

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

3
МАЙ—ИЮНЬ

1993

СОДЕРЖАНИЕ

Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы. Сообщение 2. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов	3
Волков И.И. Источники металлов современного железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов. Сообщение 1. Марганец	17
Рысков Я.Г., Олейник С.А., Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Ковалевская И.С., Моргунов Е.Г., Самойлова Е.М. Геохимические обстановки в почвах сопряженных ландшафтов Центрального Предкавказья	41
Варенцов И.М., Веймарн А.Б., Рожнов А.А., Шибрик В.И., Соколова А.Л. Геохимическая модель формирования марганцевых руд фаменского рифтогенного бассейна Казахстана (главные компоненты, редкие земли, рассеянные элементы)	56
Япаскурт О.В., Довыденко Г.М., Золотарев Д.А., Косоруков В.Л. Пострифтовый седиментогенез каменноугольного периода в Северном Верхоянье	80
Копорулин В.И. Литология и условия накопления нижнекембрийских отложений в низовьях р. Баян-Кол (Центральная Тува)	96
Холодов В.Н., Пауль Р.К. Проблемы генезиса древних фосфоритов	110

Краткие сообщения

Лазаренко А.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Семенов В.В. Об устойчивости основных типов почв и растительности в плейстоцене в лёссовых толщах Копетдага	126
Загородных В.А. Рудопроявления цветных и редких металлов в верхнепермских отложениях Юго-Западной Прибалтики	133
Багдасаров Ю.А., Дубинчук В.Т., Мещанкина В.И. Находка коффинита в цирконий-содержащих осадочно-метаморфизованных доломитовых толщах венда Алданского щита	137
Алексеев В.В. К эволюции голоценового бентогенного карбонатакопления на Медвежинском мелководье Баренцева моря	141

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF GEOLOGY

3
MAY-JUNE
1993

CONTENTS

<i>Dmitrievsky A.N.</i> Systematic approach in lithology: initial prerequisites, possibilities, prospects. Contribution 2. Lithologo-genetic analysis of oil-gas sedimentary basins	3
<i>Volkov I.I.</i> Sources of metals in recent ferro-manganese mineralization in the pelagic deposits of oceans. Contribution 1. Manganese	7
<i>Ryskov Ya.G., Oleynik S.A., Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Kovalevskaya I.S., Morgun Ye.G., Samoylova Ye.M.</i> Geochemical setting in the soils of integrated landscapes in the Central Precaucasus.	41
<i>Varentsov I.M., Veymarn A.B., Rozhnov A.A., Shchibrik V.I., Sokolova A.L.</i> Geochemical model of the manganese ore formation in the Famennian rift basin (main components, rare Earths, trace elements).	56
<i>Yapaskurt O.V., Dovydenko G.M., Zolotaryov D.A., Kosorukov V.L.</i> Postrift sedimentogenesis in the Carboniferous in Northern Verkhoyanye.	80
<i>Koporulin V.I.</i> The lithology and the conditions of the accumulation of the lower Cambrian deposits in the Bayan-Kol river lower reach (Central Tuva)	96
<i>Kholodov V.N., Paul' R.K.</i> Problems of ancient phosphorites genesis.	110

In Brief

<i>Lazarenko A.A., Malaeva Ye.M., Kulikov O.A., Semyonov V.V.</i> Stability of major soil and vegetation types in the Kopetdag loess sequences in the Pleistocene	126
<i>Zagorodnykh V.A.</i> Occurrence of non-ferrous and rare metals in Upper Permian deposits in the Baltic region southwestern part	133
<i>Bagdasarov Yu.A., Dubinchuk V.T., Meshchankina V.I.</i> Coffinite finds in the zirconium-bearing sedimentary metamorphosed dolomite Vendian sequences in the Aldan Shield.	137
<i>Alekseev V.V.</i> The evolution of Holocene benthogenic carbonate accumulation in the Medvezhin shoal (Barents Sea).	141

УДК 552.5:549.08

© 1993 **Дмитриевский А.Н.**

**СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД В ЛИТОЛОГИИ: ИСХОДНЫЕ
ПРЕДПОСЫЛКИ, ВОЗМОЖНОСТИ, ПЕРСПЕКТИВЫ**

**СООБЩЕНИЕ 2. СИСТЕМНЫЙ ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ**

Изложены основные положения естественно-целевого подхода, теоретические основы системного литолого-генетического анализа нефтегазоносных осадочных бассейнов; разобраны особенности системно-структурных, системно-исторических, системно-функциональных и системно-литологических исследований; обоснованы иерархия природных геологических объектов и необходимость выделения литолого-генетической и нефтегазовой ветвей иерархии; рассмотрены структура и история развития Прикаспийского бассейна, обоснованы новые принципы нефтегазогеологического районирования и методика геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов как целостных природных систем.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННО-ЦЕЛЕВОГО ПОДХОДА

В современной геологии сложились три направления использования системного подхода, которые находят свое выражение в концепции естественности систем геологии, противостоящей ей концепции номинально-целевых систем и активно развивающемуся в последнее время системно-деятельностному подходу. В каждом из трех направлений есть много рационального, выявление которого безусловно повысит эффективность системно-геологических исследований.

Естественный (естественно-объектный) и целевой (модельно-целевой) методы в основе своей отражают два подхода к изучению объективной реальности. Первый ориентирует исследователя на познание закономерностей строения материального мира. Однако он не конструктивен в смысле быстрого достижения конечных результатов, так как предполагает изучение всех объектов в том виде, в каком они заданы природой. Второй подход, наоборот, очень динамичен, имеет четкие целевые установки. В то же время этот подход в значительной мере направлен на решение прикладных задач, целевые установки подчинены скорейшему достижению поставленной цели и не ориентированы на выявление фундаментальных основ строения материального мира. Отделять их и противопоставлять друг другу нельзя, необходимо тесное сочетание и совместное использование этих подходов при изучении сложных геологических образований. По-видимому, целесообразно объединить рациональные сильные стороны обеих концепций в один естественно-целевой подход с привнесением в него активных методов системно-деятельностного подхода.

Естественно-целевой подход имеет большие познавательные возможности и практическую устремленность. Исходными предпосылками естественно-целевого подхода являются признания:

- возможности существования целостных природных систем, что ориентирует исследования на познание закономерностей материального мира;
- необходимости целевой установки при изучении природных систем, что рационализирует процесс исследования;

– активной роли познающего субъекта, что создает основу для системной организации практической деятельности.

При естественно-целевом подходе объекты природы и практической деятельности могут быть представлены как системные объекты. Однако, конструируя объекты, необходимо всегда соотносить их с реальной действительностью. Следует всегда помнить, что сконструированный объект имеет определенный ограниченный набор свойств, что использована только часть свойств, заимствованных у объективной реальности, что построения будут верны, если правильно выбраны существенные свойства объекта. Основным критерий здесь – практика, которая помогает: выбрать из множества свойств наиболее характерные для изучаемого объекта, правильно сформулировать цель исследования, соотносить объект с материальной действительностью и опознать его. Следовательно, в процессе создания системной схемы объекта необходимо руководствоваться фундаментальными знаниями о материальном мире и создавать такие знания. Это возможно, если исходить из концепции закономерного строения объективной реальности, наличия целостных природных систем. Последние при таком подходе выступают в качестве истины в последней инстанции, познание которой позволяет установить закономерности строения материального мира. Это фундаментальная задача системно-геологических исследований.

Системная пара, вытекающая из основных положений естественно-целевого подхода (целостная природная система и ее системная модель), образует диалектическое единство. Она обладает большими познавательными возможностями, так как, во-первых, ориентирует исследователя на познание закономерностей строения объективной реальности и задает соответствующие ориентиры в исследовании; во-вторых, рационализировать процесс исследования и позволяет правильно оценить целевые установки; и, в-третьих, имеет практическую устремленность, что в целом обеспечивает адекватное и конструктивное познание и преобразование объективной реальности. В связи с предложенными системными разработками принцип единства теории и практики должен быть дополнен принципом адекватности системного построения теоретического знания системному строению материального мира.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СИСТЕМНОГО ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

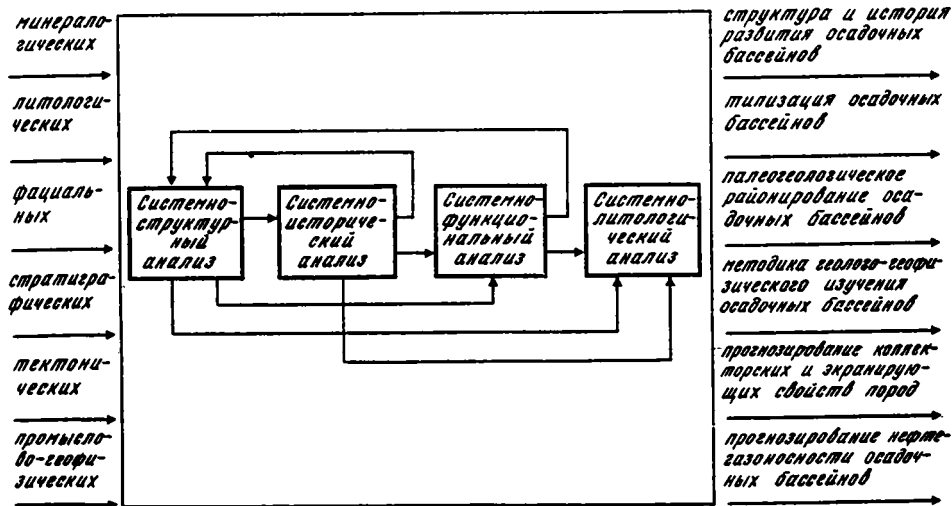
Основными задачами системного литолого-генетического анализа являются изучение осадочных бассейнов как целостных природных систем, установление их структуры и состава, генезиса и этапов развития, проведение структурно-литологической типизации осадочных бассейнов и прогнозирование на этой основе их нефтегазоносности. Характерная особенность анализа – обобщенное комплексное исследование осадочных бассейнов и природных резервуаров с литолого-генетических позиций, позволяющее разработать основы палеорайонирования и системную методику геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов.

Системный анализ отличается многоплановостью и подразделяется на системно-структурные, системно-исторические, системно-функциональные и системно-литологические исследования (фиг. 1).

При проведении системного литолого-генетического анализа нефтегазоносных осадочных бассейнов необходимо различать три последовательных этапа исследований. Первый этап базируется на результатах системно-структурных и системно-исторических исследований и имеет своей целью установление структуры изучаемого осадочного бассейна и истории его геологического развития. Второй этап предусматривает изучение природных резервуаров, их коллекторных и экранирующих свойств и основывается на данных системно-литологических и системно-функциональных исследований. Главная цель третьего, завер-

Исходные данные:
результаты
исследований

Итоговый материал и
результаты анализа:



Фиг. 1. Схема системного литолого-генетического анализа нефтегазоносных осадочных бассейнов

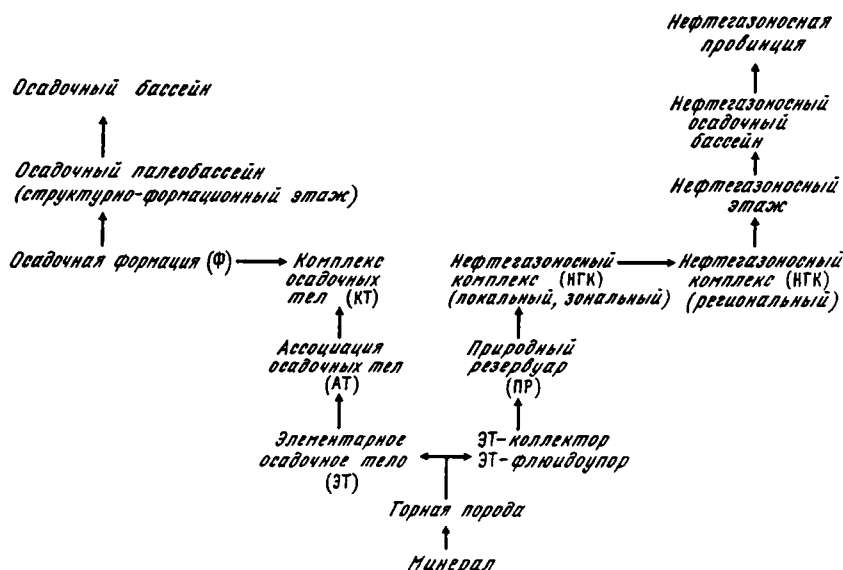
шающего, этапа исследования — прогнозирование нефтегазоносности изучаемых осадочных бассейнов.

