френсису за большую помощь в осуществлении поездок в кернохранилища ОDР.

Работа выполнена в соответствии с научной программой ГИН РАН по вертикальной аккреции земной коры и при финансовой поддержке американского фонда JOI/NERC (грант 0037) и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 98-05-64856 и 99-05-65462).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Золотарев Б.П., Артамонов А.В., Ерощев-Шак В.А., Курносов В.Б., Гаранина С.А. Асейсмичные хребты мирового океана: сравнительная петролого-геохимическая характеристика Китового (Атлантика) и Восточно-Индийского хребтов // Известия секции Наук о Земле РАЕН, Специальный выпуск, 1998. С. 122—151.
- 2. Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р., Дмитриев Ю.Й., Золотарев Б.П., Самыгин С.Г. Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 207 с.
- 3. Bowin C.O. Origin of the Ninetyeast Ridge from studies near the equator. J. Geophys. Res., 1973. 78, 26: 6029-6043.
- 4. Deitz R.S., Holden J.C. Reconstruction of Pangaea: Spreading and dispersion of continents, Permian to Recent. J. Geophys. Res., 1970. 75: 4949-4956.
- 5. Francis T.J.C., Raitt R.W., 1967. Seismic refraction measurements in the Norhwest Indian Ocean. J. Geophys. Res., 71: 427-449.
- 6. Francheteau J., Le Pichon X., 1972. Marginal fracture zone as structural framework of continental margins in the south Atlantic Ocean. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 56: 991-1007.
- 7. Goslin J., Mascle J., Sibuet J.C., Hoskin H., 1974. Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: morphology and shallow structure. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 619–632.
- 8. Goslin J., Sibuet J.C., 1975. Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: deep structure. Geol. Soc. Am. Bull., 86: 1713–1724.
- 9. Hekinian R. 1982. Petrology of the ocean floor. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier scientific publishing company, 393.
- 10. Humphris S.E., Thompson G., 1982. A geochemical study of rocks from the Walvis Ridge, South Atlantic. Chem. Geol., 36: 253-274.
- 11. Humphris S.E., Thompson G., 1983. Geochemistry of rare earth elements in basalts from the Walvis Ridge: implication for its origin and evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 66: 223–242. Irvine. T.H. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. J. Earth Sci., 8: 523–548.
- 12. Kempe D.R.C. 1974. The petrology of the basalts from Leg 26. Init. Repts. DSDP, 26: Washingtion (U.S. Govt. Printing Office), 465–501.
- 13. Laughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L., 1970. The structure of the Indian Ocean. In Maxwell A.E. (Ed.), The Sea; Ideas and Observations, New York, John Wiley and Sons, Inc., 4: 543-586.
- 14. Le Pichon X., Heirtzler J.R., 1968. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and Sea Floor Spreading. J. Geophys. Res., 73: 2109–2117.
- 15. Le Pichon X., Hayes D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the south Atlantic. J. Geophys. Res., 76: 6283-6296.
- 16. Luyendyk B.P., Davies T.A. et al., 1974. Init. Repts. DSDP, 26: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- 17. Macdonald G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. Contrib. Hawaii Inst. Geophys. Year, 477-522.
- 18. McBirney A.R., Howel Williams, 1969. Geology and petrology of the Galapagos Islands. Geol. Soc. of America, 118: 197.

- 19. McKenzie D.P., Sclater J.G., 1971. The evolution of the Indian Ocean since the late Gretaceous. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 25: 437–528.
- 20. Moore T.C., Rabinowitz P.D., et al., 1984. Init. Repts. DSDP, 74; Washington (U.S. Govt. Printing Office).
 - 21. Morgan J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230: 42.
- 22. Morgan W.J., 1972. Deep mantle convection plumes and plate motions // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 56: 203-213.
- 23. Veevers J.J., Jones J.G., Talent J.A., 1971. Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwana-land. Nature, 229: 383–388.
- 24. Wilson J.T., 1965. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed western margin of the East Pacific Ridge. Nature, 207: 907-911.

ПОСТЭРУПТИВНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ В КАЛЬДЕРЕ УЗОН НА КАМЧАТКЕ

В.А. Ерощев-Шак, С.И. Набоко, Б.П. Золотарев, Г.А. Карпов, А.В. Артамонов

Поствулканические процессы приводят к трансформации вулканитов. Степень их изменения зависит от многих факторов, среди которых, прежде всего, температуры в системе раствор—порода, химический состав флюидов и их генезис, фильтрационные свойства пород.

Статья посвящена минералого-геохимическим аспектам постэруптивных, в том числе и гидротермальных, изменений вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (вулканитов) и положению их в формационном ряду.

В областях современного активного вулканизма по характеру и условиям этих эпимагматических проявлений выделяются две основные метасоматические формации: 1 — вулканогенно-пневматолитовая, возникающая на вулканах (фумарольная) и 2 — вулканогенно-гидротермальная — в областях разгрузки гидротермальных систем [19]. Обе формации образуются в приповерхностных условиях и сопровождаются аргиллизацией. Для 1-й формации определяющим генетическим фактором, помимо температур, является состав вулканических газов и их конденсатов. Для 2-й формации, также помимо температур — состав гидротермального раствора. В кальдере Узон представлены обе формации, вследствие чего ее можно рассматривать как классический объект для изучения и сопоставления фумарольной и гидротермальной аргиллизаций и их роли в рудообразовании.

В кальдере Узон распространен широкий спектр вулканитов от базальтов до дацитов и кислой пиро-вулканокластики, принадлежащих к единой дифференцированной серии магматического толеитового расплава, сформировавшихся в результате нескольких этапов вулканической деятельности. Геологическое строение кальдеры Узон, состав вулканических пород, характер постмагматических процессов и рудообразование, связанное с ними, во многом сходны для аналогичных структур, развитых в регионах современного и древнего вулканизма.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КАЛЬДЕРЫ УЗОН, ВУЛКАНИТОВ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Кальдера Узон расположена в центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки и занимает западный сектор Узон-Гейзерной вулкано-тектонической структуры [6]. В современном виде кальдера сформировалась около 40 тыс. лет назад [26] в результате обрушения сложной вулканической структуры, состоявшей из нескольких вулканов, реликты которых в настоящее время слагают ее обрамления. В процессе растяжения литосферы и обрушения вулканических построек образовался субширотный глубинный долгоживущий разлом с серией оперяющих трещин, секущий кальдеру от базальтов вулкана Узон на западе до дацитов экструзии горы Белая на востоке. Породы, измененные поствулканическими процессами, распространены на участках кальдеры, локализованных в пределах этого тектонического нарушения.

Постмагматические изменения дацитов экструзии горы Белая имели пневматолитовый-фумарольный характер и мощности порядка 10 м, а в очагах разгрузки термальных вод гидротермальная субповерхностная аргиллизация достигает мощности порядка 100 м. На глубинах свыше 100 м в большинстве гидротермальных систем развиты кварц-адуляровая, кварцгидрослюдистая и пропилитовая фациальные зоны. В кальдере Узон гидротермально измененные породы разбурены на глубину 60 м (скв. УК-1) и вскрыли лишь верхнюю часть метасоматитов в пределах аргиллизитовой зоны.

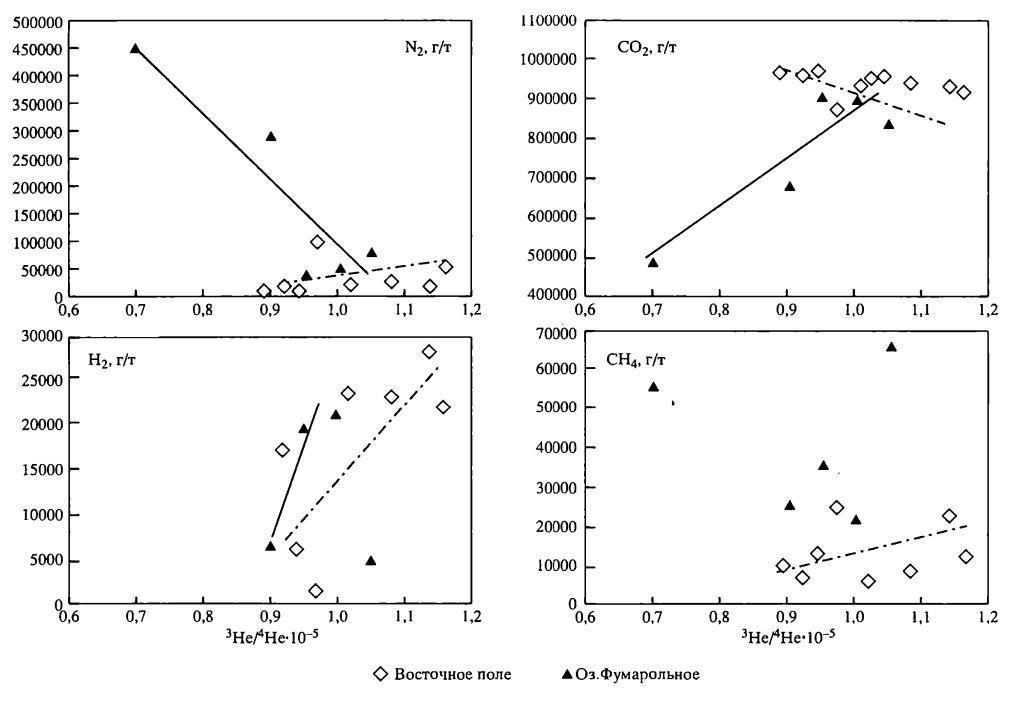
ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РАСТВОРЫ

Геолого-геоморфологическое строение кальдеры, хорошая проницаемость вулканитов, обусловленная их открытой пористостью в пределах 10–20% (в туфогенных осадках более 30%), высокая плотность и линейная локализация теплового потока над магматическим очагом – все эти факторы способствовали подземной конвективной циркуляции атмосферных вод от ее бортов к центральной части, в направлении субширотного глубинного разлома, и формированию узонской гидротермальной системы тепловой мощностью 64 000 ккал/с.

Нисходящая миграция атмосферных вод осуществляется на глубину порядка 250—300 м ниже поверхности дна кальдеры, а область ее питания атмосферными водами составляет около 110 км².

Восходящие растворы термальных вод в кальдере отличаются широким гидрохимическим, изотопным и газовым разнообразием [3, 12, 18, 21, 22, 23, 27].

Температурные, щелочно-кислотные параметры, величины δ^{18} О и химический состав гидротермальных растворов представлены в табл. 1. Эти данные свидетельствуют о разбавлении глубинных хлоридных натриевых вод атмосферными [21] и трансформации их главным образом вследствие биогеохимических реакций, вызванных микробиологическими процессами, протекающими в субповерхностных условиях [13].



Соотношение концентраций N2, H2. СО2 и СН4 и гелиевого отношения в спонтанных газах Восточного термального поля и оз. Фумарольное

 Таблица 1

 Гидрохимическая характеристика гидротерм кальдеры Узон

М _{общ} , г/л	<i>T</i> , °C	pН	δ ¹⁸ Ο‰	Компоненты, мг/л				
				Cl-	SO ₄ ^{2±}	H ₄ Si ₄		
		Хлори	дные натриевь	іе воды				
1,5-4,5	> 100	5,0-8,0	-11,19,1	500	Следы	До 490		
		Сульфатно-	хлоридные нат	риевые воды				
1,5–3,0	80–90	2,0-7,0	−12,7−8,5	500-800	350-450	До 320		
	Хл	оридно-гидро	окарбонатные	натриевые в	Оды			
1,0-2,0	60–70	6,5-7,0	-15,913,8	12	Следы	Следы		
		Сульфатно	о-гидрокарбона	атные воды				
1,3	20	6,1	-15,913,8	Следы	До 170	128		
		Смещанны	е гидрокарбон	атные воды				
1,0	50-80	5,2-5,7	-15,913,8	6	До 200	До 300		
		C	ульфатные вод	ſЫ				
До 0,3	< 15	•	-13,70,5	Следы	До 200	Следы		
1,5–7,5	-15 	> 5,0	-13,70,5	17	1,0–5,5			

Воды атмосферного происхождения характеризуются величинами δ^{18} О -15,9...-13,7‰. Если считать эти величины соответствующими 100%-ному содержанию экзогенной атмосферной воды, то на долю хлоридного натриевого раствора приходилось бы около 70% атмосферной и 30% ювенильной воды. В сульфатно-хлоридных термах, соответственно, несколько меньше эндогенной составляющей раствора (в среднем 20%). Гидрокарбонатные воды почти полностью соответствовали бы атмосферным. Существенное снижение доли хлоридно-натриевой компоненты и величин δ¹⁸О наблюдаются в гидротермах при латеральном удалении от разломного источника их конвективного подъсма. Сульфатные же воды весьма неоднородны по изотопному составу кислорода. По этому показателю среди них выделяются почти полностью соответствующие атмосферным водам и растворы, в которых можно было бы выделить до 90% эндогенной компоненты. К последним, по-видимому, можно отнести фумарольные конденсатные гидротермальные растворы постэруптивной-фумарольной формации, содержащие HCl и HF. Следует отметить, что такой подход к идентификации количества ювенильной составляющей весьма условный.

Наиболее информативным показателем присутствия эндогенной составляющей газо-гидротермальных растворов является отношение в них изотопов гелия ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} \cdot 10^{-5}$, где ${}^{3}\text{He}$ — мантийный, а ${}^{4}\text{He}$ — коровый (радиогенный).

Спонтанные газы (табл. 2), являющиеся составной частью газо-гидротермальных растворов, также содержат ювенильные компоненты, среди которых преобладают CO_2 , N_2 , CH_4 , O_2 , H_2 , H_2 S [1].

		ł	Компоненты, м	г/л		
НВО ₂	HCO ₃	Na ⁺	K+	Al ³⁺	Li ⁺	NH ₄
		Хлорид	ные натриев	ые воды		
260	Следы	500-1500	До 130	До 5	До 6	Следы
		Сульфатно-х	лоридные нат	гриевые воды		
До 150	11	500	До 60	1,5	1,9	10–15
	Хл	оридно-гидро:	карбонатные	натриевые во	ды	
Следы	300-500	200-350	До 50	0,2	0,4	Следы
		Сульфатно	-гидрокарбон	атные воды		
••	До 750	Следы	Следы	0,02	0,09	11
		Смешанные	: гидрокарбон	натные воды		
**	100–300	До 200	f †	Следы	0,4	"
		Су	льфатные во	ды		
"	Следы	Следы	17	PT	Следы	11
11	tr	11	••	~200	**	До 400

Ряд исследователей [23, 28, 30] отмечали для N_2 , CH_4 , H_2 , H_2S положительную корреляцию с содержаниями неатмосферного гелия.

На рисунке приведены данные сопоставления содержаний N_2 , H_2 , CO_2 и CH_4 в составе спонтанных газов на Восточном термальном поле, локализованном в пределах глубинного разлома, и в водах оз. Фумарольное, трассирующего оперяющий разлом.

На графике (см. рисунок) распределения азота на Восточном термальном поле отмечен слабый положительный тренд, указывающий на тенденцию увеличения содержаний этого компонента с возрастанием гелеевого отношения, являющегося показателем генетической связи с магматическим очагом. В пределах оз. Фумарольное другой характер распределения азота. Его низкие концентрации имеют положительный тренд, а высокие – отрицательный.

Для водорода на Восточном термальном поле выделяются две группы фигуративных точек, характеризующих концентрации элемента относительно ³H/⁴He · 10-⁵. Более высокие концентрации водорода имеют тенденцию увеличения с возрастанием гелеевого отношения. Низкие концентрации водорода не коррелируются с гелеевым отношением. В гидротермах оз. Фумарольное также выделяются две группы фигуративных точек для водорода, иллюстрирующих ту же тенденцию.

Характер распределения фигуративных точек, соответствующих содержаниям углекислоты в спонтанных газах гидротерм Восточного термального поля, имеет слабо выраженный отрицательный тренд. Совершенно иная картина наблюдается для газов оз. Фумарольное. Во-первых, здесь отмечен

Таблица 2 Состав спонтанных газов в гндротермах кальдеры Узон, г/т [23]

Место	T, °C	H ₂	N_2	CO ₂	CH ₄	³ He/ ⁴ He · 10 ⁻⁵
Источник "Описный"	74	5600	177000	745000	70300	1,13
Восточное поле	72	_	7200	965000	10500	0,89
То же	62	6100	13600	968000	12300	0,94
u	95	22000	47100	919000	12200	1,16
n	96	28000	18800	930000	22800	1,14
u .	76	17300	16700	959000	7000	0,92
11	72	1600	97100	875000	24200	0,97
n	97	_	_	955000	_	1,04
n .	95	23000	24600	944000	8300	1,08
d .	96	23100	20900	950000	6000	1,02
11	95	_	_	936000	_	1,01
Озеро Фумарольное	82	100	453000	484000	56500	0,7
То же	30	21200	52000	905000	21800	1
•	57	6500	291000	677000	25500	0,9
u	63	19700	38800	906000	35600	0,95
u .	55	4800	82800	843000	66000	1,05
Северное	58	2500	81500	859000	53900	1,05
Оранжевое	85	_	_	-	_	0,97
u	71	23200	30400	916000	30400	1,04
Источник "Красный"	64	_	_	996000	30400	0,82
80 м от "Красного"	45	100	38300	954000	100	1,02
Озеро Восьмерка	94	10800	9800	966000	13400	1,06
Западное	90	13000	25900	926000	35100	0,93
Там же	76	8000	100000	777000	114000	0,89

большой разброс точек, во-вторых, – ярко выраженная корреляция, характеризующая возрастание углекислоты параллельно с увеличением ювенильной составляющей раствора.

На графике (см. рисунок) распределения метана в составе спонтанных газов Восточного термального поля намечается слабо выраженная тенденция положительной корреляции метана с гелеевым отношением; для более высоких концентраций метана, отмечена выраженная тенденция увеличения его содержаний с возрастанием отношения ³He/⁴He · 10-5. Для оз. Фумарольное, в связи с сильным разбросом фигуративных точек содержаний метана, никакой закономерности для этого компонента не отмечено.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ

Базальты вулкана Узон порфировые массивные мелкозернистые. Порфировые вкрапленники в среднем составляют в них 30–40%, матрикс – 60–70%.

Вкрапленники сложены плагиоклазом (75–80%), клинопироксеном (10–15%), оливином (1–5%), ортопироксеном (1–5%). Плагиоклаз образует

идиоморфные удлиненно-таблитчатые кристаллы лабрадорового состава $(An_{65}, d=3,21 \text{ Å})$ размером 0,5–10,0 мм. Клинопироксен (авгит) представлен идиоморфными зернами размером 0,2–0,4 мм. Единичные порфировые вкрапленники оливина гиалосидеритового состава (Fo_{68}) размером 0,2–0,3 мм тяготеют к гломеропорфировым сросткам пироксенов.

Матрикс породы сложен беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза (40%), зернами клинопироксена (45%), оливином (5%), интерстационным вулканическим стеклом (5–10%) и рудным минералом. Структура основной массы базальтов интерсертальная. Минеральные ассоциации и петрохимия базальтов указывают на то, что они относятся к мантийным производным толеитовой серии и близки к обогащенным толеитам Е-МОRВ [15].

Дациты экструзии горы Белая представлены порфировыми массивными тонкозернистыми породами. Порфировые вкрапленники составляют 15–30%. Вкрапленники – таблитчатые кристаллы плагиоклаза (80%) размером 0,2–2,0 мм. Крупные кристаллы имеют зональное строение. Ядро зональных кристаллов сложено лабрадором (An_{70} , d=3,21 Å). Краевые зоны кристаллов имеют более кислый состав и соответствуют олигоклазу (An_{20-25} , d=3,18 Å). Микрозондовые исследования показали, что центральная часть плагиоклазов содержит 4,30% (Na_2O+K_2O), внешняя – 7,35% [11]. Мелкие вкрапленники плагиоклаза незональны и олигоклаз-андезинового состава.

Клинопироксен слагает около 15% вкрапленников и представлен гипидиоморфными зернами размером 0,1-0,2 мм. Они встречаются в гломеропорфировых агрегатах с ортопироксеном, иногда плагиоклазом. В породе ортопироксена значительно меньше (\sim 5%). Он практически не содержит щелочных элементов, в то время как в клинопироксене их концентрация доходит до 0,3% [15].

Матрикс дацита составляет около 70% и сложен кислым стеклом (SiO₂ ~70%) с содержанием щелочных элементов до 5,0-5,5%.

Дациты горы Белая отличаются от классических пород относительно высокими содержаниями Ті, АІ и Fe (табл. 3). Зональность плагиоклаза дацитов с лабрадоровым ядром и олигоклазовой каймой свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации. По всей вероятности, лабрадор был привнесен из очага базальтового расплава. Отсутствие кварца в дацитах свидетельствует о перегретости расплава и очень быстром его охлаждении [15].

Рассмотренные породы комагматичны и образовались в единой магматической камере. Об этом свидетельствует необычный петрографический состав дацитов (наличие в виде вкрапленников лабрадора, авгита, гиперстена) и полное тождество по этим характеристикам с базальтами вулкана Узон. Петрохимические данные также указывают на то, что базальты вулкана Узон и дациты горы Белая являются дифференциатами единой толеитовой серии, близкой по составу к обогащенным толеитам E-MORB [15].

Вулканогенно-осадочные породы кальдеры Узон представлены пеплово-пемзовыми туфами и туффитами широкого гранулометрического спектра от псефитов до псаммитов и более тонкозернистыми глинисто-алевролитовыми пепловыми образованиями, сформировавшимися в озерных и озерно-болотных условиях.