На этом этапе системный литолого-генетический анализ выступает как обобщающий инструмент и направлен на решение практических задач выявления наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности участков осадочного бассейна.

Системно-структурные исследования имеют своей задачей установление структуры и особенностей связей между элементами, обеспечивающих целостность системы при ее существовании, функционировании и развитии. В связи с этим структуры подразделяются на статические, объясняющие законы строения системы, и динамические, определяющие поведение системы как целого при ее функционировании и развитии.

В системных исследованиях широкое распространение получили представления о структурах иерархического типа. С одной стороны, это объясняется тем, что иерархическая структура представляет собой наиболее эффективный на сегодня способ организации данных о поведении объекта в операциональное знание. С другой стороны, иерархические структуры возникают естественно в процессе эволюционного образования сложного из простого с закреплением промежуточных форм развития [11].

При изучении сложных геологических образований необходимо тесное сочетание системно-структурных и системно-исторических исследований. Системно-структурный анализ позволяет подразделить систему на элементы, изучить взаимосвязь элементов системы, дает представление о структуре изучаемого геологического объекта. Однако через одну структуру познать такую сложную систему, как осадочный бассейн, невозможно. Сочетание системно-структурных и системно-исторических исследований позволяет не только установить последовательность событий, в результате которых образуются осадочные тела, но и определить их генезис и эволюцию, а также получить целостную картину об осадочном бассейне как исторически развивающейся системе.



Фиг. 2. Иерархия природных геологических объектов

При выделении осадочных тел использованы основы историко-геологической взаимосвязи осадочных образований, разработанные Г.П. Леоновым [10].

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

При системно-структурном и системно-историческом анализах осадочных бассейнов выделяются объекты, группирование которых имеет две главные цели:

восстановить историю развития осадочного бассейна, его эволюцию в пространстве и во времени, условия осадконакопления, тектонические и климатические особенности для каждого этапа развития бассейна;

установить характеристику нефтегазоносности осадочного бассейна, характер изменения коллекторских и экранирующих свойств пород, условия генерации и аккумуляции углеводородов.

Для решения первой задачи выделяются объекты, объединяемые в литолого-генетическую ветвь иерархии и отличающиеся друг от друга главным образом масштабами (фиг. 2).

Ассоциацией осадочных тел (АТ) называется совокупность ЭТ, объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (стабильная физико-геоморфологическая обстановка). АТ отличаются друг от друга сочетанием видов ЭТ и их соотношением.

Комплексом осадочных тел (КТ) следует называть совокупность АТ, объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (топографо-палеогеографическая обстановка). КТ отличаются друг от друга сочетанием видов и соотношениями АТ. КТ занимают часть площади осадочного бассейна, соответствующую конкретной топографо-палеогеографической обстановке, и ту часть разреза осадочных пород, которые образовались в данных ландшафтно-климатических условиях. Необходимость выделения комп-

лексов осадочных тел вызвана тем, что одни и те же тектонические и климатические условия по-разному отражаются в формирующихся осадочных телах в зависимости от топографо-палеогеографической обстановки.

Формацией осадочного бассейна называется совокупность КТ, объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (ландшафтно-климатическая обстановка). Формации занимают всю площадь осадочного бассейна и имеют, как правило, "лоскутное" строение, что соответствует различным топографо-палеогеографическим обстановкам осадконакопления. Они образовались при однотипных тектонических и климатических условиях, которые по-разному выражены (литологический состав и строение) в различных частях бассейна в виде комплексов осадочных тел.

Подобная трактовка осадочной формации ближе всего соответствует определению формации, данному Н.М. Страховым [12]. Отличием ее является более четкое ограничение области распространения формации. Определение Н.М. Страхова не получило распространения в связи с тем, что формация в его понимании занимает слишком обширную и неопределенную территорию.

Введение в структуру бассейна комплексов осадочных тел, являющихся частями формаций и отражающих различную топографо-палеогеографическую обстановку осадконакопления, снимает возражения Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова против генетических принципов выделения формаций.

В разрезе осадочного чехла бассейна часто выделяются структурные этажи, фиксируемые по несогласиям. Они могут включать одну или несколько формаций. 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 формаций.

Высшую ступень в литолого-генетической ветви иерархии занимает осадочный бассейн, который представляет собой совокупность формаций, объединенных единым геотектоническим положением в структуре земной коры.

При решении второй задачи выделяются объекты, которые обладают существенно иными свойствами. Эти объекты образуют нефтегазовую ветвь иерархии (см. фиг. 2). Начальным отправным элементом этой ветви иерархии также является элементарное осадочное тело (ЭТ). Сочетание ЭТ-коллектор и ЭТ-флюидоупор приводит к формированию системы с четко выраженными эмерджентными свойствами. Эта система обладает способностью накапливать углеводороды и удерживать их от рассеяния. *Природный резервуар* (ПР) есть единая система двух, различных по отношению к фильтрации флюидов объектов – пород-коллекторов и пород-флюидов. Отделение одного объекта от другого ведет к разрушению системы.

ПР объединяются в нефтегазоносный комплекс (НГК). Если НГК содержит нефтегазопродуцирующие отложения, он может рассматриваться как система, которая обладает новым свойством, а именно способностью генерации углеводородов и их аккумуляции.

НГК, содержащий скопления углеводородов в пределах отдельных месторождений и зон нефтегазонакопления, называется соответственно *локальным* и *зональным нефтегазоносными комплексами*. НГК, в котором имеются скопления нефти и газа в пределах всего или большей части осадочного бассейна, – *региональным нефтегазоносным комплексом* [2].

НГК, размещенные в пределах структурно-формационного этажа (палеобассейна), формируют свой этаж нефтегазоносности. Осадочный бассейн, содержащий скопления нефти и газа, носит название *нефтегазоносного осадочного бассейна*; он занимает высшую ступень в нефтегазовой ветви иерархии.

Выделение иерархизированных объектов позволяет в соответствии с системно-структурными исследованиями выполнить системно-исторический анализ, 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.

СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРИКАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Как было показано в предыдущем разделе, выделяемые в соответствии с проведенными системно-структурными исследованиями формации образуются в однотипных тектонических и климатических условиях и распространены в пределах всей площади осадочного бассейна. Разная топографо-палеогеографическая обстановка осадконакопления может привести к неодинаковому вещественному выражению образующейся формации, что заставляет подразделять ее на комплексы осадочных тел, которые, следовательно, являются частями формации и занимают часть площади осадочного бассейна. Необходимо подчеркнуть, что формация в данном понимании является структурным подразделением осадочного бассейна.

Изучение формаций как крупных геологических тел поставляет информацию о тектоноклиматической эволюции осадочного бассейна, что должно быть "заложено" в их наименовании. Для тектонической характеристики формаций в работе [8] предложено использовать фазы С.Н. Бубнова [4] и различать трансгрессивную, инундационную, регрессивную и эмерсивную формации. Условия развития изученных осадочных бассейнов показывают необходимость добавления к ним дифференционной (по терминологии С.Н. Бубнова) и инверсивной (по терминологии В.В. Белоусова) формаций, которые отражают переходные стадии в развитии бассейнов. Климатическая характеристика формаций дается в соответствии с климатическими построениями Н.М. Страхова (аридный, гумидный и т.п.). Таким образом, формации имеют двойное наименование, что будет показано при описании структуры Прикаспийского бассейна.

Введение подобных крупных тектоноклиматических подразделений, занимающих всю площадь и значительную часть разреза осадочного бассейна, позволяет получить информацию о бассейне как о целостной исторически развивающейся системе, в иерархической структуре которой закреплены промежуточные формы развития, фиксируемые в виде формаций и палеобассейнов.

Прикаспийская впадина представляет собой один из крупнейших осадочных бассейнов Земли, в пределах которой накопились осадочные породы толщиной более 20 км. Характерная особенность геологического строения бассейна — широкое развитие соляных куполов.

Системно-структурные исследования позволили выделить в Прикаспийском осадочном бассейне нижнепалеозойско-среднедевонский, верхнедевонско-верхнекаменноугольный, нижнепермско-триасовый и юрско-кайнозойский структурно-формационные этажи и соответствующие им палеобассейны. Наиболее детально охарактеризованы верхнедевонско-верхнекаменноугольный и нижнепермско-триасовый этажи, с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности бассейна.

Ариднотрансгрессивная формация верхнего девона начинает новый палеозойско-мезозойский цикл развития Прикаспийского осадочного бассейна. В это время Прикаспийская впадина испытала интенсивное опускание, что привело к формированию в ее центральной части глубоководного бассейна в депрессионными осадками [14].

Верхнедевонские отложения восточной части впадины образовались в при-

брежной части морского бассейна, о чем свидетельствуют литологический состав пород и находки фауны фораминифер.

В ранне- и среднекаменноугольное время восточная часть Прикаспийского бассейна вовлекается в интенсивное прогибание. В это время здесь накапливаются преимущественно карбонатные отложения, объединяемые в гумидно-инундационную формацию. Важную роль в строении ниже- и среднекаменноугольных отложений играют также терригенные породы. Состав и морфология спорово-пыльцевых комплексов свидетельствуют о смене аридной климатической обстановки, существовавшей в девонское время, гумидной.

Гумидно-инундационная формация нижнего и среднего карбона, образовавшаяся в едином палеобассейне в однотипных климатических и тектонических условиях, в зависимости от палеогеографической обстановки осадконакопления подразделяется на различные комплексы осадочных тел. Развитие в юго-восточной части бассейна преимущественно терригенных осадочных тел объясняется привносом обломочного материала в эти районы с Северо-Устюртского массива, а с конца раннего – начала среднего карбона – с Южно-Эмбенской складчатой зоны [5].

В восточной и северной частях бассейна происходило накопление карбонатных осадочных тел. В соответствии с палеогеографической обстановкой осадконакопления гумидно-инундационная формация нижнего и среднего карбона подразделяется на терригенный комплекс осадочных тел юго-восточной части и карбонатный КТ восточной и северной частей Прикаспийского бассейна.

Гумидно-дифференционная формация верхнего карбона имеет иное по сравнению с нижележащей размещение комплексов осадочных тел. Накопление преимущественно карбонатных осадочных тел сохраняется только в северной части Прикаспийского бассейна. В юго-восточной и восточной частях бассейна установлено развитие терригенно-карбонатного КТ, что соответствует большей степени дифференциации этих частей бассейна на поднятые и опущенные участки. В пределах этих участков происходило накопление различных по составу ассоциаций осадочных тел.

В конце позднекаменноугольного – начале раннепермского времени произошли первые горообразовательные движения на Урале, сопровождавшиеся общим подъемом прилегающих участков Прикаспийского бассейна.

Гумидно-регрессивная формация нижней перми соответствует началу нового этапа в развитии Прикаспийского осадочного бассейна. В предассельское время в результате горообразовательных процессов, охвативших Урал, и поднятий, затронувших восточные участки бассейна, значительная часть каменноугольных отложений была размыта. Интенсивность размыва неодинакова и зависит от подвижности различных блоков фундамента. Формация имеет грубо-обломочный состав в восточной и юго-восточной частях бассейна. В северной части бассейна сохраняются условия для накопления карбонатных осадков. В соответствии с этим в восточной и юго-восточной частях бассейна выделяются терригенный КТ, в северной части – карбонатный КТ.

В кунгурский век в пределах Прикаспийского бассейна устанавливаются единые условия осадконакопления, приведшие к образованию аридно-регрессивной формации. Образование мощных соленосных осадочных тел стало возможным в результате установления аридных условий осадконакопления, уменьшения тектонической активности Урала и высокой скорости накопления соленосных пород. В это время, по данным А.Л. Яншина [13], в пределах Прикаспийской впадины существовал единый солеродный бассейн.

В позднепермское время наступает эмерсивная фаза развития Прикаспийского бассейна. В результате горообразовательных движений резко увеличилось количество обломочного материала, приносимого с Урала. Накопление осадков

часто происходило выше базиса эрозии. В позднетатарское время восточная часть Прикаспийской впадины была приподнята и представляла собой обширную аллювиальную равнину.

На границе палеозоя и мезозоя происходят изменения климатических условий и отмечаются заключительные этапы герцинских горообразовательных движений на Урале [9], приведшие к перерыву в осадконакоплении и усилению процессов механической эрозии в области сноса. Все это наложило отпечаток на условия формирования триасовых отложений. Грубообломочные терригенные образования нижнего триаса следует относить к эмерсивной стадии развития бассейна. Среднетриасовые отложения в большинстве районов Прикаспийской впадины отсутствуют. Это время максимального подъема изучаемой территории. Верхнетриасовые отложения объединены в гумидно-инверсивную формацию.

С нижней юры начинается новый мезозойско-кайнозойский цикл осадконакопления. Мезозойско-кайнозойские отложения представлены трансгрессивно-регрессивными формациями общей толщиной более 1300 м.

Проведенные системно-структурные и системно-исторические исследования позволили установить историю геологического развития Прикаспийского осадочного бассейна, а также выявить особенности состава и строения девонско-верхнекаменноугольного и нижнепермско-триасового этажей.

Второй этап системного литолого-генетического анализа включает системно-литологические и системно-функциональные исследования, имеющие своей целью обобщение и систематизацию результатов изучения пород-коллекторов и пород-флюидоупоров, выявление особенностей формирования и преобразования коллекторских и экранирующих свойств горных пород и установление закономерностей распространения по разрезу и по площади природных резервуаров нефти и газа.

В связи с тем, что задача настоящего сообщения – изложение возможностей использования системного подхода при проведении литологических исследований, представляется нецелесообразным давать изложение результатов традиционных исследований пород-коллекторов и пород-флюидоупоров. С этими результатами можно ознакомиться в опубликованной ранее работе [6]. Следует только отметить, что при выполнении и обобщении результатов этих исследований использованы основные принципы системного подхода. Так, например, породы-коллекторы и породы-флюидоупоры рассматриваются как целостные природные системы; базисные разработки системно-функционального анализа позволили построить модель системы "обломочный коллектор", учитывающую взаимосвязь элементов системы и представленную в виде стационарных операторов, удобных для программирования [7]. Для классификации обломочных пород-коллекторов избрана такая диаграмма, которая позволяет представить коллектор и его составные части (обломочная и цементирующая компоненты) одновременно и как систему, и как элементы этой системы, что дает возможность рассматривать и изучать их как в тесной взаимосвязи, так и отдельно, независимо друг от друга. Теоретической основой многих из этих построений являются основные положения седиментационной трансляции.

СИСТЕМНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСНОВЫ ПАЛВОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Структурно-литологическая типизация осадочных бассейнов [7] и выполненные системно-структурные и системно-исторические исследования позволяют обосновать новые принципы нефтегазгеологического районирования, разработать методику геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов и выбрать оптимальные направления нефтегазописковых 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, А.А. Геодекян, Н.А. Еременко, А.А. Трофимук, В.Е. Хаин и другие считают основной единицей геологического районирования нефтегазоносный бассейн (НГБ). А.А. Бакиров, Э.А. Бакиров, Г.Е. Рябухин, З.А. Табасаранский, Г.Т. Юдин и другие исследователи в качестве основного элемента геологического районирования рассматривают нефтегазоносные области и провинции.

И.О. Брод и др. [3], 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 [1] 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 нефтегазгеологическому районированию. В самом деле, 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 нефтегазописковых работ. Преимущество палеорайонирования состоит в том, что оно позволяет более четко определить объекты для поисков скоплений углеводородов.

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 закономерностей размещения скоплений нефти и газа.

Для Прикаспийского бассейна построены схематические карты, отражающие характер распределения толщин отложений различного возраста и, следовательно, особенности размещения и эволюции бассейнов осадконакопления.

Анализ схематических и структурных карт позволяет сделать вывод о том, что восточная часть Прикаспийского бассейна в палеозойское время была ареной проявления разнонаправленных движений, в различной мере затронувших те или иные блоки фундамента. До конца среднего – начала позднего девона в развитии Прикаспийской впадины имелось много общих черт с развитием остальных районов Восточно-Европейской платформы [5]. Трансгрессия позднего девона обусловила интенсивное прогибание центральной части Прикаспийского палеобассейна [14]. Как показывают выполненные построения, максимальная толщина осадков девонско-артинского возраста превышает 4000 м и приурочена к участкам, расположенным близко к центральным районам впадины. В крайних восточных районах толщина этих отложений на 500 м меньше.

В ранне- и среднекаменноугольное время более интенсивное накопление осадков происходило в крайних восточных участках палеобассейна. Здесь накапливались отложения, толщина которых на 300–350 м больше, чем таковая для участков, ближе расположенных к центральным частям палеобассейна. В конце позднекаменноугольного – начале раннепермского времени произошли горообразовательные процессы на Урале, и максимальная область осадконакопления снова перемещается в западные участки изучаемой территории с превышением толщины в 300–350 м.

Несмотря на имевшие место размывы накопившихся отложений, которые затрудняют реконструкции, все же достаточно четко прослеживается тенденция к смене областей максимального накопления осадков (с западных на восточные и снова на западные). Отсюда следует вывод о том, что в истории развития изучаемой территории важное значение имела подвижность блоков фундамента, объединенных в ступени. Причем подвижность восточных и западных ступеней изучаемого района была максимальной. Между ними находятся одна или несколько относительно устойчивых ступеней. Подвижность разных блоков, разных ступеней фундамента не могла не контролировать процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Как показывает анализ нефтегазопроявлений, все они, в том числе и открытые месторождения, приурочены к склонам восточной ступени, а в ее пределах – к склонам выступов фундамента, обращенных в сторону стабильно погружавшихся областей. Так, Кенкиянское месторождение связано с южными склонами Енбекского выступа фундамента. Оно приурочено к локальному подсолевому поднятию, размещенному в пределах активной области осадконакопления, существовавшей здесь в течение всего палеозоя.

Изучены также особенности размещения и эволюции палеобассейнов Сибирской платформы. Построены схемы, отражающие размещение палеобассейнов для среднего и позднего протерозоя, кембрия и ордовика, силура и девона, карбона и перми, мезозоя, отложения которых разделены региональными несогласиями и образуют структурно-формационные этажи. Эти схемы позволяют проследить особенности развития Сибирской платформы, установить характер фор-

мирования ее крупных геоструктурных элементов, определить их связь с нефтегазоносностью [6].

Выявленные к настоящему времени залежи и полученные промышленные притоки нефти и газа на территории Сибирской платформы приурочены в основном:

- к сводовым частям крупных палеоподнятий позднепротерозойско-раннепалеозойского времени и их склонам, непосредственно примыкающим к обширным палеосинеклизам и палеопрогибам, испытавшим интенсивное прогибание;

- к бортам крупных палеосинеклиз позднепротерозойского и раннепалеозойского времени, характеризующихся значительной амплитудой колебания;

- к зонам регионального прогибания позднепалеозойского и мезозойского времени.

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 в 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 строения 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 диаметральному направлению [6]. 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, возможно, приуроченных к участкам бортового

уступа, получить представления о строении природных резервуаров, нефтегазоносных комплексов и о нефтегазопродуцирующем потенциале изучаемых отложений.

Развитие 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, превышающей 5 км. Эти данные необходимо учитывать при ориентации поисково-разведочных 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 можно лишь при проведении более детальных исследований. При наличии в центральных частях бассейнов крупных положительных тектонических элементов, достаточно хорошо изученных (как, например, в Вилюйской синеклизе), можно рекомендовать 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 хорошими 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 разности 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 и наиболее перспективных участков, к которым относятся центральные части и склоны крупных геоструктурных элементов, унаследованно развивавшихся в течение длительного времени, 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.

Несмотря на довольно хорошую изученность большинства осадочных бассейнов бывшего Советского Союза, нельзя считать завершенными работы первого этапа. Проведение исследований, дающих представление о целостном строении осадочного бассейна, может привести к новой интерпретации результатов их прежнего геолого-геофизического изучения.

Проведенные работы показали, что системно-геологические исследования имеют мощный набор средств и методов, позволяющих получить дополнительную информацию о строении и нефтегазоносности осадочного бассейна.

Использование системного подхода выявило необходимость дальнейшего совершенствования традиционных геологических исследований и создания эффективных методов освоения ресурсов новых нефтегазоносных регионов.

Таким образом, системный литолого-генетический анализ, включающий сис-

темно-структурные, системно-исторические, системно-литологические и системно-функциональные исследования, позволяет познать осадочный бассейн как исторически развивающуюся систему, разработать основы прогнозирования его нефтегазоносности, обосновать новые принципы нефтегазогеологического районирования, разработать методику геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов как целостных природных систем и выбрать оптимальные направления нефтегазопроисловых работ.

* * *

Характерной особенностью развития геологических наук является возросший интерес к вещественному составу горных пород. В то же время итогом литологических исследований часто бывают разрозненные данные, которые не могут эффективно использоваться в смежных геологических дисциплинах.

Литология всем ходом своего развития подготовлена для широкого использования системного подхода. Традиционные для системного анализа системно-структурные и системно-функциональные исследования могут успешно использоваться в литологии. Проведение этих работ в сочетании с системно-историческими исследованиями позволяет повысить эффективность историко-генетического и сравнительно-литологического методов и отразить специфику геологических объектов, развивающихся как целостные природные системы.

Системный подход дает возможность сочетать разноплановые и разномаштабные исследования, количественные и качественные методы, позволяет извлечь максимальную информацию из литологических исследований и поднать их на новый уровень обобщения фактического материала.

Для эффективного использования системного подхода необходимо продолжить работы по разработке методологических и теоретических основ системно-геологических исследований. Большое внимание должно быть уделено разработке соответствующих методологических концепций, а также понятий, принципов и методов системного подхода в геологии. Успешность системных исследований в значительной мере зависит от разработки теоретических основ системно-структурных, системно-исторических и системно-функциональных исследований, рационального сочетания содержательных и формальных методов, разработки качественных методов исследования геологических систем. Решение этих задач будет способствовать повышению эффективности использования системного подхода в геологической науке и практике.

Список литературы

1. Бакиров А.А. Развитие учения И.М. Губкина о принципах нефтегеологического районирования // Губкинские чтения. М.: Недра, 1972. С. 180—192.
2. Бакиров Э.А. Принципы выделения и классификации нефтегазоносных комплексов и покрышек // Губкинские чтения. М.: Недра, 1972. С. 274—281.
3. Брод И.О. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М.: Недра, 1965. 598 с.
4. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 233 с.
5. Дальян И.Б. Глубинное строение и нефтеносность палеозойских отложений восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МИНХ и ГП им. Губкина, 1978. 36 с.
6. Дмитриевский А.Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра, 1982. 230 с.
7. Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы. Сообщение 1. Теоретические и методологические основы системно-литологических исследований // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 3—16.
8. Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1966. 115 с.