 Таблица 3

 Химический состав вулканических пород кальдеры Узои, мас. %

№ пробы		Компоненты										
•	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO				
			Ба	зальты								
9	51,26	1,12	18,84	0,81	9,04	0,22	4,1	9,36				
44	49,94	1,15	17,72	5,09	3,96	0,26	5,23	9,6				
	кМ	мененные	базальты	, хлорит-с	мектито	вая зона						
Ш-15-5	33,51	0,53	17,06	17,48	5,81	0,06	1,02	0,73				
			Смекти	товая зон	a							
Ш-12-3	42,72	0,87	22,58	9,16	1,9	0,01	0,95	0,1				
Ш-19-3	51,31	0,93	30,81	1,53	0,59	0,02	0,26	0,01				
Смеш	анослойная	каолинит	-смектито	вая зона с	каолини	том, опал	юм, алуни	том				
Ш-19-1	7,27	н*	34,85	0,47	0,03	н*	0,78	0,79				
			Д	ациты								
5	65,17	0,96	15,72	1,28	2,74	0,14	1,3	5,15				
		•	Слабоизмо	эненный д	ацит							
4	65,34	0,96	15,67	2,09	2,6	0,14		5,17				
		Изм	иененные ;	дациты (о	палиты)							
29	69,81	0,81	11,38	1,93	0,47	0,03	0,44	1,72				
7	65,42	0,96	15,55	2,45	2,11	0,13	1:31	5,05				
30	65,08	0,97	15,24	2,07	0,57	0,06	1,12	5,38				
33	58,74	0,77	14,6	1,93	0,14	0,02	0,21	0,46				
3	78,63	0,96	8,13	1,13	0,67	0,04	0,24	1,56				

Породы сложены в основном кислым вулканическим стеклом, обломками пемз, дацитов и андезито-базальтовой шлаколавы. Кислая вулкано-пирокластика представлена неокатанными кристаллами плагиоклаза и клинопироксена и вулканическим стеклом, свидетельствующими о местных источниках их генерации и сноса, генетически связанных с расплавом промежуточной магматической камеры.

Пустотные пространства в этих породах являлись каналами миграции гидротермальных растворов. На стенках пустот отмечены инкрустации глинистых минералов и скопления мельчайших (до 3—8 мкм) выделений пирита.

В пелитовом туфе, являющемся гидротермально измененным вулканическим пеплом, пустотные пространства образуют целую систему флюидальных каналов различного простирания и полостей размером 20–200 мкм, представляющих собой поперечные сечения каналов. Эти поровые пространства сформировались в результате проработки пеплового осадка газоводными флюидами. Эффективная пористость такой породы достигает 27,5%.

	, <u>.</u>	Компоненті	nnn	Сумма	Объем- ный вес,		
Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅			г/см ³
			Баз	зальты			
3,2	0,84	_**	_	0,24	0,63	99,66	3,197
3	0,89	1,12	0,87	0,2	_	98,99	_
		Измененнь	е базальты	, хлорит-сме	ктитовая зо	на	
1,23	3,18	-	-	0,03	19,16	99,8	2,07
			Смекти	товая зона			
0,14	0,2	-	_	0,14	21,17	99,94	1,801
0,23	0,08	-	-	0,15	14,03	99,95	0,41
Сме	ешанослой	ная каолини	т-смектито	вая зона с ка	олинитом, о	опалом, алун	итом
7,2	1,3	-	-	1,32	45,24	100,25	1,902
			Да	ациты			
4,48	1,96			0,2	-	99,53	2,517
			Слабоизме	ненный дац	ит		
4,28	1,89	0,12	0,05	0,2	_	99,51	2,33
		Из	мененные д	цациты (опа.	литы)		
1,25	1,42	1,53	3,93	0,24	4,44	99,27	2,219
4,85	1,96	0,25	0,12	0,2	_	100,36	2,218
4,98	1,98	0,24	0,44	0,18	_	100,46	1,488
0,68	2,05	2,05	2,57	0,14	_	83,31	1,408
0,14	0,85	1,34	5,8	0,07		98,22	1,183

В целом вулканогенно-осадочные породы кальдеры Узон образуют высокопроницаемую систему, обеспечивающую миграцию растворов и глубокую гидротермальную переработку первичного материала.

СОВРЕМЕННОЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ И МОЛОДОЕ ПОСТЭРУПТИВНОЕ-ФУМАРОЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Наиболее полный разрез гидротермально измененных кальдерных кислых вулканогенно-осадочных пород до глубины 60 м вскрыт скв. УК-1 в восточной части кальдеры, в районе оперяющей трещины глубинного разлома. Химический состав вскрытых гидротермалитов представлены в табл. 4.

С 7 до 60 м и, по-видимому, глубже (60 м — забой скважины) порода интенсивно глинизирована (аргиллизитовая фация). Все пустотные пространства этой зоны гидротермального изменения инкрустированы агре-

Таблица 4 Химический состав вулканогенно-осадочных пород кальдеры Узон, мас. %

№ пробы	Компоненты									
o in pood.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	. MgO			
		I	Теплово-пе	мзовый туф)					
1108	64,27	0,74	15,71	5,39	0,9	0,16	1,5			
		Измене	нный туф (смектитова	я зона)					
82-43	61,12	0,49	16,78	3,46	0,23	0,12	0,66			
		Измене	нный туф (н	каолинитов	ая зона)					
82-20	57,68	1,19	20	2,53	2,87	0,15	0,59			
		Измен	енный туф ((опалитовая	і зона)					
82-10	74,07	1,28	8,07	5,39	0,9	0,13	0,67			

гатами глинистых минералов, сульфидами и цеолитами. Глинистый минерал представлен смектитом (смектитовая зона). Химический состав, рентгеновские и электронографические исследования К-форм глинистых минералов установили, что они относятся к диоктаэдрическим высокозарядным алюминиевым маложелезистым монтмориллонитам. Такой монтмориллонит, по экспериментальным данным, образуется при относительно низкой щелочности среды [25]. Непосредственные замеры параметров среды минералообразования в скважине, вскрывшей зону смектитизации, показали, что в забое температура гидротермального раствора 143,5° С и рН 6,5.

С глубины 4-7 м характер выделения глинистых минералов остается таким же, как и в нижележащей смектитовой зоне гидротермального литогенеза. Здесь также глинистые минералы образуют псевдоморфозы по материнским минералам, замещают вулканическое стекло и инкрустируют поровые пространства. Сложены глинистые минералы каолинитом разной степени структурной упорядоченности (каолинитовая зона) [9].

Верхняя часть разреза мощностью около 1 м сложена окремнелой почвой с линзами самородной серы. Глубже порода представлена сильно измененным алевро-псаммитовым туфом. Породы до глубины 4 м образуют зону опалитизации. В ней все минеральные компоненты замещены опалом, многочисленные поровые пространства выполнены глобулярным опалом, более крупные поры — алунитом и самородной серой.

В поверхностном горизонте местами опалитовая зона сложена окремнелыми альгобактериальными матами. Окремнение с образованием опала происходит вследствие двух механизмов: 1 — увеличение концентрации Si и выпадение его в осадок в подсыхающей верхней части активно растущих слоев биоценозов и 2 — формирование кремнистых микрофоссилий [20]. Нередки здесь и гейзеритовые постройки, сложенные микрофоссилиями водорослево-бактериальных сообществ, сцементированных глобулярным хемогенным опалом.

		 Сумма	Объем- ный вес,			
CaO	Na ₂ O K ₂ O H ₂ O P ₂ O ₅					г/см³
		Пепл	ово-пемзовыі	і туф		
3,98	4,21	1,33	1,21	0,12	99,52	1,93
		Измененны	й туф (смекти	товая зона)		
2,57	0,87	0,36	12,8	0,09	99,55	1,31
		Измененный	туф (каолин	итовая зона)		
1,36	0,59	0,68	11,89	0,15	99,68	1,15
		Измененны	й туф (опали	товая зона)		
2,23	1,75	0,93	6,78	0,03	98,54	1,46

Мощности отдельных зон кальдерных гидротермально измененных вулканогенно-осадочных пород меняются вплоть до их выклинивания. В породах, расположенных непосредственно над разломом, по которому осуществляется подъем термальных вод с максимальным содержанием эндогенной компоненты (хлоридные натриевые растворы), отсутствует вторичная минеральная гидротермальная стратификация. Здесь наблюдается исключительно смектитовая зона с рудным ртутно-сурьмяно-мышьяковым горизонтом в верхней части (центральная часть Восточного термального поля) [17, 24]. В латеральных направлениях от субширотного разлома последовательно формируются все зоны гидротермального литогенеза снизу вверх — смектитовая, каолинитовая, опалитовая.

По парагенезисам вторичных минералов в базальтах вулкана Узон (Западное поле) выделяется три зоны [10].

Первая – высокотемпературная – зона (Т 100-150° С, рН раствора 7,5, хлоридные натриевые воды) прослежена в нижних частях базальтов, вскрытых шурфами до 1,2 м. В породах этой зоны наблюдается растворение вулканического стекла, оливина и клинопироксена и формирование на их месте псевдоморфоз глинистых минералов. На отдельных участках остаются полые пространства, которые выполняются глинистыми минералами и цеолитами. Фенокристы и микролиты плагиоклазов остаются относительно свежими. Лишь по трещинам и швам спайности крупных кристаллов плагиоклазов развит агрегат глинистых минералов. Глинистые минералы представлены хлорит-смектитовой ассоциацией кристаллов, образующих агрегаты в пределах одного протофенокристалла пироксена, реже оливина (хлорит-смектитовая зона). Смектит чаще выполняет поровые пространства и трещины в первичных минералах и замещает вулканическое стекло. Образует смектит глобулярные агрегаты размерами до 10 мкм, сложенные мелкими (мельче 1 мкм) пластинчатыми кристаллами. Оливин замещен тонкодисперсным иддингситом, состоящим из агрегата смектита, хлорита и гидрогетита.

Вторая – среднетемпературная – зона (*T* 90–100° C, pH 7,0–7,3, хлоридные натриевые воды) расположена выше первой или латерально смещена относительно первой. Породы этой зоны представляют собой глины с реликтовой базальтовой структурой. Вторичные минералы замещают все протокристаллы, в том числе плагиоклазы. Характер их выделения – псевдоморфозы, инкрустация и выполнение пустотных пространств. Глинистые минералы слагают также цемент, развиваясь по матриксу породы в виде разориентированных агрегатов. В крупных порах развит пластинчатый цеолит. Породы сильно пиритизированы. Глинистые минералы в основном представлены смектитом (смектитовая зона), образующим глобулы, сложенные пластинчатыми кристаллами размером около 1 мкм. Химический состав смектита, рентгеновские и электронографические исследования косых текстур позволили отнести этот минерал к низкозарядным диоктаэдрическим монтмориллонитам [10].

Третья — низкотемпературная — зона (T 90° C, pH 6 сульфатные и хлоридно-сульфатные воды) отвечает приповерхностным изменениям. Базальты этой зоны полностью утрачивают все структурные признаки первичной породы. Основным вторичным глинистым минералом здесь становится неупорядоченный смешанослойный каолинит-смектит (смешанослойная каолинит-смектитовая зона), в структуре которого содержится от 10—15 до 30 и даже до 90% каолинитовых слоев. Характерная особенность этих образований — присутствие нескольких смешанослойных гетерогенных фаз. Это свидетельствует о неоднородности сред вторичного минералообразования.

Породы, сформировавшиеся в приповерхностных условиях, отличаются развитием опала, алунита и отвечают конечным продуктам гидротермального изменения (опалитовая зона).

Фумарольное изменение дацитов экструзии горы Белая происходили в иных термодинамических и физико-химических условиях под воздействием вулканических газов и их конденсатов (газо-гидротермальных растворов) и имеют свою специфику, характерную для эпимагматических (постэруптивных) изменений. Даже в визуально неизменных породах под электронным микроскопом установлены признаки частичного растворения вулканического стекла. Кремний, мобилизованный при растворении стекла, осаждается in situ в виде мелких глобул на поверхности других породообразующих минералов [11].

При более глубоких изменениях дацита наблюдается дальнейшее растворение вулканического стекла, растворяются пироксены, в основном фенокристов, плагиоклаз почти не изменяется. Среди вторичных продуктов формируется опал. Объемный вес породы за счет образования опала и увеличения пористости уменьшается до 2,219 г/см³ (см. табл. 3).

Более глубокие изменения дацитов осуществляются под действием газогидротермальных растворов с температурами 173–236° С. При этом растворяются все породообразующие минералы, на их месте метасоматически формируется опал. Породы становятся сильно пористыми с низким объемным весом (0,188 г/см³). Этот процесс можно охарактеризовать как высокотемпературное солянокислое выщелачивание в условиях постэруптивной активности при участии вулканических газов, содержащих не менее 90% эндогенной компоненты.

Каолинит в гидротермально измененных дацитах (опалитах) развивается в пустотах растворения среди опаловой матрицы. Он образует цепочечные агрегаты длиной до 35 мкм. Толщина отдельных кристаллов каолинита 0,5 мкм. Местами кристаллы каолинита покрыты мелкими глобулами опала. В вершинной части горы Белая С.Ф. Главатских описала горизонт мощностью 0,6 м, сложенный каолиновой породой [4, 5, 6].

Структурные исследования каолинита, проведенные по методике, описанной в [2, 7, 29], показали, что этот минерал представляет собой двухфазное каолинит-галлуазитовое образование. Более упорядоченная фаза, содержащая до 10% галлуазитовых слоев, составляет 60%, несовершенная — с преобладанием галлуазитовой компоненты — 40%. В изученном смешанослойном каолините отсутствуют диккитовые слои. Структурные особенности каолинита и формы его выделения в измененных дацитах (опалитах) экструзии горы Белая позволяют отнести этот минерал к гидротермальным с параметрами среды минералообразования pH > 2,2 и T < 100° С.

Рудные минералы, представленные тонкодисперсными выделениями гематита, пирита, реальгара, приурочены к каолинизированным и глинитизированным опалитам [6].

В поверхностных условиях процесс изменения опалита, вплоть до его разрушения, характеризуется низкотемпературным сернокислотным выщелачиванием под действием серуокисляющих микроорганизмов [13].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренные профили различных по петрохимии и генезису гидротермально измененных пород от базальтов до дацитов и кремнекислых пеплово-пемзовых озерных и озерно-болотных вулканогенно-осадочных образований характеризуются зональным распространением вторичных продуктов. Исключение составляют породы, непосредственно трассирующие разлом. Здесь наблюдается выход на поверхность глубинных вод и, следовательно, формирование высокотемпературных фаций гидротермально измененных пород.

Исходные породы кальдеры Узон, несмотря на разный состав, относятся к дифференциатам единой толеитовой петрохимической серии. Общим для всех изученных пород являются эпимагматические изменения в условиях открытости гидротермальных систем атмосферным процессам. Вторичные изменения пород осуществлялись при взаимодействии их с термальными растворами, имеющими полигенный состав: атмосферный (экзогенный), коровый, и эндогенный, связанный с процессами дифференциации и дегазации магмы в промежуточных камерах. Об этом свидетельствуют величины δ^{18} О в водах разных гидрохимических типов, участвующих в минеральных трансформациях при гидротермальном процессе. Существенным признаком связи газо-гидротермальных растворов с магматическим очагом является присутствие в нем вулканических газов (H_2 S, N_2 , CO_2 , CH_4 , H_2 , NH_4 , He и др.) и таких летучих элементов, как Cl, As, Sb, Sn, Hg и сосдинений S.

Из табл. 2 и рисунка видно, что между отдельными газовыми компонентами и температурами спонтанных газов гидротермальных растворов отсутствует какая-либо корреляция. Из анализа содержаний H_2 , N_2 , CO_2 и CH_4 и

сопоставления их с гелеевым отношением (3He/4He · 10-5) в термопроявлениях кальдеры Узон (Восточное термальное поле и оз. Фумарольное), имеющих определенное геоструктурное положение относительно термовыводящих каналов, связанных с магматическим очагом, можно сделать вывод о гетерогенности спонтанных газов. Так, в гидротермах Восточного термального поля, имеющих непосредственную связь с магматическим очагом, ни N_2 , ни CO_2 , ни CH_4 не имеют четко выраженной корреляции с гелесвым отношением. Единственным газовым компонентом в этих гидротермах с четким "мантийным" трендом является Н2, концентрации которого превышают 22 000 г/т. В водах оз. Фумарольное, расположенного в пределах оперяющей трещины глубинного разлома, помимо Н2, только СО2 можно отнести к мантийным компонентам. Остальные газовые компоненты, по-видимому, сильно трансформированы и, возможно, генерированы термальными процессами, непосредственно не связанными с мантийными эманациями, а состав газо-гидротермальных растворов строго не отвечает количественному составу магматогенных газов.

Существенное влияние на газовый состав спонтанных газов гидротерм оказывают микробиологические процессы. Известно, что газы могут трансформироваться термофильными литотрофными микроорганизмами в аэробных и анаэробных условиях [13]. Экспериментально исследователями показана роль микроорганизмов как газового фильтра, модифицирующего глубинные газы. Наибольшее воздействие микрофлора (цианобактерии) оказывала на Н₂, который поглощался и резко обеднял газовую составляющую. Осуществлялось также поглощение NH₄, O₂ и, наоборот, – генерация СН₄. Ряд микроорганизмов генерировало О₂. Таким образом, количественное содержание и состав спонтанных газов не соответствуют составу магматических газов, но являются одними из признаков генетической связи газогидротермального раствора с мантийным веществом. Изотопный состав серы, ввиду изотопного фракционирования в процессе фазовых превращений и микробиологических окислительно-восстановительных трансформаций, также не является надежным критерием установления связи с магмой как возможного источника ее генерации.

В настоящее время единственным более менее объективным критерием связи флюидов с мантийным материалом является изотоп гелия. Так, величина отношения 3 H/ 4 He ("гелиевая метка") для базальтов N-MORB равна $1,2\cdot 10^{-5}$, а для корового (радиогенного) — $2,0\cdot 10^{-8}$. Величины, приведенные в табл. 2, свидетельствуют, что все растворы, участвующие в эпимагматических изменениях вулканитов в кальдере Узон, характеризуются высоким фоном "гелиевой метки" и, следовательно, имеют генетическую связь с магматическим расплавом, обусловленным, не только кондуктивным механизмом, но и миграцией летучих компонентов. Об этом также свидетельствует наличие рудных минералов, в состав которых входят летучие компоненты (As, Sb, Hg); их локализация наблюдается в породах, измененных фумаролами (апикальная часть экструзии горы Белая), или в местах подъема и разгрузки глубинных термальных вод (Восточное поле, оз. Фумарольное и др.).

Наиболее высокотемпературным (173–236° С) изменениям подверглись дациты экструзии горы Белая. При этих условиях эмиграция большинства химических элементов приводит к опалитизации всех породообразующих

минералов (остаточный опаловый каркас и аутигенный глобулярный опал в пустотных пространствах). Все это свидетельствует о господстве агрессивных условий их трансформации, которая могла осуществляться в ультракислых условиях при солянокислом и сернокислом выщелачивании на постэруптивной фумарольной стадии.

Каолинит, алунит и рудные минералы выполняют пустотные пространства в опалитах и встречаются в виде линз в поверхностном горизонте измененного дацитового купола. Их образование осуществлялось из газо-гидротермального раствора при температурах ниже 100° С, представлявшего собой конденсат парогазового флюида, обогащенного такими летучими компонентами, как соединения S (в том числе сублимат самородной S), As, Sb, Hg.

Все это свидетельствует о том, что эпимагматические изменения дацитов в кальдере Узон следует отнести к первой метасоматической формации, возникшей на вулканах. Она обусловливается непосредственным воздействием на породы вулканических газопаровых конденсатов. При этом процесс разбивается на два этапа: первый – опалитизация (вынос почти всех химических элементов) и второй – аргиллизация (минералообразование каолинита, алунита и рудных ртутно-сурьмяно-мышьяковых минералов с участием элементов, вынесенных из дацитов на первом этапе их изменения, и летучих компонентов вулканических газов). Оба эти процесса синхронны и разделены лишь в пространстве. Изменения дацитов кальдеры Узон могут рассматриваться как модель образования вторичных кварцитов.

В области разгрузки растворов Узонской гидротермальной системы в современную эпоху изменяются базальты и кислые вулканогенно-осадочные породы. В наиболее глубинных горизонтах базальтов, изменяющихся под действием хлоридных натриевых газо-гидротермальных растворов с температурами около 100° С и рН 8, формируются хлорит и смектит.

При вертикальной миграции флюида и взаимодействии его с вмещающими породами он трансформировался в сторону снижения температуры, рН, увеличения окислительно-восстановительного потенциала и выноса из зоны вторичного минералообразования ряда породообразующих элементов, в частности Мg (см. табл. 3).

Основным фактором приповерхностной трансформации минералообразующих растворов, помимо снижения температуры, становится деятельность серуокисляющих термофильных микроорганизмов. При микробиологическом окислении S и ее соединений происходит генерация серной кислоты и снижение рН раствора. В этих условиях низкозарядный монтмориллонит трансформируется в смешанослойный каолинит-смектит. В наиболее кислых средах с рН 2,3–2,5 и Т 40° С наблюдается распространение смешанослойных минералов, содержащих до 90% каолинитовых слоев.

Гидротермально измененные вулканогенно-осадочные породы кальдеры Узон, сложенные кислой пиро-вулканокластикой, имеют зональное строение, близкое измененным базальтам Западного термального поля.

Наиболее высокотемпературная (около 100° С) зона аргиллизации сложена также смектитом (смектитовая зона), но представленным диоктаэдрическим высокозарядным алюминиевым маложелезистым монтмориллонитом. Состав вторичного минерала обусловлен химическим составом мате-

ринской кислой породы, которая отличается дефицитом Мg и Fe по сравнению с базальтами (см. табл. 4).