9. Замаренов А.К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970. 170 с.
10. Леонов Г.П. Проблема цикличности в региональной стратиграфии // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Наука, 1977. С. 155–167.
11. Садовский В.Н. Основания общей теории систем. М.: Наука, 1974. 241 с.
12. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
13. Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика. 1961. № 1. С. 3–15.
14. Яншин А.Л., Артюшков Е.А., Гарецкий Р.Г. и др. Сравнительная характеристика истории возникновения и развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины (тез. докл.). Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 18–21.

Государственная академия нефти и газа,
Москва

Поступила в редакцию
9. X. 1991

УДК 550.4:553.31+32

© 1993 Волков И.И.

**ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ СОВРЕМЕННОГО
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОГО РУДОБРАЗОВАНИЯ
В ПЕЛАГИАЛИ ОКЕАНОВ
СООБЩЕНИЕ 1. МАРГАНЕЦ**

Показано, что наблюдаемые в современном океане закономерности распределения марганца и процесс железомарганцевого рудообразования в пелагиали могут быть обеспечены за счет терригенной (вулканотерригенной) поставки элемента. Гидротермальная поставка марганца имеет подчиненное значение и вряд ли превышает 0,5 млн. т/год. Волевое увеличение роли гидротермальной поставки марганца в пелагическую область осадконакопления до уровня, сопоставимого с терригенной, коренным образом изменяет существующие представления о механизме океанской седиментации.

Вопрос об источниках вещества для формирования железомарганцевых конкреций и корок в пелагической части Мирового океана остается дискуссионным до настоящего времени. Сразу же после открытия на поверхности дна океана этого феномена пелагиали были высказаны две точки зрения – вулканогенная и терригенная [36]. Достаточно полные обзоры взглядов, существующих в настоящее время по этому вопросу, можно найти в монографиях Д. Кронена [19] и Г.Н. Батурина [3]. Большинство исследователей, избегая крайностей, придерживаются мнения, что обеспечение рудного процесса и всех осадков пелагиали происходит за счет обоих источников. Одновременно существуют и крайние точки зрения. Например, Н.М. Страхов, считая основным терригенный сток, оценивал роль вулканизма в поставке рудных металлов первыми процентами [32]. Наши оценки при сопоставлении масс осадочного Mn, поступающего в океан и в его пелагические осадки, и гидротермального из рифтовых зон дна показали, что доля последнего для океана в целом составляет около 3%, в пелагическом осадконакоплении она повышается до 8% [9]. Вместе с тем существуют неоднократные оценки А.П. Лисицына о преобладании гидротермального источника над терригенным в поставке Mn в пелагическую область океана. По его мнению, гидротермальный Mn составляет 70–80% в общей поставке элемента в пелагические осадки [23–25].

Трудно не согласиться с мнением Дж. Мери [28, с. 20], что "во всякой исчерпывающей теории формирования марганцевых конкреций должно быть объяснено присутствие всех имеющихся элементов". Однако данных по другим рудным элементам заметно меньше, чем по марганцу, и оценки гидротермального вклада не столь высоки. Так, например, А.П. Лисицын [24], основываясь на данных Ю.А. Богданова и др. [5], оценивает роль гидротермальной поставки в пелагическую седиментацию Тихого океана для Fe в 30%, для Co 29, для Cu 10,4%.

Для решения проблемы и создания теории генезиса пелагического железомарганцевого рудообразования в океане вопрос об источниках вещества – один из основных. В настоящей работе на основе накопленных на современном этапе данных по количественным оценкам потоков терригенного и вулканогенного

(гидротермального) материала в океан, геохимии этого материала, геохимии осадков океана и конкреций (корок) сделана попытка решения вопроса об источниках металлов — основы рудного вещества ЖМК. В серии из трех сообщений этот вопрос будет рассмотрен на примере марганца, железа, меди, никеля, кобальта и цинка. Настоящее сообщение посвящено марганцу.

ПОСТУПЛЕНИЕ МАРГАНЦА В ОКЕАН

В качестве источников марганца, поступающего в океан, следует рассматривать породы континентов в составе твердого и жидкого стоков рек, в составе золотого, ледового и абразионного материалов; вулканокластический материал (базальто-андезитового состава); гидротермальный привнос в основном из осевых частей срединно-океанских рифтовых зон океана и в какой-то мере из трансформных разломов и подводных вулканов. В отличие от терригенного и вулканокластического материалов, главная масса которого поступает в пелагиаль океана транзитом через зону приконтинентального осадконакопления, гидротермальный поток растворенного Мп практически полностью поступает непосредственно в пелагическую область океана и может поэтому, за редкими исключениями, рассматриваться как источник сугубо пелагический.

Ежегодное поступление Мп в океан в составе осадочного материала можно оценить, если рассчитать массы марганца в сумме твердого и жидкого стоков вещества, зная содержание элемента. В основу расчета (табл. 1) положены данные Н.М. Страхова [31] и А.П. Лисицына [21] по питанию океана осадочным материалом. Разница в оценках сводится к величинам стока речных взвесей (12,7 млрд. т/год по Н.М. Страхову и 18,5 млрд. т/год по А.П. Лисицыну). При оценке поступления Мп в составе твердого стока рек мы используем также данные В.П. Васильева [6], основанные на значительно большем первичном материале по среднемуголетнему стоку 436 рек, рассчитанному для приустьевых участков. В результате получены новые более обширные данные по учтенному

Таблица 1

Ежегодное поступление Мп в океан в осадочном цикле

Материал и источник	Масса материала, млрд. т	Содержание Мп, %	Масса Мп	
			млн. т	%
Речной сток:				
взвеси	12,7—16,3	0,11	14,0—17,9	69,3—67,6
влекомые наносы	1,3—3,0	0,07	0,9—2,1	4,5—7,9
Водный сток рек (биогенная седиментация, CaCO_3 и SiO_2)	1,9	—	—	—
Золовый материал, ледовый сток, абразия берегов	3,6	0,07	2,5	12,3—9,4
Вулканокластический материал (андезиты, базальты)	2,0—3,0	0,12	2,4—3,6	11,9—13,6
Мп в растворах речного стока	43000 км ³	10 мкг/л	0,4	2,0—1,5
Всего	21,5—27,8		20,2—26,5	100
Абиогенный осадочный материал	19,6—25,9			

твердому стоку, а главное, впервые дана обоснованная оценка стока влекомых наносов. Окончательная оценка общего твердого стока рек, сделанная В.П. Васильевым [6], составляет 19,3 млрд. т/год, из которых 16,3 – сток речных взвесей, представленных в среднем алевропелитовым материалом, 3 млрд. т/год (или 18,4% от взвесей) – сток влекомых наносов, которые представляют собой материал песчано-гравийно-галечной размерности. Н.М. Страхов [31] оценивал роль влекомого материала в 10% от стока взвесей (т.е. 1,3 млрд. т/год). Кроме того, мы не фиксируем точно массы пирокластического материала, принимая их равными – 2–3 млрд. т/год. Величина водного стока рек в океан принята по оценкам О.А. Алекина [1] и равна 43000 км³/год. Подземный водный сток, по данным, приведенным в работе [16], оценивается величиной 2200–2400 км³/год (~ 5% поверхностного стока) и в балансе Мп нами не учитывается.

Таким образом, приведенные в табл. 1 массы ежегодно поступающего в океан осадочного материала (21,5–27,8 млрд. т) мы принимаем как возможные минимальную и максимальную оценки; соответствующие массы абиогенного осадочного вещества составляют 19,6–25,9 млрд. т.

Принимаемый нами интервал масс осадочного материала, ежегодно поступающего в океан, не должен оцениваться как неопределенность. Максимальная оценка общего твердого речного стока по В.П. Васильеву [6], по нашему мнению, реально отражает сегодняшнюю ситуацию. Минимальная оценка по Н.М. Страхову [31] приводится для обозначения тренда ситуации в доземледельческий (доантропогенный, дохозяйственный) период нашей планеты. Очевидно, что с началом и развитием земледелия, а позже с развитием горнодобывающей промышленности механическая денудация с поверхности земли возрастает и естественно растут массы осадочного материала, поступающего с речным стоком, эоловым переносом в океан. Точно оценить в этом процессе роль хозяйственной человеческой деятельности на планете не представляется возможным.

Среднее содержание Мп в речных взвесах и растворах соответственно равно 0,11% и 10 мкг/л [12, 14]. В недифференцированном материале влекомого твердого стока рек, гранулометрической размерности выше песчаной, содержание Мп можно принять на уровне кларка в осадочных породах. По данным А.П. Лисицына [22], содержание Мп в эоловом материале подвержено большим колебаниям (от начальных сотых до начальных десятых долей процента), нами оно принято равным 0,07%. По оценкам Г.Н. Батурина [3], среднее содержание Мп в эоловом материале составляет 0,05%. Содержание Мп в ледниковом стоке и материале абразии берегов, как и в эоловом материале, нами принято равным 0,07% (среднее для осадочных пород [7]).

Как известно, для андезитов кларк Мп равен 0,11% [7]; по данным разных авторов, для различных типов базальтов содержание Мп изменяется от 0,12 до 0,2%. Исходя из этого нами принято, что среднее содержание Мп в вулканокластическом материале равно 0,12%.

Результаты, приведенные в табл. 1, показывают, что в осадочном процессе океан получает ежегодно от 20,2 до 26,5 млн. т Мп. Главная масса Мп поступает в океан в составе твердого терригенного и вулканокластического вещества, роль растворов ничтожна (0,43 млн. т, или 1,5–2,0%). В составе твердого осадкообразующего вещества явно преобладает терригенный материал, поскольку вулканокластика обеспечивает поставку только 12–14% Мп от общего количества. Из табл. 1 видно, что основным источником Мп являются речные взвеси, обеспечивающие до 70% общей поставки в океан.

Существующие оценки абсолютных масс гидротермального марганца, ежегодно поступающего в океан, различаются более чем на порядок. Эти оценки приведены в табл. 2 [3]. Как видно, гидротермальный источник, по разным авторам, может ежегодно поставлять в глубинные воды пелагической области океана от

Таблица 2

Оценка абсолютных масс поступления гидротермального марганца в океан [3]

Масса Мп, млн. т/год	Метод оценки	Литературный источник
0,7	По глобальному балансу осадко-накопления	Horn, Adams, 1966.
3,5	По зависимости поставки Мп от скорости спрединга ($Fe + Mn/Al = 0,230 \pm SR^* \cdot 0,233$)	Bostrom, 1972/1973
0,7–7,2 (среднее 1,4)	По геохимическим балансам (несколько модификаций)	Elderfield, 1976
0,9	По гидротермальным потокам	Lyle, 1976; Bender et al., 1977
10	По отношению $Mn/^3He = 4 \cdot 10^5$ г/см ³	Weiss, 1977
4–10	По отношению Мп/тепловой поток = $(1,5 - 3,9) \cdot 10^9$	Corliss et al., 1979
0,51	По подводному выветриванию базальтов	Staudigel, Hart, 1983
1,6–1,9	По холодному и горячему контактам океанской воды и базальтов	А.П. Лисицын, 1983

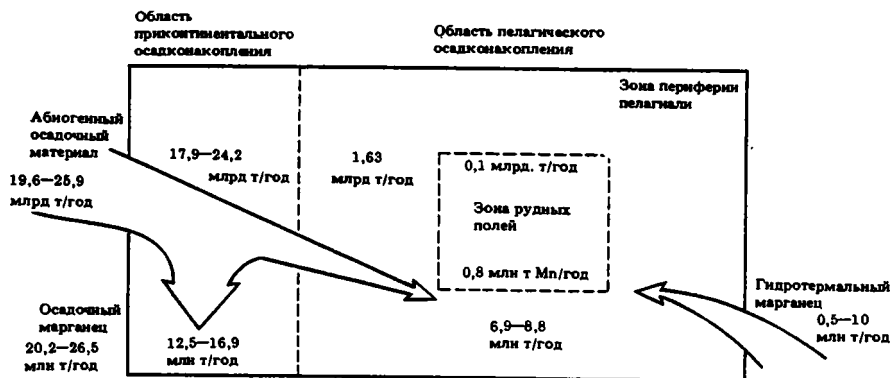
*SR — скорость спрединга.

0,5 до 10 млн. т Мп. К данным, приведенным в табл. 2, можно добавить, что по более поздним оценкам [37] на основе результатов по горячим гидротермам 21° с.ш. ВТП и Галапагосского центра спрединга гидротермальный поток дает в океан 2,8–8,8 млн. т Мп. Нельзя также не учитывать расчетных данных по захоронению гидротермального Мп в металлоносных осадках ВТП. По Ю.А. Богданову и др. [5], на громадном поле металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана, примыкающей к ВТП, площадью около 10 млн. км² ежегодно накапливается 0,175 млн. т Мп гидротермального генезиса. Как известно, ни в Индийском, ни тем более в Атлантическом океанах металлоносные осадки такого распространения не имеют. Если предположить дальнейшее рассеяние гидротермального Мп за пределы полей металлоносных осадков на дне и утроить указанную цифру, то для океана в целом мы получаем ~ 0,5 млн. т Мп, ежегодно захоранивающегося в осадках, что совпадает с минимальной оценкой, приведенной в табл. 2. Эти данные свидетельствуют о том, что в настоящее время отсутствуют достаточно определенные оценки роли гидротермальных источников в поставке Мп.

Сравнение максимальных оценок гидротермального привноса Мп в океан (10 млн. т) с данными табл. 1 позволяет полагать, что в целом для океана гидротермы максимально могут поставлять от 1/3 до 1/4 общего Мп.

ЗАХОРОНЕНИЕ Мп В ОСАДКАХ ОКЕАНА

Распределение осадочного вещества на дне океана происходит в соответствии с общими закономерностями океанского седиментогенеза. По А.П. Лисицыну [22, 23], в пелагической области океана с глубинами более 3000 м, по площади практически совпадающей с площадью ложа океана, ежегодно накапливается 1,73 млрд. т абиогенного осадочного материала. Весь остальной осадочный материал образует донные отложения приконтинентальной зоны океана (устьевые участки рек, шельф, континентальный склон и его подножие). В соответствии с данными табл. 1, масса абиогенного осадочного материала, ежегодно от-



Фиг. 1. Блок-схема поступления абигенного осадочного материала (и марганца) в океан и распределения между главными областями осадконакопления. Гидротермальный источник питает марганцем только область пелагического осадконакопления

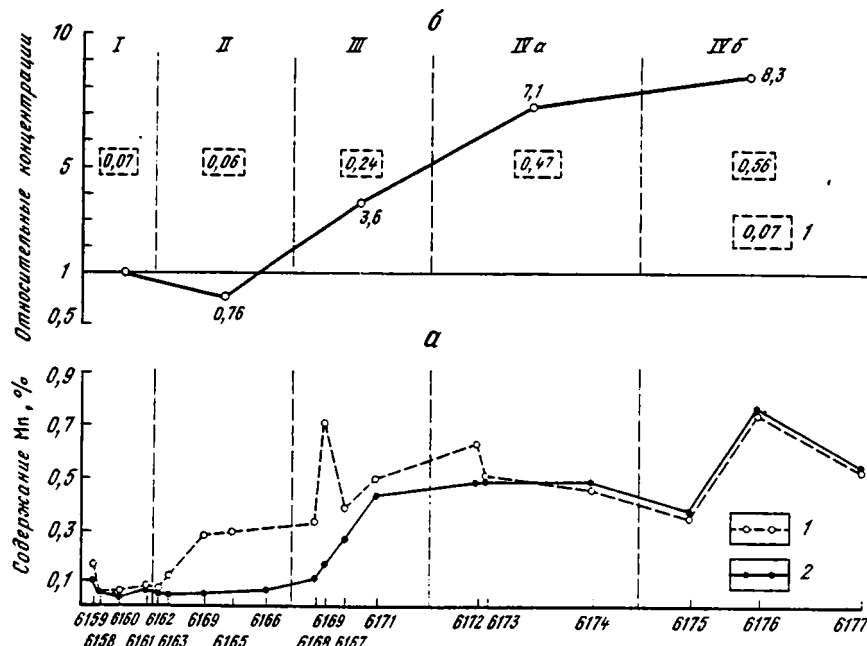
лагающегося в этой области, составляет 17,9–24,2 млрд. т. Область приконтинентального осадконакопления является одновременно и зоной лавинной седиментации, и зоной транзита, через которую происходит питание пелагической области океана наиболее тонким осадочным материалом.

Условия осадконакопления как в приконтинентальной, так и в пелагической областях океана весьма неоднородны. Известно, что многие участки шельфа открытых районов океана полностью лишены рыхлых осадков, то же относится и к областям крутых континентальных склонов. Вместе с тем в пределах шельфа в районах устьев ряда крупных рек и у подножия континентальных склонов наблюдаются поистине ураганные скорости накопления и громадные мощности осадков. Скорости осадконакопления неодинаковы и в пелагической части океана. По отдельным измерениям в пелагиали, максимальная разница в скоростях составляет 100 раз и более. По средним скоростям, приведенным на картах А.П. Лисицына [22], в пелагической области наблюдаются градации от $< 0,05 \text{ г/см}^2$ в центральных областях глубоководных котловин до $0,5\text{--}2 \text{ г/см}^2/1000$ лет на периферии пелагиали. Площади рудных полей ЖМК океанов расположены главным образом в области скоростей $< 0,2 \text{ г/см}^2/1000$ лет, но заметные количества ЖМК встречаются и в области $0,2\text{--}0,5 \text{ г/см}^2/1000$ лет.

Площади рудных полей океана в настоящее время очерчиваются лишь схематично [2, 19]. Ориентировочно общая площадь их оценивается Г.Н. Батуриным [3] в 47–50 млн. км², что составляет 17–18% площади пелагической области океана.

Учитывая указанные неоднородности в условиях осадконакопления, а также известные закономерности распределения Мп, при описании захоронения Мп в осадках океана мы используем трехблочную модель, в которой выделяются: область приконтинентального осадконакопления, область пелагического осадконакопления и (внутри последней) зона рудных полей ЖМК. Схематически они показаны на фиг. 1. При этом принимается, что область приконтинентального осадконакопления получает Мп только из осадочного источника, а в область пелагического осадконакопления помимо осадочного поступает также весь гидротермальный марганец.

Распределение осадочного Мп между основными областями осадконакопления. Рассмотрение большого банка данных по содержанию Мп в осадках внутренних и окраинных морей (Черное, Балтийское, Берингово, Охотское, Японское и др.), а также в осадках шельфовых зон, континентальных склонов и их



Фиг. 2. Распределение марганца в осадках Тихого океана на профиле от берегов Японии в центральную часть Северо-Западной котловины

I–IV – вещественно-генетические типы осадков: I – прибрежные, II – гемипелагические, III – глины переходного типа, IVа – пелагические глины с прослоями пепла, IVб – пелагические глины с цеолитами.

а – содержание марганца (в % на сухое вещество) в осадках поверхностного слоя (1) и средневзвешенное по колонке (2); б – относительная концентрация марганца в осадках профиля (средневзвешенное содержание в прибрежных осадках принято за единицу. Цифры в рамке – средневзвешенное содержание для каждой зоны

подножий, глубоководных желобов окраин Тихого, Индийского и Атлантического океанов показывает, что в них содержится от 0,02 до 0,09% Мп в расчете на abiогенный материал¹. Среднее содержание Мп с учетом имеющихся данных в осадках приконтинентальной области равно приблизительно 0,06% (точнее, 0,056%). Эти осадки могут различаться по вещественно-генетическому составу (терригенные, вулканогенные и биогенно-терригенные), но объединяются одним общим признаком: они имеют восстановленный характер благодаря диагенетическим процессам, протекающим под воздействием повышенных концентраций в них органического вещества. Марганец часто уже на поверхности таких осадков и всегда в толще под более или менее мощной окисленной пленкой находится только в виде соединений Мп (II).

В качестве примера на фиг. 2 показано распределение Мп в осадках Японского профиля в северо-западной части Тихого океана, протягивающегося от шельфа Японских островов (у Сангарского прол.) до центральных частей Северо-Западной котловины [10, 27, 34]. На фиг. 2 видно, что начиная от шельфовой ст. 6159 в открытый океан средневзвешенное по колонкам содержание Мп остается низким (0,06–0,07%) в пределах прибрежных и гемипелагических осадков (зоны I и II) и начинает быстро возрастать только в зоне распространения глинистых илов переходного типа (зона III). С переходом к глубоководным пе-

¹Имеются в виду данные по средневзвешенному содержанию элемента в колонках донных осадков.

лагическим (красным) глинам океана (зоны IVA и IVB), где на профиле расположены рудные поля ЖМК, содержание Mn остается постоянно высоким, в 7–8 раз превышающим концентрацию в прибрежных осадках (зона I). Обогащение марганцем поверхностного слоя в зоне гемипелагических осадков (зона II) не изменяет средневзвешенного содержания элемента (см. фиг. 2). Таким образом, низкие концентрации Mn свойственны не только прибрежным осадкам шельфа, континентального склона и его подножия (ст. 6163 выполнена в Японском желобе), но и протягиваются далеко в океан, захватывая осадки гемипелагиали, распространенные на ложе океанского дна. Картина распределения Mn, наблюдаемая в осадках Японского профиля, характерна для океана в целом, так как это следует из опубликованных данных для Калифорнийского и Перуанского профилей в Тихом океане, а также в осадках Индийского и Атлантического океанов.

В последующие расчеты мы воспользуемся более высоким (на 15–20%) средним содержанием Mn в осадках приконтинентальной зоны океана, а именно примем величину 0,07% как среднюю для осадочных пород континентов [7]. Во-первых, в некоторых случаях в анаэробных осадках морей (особенно во впадинах) наблюдаются повышенные концентрации (например, в Готландской и Ландсортской впадинах Балтики, во впадине Фаралон Калифорнийского залива, в воде сероводородной зоны Черного моря). Во-вторых, осадочные породы континентов – аналоги осадков современных морей и прибрежных районов океана, поскольку аналогов пелагических глубоководных океанских осадков на континентах не обнаружено.

Исходя из средней (0,07%) концентрации Mn в осадках приконтинентальной зоны океана, получаем распределение Mn между двумя основными областями осадконакопления – приконтинентальной и пелагической (табл. 3).

По данным, приведенным в табл. 3, можно рассчитать, что средние абсолютные скорости осадконакопления в приконтинентальной области в 30–40 раз выше, чем в пелагической (20–27 и 0,63 г/см²/1000 лет соответственно).

Данные табл. 3 показывают, что в приконтинентальной области, где на дно попадает 91–93% осадочного материала, поступающего в океан, накапливается только чуть более 60% марганца. В область пелагического осадконакопления ежегодно поставляется 7,7–9,6 млн. т (или 36–38%) осадочного Mn главным образом за счет взвешенного стока рек и вулканокластического материала (как показано в табл. 1, в составе растворов речного стока в океан поступает только 0,43 млн. т Mn).