При температурах ниже 100° С образуется зона генерации каолинита. Химический состав и структура каолинитов из этой зоны свидетельствуют, что они неоднородны, и в них отсутствует заметное количество структурно совершенной фазы. Их кристаллы построены из небольшого (5–6) числа 1:1 слоев, нестрого наложенных друг на друга. Каолиниты представляют собой двухфазные смешанослойные каолинит-галлуазитовые образования, причем более упорядоченная фаза в них не превыщает 10%. В среднем каолиниты из этой зоны содержат 20% совершенной и 80% несовершенной фазы [9].

Формирование опалитовой зоны осуществляется при сернокислотном выщелачивании под действием серной кислоты, генерируемой в термальных субповерхностных условиях при непосредственном участии микроорганизмов [13, 14, 16]. Минералы кремнезема представляют собой остаточные продукты выщелачивания и синтезированные из кремнийсодержащих растворов.

Сопоставление гидротермально измененных основных пород (базальтов) и кислых (вулканогенно-осадочных) позволяет выявить их сходства и различия. Общим для обоих петрохимических типов исходных пород является зональность распространения вторичных гидротермальных минералов (вертикальная и латеральная зональность в стороны от очага разгрузки гидротерм). Различия выражаются, прежде всего, в кристаллохимических особенностях вторичных минералов. Так, при изменении основных пород, содержащих повышенные концентрации фемических элементов, смектит представлен низкозарядным диоктаэдрическим монтмориллонитом. При изменении кислых (вулканогенно-осадочных) с дефицитом фемических элементов формируется высокозарядный диоктаэдрический алюминиевый маложелезистый монтмориллонит. Кроме того, при относительно высокотемпературной аргиллизации базальтов образуется хлорит, чего не наблюдается при изменении кислых пород аргиллизитовой фации. Каолиниты имеют разный механизм своего образования в зависимости от условий разгрузки термальных вод и, по-видимому, петрохимического типа материнских пород. При изменении базальтов на высоких гипсометрических уровнях каолиниты представляют собой продукты трансформации монтриллонита, развиваясь по его матрице, формируя смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые образования.

При сравнении постэруптивной метасоматической формации с вулканогенно-гидротермальной необходимо иметь в виду исключительную роль в трансформации материнских пород, в частности дацитов, магматогенных парогазовых конденсатов. При этом основным агентом была соляная кислота, которая в приповерхностных условиях уступает место кислоте серной. Действие этих солянокислых растворов обусловили формирование опалитов. Ограниченное распространение аргиллизитов, представленных каолинитами с алунитом и рудными минералами, связано с гидротермальным воздействием сернокислых конденсатов, разбавленных атмосферными водами до рН > 2,2. Химические элементы, участвующие в синтезе этих минералов в приповерхностных условиях, являются остаточными при парообразовании. В настоящее время в пределах экструзии (гора Белая) не проявляется фумарольная активность в связи с "закрытием" восточной части Узонского глубинного разлома. Вулканогенно-гидротермальные изменения осуществляются в кальдере Узон и в настоящее время.

Трансформация материнских пород (базальтов и вулканогенно-осадочного материала) происходит под действием газо-гидротермальных растворов, вода которых в основной имеет атмосферное происхождение. Рудные ртутно-сурьмяно-мышьяковые проявления локализуются в приповерхностных аргиллизитовых и опалитовых горизонтах [17]. Значительная часть рудных минералов образует псевдоморфозы по альго-бактериальным сообществам [8]. Опаловые выделения поверхностных горизонтов часто представлены окремнелыми альго-бактериальными матами и гейзеритами. Общими для всех типов газо-гидротермальной деятельности на Узоне являются: 1) ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация, генетически связанная с магматическим очагом и обусловившая металлогеническую специализацию региона, и 2) широкое участие термофильных микроорганизмов в субповерхностных гидротермальных изменениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кальдерные постэруптивные-фумарольные и вулканогенно-гидротермальные образования формируются в результате взаимодействия газо-гидротермальных растворов с вмещающими породами в условиях систем, открытых атмосферному влиянию, т.е. при участии эндогенных и экзогенных факторов.

Постэруптивные-фумарольные процессы протекали в районе дацитовой экструзии при взаимодействии пород с конденсатами вулканических соляносернокислых флюидов, что привело к опализации дацитов. В апикальных участках опалитизированных дацитов при рН ~2,2 и выше в присутствии алюминия и некоторого количества щелочных и щелочноземельных катионов в поровых пространствах опалитов кристаллизовались каолинит, алунит и рудные сурьмяно-ртутно-мышьяковые минералы. Местами эти породы образовывали самостоятельные горизонты аргиллизитов.

Вулканогенно-гидротермальные изменения пород осуществляются в настоящее время при их взаимодействии с термальными растворами, имеющими полигенное, в основном атмосферное происхождение, вовлеченными в конвективную циркуляцию. Гидротермалиты имеют зональное строение, обусловленное стратификацией гидротермальных растворов. Независимо от петрохимического состава материнских пород высокотемпературные фации в них представлены смектитом, низкотемпературные — каолинитом, поверхностные — опалитом. В высокотемпературных фациях базальтов, помимо смектита, образуется хлорит.

Петрохимический состав материнских пород определяет структурные особенности смектитов. В базальтах смектит представлен низкозарядным диоктаэдрическим монтмориллонитом, в кислых вулканогенно-осадочных породах — диоктаэдрическим высокозарядным алюминиевым маложелезистым монтмориллонитом.

Условия среды образования каолинита определяют степень его структурной упорядоченности. Гетерогенность сред обусловила смешанослой-

ность каолинита. В измененных породах (дацитах и кислых вулканогенно-осадочных пеплово-пемзовых туфах) этот минерал представлен смешанослойным каолинит-галлуазитом с различным содержанием упорядоченной и неупорядоченной фаз, в базальтах — смешанослойным каолинит-монтмориллонитом, монтмориллонитовые слои которого унаследовали структуру монтмориллонита, развитого по этим породам.

Гидротермальная аргиллизация является субповерхностной фацией пропилитовой формации. Постэруптивная фумарольная аргиллизация относится к самостоятельной формации и включает опаловую, опал-каолинитовую и опал-алунитовую фации. В кальдере Узон они разновременные, но сочетаются в пространстве и вмещают ртутно-сурьмяно-мышьяковую минерализацию, источником которой является магматический флюид. Аргиллизиты в областях тектоно-магматической активности могут служить поисковым критерием на эпитермальную рудную минерализацию.

В практике геотермии глинистые минералы используются в качестве критерия температурного режима в недрах гидротермальных систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-65462).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. Новосибирск. Наука, 1974. 199 с.
- 2. Букин А.С., Дриц В.А., Черкашин В.И. Сопоставление 1:1 слоев каолинита и диккита // Минералогический журнал. 1989. Т. 11, № 4. С. 13–21.
- 3. Виноградов В.И. К вопросу о происхождении вулканической серы // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 36–40.
- 4. Главатских С.Ф. Современные рудные минералы // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 210–217.
- 5. Главатских С.Ф. Распространение фаций гидротермально измененных пород. Там же. С. 117–163.
 - 6. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра. 1974. 261 с.
- 7. Дриц В.А., Сахаров Б.А., Наумов А.С. Рассеяние рентгеновских лучей дефектными структурами // Кристаллография. 1983. Т. 28. Вып. 5. С. 951–958.
- 8. Ерощев-Шак В.А., Карпов Г.А., Киреев Ф.А., Бочко Р.А. Литология гидротермального озера Фумарольное бассейна современного рудонакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985, № 9. С. 86–99.
- 9. Ерощев-Шак В.А., Букин А.С., Черкашин В.И. Каолиниты современных гидротермалитов и гидротермальных озер и их структурные особенности // Литология и полезные ископаемые. 1991, № 3. С. 89–106.
- 10. Ерощев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 130 с.
- 11. Ерощев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др. Вторичные изменения базальтов и дацитов в кальдере Узон (Камчатка) // Литология и полезные ископаемые. 1998, № 6. С. 195–206.
 - 12. Есиков А.Д. Изотопная гидрология гидротермальных систем. М.: Наука, 1989. 208 с.
- 13. Заварзин Г.А., Карпов Г.А., Горленко В.М. и др. Кальдерные микроорганизмы. М.: Наука, 1989. 120 с.
- 14. Заварзин Г.А. Микроорганизмы и состав атмосферы // Роль микроорганизмов в круговороте газов в природе. М.: Наука, 1979. С. 5–34.
- 15. Золотарев Б.П., Ерощев-Шак В.А., Карпов Г.А. и др. Эволюция вулканизма в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1988, № 6. С. 69–86.
 - 16. Карпов Г.А., Заварзин Г.А., Ерощев-Шак В.А. Роль биогенного фактора в формиро-

вании среды зоны аргиллизации в областях разгрузки современных гидротермальных систем и сольфатарных полей // Вулканология и сейсмология. 1984, № 2. С. 64–73.

- 17. Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое орудинение. М.: Наука, 1988. 183 с.
- 18. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982, № 2. С. 163–177.
- 19. Набоко С.И. Типизация постэруптивного минералообразования // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. 1992. Ч. І. Владивосток. С. 5–30.
- 20. Орлеанский В.К., Ерощев-Шак В.А., Карпов Г.А. и др. Слоистые бактериально-водорослевые образования (маты) термальных полей Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983, № 10. С. 126–131.
- 21. Пилипенко Г.Ф. Гидрогеологическая обстановка кальдеры Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 70–71.
- 22. Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии // Там же. С. 83–110.
- 23. Рожков А.М., Верховский А.Б. Геохимия благородных газов высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1990. 133 с.
- 24. Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерощев-Шак В.А. и др. Особенности современного гидротермального литогенеза. І. Наземный гидротермальный литогенез // Литология и полезные ископаемые. 1979, № 6. С. 3–15.
- 25. Томашенко А.Н., Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В. Эпигенетическая зональность и координационное положение Al в диоктаэдрических минералах глин // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 161–164.
- 26. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984, № 1. С. 102–103.
- 27. Чешко А Л. Формирование основных типов термальных вод Курило-Камчатского региона по данным изотопных исследований (D, δ^{18} O, 3 He/ 4 He) // Геохимия. 1994, № 7. С. 988–1000.
 - 28. Якуцени В.П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968. 232 с.
- 29. Plancon A., Tchoubar C. Determination of structural defects in Phyllosilicated by X-ray difraction. 1. Principle of calculation of the difraction phenomenon // Clays and Clay Minerals. 1977. V. 25. P. 3057-3067.
- 30. Urabe A., Tomimaga T., Nakamura Y. et al. Chemical composition of natural gases in Japan // Geochem. J., 1985. Vol. 19. P. 11-25.

V. ЛИТОГЕНЕЗ И ГЕНЕРАЦИЯ ГОРЮЧИХ И МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПРИРОДНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ НЕФТИ И ГАЗА В ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОДАХ

Ю.К. Бурлин

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕЛ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Бурное развитие современных мстодов поисков скоплений углеводородов (УВ) дает возможность отыскивать такие объекты, которые не относятся к числу, так называемых, "структурных" ловущек, т.е. связанных только с изгибами пластов-резервуаров. Знание условий осадконакопления, дальнейшего преобразования осадков и пород дает возможность предполагать наличие в осадочных и других породах участков разной формы и размера с повышенными коллекторскими свойствами. Почти со всеми из них связаны те или иные геофизические аномалии. Представление о форме природного резервуара и изменении его свойств дает возможность более достоверной оценки запасов и является основой для проектирования разработки месторождения. Знание изменения структурно-текстурных характеристик пород в процессе литогенеза (в широком смысле) дает возможность прогнозировать наиболее благоприятные зоны в разрезе осадочных нефтегазоносных бассейнов. Последние сложены толщами, иногда очень мощными (15-16 км и более) преимущественно осадочных пород различного состава. В зависимости от состава, тектонических и климатических условий образования в осадочной толще нефтегазоносного бассейна выделяются формации, отвечающие различным этапам развития.

К числу основных системообразующих элементов крупной нефтегазосодержащей системы (нефтегазоносный бассейн, по И.О. Броду, И.В. Высоцкому, Б.А. Соколову и др. или нефтегазоносной провинции, А.А. и Э.А. Бакировым и др.) относятся также нефтегазоносные комплексы. Иногда их называют нефтегазоносными формациями. Если рассматривать данное определение в качестве термина свободного пользования, то это не вызывает особых возражений. Но при генетическом подходе более предположителен какой-либо другой термин, в том числе нефтегазоносный комплекс (НГК). Нефтегазоносность все же - наложенный признак, она может, конечно, быть очень характерной для какой-либо формации, но этот признак не является формациеобразующим в генетическом смысле. Понятие НГК также не вполне строго и допускает произвольное толкование. По стратиграфическому диапазону НГК может быть шире или уже общегеологических формаций. Все зависит от сочетания в разрезе нефтегазоматеринских толщ и природных резервуаров. В данной статье мы рассматриваем в основном природные резервуары в породах, сложенных преимущественно обломочным материалом терригенного и частично влуканогенного происхождения.

Обломочные (кластические) породы, т.е. сложенные частицами (зернами), принесенными в место отложения извне, встречаются всюду на поверхности, в недрах Земли, на дне и под дном Мирового океана. Среди них мы уделяем внимание тем разностям, которые образовались за счет разрушения пород континентальных блоков коры и в некоторой степени переходных зон. Обломочные породы характерны для всех фаций и подавляющего числа генетических типов отложений. В данном случае рассмотрены все разновидности, за исключением биокластов, сложенных раздробленными остатками скелетов организмов. В гранулометрическом отношении спектр обломков, слагающих рассматриваемые породы, необычайно широк: от валунов и глыб размером до десятков метров до глинистых частиц в доли миллиметра. Осаждение их происходит в водной и воздушной средах в спокойной обстановке или из движущегося потока. Несколько особое положение занимают ископаемые остатки кор выветривания, среди которых также присутствуют часто зернистые разности, также являющиеся как бы обломочными, но, конечно, имеют другое происхождение, так как их материал не был принесен, а образовался на месте своего нахождения. С учетом всего сказанного можно различать образования кор выветривания, а также отложения: делювиально-пролювиальные и коллювиальные, водных потоков, спокойных водных сред, эоловые.

Шире всего развиты отложения водных потоков, которые образуются в речных и морских условиях под действием движения воды. Из числа наиболее характерных групп фаций следует назвать аллювиальные, дельтовые, прибрежноморские, шельфовые, континентальносклоновые. Обломочные породы участвуют в сложении характерных формаций складчатых систем, платформ и переходных зон. Аллювиальные отложения имеют существенное значение, как природные резервуары для нефти и газа, в том случае, когда они сохраняются в ископаемом состоянии. Речные отложения обычно имеют форму вытянутых нередко извилистых тел. Различаются отложения русел, прирусловых отмелей, пойм. При усилении течения на дне реки образуются крупные промоины, заполняемые относительно более грубым материалом. Заполнение русла может происходить в разных условиях при непрерывном и прерывистом процессе, при врезе реки в уже уплотнившиеся породы и мягкие, в том числе пластичные, глинистые осадки.

При непрерывном заполнении русла, прорытого в плотных породах, накопившиеся отложения в поперечном разрезе характеризуются плоской сверху и выпуклой снизу формой. И эта форма в основном сохраняется даже при накоплении значительной мощности перекрывающих осадков. Вверх по разрезу размер зерен постепенно уменьшается от грубых (с включением гравия и гальки) до алевритов. Тело заполнения может слагаться косослоистыми и горизонтальнослоистыми песчаниками. Степень отсортированности песчаного материала варьирует по разрезу. В песчаниках могут присутствовать прослои и линзы глин. Если русловая долина врезается в еще не уплотненные породы, то при последующем погружении и росте нагрузки проявляется эффект дифференцированного уплотнения. Если русло врезалось в глины, то они в дальнейшем уплотняются и умень-

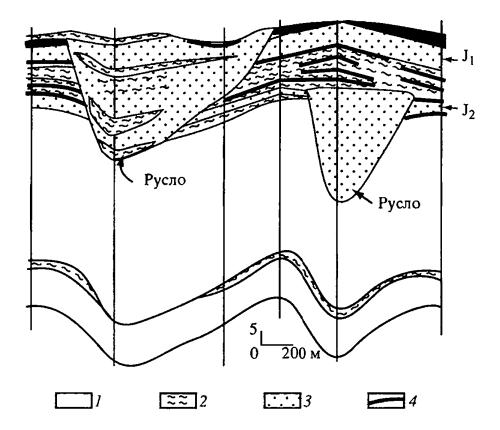


Рис. 1. Русловые песчаники формации Офисина в Венесуэле (по Д.А. Бунцу) [3] Видно внедрение в нижележащие толщи: *I* – глины; *2* – алевролиты; *3* – песчаники; *4*– прослои лигнитов

шаются в мощности более, чем песок заполнения. В поперечном разрезе песчаное тело образует как бы двояковыпуклую линзу, иногда прорывая слои или вызывая их изгибание вниз (рис. 1). Прогибание слоев под телами заполнения более характерно для осадков проток в дельтовых условиях, где больше отлагается илов. Увеличение мощности песков происходит в основном за счет утонения подстилающих глин, а не за счет вышележащих слоев. По этому признаку русловые песчаники можно отличить от баровых. Для последних характерно утонение перекрывающих осадков там, где тело бара более мощное.

Крупными участками аккумуляции переносимого рекой материала являются дельты, характеризующиеся полифациальностью отложений. В расходящихся протоках наземной части дельты формируются вытянутые песчано-алевритовые тела. Можно выделить три главных модели природных резервуаров в дельте. Одна из них в наиболее выраженном виде представляет разветвляющиеся полосы песчаных тел, окамляющих стрежни проток. Обычно такая система возникает при обильном вносе осадков в бассейн и при отсутствии интенсивного перераспределения материала в бассейне. Другая модель как раз соответствует такому перераспределению волнами, прибоем. При этом формируются и постепенно наращиваются длинные песчаные валы, переходящие в сторону суши в дюны. Схема чаще всего не носит симметричный характер, поскольку материал может переноситься вдоль береговыми течениями, в результате чего возникают косы, которые отгораживают заливы или лагуны. При интенсивных приливно-отливных течениях и умеренном привносе материала рекой происходит его накопление в условиях широкого устья (эстуария). Аккумулятивные формы часто вытянуты несогласно общему простиранию берега, формируются, так называемые, фингер-бары нередко даже на некотором удалении от устья.

В условиях пляжевой обстановки на берегах образуется несколько типов песчаных резервуаров. Типичный пляж подразделяется на относительно сглаженную фронтальную наклонную поверхность, которая снизу ограничивается самым низким уровнем воды и некоторым уступом (бермом) сверху. Берм часто сохраняется на глубине, как относительно приподнятая часть резервуара, далее на берегу развиты песчаные дюны. Гряды дюн иногда представляют собой древние бермы, созданные материалом, приносимым морем. Пески пляжа и берма фактически представляют собой вдольбереговой надводный бар—крупное аккумулятивное тело, протягивающееся на очень большие расстояния. Гряды, сложенные пляжевыми песками, образуют мощные системы вдоль морских побережий, это хорошо видно на примере Мексиканского залива (рис. 2).

В соответствии с изгибами линии берега полоса пляжа также может изгибаться и прерываться. Вдоль берега, как известно, протягиваются и гряды подводных баров. Сильные штормы разрушают, а затем вновь формируют бары, так что материал здесь хорошо сортируется. Прибрежные крупные бары, представляющие собой иногда барьерные острова, развиты почти на всех мелководьях. Вытянутые цепи песчаных островов часто отделяют от моря лагуны. Если эти песчаные острова причленяются к выступающей части сущи, то имеют вид кос. Иногда эти косы отгораживают бухты, в которые впадают реки. Гидродинамические и гидрохимические характеристики водной среды часто весьма различаются на противоположных сторонах этих островов. Ископаемые бары – резервуары нефти и газа. Хорошо известен позднемеловой баровый комплекс Бисти в бассейне Сан-Хуан в США. Здесь выделяются предбаровые, баровые и забаровые фации. Предбаровые фации месторождения Бисти представлены глинами с остатками фауны открытого моря, баровые - глауконитовыми песчаниками, забаровые - песчанистыми глинами и глинистыми песками с небольшим количеством доломита. На рис. 3 приведен пример баров, выделяющихся в миоценовых отложениях на шельфе Сахалина. Они хорошо прослеживаются на сейсмических профилях. Баровые отложения часто характеризуются высокими фильтрационными свойствами.