Существуют две причины, позволяющие понять и объяснить полученное распределение марганца в осадках океана, неадекватное распределение осадочного материала между приконтинентальной и пелагической зонами осадконакопления [9]. Во-первых, это может происходить из-за диагенетических процессов перераспределения Mn в восстановленных осадках, которые достаточно хорошо изучены. После осаждения на дно при наличии восстановительных условий в толще (часто и на поверхности) осадков Mn(IV) восстанавливается до Mn(II) и обогащает иловую воду. Из-за разности концентраций (Mn(II) создается диффузионный поток из иловой в наддонную воду. Попадая в кислородсодержащую воду, Mn(II) окисляется до Mn(IV), последний подвергается гидролизу, и марганец в виде гелей или частиц субколлоидной размерности гидратированного диоксида сгоняется придонными течениями в места, где садка (Mn(IV)) не запрещена окислительно-восстановительными условиями поверхности дна и, возможно, пройдя несколько циклов восстановления – окисления, достигает пелагической зоны океана. По оценкам Г.Н. Батурина [3], максимальный потенциальный годовой поток марганца из осадков приконтинентальной области в наддонную воду может составить 4,35 млн.т, а терригенный материал в результате перера-

Распределение осадочного Мп на дне по основным областям осадконакопления

Зона осадко-накопления	Площадь		Масса абиогенных осадков	
	млн. км ²	%	млрд. т/год	%
Приконтинентальная	87,6	24,3	17,9–24,2	91,2–93,3
Пелагическая	272,6	75,7	1,73	6,7–8,8
Всего	360,2	100,0	19,6–25,9	100,0

Зона осадко-накопления	Среднее содержание Мп, %	Масса Мп	
		млн. т/год	%
Приконтинентальная	0,07	12,5–16,9	62–64
Пелагическая	0,44–0,55	7,7–9,6	36–38
Всего	0,103	20,2–26,5	100,0

ботки в восстановительных условиях диагенеза может терять до 30% первоначально содержащегося в нем марганца.

Во-вторых, обогащение осадков пелагической области океана марганцем может быть объяснено неосаждением взвеси коллоидной и субколлоидной размерностей (наиболее обогащенная Мп фракция речной взвеси) в зоне лавинной седиментации на барьере река – море, включением этой взвеси в океанские круговороты, разносящие осадочный материал по площади пелагиали океана. Такой механизм включает в себя неоднократную ассимиляцию тонкой взвеси биосом, выделение после прохождения биофильтра Мп в раствор в виде неорганических и органических соединений Мп(II), последующее окисление и гидролиз с выделением гидратированного диоксида Мп(IV) и опять-таки включение тонкой взвеси в систему океанских течений, разносящих ее по площади пелагиали океанов.

Полученные нами в результате расчета (см. табл. 3) абсолютные массы осадочного Мп ежегодно попадающие в пелагическую область океана (7,7–9,6 млн. т), близки к оценкам ежегодного накопления Мп в пелагиали (8,35 млн. т), определенным прямым взвешиванием по картам абсолютных масс [23–26]. При сходстве этих оценок, полученных независимыми методами, необходимо отметить и принципиальную разницу в интерпретации генезиса такого накопления Мп в пелагиали океанов.

Из предшествующих рассуждений и данных табл. 1 и 3 ясно, что рассчитанное нами накопление Мп в пелагиали океана, равное 7,7–9,6 млн. т/год, обеспечивается поступающим с суши осадочным (вулканогенно-осадочным) материалом. Об эндогенном (гидротермальном) привносе Мп в пелагические области осадконакопления речи пока не идет. По меньшей мере удивительно, как с помощью вычитания и умножения на коэффициенты В.Б. Курносов [20] получает из этих данных (10,54 млн. т/год [9]) величину потока гидротермального марганца в пелагиаль океана.

А.П. Лисицын [23], определив методом абсолютных масс общее накопление Мп в осадках пелагиали в 8,35 млн. т/год (что в принципе согласуется с данными табл. 3, считает, что 6 млн. т/год из этого количества принадлежит эндоген-

ному Mn. Каким путем получено количество этого гидротермального Mn? Приняв за исходное общий сток Mn с континентов в 15,5 млн. т/год и учитывая потери Mn со взвесью на барьере река – море в 47% ([23], табл. 4), он пишет: "для Mn прямым взвешиванием по новым картам абсолютных масс определено накопление в пелагиали в год 8,35 млн. т, а поступление с суши (после прохождения эстуарного барьера и потери 53% взвешенного и 70% растворенного Mn от исходной концентрации в речной воде) составляет всего 1,6–2 млн. т. Разница в 6 млн. т относится к эндогенному поступлению" [23]. Не обращая внимания на описку (потери 47%, а не 53% взвешенного Mn), непонятно, откуда появился результат 1,6–2 млн. т. Mn, поступающего с суши в пелагиаль. Ведь $15,5 \times 0,53 = 8,2$. Это означает, что барьер река – море проходит и, по А.П. Лисицыну, попадает прямо в пелагиаль 8,2 млн. т. Mn в год, что прекрасно совпадает с вычисленным им же значением 8,35. Таким образом, по этим данным для эндогенного Mn в пелагиали места нет.

В более поздних публикациях [26] указано, что из 21 млн. т зону смешения река – море проходит и попадает в океан 11 млн. т/год, или 52% общего марганца речного стока, а по В.В. Гордееву [12], из 20,8 млн. т/год общего Mn зону смешения проходит 12,8 млн. т/год. Таким образом, общие потери Mn на барьере река – море составляют 38%, а 62% попадают в океан. Ясно, что такое количество Mn обеспечивает только взвешенный сток рек, а не растворы. Тем не менее буквально в следующей главе А.П. Лисицын отмечает, "что взвешенный сток этих элементов (в том числе и Mn. – И.В.) в пелагической седиментации роли почти не играет [24, с. 66]. В обобщающей работе по геохимии Mn в океане [25] отмечается, "что 70–90% речной взвеси, и в том числе взвешенного Mn откладывается на геохимическом барьере река – море!" [25, с. 4], а на следующей странице – и еще категоричнее – "на барьере река – море осаждается до 90% Mn речной взвеси и 20–60% растворенного в речных водах Mn".

Для такого рода утверждений у авторов цитируемой работы [25] никаких оснований нет, поскольку по их же данным в зоне смешения река – море осаждается только 60% Al – элемента, с наибольшим приближением характеризующего поведение литогенного осадочного материала [26, с. 47]. Вряд ли авторы смогут доказать, что геохимическая подвижность Al на любом из этапов (стадий) литогенеза выше, чем марганца.

Нам представляется, что оценка В.В. Гордеева [12] потерь Mn речного стока на эстуарном барьере (38%) наиболее близка к действительности и не противоречит полученным выше (см. табл. 3) оценкам осаджения Mn в области приконтинентального осадконакопления (62–64%). Эстуарный барьер – первая зона лавинной седиментации, но есть еще и вторая – подножие континентального склона, да еще не везде на шельфе за пределами зоны смешения река – море и на континентальном склоне осадки полностью отсутствуют.

Поскольку твердый сток рек обеспечивает поставку в океан основной массы осадочного материала и около 3/4 осадочного Mn (см. табл. 1), он определяет не только количество Mn, накапливающегося в области приконтинентального осадконакопления (см. табл. 3), но и в области пелагиали, массы ежегодно приносимого на дно осадочного марганца – функция массы стока речных взвесей. Именно речные взвеси, имея повышенные надкларковые содержания Mn, являются основным источником обогащения осадков пелагической области океана этим элементом в осадочном процессе. Надкларковые количества марганца огромной массы речных взвесей, попадая в пелагическую область океана и осаждаясь с небольшим количеством осадочного материала, создают здесь высокие концентрации, по расчету равные 0,44–0,55% (см. табл. 3), т.е. в 6–8 раз превышающие среднее содержание в приконтинентальных осадках и осадочных породах континентов.

Распределение осадочного марганца в пелагической области океана. В соответствии с данными табл. 3, в области пелагического осадкообразования (1,73 млрд. т/год абигенного материала) ежегодно осаждается 7,7–9,6 млн. т осадочного марганца. Отсюда следует, что среднее содержание марганца в отложениях пелагиали может изменяться от 0,44 до 0,55%. Если воспользоваться данными А.П. Лисицына [23] по абсолютным массам ежегодного накопления марганца в пелагиали (8,35 млн. т/год), то средняя концентрация марганца в пелагических осадках составляет 0,49%. Отметив хорошую сходимость данных по абсолютным массам и средним содержаниям, полученных нами и А.П. Лисицына независимыми методами, нужно иметь в виду, что цифра А.П. Лисицына относится только к рыхлым отложениям океана и не учитывает ежегодного накопления Mn в конкрециях и корках.

Пелагическая область океана весьма обширна (272,6 млн. км²), и осадки ее представлены разными литолого-фациальными типами. Это и пелагические глубоководные (красные) глины, и миопелагические глины, и глубоководные глины переходного типа, и даже гемипелагические осадки, оكونтуривающие по периферии пелагическую область. На площади пелагиали располагаются биогенные осадки: карбонатные и кремнистые (радиоляриевые), абигенная часть которых также имеет терригенный генезис. Помимо осадочных отложений в пелагической области практически целиком распространены гидротермально-осадочные отложения: образования массивных сульфидов, аутигенных силикатов и так называемых металлоносных осадков, содержащих гидроксиды железа и марганца гидротермального генезиса. Последние (металлоносные осадки) наиболее широко распространены в юго-восточной части Тихого океана, занимающая площадь около 10 млн. км² [5]. В пелагической области находятся рудные поля распространения ЖМК, которые представляют собой современные железо-марганцевые руды и наиболее интенсивно концентрируют Mn.

Содержание Mn во всех указанных типах осадков пелагиали океанов изменяется в значительных пределах, что можно видеть из схематических карт распределения Mn в расчете на абигенное вещество осадков [22, 25]. Минимальные (< 0,1%) концентрации Mn характерны для гемипелагических осадков периферии пелагиали (см. фиг. 2) на границе с приконтинентальной областью осадконакопления, максимальные (до 9%) можно наблюдать в металлоносных осадках осевой части ВТП [17, 18] в непосредственной близости к местам выходов гидротермальных растворов. За пределами областей развития гидротермально обогащенных Mn (и Fe) металлоносных осадков и вне рудных зон ЖМК концентрация Mn в донных отложениях может достигать 0,6% и местами даже выше.

Известны общие закономерности, указывающие, что наибольшие содержания Mn (за пределами явного гидротермального влияния) наблюдаются в центральных областях глубоководных котловин, характеризующихся минимальными абсолютными скоростями осадконакопления и развитым процессом Fe – Mn-конкрецииобразования. На всех картах и профилях, рисующих распределение Mn в пелагической области, наблюдается общая закономерность – более или менее постепенное увеличение содержания его в осадках краевых периферических частей к центральному и, обычно при высоком содержании, колебания в пределах центральных областей глубоководных котловин.

Для определения содержания Mn в осадках периферической зоны пелагической области осадконакопления можно воспользоваться данными Н.С. Скорняковой [29] для Тихого океана, а также результатами, полученными на транс-океанском геохимическом профиле в Тихом океане [27] и на других профилях, секущих осадки океанов от шельфов до пелагиали. По этим данным, среднее содержание Mn для гемипелагических осадков и миопелагических глин состав-

ляет приблизительно 0,4%. Это значение примем в качестве средней концентрации Mn для зоны периферии пелагической части дна океана, что, по-видимому, близко к действительности также для Индийского океана и в некоторой мере завышено для Атлантического.