В прибрежной части моря и на склонах крупных долин при определенных условиях в процессе осадконакопления происходит выклинивание пластов, что является предпосылкой возникновения ловушек УВ. В соответствии со схемой приливно-отливных и вдольбереговых течений у берегов возникают заливообразные линии выклинивания, что хорошо видно на известном примере песчаников майкопской серии на Кубани. Выклинивание песчаников на склоне крупной долины хорошо видно на профиле через Приобское месторождение в Западной Сибири (рис. 4). При слабом уклоне берега и колебаниях уровня моря перемещение береговой линии достигает больших масштабов, и однородный характер переработки материала выдерживается на обширных площадях. Для протяженных пластов характерна выдержанная параллельная и слабоволнистая слоистость. Во внешней части шельфа развитие терригенных коллекторов, прежде всего, связано с зонами морских течений. Песчано-алевритовые породы здесь более надежно изолированы глинами, чем на внутреннем шельфе. Примером высокоперспектив-

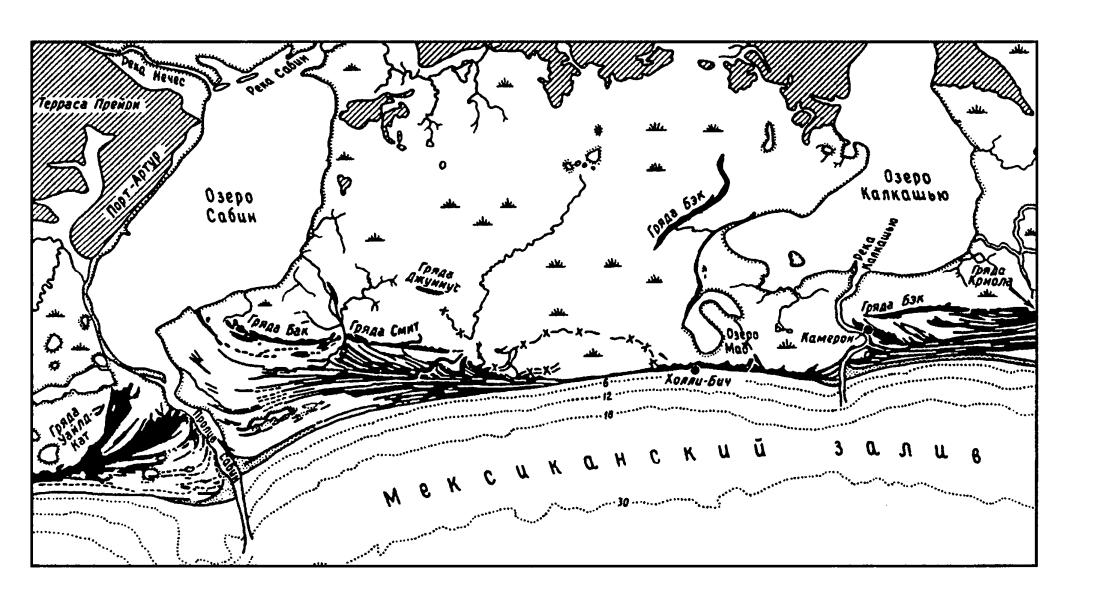
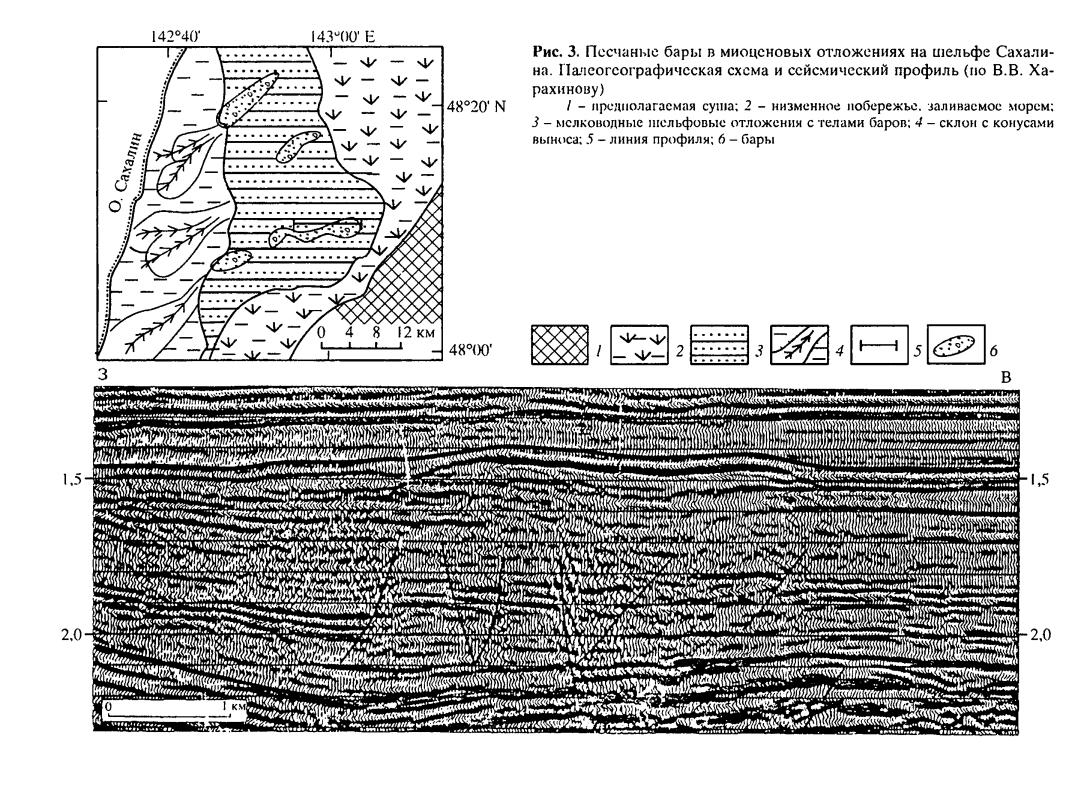


Рис. 2. Гряды пляжевых песков (залиты черным) на побережье Мексиканского залива (по Д.А. Бушу) [3] Глубины в футах



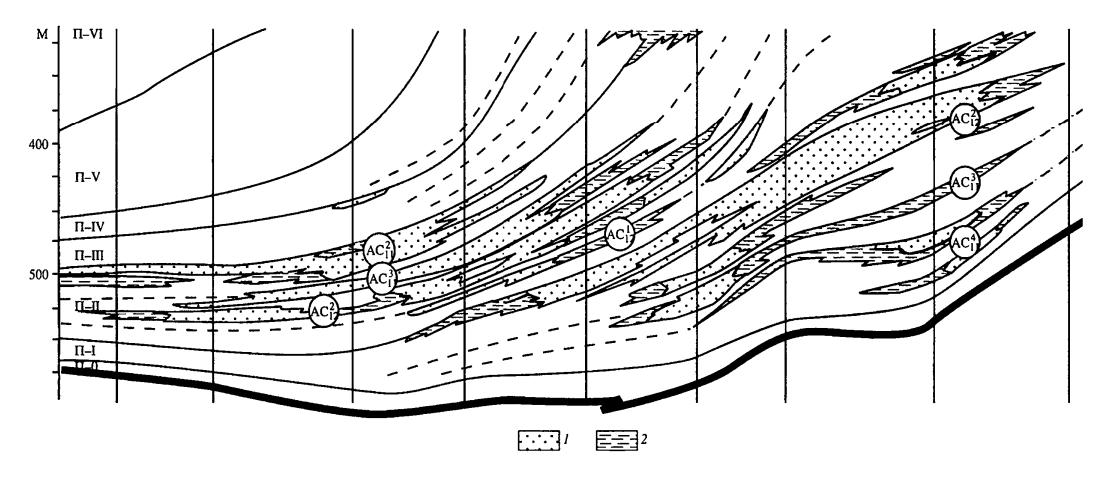


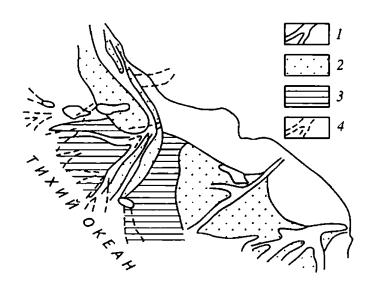
Рис. 4. Выклинивание песчаников на склоне погребенной долины Приобское месторождение, Западная Сибирь (по Ю.Н. Карагодину и др.). *1* – песчаные породы; *2* – алеврито-глинистые породы

Рис. 5. Система глубоководных конусов выноса на Калифорнийском бордерленде. Составил Ю.К. Бурлин по разным авторам

I – современные врезы; 2 – песчаные тела; 3 – глинисто-алевритовые отложения; 4 – неогеновые погребенные долины (каньоны)

ных отложений морских течений служат газоносные песчаники хадумского горизонта палеогена на Ставрополье.

Континентально-склоновые отложения также выступают в роли природных резервуаров. При фор-



мировании отложений в каньонах и глубоководных конусах выноса большую роль играет гравитационный фактор во время действия скоростных мутьевых потоков на подводных склонах. Подводные каньоны, врезаясь в континентальный склон, а часто и в шельф, переносят материал к основанию склона, где он и скапливается, образуя глубоководный конус выноса (фэн). Если материала поступает много, то конус растет вширину и может слиться с соседними конусами, образовав почти непрерывную полосу в основании континента (рис. 5). Ниже устьев крупных рек конусы могут образовать единую систему с их дельтами. Фэн подразделяется на три части: 1) верхнюю с центральным руслом; 2) среднюю (средний конус, или "супрафэн"), сложенную лопастями, которые образовались вследствие переноса материала по отдельным протокам в разное время, поэтому они частично могут перекрывать друг друга (средний конус имеет наиболее выпуклую поверхность и выражен в рельефе дна); 3) нижнюю, имеющую выровненную поверхность, рассеченную мелкими разветвляющимися протоками. В целом конус напоминает дерево, опрокинутое кроной вниз. Глубоководные конусы – природные резервуары, в которых формируются скопления УВ. Месторождения в плиоценовых отложениях Калифорнии являются хорошим примером в этом отношении. Процессы перемещения и накопления осадочного материала в глубоководных конусах очень чутко реагируют на колебания уровня океанического (морского) бассейна, а также изменение объема твердого стока, поступающего из источника питания. При низком уровне воды в русла с континента приносится более грубый материал. При повышении уровня океана русла конусов начинают заполняться илами. При понижении уровня или увеличении поступления материала происходит врезание русел в верхней части конуса.

Рассмотрение различных обстановок формирования природных резервуаров показывает, что континентальные окраины являются областями мощной аккумуляции разного типа. Прежде всего, речь идет о зоне перехода суша—море, где противоречия проявлются наиболее резко, а энергетический уровень среды очень высок. Именно на континентальных окраинах и прилегающих участках суши накопились осадки, позже превратившиеся в породы, в которых создавались условия, благоприятные для генерации УВ и формирования их скоплений.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Многие свойства пород-коллекторов, слагающих природные резервуары нефти и газа, закладываются во время седиментации. Это относится особенно к обломочным породам, скелет которых более жесткий. Среди карбонатных пород также есть разности с первоначальными хорошими коллекторскими свойствами (оолитовые и органогенные разности). Изменения всех нефтеносных пород происходят в системе: минеральное вещество – органическое вещество—флюиды (включая нефть и газы).

Вторичные преобразования отложений осадочных бассейнов носят неоднонаправленный характер. На волновой характер многих процессов в недрах, в том числе чередование зон уплотнения и разуплотнения, обратил внимание Б.А. Соколов [6], назвав это автоколебательной моделью и связав все процессы с пульсационной дефлюидизацией пород при погружении. Основными факторами, которые следует учитывать при анализе нелинейных преобразований, являются формационно-генетические характеристики нефтегазоносных комплексов, слагающих осадочные бассейны. Разделы между комплексами различного литологического состава – рубсжи резкого изменения основных физических свойств пород: плотность, пористость, теплопроводность и др. Резкий скачок градиентов значений величин этих свойств является причиной неравновесного энергетического состояния на этих уровнях. Если на них повышается содержание флюидов, то неравновесие системы возрастает. Породы разного состава также в целом оказывают влияние друг на друга в пределах осадочного бассейна. Широко известно влияние соленосных толщ на подстилающие отложения. Нагрузка здесь меньше по сравнению с другими случаями, так как соль имеет меньшую плотность, чем другие породы, процессы катагенеза замедляются вследствие относительно более низких температур под высокотеплопроводной солью и т.д. Большое влияние на все процессы оказывают находящиеся в разрезе вулканогенные толщи и, вообще, вулканический, особенно пспловый материал, как высоко реакционноспособный, что показала Е.Е. Карнюшина [4].

В нефтяной геологии важно изучение всех неравномерных, другими словами, — нелинейных изменений, в том числе возникновения зон разуплотнения и формирования вторичных коллекторов. Сохранение пористости в обломочных породах при погружении зависит, прежде всего, от способа их образования. Наиболее промытые отсортированные породы высокоэнергетических обстановок, состоящие из однородного материала устойчивых минералов, имеют жесткий скелет и дольше всего сохраняют свои первичные свойства. Это относится не только к русловым и баровым отложениям, но и к телам склоновых скоростных зернистых потоков. Размер зерен является функцией энергии обстановки осадкообразования. Тонкозернистые осадки с микропорами имеют низкую проницаемость, особенно если они образовались в низкоэнергетической среде. В них же обычно отмечается и повышенное содержание более пластичных зерен (обломки пород, слюды), которые сминаются при росте нагрузки. Это, например, пойменные осадки и отложения некоторых участков дельты. Песчаники, образовавшиеся в активных

зонах каналов русел и проток, имеют более высокие емкостные и фильтрационные характеристики.

Формирование вторичной пористости и появление при этом природных резервуаров с удовлетворительными свойствами связано с разуплотненисм - следствием процессов трансформации и выщелачивания минерального вещества - и дефлюидизацией пород. Процессы растворения являются одной из главных причин формирования вторичной пористости. В.Н. Холодов [9] показал, что растворение мелкорассеянных карбонатов начинается достаточно рано при насыщении вод углекислотой, возникшей при разложении органического вещества. По подсчетам этого автора из 100 г рассеянных в глинах карбонатов уже на начальных этапах может выделиться несколько кубометров СО2. К. Бьерлик [11] считает, что растворение происходит при просачивании больших объемов воды, недонасыщенной веществами растворяющихся минералов. Чаще всего это характерно для вод, просачивающихся через флювиальные дельтовые отложения и мелководноморские отложения. На больших глубинах немаловажное значение имеет генерация СО2. Гуминовое вещество производит значительно больше углекислоты, чем сапропелевое. Каждый грамм керогена, по К. Бьерлику, продуцирует 10-100 мл СО2. Это количество способствует растворению 20-200 мг карбонатов. Б.К. Прошляков [5] на примере изучения пород Аралсорской сверхглубокой скважины показал, что до глубины 2,2-2,3 км (современная температура 55°C) карбонаты в цементе песчаников выщелачиваются. Глубже с повышением температуры растворимость карбонатов понижается, и они выпадают в твердую фазу. Но при температурах выше 130°C в растворах появляется СО2, поступающий из глинистых пород за счет гидролиза рассеянных в них карбонатов. Гидролиз идет по схеме:

$$CaCO_3 + H_2O = Ca(OH)_2 + OH' + CO_2.$$

Более интенсивно гидролизуется сидерит, который начинает разлагаться при температуре 75°C, выделяя много CO₂. По-видимому, вследствие роста содержания СО, в поровых водах карбонаты в Аралсорской скважине ниже глубины 4,4 км вновь начинают растворяться. Декарбонатизация является результатом действия на осадочные породы не только СО2, но и органических кислот, которые образуются при декарбоксилировании некоторых компонентов органического вещества глин, чередующихся в резервуарах с песчаниками и алевролитами. Агрессивные кислоты диффундируют в проницаемые пласты, вызывая выщелачивание карбонатов и возникновение вторичной пористости. Р.К. Стессель и Е.Д. Питман [15], исследовавшие влияние карбоксильных кислот на растворение полевых шпатов, считают, что для их растворения необходимо, чтобы освобождающийся АІ выносился из зон выщелачивания. Возможно, его перемещение происходит в виде алюмоорганических комплексов. Опубликованные экспериментальные работы дают возможность судить о высокой подвижности Al в присутствии растворов карбоксильных кислот. Упомянутые авторы приводят данные экспериментов по растворению щелочных полевых шпатов при 100°C и давлении 300 бар в присутствии моно- и дикарбоксильных кислот и их анионов.

Растворение полевых шпатов повышалось в присутствии оксалатовых и

меланатовых кислот. Повышение концентрации Al в растворах является индикатором возрастания его подвижности при выщелачивании. Вместе с тем авторы отмечают, что оксалаты и меланаты нестабильны при температуре выше 100°С. Еще одним дополнительным фактором растворения, по К.О. Бьерлику [11], является повышение кислотности, которое может создаваться при изменении глинистых минералов за счет обогащения среды протонами. Разложение минералов, начавшееся еще в гипергенезе, высвобождает K, Na, Mg, Fe. При повышении температуры минералы, богатые водой, становятся нестабильными, процесс идет так, что катионы абсорбируются, а протоны высвобождаются. В случае каолинита реакция протекает следующим образом:

$$2 \text{ Al}_2 \text{SiO}_5 (\text{OH})_4 + 2 \text{ K}^+ \xrightarrow{120 \pm 150^{\circ} \text{ C}} 2 \text{ KAl}_3 \text{Si}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})_2 + 2 \text{ H}^+ + 3 \text{ H}_2 \text{O}$$
 Каолинит Иллит

Нейтрализация продуцированных протонов может происходить при иллитизации калиевых полевых шпатов. Материалы по скважинам Галф Коста, обработанные Ю. Оуиром и др. [13], действительно показывают, что содержания калиевых полевых шпатов, как и каолинита, заметно снижаются на определенной глубине. Высвободившаяся кремнекислота идет на регенерацию кварцевых зерен, что способствует образованию жесткого каркаса, сохраняющего пористость. Все эти процессы эффективны в достаточно проницаемых породах.

Известно, что трансформация глинистых минералов иногда приводит к улучшению коллекторских свойств. На разных объектах подсчитано, что величина пористости каолинитизированных пород возрастает на первые проценты по сравнению с исходной породой. При этом совершенствуется структура порового пространства и повышается проницаемость. Особенно велика разность для песчаников с первичным монтмориллонитом в цементе. Каолинитизация приводит к образованию эффективных коллекторов. Этот процесс характерен для молодых бассейнов подвижных областей, где в породах много смектитов за счет преобразования вулканических пеплов.

Трансформация глинистых минералов, их дефлюидизация является одной из причин проявления дилатансии в породах осадочных бассейнов и в том числе формирования в них коллекторских свойств. М. Пауэрс, а затем и Дж. Берст описали явление выделения воды в процессе иллитизации смектитов на примере осадков Галф Коста. Подобные явления были отмечены и в других бассейнах, где указывалось на связь дефлюидизации с разуплотнением пород на глубинах, варьирующих в зависимости от геотермического градиента, от 2 до 4 км. С разуплотнением связано появление резервуаров в мощных глинистых толщах, подобных майкопской серии олигоцена-нижнего миоцена в Предкавказье. Взаимосвязанные процессы между преобразованиями органического вещества и трансформациями глинистых и кремнистых минералов определяют образование таких резервуаров. Вдоль ослабленных зон в глинистых породах возникают трещины и образуется основная доля вторичной пористости. Нетрадиционные глинистые коллекторы характеризуются наличием микротрещин, в основном субпараллельных слоистости, обеспечивающих латеральную проницаемость. Механизм образования трещин связан с нарастанием давления в образующихся за счет разложения и преобразования органики газово-жидких пузырьков. При достижении определенного предельного давления происходит схлопывание пузырьков. Этот микрогидравлический удар вызывает образование микротрещин.

Общий рост внутреннего напряжения вызывает увеличение объема пород в определенной зоне и их боковое смещение (дилатансия) с образованием послойных деформаций. Происходит субгоризонтальное (латеральное) смещение одной серии слоев по отношению к другим. Хороший пример подобного смещения виден на сейсмопрофилях, проведенных в Западно-Камчатском прогибе и описанных в работе Ю.К. Бурлина и В.К. Козьянина [1]. В разрезе этого прогиба на глубинах 2500-2600 м в породах эоцена хорошо видны сорванные чешуи (рис. 6) толщиной 150-200 м. В данном случае сдвиги с образованием чешуй связаны с глинистыми и угленосными толщами. Масштабы перемещения чешуй составляют десятки, амплитуды складок до 100 м. Очевидно, что в момент перенапряжения разрядка произошла таким образом, что вызвала перемещение массы вещества по латерали в область меньших давлений. Подобные явления – один из видов дилатансии. Можно предположить, что газовые и жидкие флюиды, находившиеся в породах и также участвовавшие в перемещении, заполнили трещины, образовавшиеся при смещении и, таким образом, вполне вероятно, образовали скопления УВ в особых природных резервуарах дилатантного типа. Этот природный резервуар как геологическое тело особого способа образования со своими специфическими физическими и другими параметрами.

Подобные смещения и возникновение дилатантных резервуаров наиболее активно происходят на границах толщ различного состава с разными прочностными, пластическими, термическими и др. свойствами. После разрядки напряжений в период релаксации объем трещинной пустотности может уменьшиться вследствие усадки под давлением, что вызовет частичный переток флюидов на другие уровни, выше по разрезу, если такое перемещение будет возможно. Латеральное послойное смещение чешуи вызывает и побочные явления в геоэнергетическом поле: повышение содержания флюидов (воды) снижает электрическое сопротивление, что видно на геоэлектрических разрезах, сопоставленных с приведенным выше сейсмопрофилем по Западной Камчатке, на этих уровнях возникают волноводы, по которым сейсмическая энергия может распространяться широко и выйти на поверхность. Существенную роль процессы разуплотнения играют при формировании аномалий в тепловом поле. Основываясь на формуле Фурьс, можно предположить, что при постоянном значении величины теплового потока разуплотнение и снижение удельной теплопроводности пород вызовет рост величины температурного градиента. Расчеты показывают, что в 100-метровой толще глинистых пород это может создать аномалию, и температура превысит фоновую на 20-30°C.

Разуплотнение, связанное с дилатансией и дефлюидизацией, проявляется в снижении скорости сейсмических волн. На профиле, проведенном через Шмидтовское поднятие на шельфе северо-восточного Сахалина (рис. 7), проявляется субгоризонтальная зона снижения скоростей на глубине 2–2,5 км. По-видимому, это уровень, прежде всего, интенсивного газонасыщения в разуплотненных породах.