По данным, приводимым Г.Н. Батуриным [3], среднее содержание Mn (в расчете на abiогенное вещество) в глубоководных красных глинах Тихого океана составляет 0,78%, Атлантического – 0,71%, Индийского (восточная часть) – 1,28%; в пелитовых карбонатных илах Тихого океана – 0,77%, в радиоляриевых – 0,52%. Эти данные позволяют оценить среднюю концентрацию Mn в рыхлых осадках рудных зон океана величиной 0,75%; в дальнейших расчетах принимаем значение 0,8%.

Приведенные выше данные позволяют подойти к решению вопроса о распределении Mn в пелагической области океана между зонами периферии океана и рудных полей. Для решения вопроса необходимо знать кроме общей массы осадочного Mn, поступающего ежегодно в пелагическую область осадконакопления (см. табл. 3), средней концентрации Mn в осадках периферии пелагиали (0,4%) и рудных зон (0,8%), общей ежегодной массы abiогенных осадков, приходящей на пелагическую область (1730 млн. т), также массу осадков рудных зон океана. Ее можно оценить, исходя из площади рудных зон (по Г.Н. Батурину [3], 50 млн. км² и средней абсолютной скорости осадконакопления, которую принимаем равной 0,2 г/см²/1000 лет. В этом случае ежегодная масса осадков, приходящая на площадь рудных зон, составит 100 млн. т. Исходя из этих предпосылок, общая масса Mn, ежегодно накапливающегося в рыхлых осадках области пелагического осадконакопления, составит:

$$(1730 - 100) \cdot 0,004 + 100 \cdot 0,008 = 6,5 + 0,8 = 7,3 \text{ млн. т.}$$

Понятно, что полученное значение есть количество Mn, необходимое для обеспечения реально наблюдаемого характера распределения элемента в рыхлых осадках пелагиали океана без учета процесса формирования ЖМК. Можно оценить пределы возможной вариации этого значения. Принятая нами масса осадков рудных зон (100 млн. т) составляет ~ 6% всей массы осадков пелагиали (1730 млн. т). Можно проверить, как изменяется общее накопление Mn в осадках области пелагического осадконакопления, если массу осадков рудных зон вдвое уменьшить или увеличить. В этих случаях мы получаем следующие значения ежегодного накопления Mn в рыхлых осадках пелагической области:

$$(1730 - 50) \cdot 0,004 + 50 \cdot 0,008 = 7,1 \text{ млн. т.}$$

$$(1730 - 200) \cdot 0,004 + 200 \cdot 0,008 = 7,7 \text{ млн. т.}$$

Разница между полученными крайними значениями масс Mn (0,6 млн. т.) составляет 10 отн. %. Можно полагать, что наибольшее значение массы Mn в осадках пелагиали, полученное нами (7,7 млн. т), в какой-то мере завышено, так как, не нарушая реальных природных соотношений, вряд ли возможно увеличить вдвое площади рудных зон, или абсолютную скорость осадконакопления на этой площади, или концентрации Mn в рыхлых осадках рудных зон. Наоборот, минимальное значение (7,1 млн. т) отвечает случаю, если представить, что скорость осадконакопления на площади рудных зон в среднем равна 0,1 г/см²/1000 лет, что не противоречит имеющимся данным [3, 21].

Следовательно, осадки зоны пелагического осадконакопления могут без учета процесса современного Fe–Mn-рудобразования ежегодно вместить не более 7–7,5 млн. т марганца. Сравнивая полученное значение с данными табл. 3, можно заключить, что даже минимальное количество осадочного марганца (7,1 млн. т), попадающее в пелагиаль океана, при минимальном принятом значении твердого стока рек и поступления пирокластического материала в состоянии обеспечить наблюдаемый характер распределения элемента в океанских осадках. Строго говоря, оно даже немного (хотя и незначительно при та-

Распределение осадочного Мп на дне океана (общее поступление Мп 20,2–26,5 млн. т/год)

Параметры	Общее (сред- нее)	Области осадконакопления и формы захоронения марганца					
		при- контин- тальная (рых- лые осадки)	пелагическая				
			общее (осад- ки и ЖМК)	пери- ферия пела- гиали (рых- лые осадки)	рудные поля		
общее (осад- ки и ЖМК)	рыхлые осадки	ЖМК					
Площадь океана, млн. км ²	360,2	87,6	272,6	222,6	50	—	—
Общая масса осадков, млрд. т/год	21,5—27,8	18,5—24,8	3,0	—	—	—	—
Масса абиогенных осад- ков, млрд. т/год	19,6—25,9	17,9—24,2	1,73	1,63	0,1	—	—
Средняя скорость абиогенного осадко- накопления, г/см ² /1000 лет	5,4—7,2	20—28	~0,6	~0,9	0,2	—	—
Среднее содержание Мп, %	0,103	0,07	0,44—0,55	0,4	—	0,8	20
Абсолютные массы Мп, млн. т/год	20,2—26,5	12,5—16,9	7,7—9,6	6,5	1,2—3,1	0,8	0,4—2,3
Абсолютные скорости накопления Мп, мг/см ² /1000 лет	5,6—7,4	14,3—19,1	2,8—3,5	2,9	2,4—6,2	1,6	0,8—4,6
Абсолютные массы ЖМК, млн. т/год	—	—	—	—	—	—	2,0—11,5

ких расчетах) превышает необходимое количество элемента. Чтобы распределить в осадках пелагиали океана любое количество Мп, превышающее значение 7,3 млн. т/год, мы должны принять, что массы элемента сверх указанного количества идут на процесс образования ЖМК, реализуемый в осадках рудных зон океана.

Следует отметить, что при распределении осадочного Мп во всех зонах осадконакопления мы старались принимать его захоронение в рыхлых осадках по несколько завышенным оценкам: 1) при вычисленном среднем содержании Мп в осадках приконтинентальной зоны, равном 0,06%, в расчет заложено значение 0,07%; 2) значение среднего содержания Мп в осадках периферии пелагической области (0,4%) для Атлантического океана несколько завышено; 3) при оптимальном, по нашему мнению, для осадков рудных зон количестве Мп в рыхлых осадках 0,75 млн. т/год в расчет берется несколько более высокое значение ежегодного захоронения.

Тем не менее полученные результаты позволяют сделать вывод, что ежегодное поступление в океан только осадочного Мп в состоянии обеспечить как наблюдаемые закономерности его распределения в рыхлых осадках океана, так и процесс рудообразования.

В окончательном виде распределение осадочного марганца в донных отложениях, сопоставленное с морфометрией океана, массами осадков и средними скоростями осадконакопления, представлено в табл. 4.

Прежде чем обсуждать эти результаты расчетов, следует еще раз напомнить, что приводимые интервалы концентраций марганца в целом для пелагической области, как и интервалы значений абсолютных масс и абсолютных скоростей накопления марганца, не есть элемент неопределенности расчетов. Они есть элемент неопределенности масс абиогенных осадков, ежегодно поступающих в океан. Минимальные значения названных параметров отвечают минимальному (из принятых нами) значению массы абиогенных осадков, максимальные – максимальным. Любое принятое промежуточное значение масс абиогенных осадков, ежегодно поступающих в океан, по принятой системе расчета, выразится определенным фиксированным значением средней концентрации, абсолютной массы и абсолютной скорости накопления марганца как в целом для пелагической области, так и в зоне рудных полей и формирования ЖМК.

В табл. 4 прежде всего привлекают внимание два обстоятельства. Во-первых, принципиальная разница в динамике изменения абсолютных скоростей осадконакопления и скоростей накопления марганца при переходе от приконтинентальной области к крайне пелагической зоне рудных полей океана. Если первая скорость уменьшается в 100–150 раз, то вторая – только в 3–6 раз. Именно такой пелагический сдвиг характерен для океанской геохимии марганца (и элементов его группы) [27, 34], что приводит к обогащению пелагических осадков океана элементами группы Mn в 10 раз и более по сравнению с осадками приконтинентальной области.

Во-вторых, принципиальное значение имеют результаты для абсолютных масс и абсолютных скоростей накопления Mn в пределах зоны рудных полей. В этой зоне они для ЖМК сопоставимы (половина) или значительно превышают (в 3 раза) показатели для рыхлых осадков, т.е. в пределах зоны рудных полей пелагиали происходит интенсивный процесс Fe–Mn-рудообразования, в котором принимает участие до 5–25% общего марганца, поступающего во всю область пелагического осадконакопления.

Если принять за достоверное даже минимальное значение массы (0,4 млн.т.), ежегодно уходящего на формирование ЖМК и рудных корок, то при 20%-ном содержании его в рудных образованиях в пределах рудных полей образуется 2 млн. т/год рудного вещества, или 200 млрд. т за 100 тыс. лет. Что же касается максимальной оценки ассимиляции Mn при образовании ЖМК (2,3 млн. т/год), то только за голоден в этом случае образуется 115 млрд. т. рудного вещества.

Альтернативные решения модели распределения осадочного Mn в пелагической области океана. Результаты, полученные выше, свидетельствуют об интенсивном процессе Fe–Mn-рудообразования на площади рудных зон пелагиали, быстрой скорости роста конкреций и молодом возрасте (10-1000 тыс. лет). Все это находится в принципиальном противоречии с многочисленными определениями скоростей роста, полученными методами радиоизотопного датирования, которые свидетельствуют о низких скоростях накопления Mn в конкрециях и о древнем возрасте ЖМК, исчисляемом миллионами лет. Если последнее соответствует истине, то ежегодное накопление Mn в конкрециях океана требует только несколько десятков тысяч тонн в год и находится за пределами возможности приведенных выше расчетов, поскольку они делаются с точностью до 0,1 млн. т/год, а разница между максимальным и минимальным ежегодным поступлением Mn в океан (см. табл. 1 и 3) составляет, по приведенным выше оценкам, 6,3 млн. т/год. Однако и минимальные потоки осадочного материала в океан, и связанное с этим минимальное накопление осадочного Mn на дне пелагиали океана приводят к интенсивному образованию ЖМК (см. табл. 4).

В задачу настоящей работы не входит обсуждение вопросов надежности радиоизотопных измерений скорости роста ЖМК пелагиали океанов. Хотелось бы только обратить внимание на имеющиеся противоречия получаемых резуль-

татов. Если данные изотопной геохронологии верны, то неверны исходные данные (или часть их), на которых базируется предлагаемая в настоящей работе модель поступления Mn в океан и распределения его по площади дна океана.

Древний возраст ЖМК требует уменьшения ежегодных потоков Mn на дно рудной зоны пелагической области осадконакопления. Пользуясь предлагаемой моделью распределения Mn в осадках, уменьшения масс Mn в рудных зонах пелагиали можно достигнуть двумя путями.

Во-первых, уменьшением ежегодного поступления Mn в океан за счет снижения масс твердого стока речных взвесей. Принятый нами минимальный ежегодный сток взвесей рек (12,7 млрд. т/год) дает ежегодное накопление в пелагиали океана 7,7 млн. т Mn, в то время как рыхлые осадки могут вместить только 7,3 млн. т. Пользуясь принятой схемой расчета, нетрудно определить, что для того, чтобы в зону пелагического осадконакопления ежегодно попадало только 7,3 млн. т марганца, т.е. для того, чтобы обеспечить элементом только рыхлые осадки пелагиали при отсутствии образования ЖМК в массовом масштабе, в океан должно ежегодно поступать 11,8 млрд. т речных взвесей, что обеспечит поставку общего Mn в океан в размере 19,1 млн. т/год, т.е. на 1,1 млн. т. меньше приведенного минимального количества (см. табл. 1).