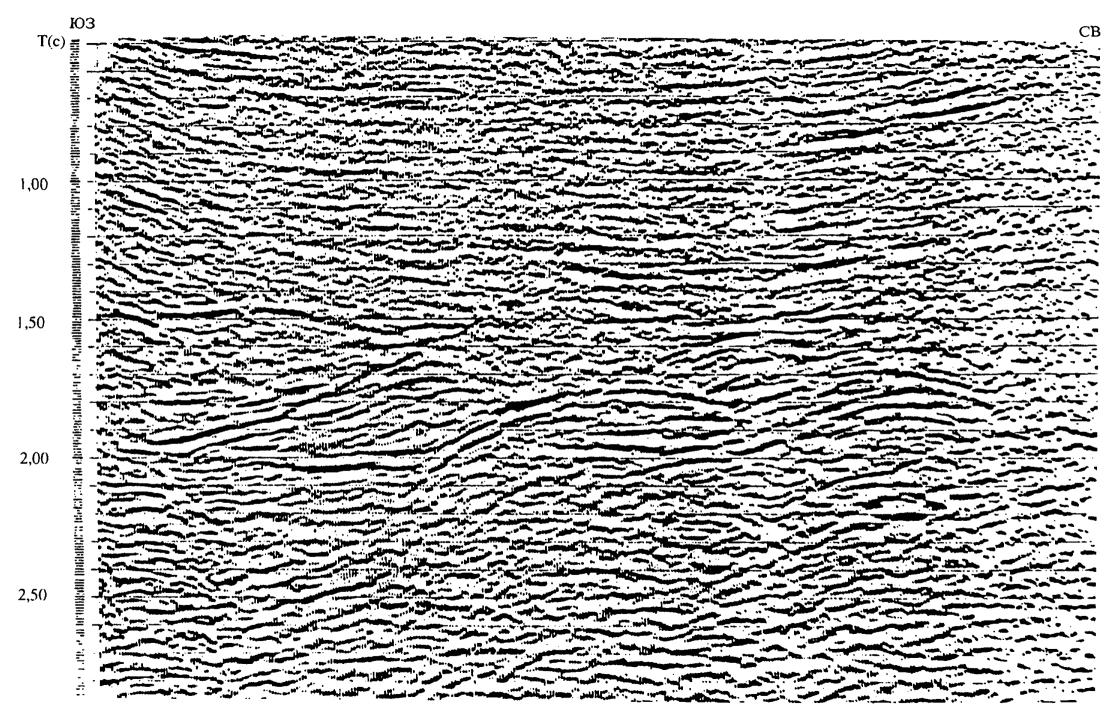


Рис. 6. Послойные дислокации в разрезе палеогена Западной Камчатки. Сейсмический профиль

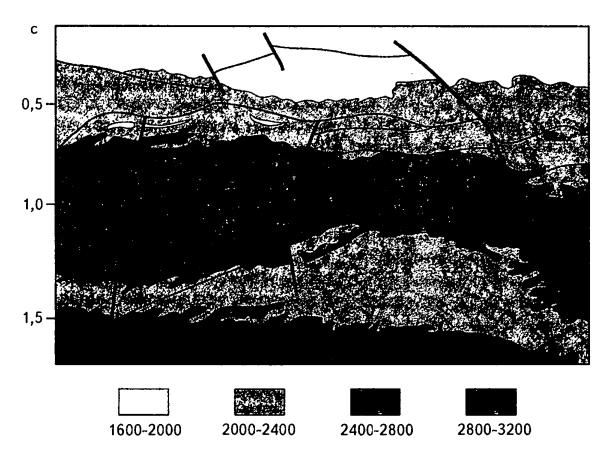


Рис. 7. Распределение пластовых скоростей на разрезе Шмидтовского поднятия на шельфе Сахалина (по В.В. Харахинову)

Интервалы скоростей, м

С увеличением глубин более отчетливо можно видеть результаты тех процессов, которые в верхних частях разреза часто почти незаметны. Среди других явлений интерес представляет химическое уплотнение. Его подробно рассмотрелм Е. Элкерс, П. Бьеркум, В. Мэрфи [14]. Петрографические исследования авторов показали, что основная масса кремнистого (кварцевого) цемента в юрских преимущественно кварцевых песчаниках в Североморском бассейне и на шельфе Норвегии образовалась за счет растворения кварца на контакте со слюдами и чешуйками глинистых минералов группы иллитов, которые в виде корочек покрывают поверхности стилолитовых швов в песчаниках. Кварц растворяется на контактах со слюдой и иллитом вследствие процессов химического катализа. Юрские песчаники Северного моря — очень хороший объект для изучения. Пористость их снижается примерно до глубины 2,5 км в основном вследствие процессов механического уплотнения.

На больших глубинах уменьшение пористости происходит вследствие наращивания кварцевых каемок на кварцевых зернах. Образование кварцевого цемента и стилолитовых швов хорошо видны на глубинах 2,5–3,5 км. На глубинах от 3,5 до 4,5 км стололиты развиты очень хорошо, а цементация становится общирной. В результате цементации снижается пористость песчаников от примерно 25 до 10% на глубинах 2,5–4,5 км. Регенерационный цемент нарастания образуется за счет растворения кварца и последующего выпадения кремнезема из раствора после некоторого переноса. При этом растворение кварца происходит только на контактах кварц—слюда и кварц—иллит, и никакого растворения не отмечено на контактах кварц—кварц. Слюда и глинистые минералы могут способствовать растворению кварца

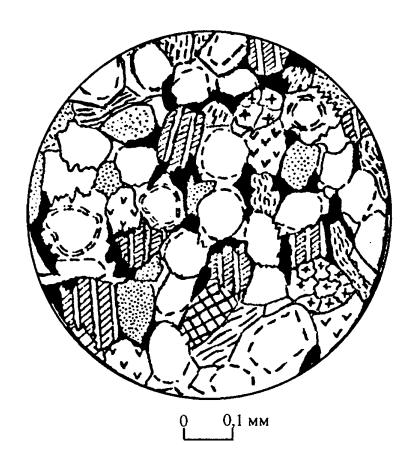


Рис. 8. Рисунок шлифа триасового песчаника

Тюменская опорная скважина, глубина 5750 м (по О.В. Япаскурту)

и/или препятствовать его осаждению в седиментационной системе. Проникновение и внедрение пластичной слюды в кварцевые зерна без заметной физической деформации свидетельствует, по мнению авторов, о том, что именно слюда способствует растворению кварца. Давление в данном случае не играет существенной роли.

Проведенные исследования показали, что главным фактором, контролирующим степень и распределение химически об-

разованного цемента, является температурно-временная история данной песчаной свиты. Давление по-видимому, создает маленький эффект, но оно нужно для тесного контакта зерен. При уплотнении освобождается некоторое количество энергии. По приведенным расчетам получается, что при растворении и переосаждении 1 моля кварца выделяется 159 кал на глубине 2,5 км и 286 калорий на глубине 4,5 км. Данные могут быть завышенными, но принципиальное соображение о выделении энергии является, по-видимому, верным, что важно для всех сторон литогенеза.

Процессы уплотнения и перераспределения вещества сочетаются иногда и с процессами разуплотнения на больших глубинах. В этом отношении интересный материал дало бурение сверхглубоких скважин. В Тюменской скважине в песчаниках триаса в интервале 5,2-5,8 км была вскрыта зона с развитием вторичной пористости, которая превышает первично-реликтовую и достигает 10-12%. Эти породы изучил О.В. Япаскурт, который дает свое объяснение данному феномену. В обломочной части кварцевых граувакк, по данным О.В. Япаскурта и др. [10], распространены литокласты аргиллитов, кремней, а также эффузивных, кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых пород. Повышенная гетерогенность состава создает неравновесие в системе. Неустойчивые компоненты разлагаются (кварц растворяется по вышеизложенной схеме), высвобождающийся кремнезем идет на регенерацию зерен кварца. Локально регенерированный на поверхности зерен кварц может образовать "отростки", которые, соприкасаясь, препятствуют сближению самих зерен. Создается ажурный скелет с межзерновыми "мостиками" (рис. 8).

Обобщая все вышеизложенное, можно предложить общую схему перераспределения вещества на разных этапах литогенеза. Она дана в виде схемы, составленной первоначально М. Макхусом, а затем несколько модифицированной Ю.К. Бурлиным и Б.А. Соколовым [2]. Все показанные преоб-

разования могут быть обобщены только на базе рассмотрения генетических типов. Литогенетический (генетический) тип отложений, по П.П. Тимофееву [8], - как бы главный управляющий фактор всех преобразований пород, прежде всего, на начальных стадиях литогенеза. При определении генетического типа самым важным является выяснение условий седиментации. П.П. Тимофеев выделяет очень подробно много литогенетических типов гумидных обстановок осадконакопления. Основные из них – отложения речные русловые, пойменные, озерные, дельтовые, пляжные, дюнные, кос и подводных баров, заливно-лагунные прибрежного мелководья, подвижной среды мелководья, спокойной седиментации удаленных от побережья участков шельфа, склонов глубоководных частей океанов и морей. Как видно, генетические типы во многом определяются положением поверхности осадконакопления по отношению к уровню моря и базису действия волн. Аэро- и гидродинамика формирует основные свойства обломочных осадков в седиментогенезе. Лучшие породы-коллекторы образуются в хорошо промытых руслах и протоках дельт, пересыпях и дюнах на пляжах, барах и средних частях (супрафэнах) мощных конусов выноса на подводных склонах. Хорошие коллекторы возникают в подвижной водной среде ближней зоны шельфа. Отражение генетических типов в петрофизических свойствах существенно сказывается в продуктивности нефтегазоносных горизонтов. Наименьшая дифференциация по свойствам отмечается в песчано-алевритовых осадках шельфов с высокой гидродинамической подвижностью. В дельтовых отложениях дифференциация велика, особенно на участках разветвленной дельты. Отложения фаций подводной дельтовой платформы, образовавшиеся в низкоэнергетических обстановках и сложенные глинистыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, имеют меньший размер пор и более сложную структуру порового пространства. Важно то, что грубые песчаники содержат меньшее количество пластичных зерен. Баровые песчаники всегда отличаются высокими свойствами, если в дальнейшем они не были зацементированы продуктами преобразования из смежных лагунных отложений. Зерновые потоки на склонах бассейна осадконакопления, если они отлагались в достаточно высокогидродинамических условиях, хорошо промыты и сохраняют свои первичные физические свойства при быстром погружении до глубин 5-6 км.

Крупное газовое месторождение Фригг было открыто в нижнеэоценовом глубоководном конусе в грабене Викинг Северного моря. Природными резервуарами являются песчаники врезанных каналов конуса, сложенные мелко- и среднезернистыми хорошо отсортированными разностями с хорошими коллекторскими свойствами (пористость 25–32%, проницаемость 1200–1600 мдарси). В принципе можно составить таблицу преимущественного распределения коллекторов по основным типам осадочных бассейнов. Русловые и дельтовые коллекторы развиты преимущественно в бессейнах передовых предгорных прогибов и на сводах. Пластовые песчаные тела коллекторов развиты на обширных пространствах бывших эпиконтинентальных морей. Глубоководные конусы (фэны) связаны с бассейнами, существовавшими и существующими в тектонически дифференцированных условиях подвижных поясов и в бассейнах на континентальных склонах. Процессы начального литогенеза кардинально не изменяют свойства обломочных

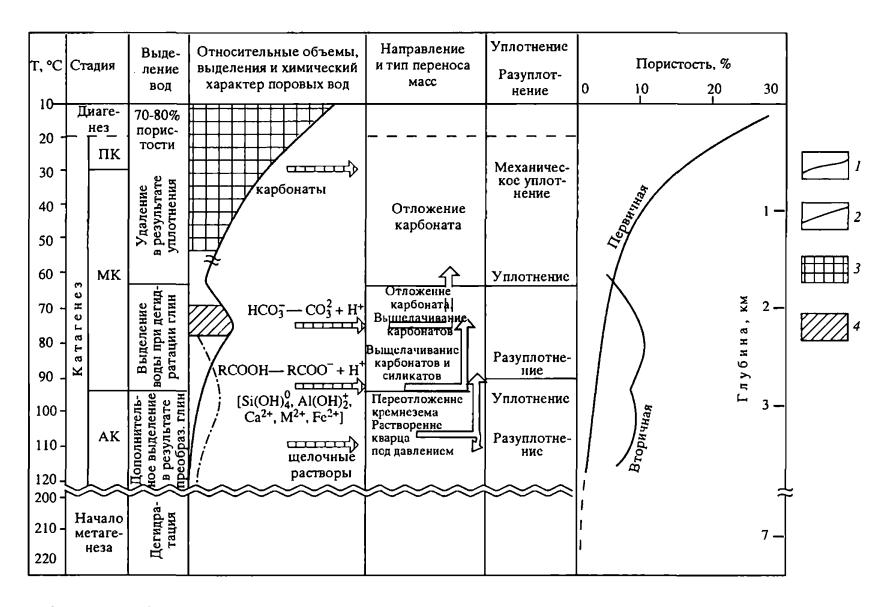


Рис. 9. Схема преобразования обломочных пород и их емкостных свойств в катагенезе

I – генерация CO₂; 2 – генерация органических кислот; 3 – выделение поровых вод с возрастающей соленостью; 4 – примерный уровень главной зоны гене рации нефтяных углеводородов

коллекторов. Иное дело, когда преобразования достигают средних стадий катагенеза (мезокатагенеза). В породах начинаются интенсивные внутренние процессы, действующими становятся уже совершенно иные факторы. В полной мере начинает проявляться флюидодинамика, роль которой в своих работах хорошо раскрывают Б.А. Соколов и Э.А. Абля [7].

При возрастании нагрузки с погружением и ростом температур состояние вещества пород становится нестабильным. Многое зависит, конечно, от состава пород. При среднем геотермическом градиенте 33-35°С/км неустойчивое состояние в песчано-глинистом переслаивании возникает на глубинах 2,5-3 км. Обычно нестабильное, неустойчивое состояние возникает, прежде всего, в пластичных породах. Благоприятными уровнями возникновения зон неустойчивости являются также разделы между различными литологическими комплексами (глинистые и песчаные толщи, известняки и соли, угленосные и вулканогенные толщи). Обычно на этих рубежах отмечаются резкие изменения основных физических свойств пород, особенно плотность и теплопроводность. Резкий скачок градиентов значений этих величин является толчком для создания неравновесия в системе. При усилении нагрузки породы на этих уровнях переходят в неустойчивое состояние и даже приобретают квазипластические свойства. Если на этих уровнях также повышается содержание флюидов в породах, то неравновесие системы увеличивается, возрастает пластичность пород. Совместное влияние разных факторов вызывает резкое усиление нестабильности, происходит быстрое взрывоопасное преобразование вещества на определенном уровне. Таких уровней может быть несколько в разрезе. При дефлюидизации порода стремится увеличить свой объем, в ней возникает обилие микротрещин, по которым стремятся двигаться вещества породы, приобретшие свойства текучести. В наиболее критический момент роста давления происходит автогидроразрыв. После снятия напряжения (релаксации) минеральный скелет породы трансформируется в более уплотненное состояние, волна разуплотнения сменяется волной уплотнения (рис. 9).

Литогенетический тип, помимо петрографического состава, определяет более раннее или более позднее наступление коренных преобразований в породе. Более грубозернистые песчаники дольше сохраняют свои свойства, это хорошо заметно в грубозернистых красноцветных девонских толщах в разрезах Тимано-Печорского бассейна или древних дельтовых конусах. Более тонкозернистые разности дельтовых платформ и маршей, которые, как правило, тонкослоистые, сильнее сцементированы и изменены. Главным определяющим признаком глубоких изменений является структура обломочной части породы. Развитие текстур катагенеза, особенно в непосредственной близости от мощных пластичных толщ, также существенно изменяет породы, стираются многие первичные генетические признаки. Растворение неустойчивых компонентов коренным образом изменяет и состав; кембрийские песчаники крупнейшего алжирского нефтяного месторождения Хасси-Месауд очень слабо похожи на песчаники того же возраста и близкого происхождения, залегающие на малых глубинах.

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что стадиальные изменения в породах осадочных бассейнов не носят непрерывного линейного характера, что в настоящее время отмечается многими исследователями. В ходе нели-

нейных преобразований на фоне усиливающегося уплотнения возникают зоны разуплотнения. Наличие цикличности строения толіц способствует развитию этих периодических процессов, делая в ряде случаев их более явными. Каждая стадия преобразования имеет свои предельные значения характерных параметров, после достижения которых постепенные линейные изменения пород заканчиваются, и они переходят в неустойчивое критическое состояние. На этих критических уровнях наиболее вероятно перераспределение энергии и скачкообразное приобретение породами новых свойств. Коллекторы не исчезают вплоть до метагенеза, они вновь и вновь появляются в новых видах, природные резервуары приобретают новые формы, и это одна из черт, которая характеризует осадочные бассейны как постоянно развивающиеся системы с высоким энергетическим уровнем.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Бурлин Ю.К., Козьянин К.В. Послойные деформации в разрезе Западно-Камчатского прогиба как объект поисков нефти и газа // Геология и геохимия горючих ископаемых. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1995. С. 188–195.
- 2. Бурлин Ю.К., Макхус М., Соколов Б.А. Нелинейный характер вертикальной зональности коллекторов // История нефти в осадочных бассейнах М.: Изд-во АО Интерпринт, 1994. С. 108–117.
 - 3. Буш Д.Л. Стратиграфические ловушки в песчаниках. М.: Мир, 1977. 215 с.
- 4. Карнюшина Е.Е. Формирование различных типов пород-коллекторов в литогенезе // История нефти в осадочных бассейнах. М.: АО Интерпринт, 1994. С. 117–125.
- 5. Прошляков Б.К. Вторичные преобразования терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
- 6. Соколов Б.А. Автоколебательная модель нефтегазообразования. Вести. МГУ. Сер. 4. Геология. 1990, № 5. С. 3–15.
- 7. Соколов Б.А., Абли Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. Изд-во МГУ, 1998. 82 с.
- 8. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири. М.: Наука, 1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 198).
- 9. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).
- 10. Япаскурт О.В., Горбачев В.И.. Косоруков В.Л. и др. Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (север Сибири). Сообщение 1. Бассейн с близкой к компенсационной седиментацией в Колтогорско-Уренгойском прогибе // Литология и полезные ископаемые. 1997, № 1. С. 36–47.
- 11. Bjorlukke K.O. Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin. Heidelberg, 1989, 363 p.
- 12. Burst J.F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration // AAPG Bull., 1969, v. 53. P. 73–93.
- 13. Hower Y., Hower M., Perry E. Mechanism of burial metamorphism of argillacious sediments, Georgia and Florida // USA. Sedimentary Geology, 1976, № 34. P. 167–183.
- 14. Oelkers E., Bjorkum P., Murphy W. A petrographic and computation investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones // Amer. Journ. of Science, 1996, v. 296. P. 420–452.
- 15. Stoessell R.K., Pittmian E.D. Secondary porosity revisted: the chemistry of feldspar dissolution by carboxylic acids and anions // The AAPG Bull., 1990. v. 74, № 12. P. 795–1805.

К ПРОБЛЕМЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ РИФОВ

Н.И. Бойко

В настоящее время большую значимость приобретает изучение полиметаллических месторождений, ассоциированных с рифогенными комплексами. Примеры таких месторождений – Старый и Новый (Вибурнум) свинцовые пояса штата Миссури США, Ушкатын III в Центральном Казахстане, Кугитангское и Гаурдакское на юго-востоке Туркмении, Сардана в Якутии, Пайн-Пойнт в Северной Канаде, Озерное в Западном Забайкалье, ряд месторождений Замбии, Марокко, Северной Испании и др. В последние годы полиметаллическое оруденение установлено также в рифогенных образованиях триаса, поздней юры и меотиса Северного Кавказа [Бойко, 1997, 1998].

Дальнейшие геологоразведочные работы на цветные металлы в рифогенных комплексах во многом сдерживаются отсутствием достоверных знаний об условиях образования таких месторождений и закономерностях их размещения в карбонатных формациях.

К настоящему времени разработано несколько генетических моделей конкретных месторождений полиметаллических руд в рифогенных формациях. Наиболее полной является предложенная Н.С. Скрипченко [1989] модель рудоконтролирующей системы в осадочных, в том числе и рифогенных, формациях. Модель содержит данные об источнике, переносе, концентрации и консервации оруденения. Однако, по нашему мнению, все ныне известные модели рифогенного рудогенеза страдают общим существенным недостатком — они базируются на результатах изучения только самой рудной залежи. При этом не учитываются, а если и учитываются, то далеко не самые главные, закономерности состава, строения и условий образования вмещающих оруденение органогенных построек. Последним в генетических реконструкциях отводится в лучшем случае только роль коллекторов, контролирующих оруденение в уже сформировавшихся карбонатных формациях.

Анализ имеющихся по этой проблеме опубликованных материалов [Мопѕеиг, Реl, 1973; Васильев, 1977; Кузнецов, 1978 и др.] и результаты собственных исследований [Седлецкий и др., 1977; Бойко, 1997] не позволяют согласиться с такой ролью рифов в рудогенезе. Мы установили, что рифогенные комплексы в силу своих специфических свойств являются не пассивным статистом-коллектором в моделях рудообразования, а зачастую определяют особенности всех звеньев генетических построений. Причем биогермообразование обусловливает процессы рифогенного рудогенеза не только на постседиментационном этапе существования осадочно-породных бассейнов, но и, что особенно важно и практически не изучено, — на стадии седиментационного их становления. Именно на решение вопросов седиментогенного (сингенетического) рудообразования в рифогенных комплексах и направлена предлагаемая статья.

При определении роли органогенных построек в седиментогенном рудообразовании необходимо учитывать, прежде всего, старые, уже хорошо известные, особенности и закономерности биогермообразования. К таким, в первую очередь, относятся морфологическая выраженность органогенных построек (за исключением биостромов) на дне бассейна седиментации и

их формирование как изначально твердых тел. Исключительное значение при реконструкциях сингенетического рудообразования в рифах может иметь видовой состав биогермообразователей и его эволюция в истории Земли. При решении поставленной задачи нельзя не учитывать также давно и достоверно установленный структурно-тектонический контроль рифогенного породообразования.

Из новых, в том числе и выявленных нами [Седлецкий и др., 1977; Бойко, 1984], закономерностей биогермообразования важно учитывать не только пространственную, но и генетически обусловленную взаимосвязь процессов биогермообразования на кромке шельфа и эвапоритонакопления на внутреннем шельфе. Эта связь проявляется в том, что барьерные органогенные постройки, являясь биологическим баром, компенсируют тектонические движения в области баровой перемычки, оставаясь независимо от характера последних на приливно-отливном уровне моря. Рифогенные образования являются, таким образом, природным автоматическим регулятором, определяющим гидрохимический режим бассейна галогенной седиментации. С другой стороны, возникновение биогермных сооружений в баровых областях неслучайно. Оно обусловлено благоприятной экологической обстановкой, связанной с постоянным направленным подтоком морских вод из открытого бассейна в зону шельфа, обеспечивавшим поступление достаточного количества питательных веществ, необходимых для жизнедеятельности бентосных колониальных организмов. Такая направленность объясняется падением уровня воды в бассейне галогенной седиментации за счет ее интенсивного испарения в аридном климате.

Таким образом, прослеживается четкая взаимосвязь между формированием рифов, нуждающихся в направленном подтоке морской воды, и явлением галогенеза, которое становится возможным лишь при определенной гидрохимической обстановке, обеспечивающейся рифами.

При реконструкциях сингенетического рудогенеза в рифах существенную помощь может оказать и установленное нами соотношение процессов биогермообразования и накопления органического вещества [Бойко, Седлецкий, 1988]. Доказано, что интенсивное накопление органического вещества происходит в зоне барьерных рифов, отделявших солеродный шельфовый суббассейн от открытого моря с нормальной соленостью вод. Сюда фитопланктоногенное органическое вещество привносится в массовом количестве направленными морскими течениями, о существовании которых сказано выше. В результате резкого изменения здесь гидрохимической обстановки оно отмирало и в массовом количестве захоронялось в тыловых частях органогенных построек, часто образуя месторождения горючих сланцев нового, рифогенного, типа. При этом накопление органического вещества происходит не только после отмирания построек, но и сингенетично их формированию.

Без учета отмеченных закономерностей биогермообразования прогнозирование месторождений цветных металлов в органогенных постройках и вмещающих их отложениях, в лучшем случае, неполно, а чаще всего необъективно. При этом мы установили, что из всех закономерностей биогермообразования наиболее информативен для реконструкций сингенетического рудогенеза в рифах механизм сопряженности биогермообразования и эвапоритонакопления [Бойко, 1997]. Поэтому в данной статье мы отдельно рассмотрим седиментационное рудообразование в рифогенных комплексах, ассоциированных с галогенными формациями, и в рифогенных комплексах, не проявляющих такой связи.

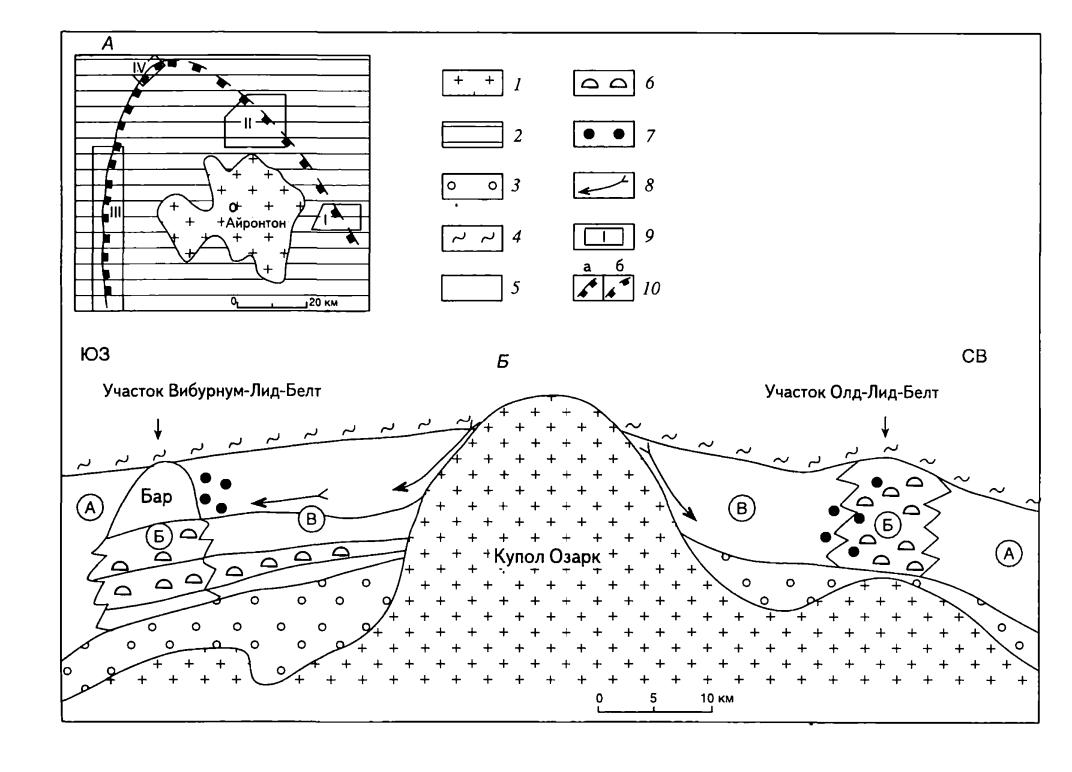
Роль органогенных построек в сингенетическом рудообразовании в рифогенных комплексах, не ассоциированных с эвапоритовыми формациями, наглядно, по нашему мнению, проявлена на хорошо известных месторождениях Старого и Нового (Вибурнум) свинцовых поясов в юго-восточной части штата Миссури, обеспечивающих основную потребность свинца в США. Несмотря на многочисленные работы по этому рудному району, многие вопросы его геологии и, прежде всего, металлогении остаются спорными. Особенно это касается источника рудного вещества, способов его переноса и концентрации. Рассмотрим эти проблемы с позиций нетрадиционного подхода к их решению, а именно, с учетом интенсивно проявившегося здесь биогермообразования.

Главным структурным элементом рудного района юго-восточной части штата Миссури является купол Озарк, сложенный докембрийскими гранитами и вулканогенными породами (рис. 1). Купол перекрыт кембрийскими образованиями, в нижней части которых, непосредственно на фундаменте, залсгают породы формаций (снизу вверх) Ламотт, Бонтерре, Дэвис. Формация Ламотт сложена в основном песчаниками и алевролитами с прослоями доломитов, в основании часты конгломераты. Все типы пород слабо сцементированные, пористые и проницаемые. Их максимальная мощность до 135 м. Формация Бонтерре выражена преимущественно различными по составу и строению карбонатными породами. Ее мочность 110—150 м. Формация Дэвис представлена глинистыми сланцами с прослоями известняков, глауконитовых песчаников и алевролитов. Ее средняя лощность 50 м.

Галенит-сфалеритовая минерализация наблюдается в породах всех трех названных формаций. Однако промышленные месторождения связаны с отложениями формации Бонтерре, включающей в зебя четыре основных рудных участка: Ламотт, Олд-Лид-Белт, Вибурнум-Лид-Белт и Индиан-Крик.

Ключевым элементом строения рудоносной формации Бонтерре является литолого-фациальный комплекс барьерных рифов (см. рис. 1). Он в виде прерывистой полосы шириной 3–8 км опоясывает докембрийские магматические породы выступа Озарк. Комплекс сложен преимущественно биогермными доломитами. Доломиты серые с коричневатым оттенком, иногда глинистые. Изредка в верхней части разреза наблюдаются черные сланцы. Основными биогермообразователями являются водоросли, которые строят по восточной ветви распространения построек биогермы, а по западной – преимущественно биостромы. Очень часто, особенно в составе западной ветви распространения органогенных построек, наблюдаются гидроаккумулятивные баровые тела, сложенные органогенно-детритовыми и оолитовыми доломитизированными известняками. Мощность отложений комплекса до 150 м мощность органогенных построек 50 м.

Фс мирование построек формации Бонтерре происходило на внешнем крае относительно неширокого (5–30 км) шельфа вокруг островной суши выступа Озарк. Полоса биогермообразования, вероятнее всего, контроли-



ровалась системой кольцевых сбросов, проявляющихся относительно центральной части купола. Причем по восточному обрамлению, где влияние разломов было ощутимым, формировались морфологически выраженные постройки — биогермы, а вдоль западных берегов, где в большей мере сказывалось действие гидродинамики, — только биостромы и баровые тела, сложенные продуктами разрушения построек.

Между полосой развития барьерных рифов и выходами магматических пород купола Озарк наблюдаются отложения литолого-фациального комплекса внутреннего шельфа. Они представлены органогенно-детритовыми, оолитовыми и биогермными карбонатными породами. Это известняки, доломиты и переходные между ними разности пород. Их формирование происходило в суббассейне, полуизолированном органогенными постройками и гидроаккумулятивными баровыми сооружениями от открытого моря. Поскольку связь мелководного шельфа с основным бассейном вследствие наличия рифов и баров была затруднена, его солевой состав несколько выше нормально-морского. Об этом свидетельствуют и накапливавшиеся здесь седиментационные доломиты.

В направлении от барьерных рифовых построек в сторону открытого моря выделяется литолого-фациальный комплекс относительно глубоководных отложений. Он представлен различными петрографическими типами известняков, а в верхней части разреза — глинисто-карбонатными породами. Накопление осадков этого литолого-фациального комплекса происходило в относительно глубоководном морском водоеме с нормальной соленостью.

Анализ распределения рудной минерализации в формации Бонтерре указывает на наличие четкого фациального ее контроля. Так, минерализация интенсивно проявляет себя только в морфологически выраженных (биогермных) органогенных постройках (участки Индиан-Крик, Олд-Лид-Белт). По западной ветви рифогенных образований (участок Вибурнум-Лид-Белт), где наблюдаются исключительно биостромы, минерализация в постройках вообще отсутствует и связана только с опять-таки морфологически четко выраженными баровыми гидроаккумулятивными телами. Причем важно отметить, что в самих телах биогермов и баров промышленная минерализация тяготеет исключительно к их тыловым частям, т.е. частям, обращенным к береговой линии купола Озарк.

Такое распределение минерализации в рифогенной формации Бонтерре не может быть объяснено, как обычно это делается, только высокими коллекторскими свойствами вмещающих ее образований. В данном случае пористость и проницаемость пород, слагающих различные органогенные постройки и бары, на всем протяжении рифогенной формации Бонтерре при-

Рис. 1. Схема геологического строения (A) и литолого-фациальный профиль (B) юго-восточной части штата Миссури. По Ф.Г. Снайдеру и П.Э. Гердеману (1972) с упрощениями и дополнениями

^{1 —} докембрийские магматические породы; 2 — кембрийские и ордовикские осадочные породы; 3 — терригенная подрудная формация Ламотт; 4 — глинистая надрудная формация Дэвис; 5 — рудоносная формация Бонтерре; 6 — биогермные породы; 7 — положение промышленной минерализации; 8 — предполагаемые направления привноса седиментогенного рудного вещества; 9 — основные рудные участки (І — Ламотт, ІІ — Олд-Лид-Белт, ІІІ — Вибурнум-Лид-Белт, ІV — Индиан-Крик); 10 — контуры свинцовых поясов (а — Нового, б — Старого). Литолого-фациальные комплексы (буквы в кружках): А — относительно глубоководных отложений, Б — барьерных рифов, В — внутреннего шельфа

мерно одинаковые, однако руда связана только с морфологически выраженными телами – биогермами и барами.

На наш взгляд, установленные закономерности в распределении рудной минерализации в формации Бонтерре могут быть объективно объяснены с позиций седиментационного рудообразования. Ведь именно связь промышленной минерализации только с тыловыми субфациями биогермов и баров позволяет предположить, что источником рудного вещества для рассматриваемых месторождений были халькофильные элементы областей денудации купола Озарк. Поступавшие с прилегающей суши купола металлы оказывались в своего рода ловушке, ограниченной в зоне сопряжения с глубоководным морем биогермами или барами. А так как минерализация в этом суббассейне была повышенной, о чем, как отмечалось выше, свидетельствуют седиментационные доломиты, более плотные растворы опускались на дно и, мобилизуя находящееся там привнесенное рудное вещество, стекали в сторону глубоководного моря. И в том случае, когда в пределах внешнего края шельфа путь им преграждали морфологически выраженные геологические тела – биогермы и бары, они накапливались там в зарифовой (тыловой) зоне.

Здесь же, на границе нормальной морской воды и плотных донных рассолов, создавались благоприятные условия для образования сульфидных руд. Этому способствовало и поступающее сюда фитопланктоногенное органическое вещество [Снайдер, Гердеман, 1972], формирующее своеобразный геохимический экран. Подтверждением такого механизма рудообразования может быть и галенит-сфалеритовая минерализация среди отложений внутреннего щельфа, т.е. находящаяся на путях возможной транспортировки металлов от области денудации к тыловым зонам биогермов и баров на внешней кромке шельфа.

Рассмотренный пример позволяет констатировать, что рудообразование в рифогенных постройках, не ассоциированных с эвапоритами, осуществляется не только в постседиментационный этап существования осадочно-породных бассейнов, но и на стадии седиментационного их становления. Наиболее вероятным источником седиментогенного оруденения являются халькофильные элементы областей денудации прилегающей суши. При этом роль органогенных построек заключается в том, что они, будучи расположенными по периферии мелководной (шельфовой) части бассейна седиментации, вследствие своей морфологической выраженности препятствуют разубоживанию поступающих сюда рудных компонентов, становясь своего рода ловушками, обеспечивающими локализацию металлов. Механизма, обеспечивающего мобилизацию и поступление металлов со стороны открытого моря, к настоящему времени для рифогенных комплексов, не проявляющих связи с эвапоритами, не обнаружено.

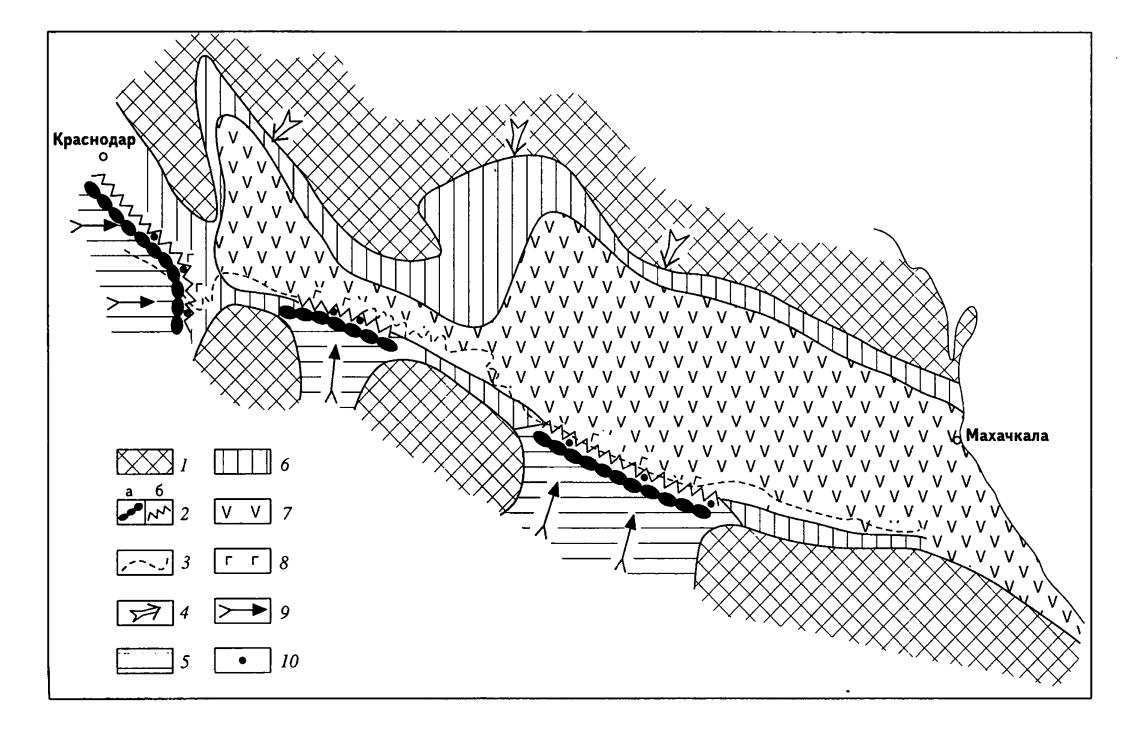
Роль органогенных построек в сингенетичном рудогенезе рифогенных комплексов, ассоциированных с эвапоритовыми формациями, рассмотрена на примере хорошо изученных верхнеюрских карбонатно-эвапоритовых образований Северного Кавказа (рис. 2). Выполненные нами исследования [Бойко и др., 1977] позволили выделить в составе этих образований закономерный ряд последовательно сменяющихся литолого-фациальных комплексов и определить зоны интенсивного биогермообразования, представляю-

щие наибольший интерес для поисков связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Так, выделены следующие литолого-фациальные комплексы, получившие региональное распространение: относительно глубоководных отложений, фронтальных отложений барьерных рифов, барьерных рифов, тыловых образований барьерных рифов, отложений внутреннего шельфа, прибрежно-мелководных отложений.

На седиментационной стадии развития позднеюрского осадочного бассейна Северного Кавказа, в отличие от рассмотренного примера месторождений штата Миссури, существовал не один, а два источника поступления рудного вещества. Это, прежде всего, как и в отмеченном выше примере, халькофильные элементы областей денудации [Бойко, 1997]. Водосборные площади позднеюрского бассейна седиментации на Северном Кавказе были сложены на большей части территории обломочными породами, а в пределах центральной суши, разделяющей западный и восточный суббасейны магматическими и метаморфическими образованиями. Эти породы были не только заражены рудной минерализацией, которая наблюдается сейчас в келловейских отложениях региона, но могли содержать и коренные месторождения полиметаллических руд. Поступавшие с прилегающей суши металлы в Северо-Кавказском палеобассейне оказывались в своего рода ловушке, ограниченной в зоне сопряжения с глубоководным морем рифогенными баровыми телами. Однако на стадии карбонатной седиментации, т.е. в оксфордско-кимериджское время, условия для локализации рудного вещества в бассейне отсутствовали, и металлы образовывали довольно равномерную, невысокую по содержанию, вкрапленность во вмещающих породах карбонатной формации.

Ситуация изменилась, когда процессы карбонатной седиментации сменились эвапоритовым седиментогенезом. В это время в результате аридизации климата и, следовательно, увеличения испарения воды в морском бассейне Северного Кавказа понижался уровень этого бассейна и одновременно увеличивалась минерализация и плотность остаточных растворов. Последние опускались на дно и, мобилизуя находящееся там привнесенное руднос вещество, стекали в сторону глубоководного моря Центрального и Северо-Западного Кавказа. А так как в пределах внешнего края шельфа на Лагонакской ступени, в Центральном (междуречье Чегем-Асса) и Западном (междуречье Большой и Малой Лабы) Предкавказье путь им преграждали барьерные рифы, рассолы накапливались здесь в зарифовой зоне, обусловливая образование в виде сплошной массы седиментационных доломитов, сохранившихся в настоящее время в бассейне р. Курджипс [Бойко, 1982]. Здесь же, на границе нормальной морской воды и плотных донных рассолов, при массовом поступлении фитопланктоногенного органического вещества, формирующего своеобразный геохимический экран, создавались благоприятные условия для образования сульфидных руд. Это подтверждаіот горючие сланцы литолого-фациального комплекса тыловых отложений барьерных рифов в междуречье Большой и Малой Лабы, а также в Центральном Предкавказье (бассейны рек Ардон, Генналдон, Урух и др.), которые буквально пропитаны рудным веществом.

Механизм сопряженности биогермообразования и эвапоритонакопления в рассматриваемом случае способствовал мобилизации и рудного вещества



из вод глубоководной части морского бассейна, существовавшего в позднеюрскую эпоху на территории современной складчатой области Большого Кавказа. Они содержали его в растворенном, коллоидальном и взвешенном состоянии. Значительная часть халькофильных элементов, особенно в растворенном и коллоидальном состоянии, поглощалась и усваивалась планктоном. Так, А.П. Лисицын [1986] приводит более 70 элементов, используемых организмами. При этом к группе элементов, значительно накапливающихся морскими организмами, относятся такие, традиционно считавшиеся токсинами, как Си, Zn, As и др. В кимеридж-титонское время, характеризовавшееся интенсивным эвапоритообразованием на шельфе Восточно-Кубанской впадины и Терско-Каспийского передового прогиба, имели место компенсационные течения в направлении из глубоководного бассейна в область соленакопления (см. рис. 2).

Эти течения привносили в зону барьерных рифов Лагонакской ступени и Скалистого хребта Центрального (междуречье Чегем-Асса) и Западного (междуречье Большой и Малой Лабы) Предкавказья, окаймляющих Северо-Кавказский солеродный бассейн со стороны открытого моря, не только огромное количество планктонных организмов, но и мобилизованное ими рудное вещество. Доказательством наличия таких течений через барьерные рифы в эвапоритовые суббассейны Восточно-Кубанской впадины и Терско-Каспийского передового прогиба являются, прежде всего, выявленные в зоне сопряжения горючие сланцы [Бойко и др., 1989]. Подтверждает течения и сам факт существования мощных (до 1500 м на Лагонакской ступени и в Центральном Предкавказье) барьерных рифовых сооружений, для формирования которых каркасным организмам необходимо огромное количество питательных веществ в виде привнесенного планктона. В равной мере и соленакопление в значительных масштабах возможно только при интенсивном питании Северо-Кавказского солеродного бассейна морскими водами, которое, конечно, может быть осуществлено только направленными течениями.

Таким образом, выполненные исследования позволяют предположить наличие сопряженности биогермообразования и рудогенеза. Эта связь наблюдается не только на постседиментационной стадии развития осадочных бассейнов, но и в процессе их седиментационного становления. При этом для рифогенных формаций, ассоциированных с эвапоритовыми отложениями, биогермообразование способствовало мобилизации рудного вещества, поступающего с палеосуши и находящегося в морских водах открытой части бассейна. В рифогенных формациях, не проявляющих взаимосвязи с эвапоритами, роль органогенных построек заключается только в мобилизации рудного вещества областей денудации.

Рис. 2. Палеогеографическая схема Северного Кавказа в раннетитонское время (время галогенеза)

I — суша; 2 — зоны интенсивного биогермообразования на внешнем крае шельфа (a — сингенетичного процессу галогенеза, δ — предшествующего времени галогенного осадконакопления); 3 — современный контур выходов на поверхность отложений титонского яруса; 4 — направления выноса осадочного материала с областей денудации; 5 — глубоководный морской бассейн нормальной солености; δ — прибрежные участки бассейна с повышенной соленостью (до 14%); 7 — участки бассейна с высокой соленостью (свыше 14%); δ — зоны накопления фитопланктоногенного органического вещества; 9 — направления движения морских вод с нормальной соленостью в бассейн галогенеза; 10 — установленное полиметаллическое оруденение

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы "Интеграция" (проект 5.1–253/34).

ЛИТЕРАТУРА

Бойко Н.И. О генезисе доломитов верхносюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1982, № 2. С. 47–53.

Бойко Н.И. Позднеюрские рифогенные образования Северного Кавказа // Сравнительная характеристика эвапоритовых и карбонатных формаций. Новосибирск: Наука, 1984. С. 150–159.

Бойко Н.И. Металлогения позднеюрских рифогенных образований Западного Предкавказья // Разведка и охрана недр. 1997, № 6. С. 5–7.

Бойко Н.И. Геохимические особенности рифогенных образований // Литология и полезные ископаемые. 1988, № 2. С. 145–152.

Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкая Н.М. Горючие сланцы в верхнеюрских отложениях Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 6. С. 1455–1457.

Бойко Н.И., Седлецкий В.И. О соотношении процессов эвапоритообразования и накопления органического вещества // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 1988. С. 8–9.

Бойко И.И., Седлецкий В.И., Шведов В.Н. Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье // Литология и полезные ископаемые. 1977, № 1. С. 137–144.

Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1977. 126 с. (Тр. геол. ин-та БурФАН СССР. Вып. 14).

Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.

Лисицын А.П. Биодифференциация вещества в океане и осадочный процесс // Биодифференциация осадочного вещества в морях и океанах. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1986. С. 3–66.

Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С. О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования // Советская геология. 1977, № 12. С. 8–21.

Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989. 208 с.

Снайдер Ф.Г., Гердеман П.Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. С. 42–79.

Monseur G., Pel J. Reef Environment and Stratiform Ore Deposits (Essay of a synthesis of the Relationship between The) // Ores in Sediments. VIII International Sedimentological Congress. Berlin: Springer-Verlag, 1973. P. 195–207.

ПОДГОТОВКА ЛИТОЛОГОВ ДЛЯ НЕФТЯНОЙ И ГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ. СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

А.Н. Дмитриевский, В.Г. Кузнецов

Более чем полувековой опыт подготовки специалистов для нефтяной и газовой промышленности страны показал, что высшая школа в целом успешно справлялась с задачей обеспечения специалистами нефтегазовых отраслей народного хозяйства, в том числе в области геологии нефти и газа.

Основой высшего образования в нашей стране была широкая и фундаментальная базовая подготовка, которая позволяла затем специализироваться по тем или иным направлениям трудовой деятельности. О значении такого подхода свидетельствует, например, такой факт. В 1957 г. был запущен первый искусственный спутник Земли — несомненно выдающееся достижение отечественной науки и техники. США, претендующие не без оснований на роль ведущей научно-технической державы мира, были шокированы своим отставанием и создали специальную комиссию Конгресса для выяснения причин этого. Одной из ведущих причин успеха СССР была признана система высшего образования, которая давала широкую базовую подготовку. Это позволяло быстро переориентироваться и плодотворно работать по принципиально новым направлениям, для которых не было и не могло еще быть системы подготовки узких специалистов.

Правда, подобная система имела и некоторые недостатки или, может быть, неудобства. Молодой специалист, имея хорошую базовую подготовку, не всегда был готов немедленно исполнять конкретные узкие обязанности на производстве, и требовалось определенное время для адаптации. Попыткой исправить это положение было введение института старжества, получение диплома после года работы и т.д. Позднее появилась тенденция все более узкой специализации и профилизации, в том числе для геологов-нефтяников. Вначале произошло разделение на специализации поисков нефти и газа и промысловую геологию, позднее появился еще ряд специализаций, а затем и профилизаций. В русле этих тенденций возникла и специализация по нефтегазовой литологии.

НЕФТЕГАЗОВАЯ ЛИТОЛОГИЯ И ОБЩАЯ МЕТОДОЛОГИЯ ПРЕПОДАВАНИЯ

Общепризнанно положение о том, что становление науки об осадочных горных породах, ее обособление от общей петрографии и некоторых разде-

лов исторической геологии (например, фациального анализа) было обусловлено потребностями бурно развивающейся нефтяной промышленности [Пустовалов, 1940; Селли, 1981; Швецов, 1934, 1958]. Если пионерные работы в области литологии — изучение морских и океанических осадков (Дж. Меррей, А. Ренар и др.), петрография некоторых типов осадочных пород (Л. Кайе и др.), условий осадконакопления (И. Вальтер, Н.И. Андрусов и др.) — относятся к концу прошлого — началу нынешнего века, то оформление литологии как самостоятельной науки произошло после первой мировой войны, первой "войны моторов", когда резко возросло значение главнейшего полезнейшего ископаемого осадочных толщ — нефти, а позднее и газа.

Естественно, что преподавание этой дисциплины очень скоро вошло в учебные планы геологов-нефтяников, а первая в нашей стране специальная кафедра петрографии осадочных пород была создана в Московском нефтяном институте. Здесь же как учебное пособие для нефтяных вузов была написана монография, в которой впервые в мировой литературе осадочные породы рассматривались как закономерные минеральные ассоциации и устанавливались общие закономерности их строения, происхождения, распространения в пространстве и геологической колонке [Пустовалов, 1940]. Подчеркивался исторический и генетический, а не только описательный характер науки, и впервые предлагался сам термин "литология" в его нынешнем понимании в русскоязычной литературе.

За прошедшие более чем полвека содержание науки и ее задачи применительно к геологии нефти и газа углубились, а во многом и видоизменились [Кузнецов, 1986, 1995]. Некоторые важные на ранних стадиях задачи практически исчезли (например, с широким развитием геофизических исследований скважин практически изжила себя микропетрографическая корреляция), другие (например, прогноз и поиски неантиклинальных ловушек, литология природных резервуаров и др.), напротив, приобрели весьма важное значение.

Возрастание значения литологических исследований в комплексе поисково-разведочных и теолого-промысловых работ обусловило необходимость подготовки специалистов соответствующего профиля.

В ряде зарубежных вузов в программах университетского и постуниверситетского образования появились специальные курсы и изданы специальные учебные пособия [Bjorlykke, 1989; Zimmerle, 1995]. В нашей стране в условиях плановой экономики подготовка литологов-нефтяников осуществлялась в рамках специальности "геология нефти и газа", была создана специализация "нефтегазовая литология". С 1985 г. в Государственной академии нефти и газа им. И.М. Губкина (н. Российский Государственный университет им. И.М. Губкина — РГУ) впервые в б. СССР начата подготовка студентов по этой специализации.

Основной концепцией профиля специалиста данной специализации было не только овладение общими знаниями в области литологии, методологией и методами литологических исследований и изучения осадочных пород, но и, что наиболее важно, — овладение навыками специализации именно в области нефтегазовой литологии. При этом было сформулировано два главных направления литологических исследований в геологии нефти и газа — прогноз и поиски неантиклинальных ловушек нефти и газа и литология при-

родных резервуаров нефти и газа. Эти два аспекта включают множество более частных, хотя и важных, задач и направлений. Вместе с тем, как будет показано ниже, они не исключают и более узкую профилизацию и освоение других, более специальных направлений деятельности литолога-нефтяника.

При реализации этой концепции профиля специалиста было признано необходимым широкое привлечение методов и принципов системного подхода, успешно используемого ныне в геологии, вообще, и отдельных ее разделах, в частности [Дмитриевский, 1982]. Это подготовлено предыдущей историей развития и спецификой объсктов геологической науки и практики.

Такие объекты геологии, как кристалл, минерал, горная порода, платформа, геосинклиналь, еще многие десятилетия назад интуитивно рассматривались как целостные природные образования, состоящие из элементов. Понятия целостности и элементности использовались в трудах многих геологов. В истории системных исследований в геологии особое место занимает выдающийся ученый-энциклопедист В.И. Вернадский. Геология – чрезвычайно адаптивная наука и активно вбирает в себя все передовые прогрессивные методы. Так было на всем протяжении развития геологических наук. Исторически геологические знания формировались под влиянием передовых идей в философии, математике, физике. И то, что некоторые разделы геологии до сих пор имеют описательный характер, трудно поддаются математизации, является признаком не отсталости геологии, а, скорее, ее спецификой, выражением ее объективной сложности. Многие разделы геологии должны оставаться описательными с преобладанием содержательных методов исследований. Задача этих геологических дисциплин – накопление информации описательного, качественного характера. В то же время часть геологических дисциплин успешно использует формальные методы. Так, одним из самых активных пользователей современных компьютерных технологий является геофизика. Другая характерная особенность развития геологии - комплексный характер проводимых исследований, когда один и тот же объект изучастся геологическими, геофизическими, геохимическими и другими методами.

Таким образом, уже в исходных предпосылках геологических исследований отмечается четко выраженная системная ситуация, а именно:

- предметом исследования геологических дисциплин являются сложные природные образования;
- изучение этих сложных геологических объектов осуществляется комплексом методов.

Особую важность для геологии представляет то, что системный подход предполагает использование качественных характеристик объекта, и, следовательно, возможно активное применение широко развитых в геологии содержательных методов исследования.

В современной геологии сложилось три направления использования системного подхода, которые находят свое выражение в концепции естественности систем геологии, концепции номинально-целевых систем и активно развивающемся в последние годы системо-деятельностном подходе.

Основные положения системного подхода и были реализованы при составлении учебных планов и программ специализации, где использовано несколько основополагающих принципов [Дмитриевский, Кузнецов, 1993]:

- 1. Системность, взаимоувязанность отдельных дисциплин элементов общей системы.
 - 2. Многоуровенность, соподчиненность отдельных блоков дисциплин.
- 3. Гибкость системы, широкие возможности профилизации и индивидуализации обучения.
- 4. Оптимальные соотношения объема теоретических (лекционных) и лабораторных занятий, практической и самостоятельной работы (в форме курсовых работ и проектов, специальных заданий), возможность дополнительной научно-исследовательской работы.

Системность подготовки включает три основных момента:

- строгую взаимосвязь и логическую увязанность отдельных дисциплин как элементов общей системы;
- введение специального курса по теории и методам системных исследований литосферы, в котором даются основы системного анализа, вообще, а также применительно к геологии нефти и газа и нефтегазовой литологии, в частности;
- системность представлений в каждой конкретной дисциплине, показ иерархичности, субординации и координации отдельных понятий и объектов, их взаимосвязи в пространстве и времени, эмерджентных свойств системы. Так. при рассмотрении положения природного резервуара в иерархическом ряду нефтегеологического подразделения стратисферы показывается, что это понятие выше породного уровня, и его эмерджетные свойства характер размещения и внутрирезервуарной миграции флюидов определяются композицией породно-слоевых ассоциаций.

Одно из основных понятий геологии — "фация" — с использованием системного подхода приобретает более глубокое значение со своей целостностью, индивидуальностью, автономностью, внутренней организацией и структурой и особыми внешними взаимоотношениями, что, в свою очередь, позволяет углубить методологию фациального анализа.

СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ УЧЕБНОГО ПЛАНА

Важный элемент системной организации учебного плана — его многоуровенность, наличие ряда взаимоувязанных друг с другом блоков дисциплины. С определенной степенью условности все дисциплины были объединены в три основных блока, два из которых являются общими для всех геологов-нефтяников (рис. 1).

Гуманитарные, социально-экономические, общенаучные и общетехнические дисциплины охватывают примерно половину общего учебного времени (48%). Сюда входят такие предметы, как философия и политическая история XX в., право, иностранный язык, экономика, организация и управление производством, высшая математика, вычислительная техника и программирование, физика, химия, бурение и освоение скважин, подземная гидромеханика и др.

На блок общегеологических и нефтегеологических дисциплин приходится примерно 38% общего объема учебного плана. Наряду с общей геологисй, палеонтологией и исторической геологией, геотектоникой и геодинамикой, региональной геологией, структурной геологией, гидрогеологией,

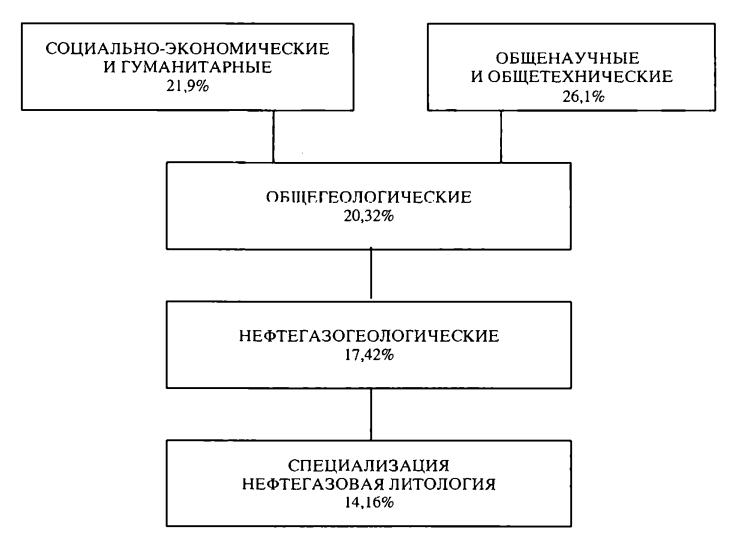


Рис. 1. Схема взаимоотношения основных блоков дисциплин при подготовке литологов-нефтяников

геологией нефти и газа, нефтегазопромысловой геологией, полевой и скважинной геофизикой, теоретическими основами поисков и разведки нефти и газа сюда входят и дисциплины минералого-петрографического цикла — минералогия, петрография и литология, общие для всех студентов-геологов, в том числе и литологической специализации.

Наконец, третий блок занимает чуть более 14% учебного времени и включает только дисциплины специализации (рис. 2). Принцип его построения также многоуровенный и в то же время наиболее гибкий. Базовый уровень включает дисциплины общелитологического цикла. Они углубляют и детализируют знания по литологии, полученные в общегеологическом блоке, способствуют развитию литологического мышления, освоению методологии и методики литологических работ. Сюда относятся курсы по специальным методам исследования осадочных пород, учению о фациях и формациях, геохимии и охране окружающей среды.

На эти дисциплины отводится около 44% времени данного блока, что подчеркивает их значение как основы всех литологических исследований.

Следующий уровень – это дисциплины, касающиеся уже собственно сферы деятельности нефтегазовой литологии и связанные с исследованием литологии природных резервуаров, а также прогнозам и поискам неанти-клинальных ловушек (34%).

ОБЩИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ДИСЦИПЛИНЫ – 44%

- МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД • УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ И ФОРМАЦИЯХ
- ГЕОХИМИЯ И ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

НЕФТЕГАЗОВАЯ ЛИТОЛОГИЯ – 34%

• ПРОГНОЗ И ПОИСКИ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК • ЛИТОЛОГИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

ДИСЦИПЛИНЫ ПРОФИЛИЗАЦИЙ – 22%

- НЕФТЕГАЗОПОИСКОВОЙ ЛИТОЛОГИИ
- НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛОВОЙ ЛИТОЛОГИИ
- СИСТЕМНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛИТОСФЕРЫ • СЕДИМЕНТОЛОГИИ

Рис. 2. Схема взаимоотношения блоков дисциплин литологической специализации

Завершают основной цикл обучения дисциплины профилизации (22% объема специализации). Разработаны программы четырех профилизаций: нефтегазопоисковая литология, нефтегазопромысловая литология, системные исследования литосферы, седиментология. Каждая из профилизаций, кроме дисциплин собственно литологических, включает разделы смежных наук, используемых в современном комплексе литологических исследований: сейсмические методы и геофизические исследования скважин.

Подготовка по тем или иным профилизациям и количество студентов каждой из них определяется двумя главными обстоятельствами: потребностями науки и производства, т.е. соответствующими заказами, и личным желанием студентов.

Следует, однако, отметить, что при отсутствии централизованного распределения выпускников подготовка по столь дробным профилизациям оказалась не очень эффективной, и в последние годы сформировался общий учебный план специализации, который включил следующие дисциплины.

1. Методы исследования осадочных пород и математической обработки результатов. 2. Геохимия, полезные ископаемые и охрана геологической среды. 3. Литология природных резервуаров нефти и газа. 4. Учение о фациях и нефтегазоносных формациях. 5. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. 6. Литологические основы прогнозирования нефтегазоносности недр и поиска неструктурных ловушек. 7. Сейсмостратиграфия и структура осадочных образований. 8. Геохимия литогенеза. 9. Гидрогеология и гидрохимия.

В процессе обучения на профилизациях наряду с традиционной аудиторной формой проведения занятий (лекции, лабораторные занятия) широко используется и самостоятельная работа с последующей отчетностью.

Кроме основного курса, проводилась подготовка специалистов и по индивидуальному учебному плану с продленным сроком обучения (5,5 лет). Эта важная форма индивидуальной подготовки также осуществлялась по заказу потребителей (науки, реже производства), где к основному набору дисциплин добавляются узкоспециальные в соответствии с характером и тематикой будущей работы выпускника. Естественно, что по этой форме занимались лишь отдельные студенты с высокой успеваемостью, показавшие способности к научной работе. В индивидуальных планах предусматривалось изучение специальных вопросов, разрабатывались программы, но обучение проходило в форме самостоятельной проработки рекомендуемой литературы, регулярных консультаций и контроля в виде курсовых работ, зачетов и экзаменов.

Важная форма самостоятельной учебной работы – постоянное, начиная с первого курса, выполнение курсовых проектов и курсовых работ. Они в той или иной мере проводятся во всех блоках дисциплин: социально-экономических, общенаучных и общетехнических (например, в курсах "Организация, планирование и управление производством", "Подземная гидромеханика" и др.), общегеологических и нефтегеологических (6 проектов и работ). В специализации "Нефтегазовая литология" студенты выполняют в зависимости от профилизации 4–5 подобных работ. Курсовая работа по методам исследования осадочных пород выполняется всеми студентами специализации. Из двух курсовых работ по дисциплинам "Учение о фациях" и "Литология природных резервуаров" выполняется одна по выбору студентов. Еще более индивидуализированы проекты и работы на профилизациях и, тем более, при продленном обучении по индивидуальным планам. Необходимым элементом обучения является практическая подготовка, на которую в сумме отводится не менее 30–32 недель.

Наряду с учебными и производственными практиками общими для всех геологов-нефтяников (общегеологической, промыслово-геологической) разработана и программа непрерывной литологической практики в объеме 13–15 недель (рис. 3).

Общегеологическая учебная практика после второго курса предполагает освоение методов и приемов полевых литологических исследований, полевого описания обнажений, определения и подробного описания различных горных пород. В качестве варианта возможно участие в рейсах научно-исследовательских судов с освоением методики отбора проб, описания колонок осадков и составления литологической карты донных осадков.

Целью промыслово-литологической практики является изучение и освоение специфики исследования разрезов осадочных толщ по материалам бурения, работы с керном, сопоставление с результатами ГИС.

Следующие – производственную и преддипломную – практики студенты проходят непосредственно на рабочих местах в научно-исследовательских организациях и на производственных предприятиях, выполняя конкретные задания в русле своей будущей работы. Тем самым они закрепляют получен-

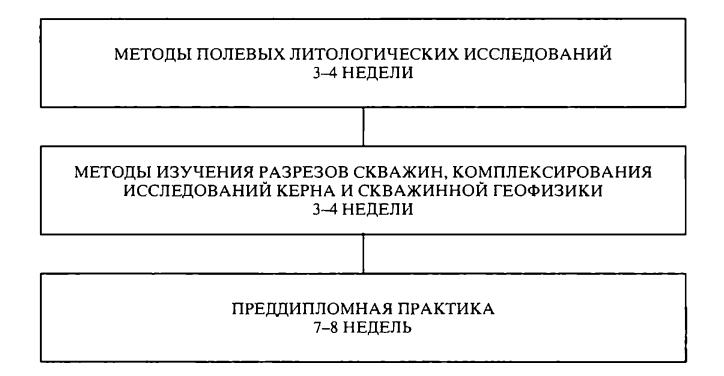


Рис. 3. Схема учебных и производственных практик студентов литологической специализации

ные теоретические знания, приобретают опыт практической работы и собирают материал для выполнения дипломного проекта.

Итоговый контроль осуществляется в двух формах. Каждый студент сдает государственный экзамен по специальности, где показывает свои знания в основном в теоретической сферс. При этом опрос идет по дисциплинам общегеологического, нефтегеологического циклов и по циклу специализации. После этого каждый студент защищает перед государственной экзаменационной комиссией выполненный им лично дипломный проект, где показывает умение приложить теоретические знания к решению практических задач. Дипломный проект выполняется на материалах отдельного месторождения или группы площадей и решает конкретные литологические задачи: восстановление условий осадконакопления, коллекторские свойства, их связи с типом и литологической характеристикой пород и их вторичных преобразований и т.д. Поскольку абсолютное большинство проектов осуществляется по материалам и заданию научно-исследовательских работ, выполняемых на кафедре, или производственных предприятий, где проводилась преддипломная практика, эти проекты имеют прикладное значение, используются и реализуются в соответствующих организациях.

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ И ИНДИВИДУАЛЬНАЯ РАБОТА СТУДЕНТОВ

Наряду с плановыми учебными занятиями студенты имеют возможность заниматься научно-исследовательской работой.

Необходимость введения элементов научного исследования непосредственно в учебный процесс диктуется происходящей ныне научно-технической революцией, когда требуется творческое решение любых практических производственных проблем. Это обстоятельство особенно проявляется

при изучении геологических дисциплин, так как историзм геологии и "генетичность" всех ее подразделений определяет не тривиальный, а творческий подход к решению выдвигаемых ими проблем. Все это вызывает и изменение характера процесса обучения, когда наряду с изучением уже полученных наукой и апробированных практикой положений, законов и т.д. студенты обучаются началам самого процесса познания: умению самим поставить задачу, правильно спланировать и осуществить эксперимент, проанализировать полученные результаты и сделать из них определенные научные выводы. Формы ее проведения достаточно разнообразны. Прежде всего, это учебная научно-исследовательская работа, входящая в учебный план [Князев, Кузнецов, 1983]. Суть ее заключается в том, чтобы органически сочетать освоение методов исследования с получением результатов, которые можно было бы использовать для научного анализа и получения определенных научных выводов. Это возможно при исследовании конкретного геологического материала, который студенты ранее изучили и собрали, в частности, при прохождении практик.

Естественно, что выполнение любой даже очень небольшой исследовательской работы возможно лишь на основе обобщения результатов анализов нескольких образцов. Проведение же каждым студентом всех аналитических работ для 5-7 проб практически нереально вследствие их трудоемкости. Поэтому учебная научно-исследовательская работа является работой коллективной – каждый студент анализирует одну пробу (реже 2–3), осуществляет все расчеты и графические построения, а обобщение полученных данных и все выводы производятся сообща небольшой исследовательской группой - тремя - пятью студентами одного отряда. Результаты проведенной учебно-исследовательской работы оформляются в виде научного отчета, выполненного всеми авторами исследовательской группы. Его публичная защита проводится на заседании научного семинара кафедры в присутствии всех студентов данной учебной группы, т.е. на кафедральной конференции студенческих научно-исследовательских работ. Лучшие отчеты отмечаются распоряжением по кафедре и выносятся на конференцию студенческого научного общества.

Таким образом, студенты проходят все этапы научно-исследовательской работы: от четкой постановки задач (в данном случае формулировки темы), выработки плана и программы изучения, сбора фактического материала, выбора необходимого комплекса аналитических работ, через самостоятельное проведение лабораторных исследований к анализу, обобщению и интерпретации полученных данных и, наконец, составлению и защите научного отчета. Поотрядное коллективное выполнение работы не снижает индивидуальной ответственности отдельного исполнителя - каждый студент самостоятельно проводит весь необходимый цикл исследований и первичной обработки полученных аналитических данных, в процессе чего осваивает необходимые методики. Зачет по этой работе также строго индивидуален. Вместе с тем такая организация наглядно показывает коллективный характер современной науки, повышает ответственность каждого исполнителя перед коллективом и позволяет провести саму работу без увеличения числа часов, отводимых учебным планом на лабораторный практикум.

Разнообразны возможности научной работы во внеучебное время. Это участие в ознакомительных практиках, где студенты посещают отдельные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых, знакомятся с их геологией и минералогией. Это работы в студенческих научных кружках, где студенты готовят и заслушивают рефераты по тем или иным актуальным вопросам литологии, и выступают с сообщениями по новым проблемам и работам специально приглашенные крупные ученые. Наконец, как высшая форма это работа по договору в научно-исследовательских темах, выполняемых на кафедре. В этом случае студент решает конкретную задачу, и результаты его работы входят в окончательный отчет. Многие результаты студенческих работ этого плана публикуются.

Стремительное и все ускоряющееся развитие науки и техники опережает несколько инерционные классические методы обучения по централизованно утверждаемым планам и программам. Большую помощь в преодолении этого недостатка оказывают разнообразные факультативные курсы, где излагаются отдельные новые направления в науке и технике. Так, в последние годы большим успехом пользуются факультативные курсы и занятия по дисциплинам "Ввод, хранение и первичная обработка геологической информации" и "Компьютерные технологии при моделировании природных резервуаров", которые посещают не только литологи, но и студенты других геологических и даже геофизических специальностей.

Для подготовки специалистов-литологов разработан большой объем учебно-методической литературы и документации. Двумя изданиями в издательстве "Недра" вышел соответствующий учебник, причем второе издание включает основной раздел по общей литологии и разделы по дисциплинам специализации – "Учение о фациях и нефтегазоносности формаций" и "Литология природных резервуаров" [Прошляков, Кузнецов, 1981, 1994]. Внутривузовским издательством выпущены многочисленные пособия к лабораторным занятиям, учебной научно-исследовательской работе, методические указания по курсовому и дипломному проектированию и др.

По этим планам и программам в б. ГАНГ им. И.М. Губкина (н. РГУ нефти и газа) проводилось обучение более 10 лет и было выпущено несколько десятков специалистов.

БАКАЛАВРИАТ И МАГИСТРАТУРА – НОВЫЕ ФОРМЫ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Система специализации при подготовке дипломированных специалистов имеет положительные и негативные стороны. С одной стороны, выпускник вуза, подготовленный по узкой специализации, имеет возможность сразу же на высоком профессиональном уровне выполнять свои функции. Система эта оправдывала себя при плановом и целевом распределении, хотя и она не всегда оказывалась эффективной. Так, возникали серьезные профессиональные сложности при смене характера работы (особенно у женщин после замужества и при перемене работы, а также при существенных изменениях производственных задач). Особые сложности возникают при массовой подготовке узких специалистов в условиях рыночных отношений и нарождающегося рынка труда в переходные периоды. Специфические трудности имеются в настоящее время в области геологии нефти и газа.

Государственное финансирование поисково-разведочных работ практически свернуто, а акционерные общества и компании на эти крупные затраты пока идут весьма ограниченно. Совершенно ясно, что подобное положение в экономике временно, и высшая школа с ес инерцией должна быть готова к изменению ситуации заранее.

Вводимая сейчас в стране и весьма распространенная в мире многоуровенная система подготовки предоставляет для этого благоприятные возможности. Не касаясь традиционной подготовки дипломированных инженеров, остановимся на проблемах подготовки бакалавров и магистров геологии в области геологии нефти и газа. Известные нам примеры геологического образования за рубежом показывают, что бакалавр получает широкое базовое общегеологическое образование, а затем в магистратуре специализируется по отдельным более прикладным аспектам, в том числе нефтегеологическим. Вряд ли целесообразно сейчас ставить вопрос о подготовке бакалавров – геологов без определенной их специализации в области геологической съемки и поисков полезных ископаемых, геологии нефти и газа, гидрогеологии и т.д.

Необходимо использовать имеющийся многолетний положительный отечественный опыт высшего образования, в частности, опыт подготовки геологов-нефтяников. Бакалавр в области геологии нефти и газа должен иметь фундаментальную геологическую подготовку. Ее не следует понимать сугубо прямолинейно и идти по примитивному пути увеличения объема математики и физики. Фундаментальность для каждой отрасли знаний — понятие самостоятельное. Геология как наука начиналась и до сих пор основывается на двух важнейших направлениях: изучение вещества (минералов, горных пород, полезных ископаемых) и расчленение, корреляция отложений. Все остальные разделы геологии, ее гипотезы и теории основываются на данных этих двух начал с учетом важнейшей специфики геологии как науки — ее генетичности и историчности. Другими словами, геология немыслима без выяснения вопросов формирования, прежде всего, формирования пород и эволюции самих геологических процессов.

Именно эти характерные черты должны быть положены в основу базовой геологической подготовки бакалавров с дополнением основных дисциплин по геологии нефти.

Видимо, было бы целесообразно в учебном плане создать блок из 10–12 достаточно объемных дисциплин геологического цикла. В качестве таковых можно предложить:

- 1. Историческая геология с основами палеонтологии.
- 2. Геотектоника (геодинамика).
- 3. Геология России и смежных государств.
- 4. Минералогия и петрография.
- 5. Литология.
- 6. Учение о фациях и формациях.
- 7. Геохимия и полезные ископаемые (наряду с общими проблемами порядка трети объема можно посвятить геохимии органического вещества и нефтегазоносным провинциям).
 - 8. Основы геологии нефти и газа.
- 9. Теоретические основы прогноза и поисков месторождений нефти и газа.

- 10. Промысловая геология нефти и газа.
- 11. Разведочная геофизика.
- 12. Геофизические исследования скважин.

Первая геологическая дисциплина "Общая геология", безусловно, должна фигурировать в учебном плане, но в существенно сокращенном объеме. Дело в том, что абсолютно все ее разделы обстоятельно изложены в более поздних специальных курсах и в современном виде (динамическая геология) она практически изжила себя. Эта дисциплина должна служить лишь "развернутым вступлением" к общему циклу геологических курсов.

Весь положительный опыт подготовки специалистов по относительно узким направлениям может и должен быть реализован на следующем образовательном уровне – в магистратуре.

Для студентов, обучающихся в магистратуре и имеющих уже базовую геологическую и нефтегазогеологическую подготовку, предлагается следующий набор дисциплин по специализации "Нефтегазовая литология":

- 1. Проблемы нефтсгазовой литологии.
- 2. Седиментогенез и геодинамика осадочных бассейнов.
- 3. Секвентная стратиграфия и структура осадочных формаций.
- 4. Литолого-стратиграфические ловушки и залежи нефти и газа.
- 5. Компьютерные технологии и системы в нефтегазовой литологии.

При этом не исключается, а предполагается и даже рекомендуется проведение и других курсов, реализация которых, в связи с ограниченностью сетки часовой нагрузки, возможна в виде факультативов, заносимых, однако, в зачетную книжку и итоговую ведомость. Таковыми являются "Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов", "Литология и компьютерные технологии моделирования природных резервуаров" и др.

Учитывая все возрастающее использование различных методов геофизики во всех разделах геологии, в программы большинства из этих курсов в значительных объемах включаются проблемы литологической интерпретации геофизических данных. Подобный анализ входит уже в практику научных и производственных работ [Изотова и др., 1993].

В отличие от подготовки бакалавров, при обучении в магистратуре относительно возрастает роль самостоятельной работы.

ПОДГОТОВКА КАДРОВ ВЫСШЕЙ КВАЛИФИКАЦИИ

Наряду с подготовкой бакалавров, дипломированных специалистов и магистров возросла потребность в специалистах высшей квалификации – кандидатов и докторов наук. Определенный опыт подготовки кандидатов наук в области нефтегазовой литологии через аспирантуру накоплен на кафедре литологии и системных исследований литосферы РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина.

Одна из важных задач аспирантуры – подготовка эрудированных специалистов, способных ставить важные научные задачи, разработать необходимый цикл экспериментальных работ, и в итоге дать аргументированное решение поставленных задач. Для этого выпускник аспирантуры должен об-

ладать широким кругозором в области общей методологии научных исследований и в своей специальности.

Решение этой основной задачи осуществляется путем органического сочетания обучения и выполнения научных исследований по конкретным проблемам. Цикл обучения, как и при подготовке дипломированных специалистов и магистров, должен быть многоуровенным. Первый базовый уровень аспирантской подготовки включает основные дисциплины, установленные общегосударственными образовательными стандартами.

Прежде всего, это мстодолого-мировоззренческое образование – изучение основ философии. Культурный граждании и классный специалист немыслим ныне без знания иностранного языка, овладение которым или, точнее, совершенствование знания которого включено в обязательную программу обучения в аспирантуре.

Третьим естественным требованием этого базового блока является глубокое и широкое знание своей специальности. Реализация этого требования осуществляется сдачей экзамена по базовому курсу "Литология" по общегосударственной программе с небольшими добавлениями, индивидуализированными для каждого аспиранта.

Второй блок, второй уровень это дисциплины общенаучного плана, изучаемые по выбору в зависимости от интересов аспиранта и специфики его будущей работы: дисциплины математического, экономического и психолого-педагогического цикла. Он включает такие курсы, как "Педагогика", "Психология", "Основы математического моделирования", "Основы экономической теории и менеджмента" и др.

Наконец, третий уровень, это более узкая специализация по отдельным и особенно новым направлениям науки, в системс которой мыслит свою дальнейшую творческую деятельность соискатель ученой степени. Исходя из сложившихся направлений научной работы на кафедре и научных школ, тенденций развития современной науки и требований производства, для аспиранта предлагается ряд основных направлений дополнительного образования.

- 1. Системно-литологические исследования методология и практика.
- 2. Секвентная стратиграфия и структура осадочных образований.
- 3. Литология и фации карбонатных отложений.
- 4. Литология природных резервуаров нефти и газа.
- 5. Компьютерные технологии в литологических исследованиях, в том числе при моделировании природных резервуаров.

В определенной степени эти названия созвучны курсам магистратуры. Дело, прежде всего, в том, что подготовка аспирантов проводилась до введения системы магистратуры. Главное же заключается в более глубоком и преимущественно самостоятельном изучении соответствующих тем аспирантом по сравнению с магистрантом.

Выбор этих направлений ни в коем случае не исключает и включения для изучения новых и других разделов. Данный набор отражает лишь первый этап коренной модернизации обучения в аспирантуре при кафедре как реализацию положения Закона РФ об образовании, где четко сказано, что "...содержание образования в конкретном образовательном учреждении определяется образовательной программой (образовательными программами), разрабатываемой, принимаемой и реализуемой этим образовательным

учреждением самостоятельно" (см. 14, § 5) [Федеральный..., 1996, стр. 701], и развитие политики РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина по "...переходу к гибким, многовариантным планам, позволяющим индивидуализировать обучение..., укрепить статус академии как ведущего учебно-научного центра в области нефтегазового образования" [Владимиров, 1994, стр. 16].

Введение узких специальных дисциплин предопределяет и особую методику их изучения. Она включает 4 основных момента:

- разработку программы,
- самостоятельность изучения,
- регулярные и квалифицированные консультации и собеседования,
- итоговый контроль.

Программа каждого курса разрабатывается ведущим специалистом кафедры по этому направлению совместно с научным руководителем аспиранта. После рассмотрения на заседании методического семинара кафедры она утверждается заведующим кафедрой, и один экземпляр вручается аспиранту. Важной особенностью программы является то, что она включает крупные проблемные вопросы, не детализируя их, не сводя таким образом обучение в аспирантуре к школярству. Второй важной чертой является достаточно широкий список литературы. При этом кафедра исходит из того, что далско не вся "старая" литература устарела и ее не следует включать в программу. Это, конечно, не исключает использования новейших публикаций монографического, учебного плана и отдельных статей. Наконец, практически обязательно использование зарубежной литературы на языке оригинала.

Главная форма подготовки – самостоятельная работа с литературой при регулярных консультациях руководителя и ведущих ученых кафедры. По отдельным вопросам проводятся специальные проблемные лекции и лабораторные занятия. Последнее касается, прежде всего, работы с компьютерами и освоения программных продуктов. Итоговый контроль заключается в сдаче соответствующего экзамена, принимаемого комиссией во главе с заведующим кафедрой или реже его заместителем.

Безусловно, основная задача аспирантуры – проведение научных исследований, подготовка на их основе диссертации и ее защита. Как и любая научная работа, диссертация является производством "штучным", каждая из них посвящена решению отдельной научной задачи, выполняется на конкретном материале, по своим методикам. Для успешной же работы над диссертацией и необходима рассмотренная выше общенаучная и специальная подготовка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетний опыт работы показывает, что сочетание общей и специальной подготовки, практической и научно-исследовательской работы позволяет готовить специалистов с широким научным кругозором и в то же время способных решать конкретные задачи в области нефтегазовой литологии.

Сохраняя эти основные принципы, предстоит большая работа по их реализации в новых условиях и адаптация их для разных категорий и уровней образования: бакалавриата, магистратуры, аспирантуры.

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров А.И. Подготовка научных и инженерных кадров для нефтегазовых отраслей промышленности России // Доклады научно-технической конференции "Актуальные проблемы состояния и развития нефтегазового комплекса России" (11–13 октября 1994 г.), посвященной 70-летию первого выпуска российских инженеров-нефтяников. М.: ГАНГ, 1994. 20 с.

Дмитриевский А.Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра, 1982. 230 с.

Дмитриевский А.Н., Кузнецов В.Г. О подготовке литологов-нефтяников // Геология нефти и газа. 1993, № 8. С. 37–39.

Изотова Т.С., Денисов С.Б., Вендельштейн Б.Н. Седиментологический анализ данных промысловой геофизики. М.: Недра, 1993. 176 с.

Князев В.С., Кузнецов В.Г. Опыт применения УНИРС в изучении минералого-петрографических дисциплин // Изв. вузов. Нефть и газ. 1983, № 7. С. 12–14.

Кузнецов В.Г. О направлениях и задачах литологических исследований в геологии нефти и газа // Методологические проблемы геологии нефти и газа и их связь с практикой. Новосибирск: Наука, 1986. С. 128–135.

Кузнецов В.Г. Проблемы и перспективы нефтегазовой литологии. М.: Нефть и газ, 1995. 24 с. (Сер. "Академические чтения". Вып. 4).

Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология и литолого-фациальный анализ. М.: Недра, 1981. 284 с.

Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология. М.: Недра, 1994. 444 с.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с. Т. 2. 420 с. Т. 3. 130 с.

Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 37 с.

Федеральный закон "О внесении изменений и дополнений в Закон Российской Федерации об образовании" // Собрание законодательства Российской Федерации. 1996, № 3.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. 1-е изд., М., 1934. 374 с. 3-е изд., М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

Bjorlykke K. Sedimentology and Petroleum Geology. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1989. 363 p.

Zimmerle W. Petroleum Sedimentology. Kluwer Publ. Durdrecht, 1995. 413 p.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наука об осадочных образованиях Земли находится сейчас в преддверии качественного обновления кардинальных проблем и методов их решения. Такое се состояние обусловлено мощным притоком информации, поступившей от исследователей материковых и океанических блоков земной коры на протяжении последних 20 лет.

Затронутые в сборнике вопросы не претендуют на полный охват направлений и проблем современной осадочной геологии. И такая задача, вообще, едва ли реализуема в объеме отдельно взятой книге. Но в ней отражена характерная мозаика многоплановых тем, из которой читатель может получить представление о состоянии и путях поисков и достижений литологов конца XX столетия в области решения глобальных и частных, но, тем не менее, весьма актуальных в теоретических и прикладных аспектах проблем. Особо перспективным представляется учение об осадочных геологических формациях на широкой комплексной генетической основе, принципы которой сформулировал П.П. Тимофеев. Здесь уместно напомнить, что развитие современной геологии предоставило нам множество примеров внешнего подобия (конвергентности) форм и вещественных составов у разнородных образований. Отсюда следует, что признаки любого ранга, рассматриваемые в отрыве от прочих, не могут обеспечить исчернывающе убедительную генетическую аргументацию. Поэтому надежный критерий генезиса осадочной толіци обеспечивается только комплексным формационным анализом всей многоранговой информации относительно условий формирования крупных палеотектонических элементов осадочной оболочки Земли. Составители сборника понимают под осадочной формацией естественный, парагенетически связанный крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченный к определенной палеотектонической структуре и соответствующий определенной стадии ее развития. Формация - первичное генетическое тело, образовавшееся в процессе седиментации и имеющее трехмерное измерение. Только первично-генетические тела, т.е. формации, в дальнейших исследованиях могут быть положены в основу сравнительного анализа и глобальных корреляций геологических процессов в целом, познания механизма возникновения палеоструктур и их последующего изменения в процессе формирования земной коры, а также образования и размещения во времени и пространстве химических элементов и месторождений полезных ископаемых, решения разнообразных проблем строения, развития и происхождения Земли.

Развиваемое П.П. Тимофеевым учение об осадочных формациях становится теперь составной частью общей теории седименто- и литогенеза. Одной из ее главнейших задач в конечном итоге будет воссоздание эволюции седиментогенеза и литогенеза в истории Земли.

Эта теория, создание которой рассчитано на длительный срок, должна вскрыть внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления сложного комплекса осадочных процессов и закономерности их исторического развития во взаимозависимости с тектогенезом, магматизмом, эволюцией гидросферы и биосферы Земли.

Насущная задача в настоящее время и на будущее – сконцентрировать исследования геологов на приоритетном направлении, охватывающем основополагающие проблемы осадочной геологии и имеющем не только научное, но и большое практическое значение. Минувшее литологическое совещание подтвердило, что таким приоритетным направлением должна стать тема: "Эволюция типов осадочного процесса, бассейнов осадконакопления и породообразования, формирование и размещение полезных ископаемых на континентальных и океанических блоках земной коры".

Разносторонность затронутых в книге вопросов и намеченные новые пути к их решению будут безусловно интересны специалистам самого широкого профиля, изучающим науки о Земле.

О.В. Япаскурт