Основные показатели баланса осадочного материала и марганца в океане выглядят в этом случае следующим образом:

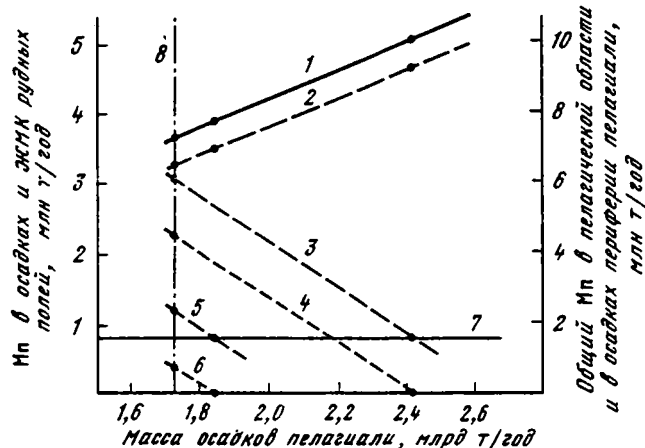
Общая масса твердого речного стока	13,0 млрд. т/год
То же абиогенного материала	18,6 "
Масса осадков пелагической области	1,73 "
Общая масса осадочного Mn	19,1 млн.т/год
Масса Mn в осадках всей пелагической области	7,3 "
То же в осадках рудных зон	0,8 "

При этих условиях сохраняется во времени геохимическая стабильность осадков всей пелагиали и рудных зон, интенсивного образования ЖМК не происходит, процесс рудообразования имеет "случайный" (местный), прерывистый характер и при сохранении образующихся ЖМК на поверхности дна (при гипотетически существующем механизме "всплытия" конкреций [15]) процесс их формирования забирает из рыхлых осадков рудных зон океана незначительную долю Mn.

Если допустить, что на поверхности дна рудных зон Мирового океана находится 250 млрд. т ЖМК² и что средний возраст их составляет 5 млн. лет, то ежегодно в океане образуется 0,05 млн. т ЖМК, что требует 0,01 млн. т/год Mn. Если в осадках рудных зон океана ежегодно накапливается 0,8 млн. т Mn, то в процессе образования ЖМК включается только около 1% от этого количества, или приблизительно 0,1% общего Mn области пелагического осадконакопления. Такой медленный процесс формирования ЖМК и такое количество Mn, ежегодно извлекаемых из рыхлых осадков даже рудных зон, не в состоянии изменить их геохимическую стабильность.

Следует, однако, помнить, что оценка Н.М. Страхова ежегодного стока взвеси (по Г.В. Лопатину) в 12,7 млрд т./год на сегодняшний день является минимальной из существующих, все другие исследователи приводят более высокие значения твердого стока рек [12, табл. 3].

²Оценка массы конкреций на поверхности дна (250 млрд. т) взята произвольно, для примера. Она соответствует средней продуктивности ЖМК на площади рудных зон 5 кг/м². Произвольно выбран и средний возраст ЖМК. Уменьшение или увеличение вдвое этих показателей не меняет принципиально положение вещей. Существующие в литературе оценки массы конкреций на поверхности дна изменяются от 90 до 1600 млрд. т [4, 28, 30].



Фиг. 3. Изменение абсолютных масс марганца (в млн.т/год) в области пелагического осадконакопления и в осадках зоны рудных полей с изменением абсолютных масс абиогенного осадочного материала (в млрд.т/год) в пелагиали

1–7 – абсолютные массы Mn: 1 – общая в области пелагического осадконакопления, 2 – в осадках периферии пелагиали, 3 – в рыхлых осадках зоны рудных полей при массе абиогенных осадков в океане 2569 млрд.т/год, 4 – в ЖМК при той же массе абиогенных осадков, 5 – в рыхлых осадках зоны рудных полей при массе абиогенных осадков 19,6 млрд.т/год, 6 – в ЖМК при той же массе абиогенных осадков, 7 – масса Mn (0,8 млн.т/год) в рыхлых осадках рудных полей при содержании Mn 0,8% и массе абиогенных осадков 100 млн.т/год; 8 – масса абиогенных осадков пелагической области по А.П. Лисицыну (1,73 млрд.т/год)

Другой путь, который представляется более оправданным для уменьшения поставки Mn в рудную зону пелагической области, заключается в увеличении массы осадочного материала во всей пелагической области осадконакопления. При некотором уменьшении массы Mn в области приконтинентального осадконакопления и увеличении ее во всей пелагической области, при постоянной массе осадков в рудной зоне, он приводит к уменьшению массы Mn в осадках рудных зон пелагиали. Изменение абсолютных масс Mn в пелагической области с увеличением в ней массы абиогенных осадков приведено на фиг. 3. По оси абсцисс показан рост массы абиогенных осадков, ежегодно поступающих в область пелагического осадконакопления, а по оси ординат слева – изменение масс Mn в осадках и ЖМК рудных полей (линии 3–6), справа – изменение общего Mn во всей пелагической области (1) и в осадках периферии пелагиали (2); пунктиром параллельно оси абсцисс (7) – общий Mn в рыхлых осадках рудных зон (0,8 млн. т/год при массе осадков 100 млн. т/год и содержанием Mn 0,8%). Пунктир, параллельный оси ординат (8), соответствует массе абиогенных осадков пелагиали 1,73 млрд. т/год по А.П. Лисицыну. Линии 3, 4 и 5, 6 показывают уменьшение общих масс марганца на площади рудных зон океана и марганца, ежегодно ассимилируемого ЖМК, при увеличении масс абиогенных осадков на площади пелагиали при максимальном и минимальном (см. табл. 1) питании океана осадочным материалом (и марганцем). Пересечение линий 4 и 6 с осью абсцисс, а 3 и 5 с линией 7 указывает на величину абсолютной массы осадков пелагической области, при которой рыхлые осадки рудных зон пелагиали сохраняют свою (по марганцу) геохимическую характеристику (0,8% Mn), но процесс формирования ЖМК практически не идет. Дальнейшее увеличение массы осадков пелагиали океана приводит к нарушению условий геохимичес-

кой модели (рыхлые осадки получают менее 0,8 млн. т Мп в год). Основной вывод из этих расчетов, как следует из данных, приведенных на фиг. 3: нельзя произвольно увеличивать массу осадков в области пелагического осадконакопления, не изменяя и в конечном итоге не нарушая установленных геохимических закономерностей в распределении марганца.

По данным фиг. 3 можно заключить, что предельно возможные массы осадков в области пелагиали зависят от общей массы осадочного материала, поступающего в океан, и, естественно, от общей массы осадочного марганца. В случае рассчитанного выше нами минимально возможного стока речных взвесей (11,8 млрд. т/год) и минимального общего поступления в океан осадочного материала (18,6 млрд. т/год) увеличение массы осадков пелагиали выше значения 1,73 млрд. т/год вообще невозможно. При минимальном питании океана осадочным материалом (см. табл. 1 и 4, 19,6 млрд. т абиогенных осадков и 20,2 млн. т/год Мп) увеличение массы осадков области пелагического осадконакопления возможно только до 1,85 млрд. т/год (вместо 1,73 млрд. т/год по А.П. Лисицыну), т.е. менее чем на 10%. При указанном значении масс осадков они отвечают условно ежегодному накоплению Мп в рудных зонах (0,8 млн. т/год), но интенсивное образование ЖМК не идет. Уже при увеличении до 1,9 млрд. т/год содержание Мп в осадках рудных зон падает до 0,6% (вместо заданных 0,8%).

Предельно возможное значение массы осадков в пелагиали в случае поступления максимального количества абиогенного осадочного материала в океан (25,9 млрд. т/год и 26,5 млн. т/год Мп), по данным фиг. 3, составляют 2,4 млрд. т/год, что в 1,4 раза выше принятых нами (по А.П. Лисицыну) масс.

Полученные результаты, приведенные на фиг. 3, позволяют заключить, что в дискуссии по вопросу распределения терригенного осадочного вещества между приконтинентальной и пелагической областями океана Н.М. Страхов [33] ошибался, считая, что осадочный материал примерно поровну делится между приконтинентальной и пелагической областями. Данные А.П. Лисицына о количестве осадочного вещества, ежегодно поступающего в пелагиаль (1,73 млрд. т/год абиогенного материала), наверное, нуждаются в уточнении, но они качественно верно отражают специфику океанского осадконакопления. На примере распределения Мп в океанских осадках, как показано выше, становится совершенно очевидным, что при условии сохранения основных закономерностей геохимии марганца массы пелагических осадков не могут быть беспредельно большими. Легко показать, что при условии равного распределения осадочного вещества между прибрежной и пелагической областями океана [33], независимо от абсолютного значения масс осадочного материала, мы не получим такого контрастного характера распределения Мп в прибрежных и пелагических осадках, которое наблюдается в действительности. Среднее расчетное содержание в осадках пелагической области океана составит только 0,14–15% Мп.

В табл. 5 приведены в результаты расчета распределения Мп в донных осадках океана при условии отсутствия интенсивного образования ЖМК, что достигается уменьшением твердого речного стока (по сравнению с принятыми данными, см. табл. 1) (или) увеличением массы осадков в области пелагического осадконакопления (по сравнению с данными табл. 3) При таких гипотетических условиях характер распределения Мп в области пелагического осадконакопления заметно отличается от случая, когда происходит интенсивный процесс образования ЖМК.

Пелагический эффект накопления Мп в осадках рудных полей пелагиали выражен также ярко (по сравнению абсолютных скоростей накопления осадков и Мп), но уже с иными количественными показателями (по сравнению с приконтинентальной областью соответственно около 100 и около 10), что как минимум вдвое

Распределение осадочного Mn на дне океана (при условии минимально допустимого стока речных взвесей и максимально возможной массы осадков пелагиали; при отсутствии интенсивного процесса образования ЖМК)

Параметры	Общее (среднее)	Области осадконакопления и формы захоронения марганца				
		приконтинентальная (рыхлые осадки)	пелагическая			
			общее (осадки и ЖМК)	периферия (рыхлые осадки)	рудные поля	
					рыхлые осадки	ЖМК
Площадь, млн. км ²	360,2	87,6	272,6	222,6	50	—
Общая масса осадков, млрд. т/год	20,5*—27,8	17,5—24,2	3,0—3,6	—	—	—
Масса абигенных осадков, млрд. т/год	18,6*—25,9	16,9—23,5	1,7—2,4	1,6—2,3	0,1	—
Средняя скорость абигенного осадконакопления, г/см ² /1000 лет	5,2*—7,2	19—27	0,6—0,8	0,7—1,0	0,2	—
Среднее содержание Mn, %	0,103	0,07	0,43	0,4	0,8	20
Абсолютные массы Mn, млн. т/год	19,1*—26,5	11,8—16,5	7,3—10,0	6,5—9,2	0,8	0,01**
Абсолютные скорости накопления Mn, мг/см ² /1000 лет	5,3*—7,4	13,4—18,8	2,7—3,7	2,9—4,1	1,6	0,02**
Абсолютные массы ЖМК, млн. т/год	—	—	—	—	—	0,05**

*При рассчитанном минимально допустимом стоке речных взвесей.

**При условии массы конкреций на поверхности дна рудных полей океана 250 млрд. т и времени их непрерывного образования 5 млн. лет.

ниже по сравнению с данными табл. 4. Доля рудного Mn, уходящего на образование ЖМК, составляет ~ 1% от массы Mn, фиксируемого в рыхлых осадках рудных полей и лишь ~ 0,1% всего Mn в пелагической области дна океана.

В варианте расчета, результаты которого приведены в табл. 5, увеличение массы осадков пелагиали не отразилось на массе осадков рудных зон дна океана. Крайне пелагическое положение рудных зон на площади дна океана дает возможность таких допущений. Они в целом в наименьшей степени подвержены колебаниям в питании терригенным осадочным материалом. Отметим, что увеличение массы осадков пелагиали, проведенное нами, и связанное с этим возможное увеличение массы осадков рудных зон мало что изменяет в общем характере распределения осадочного Mn. При увеличении массы осадков рудных зон в 1,5 раза (так же, как в пелагиали вообще) в область пелагического

осадконакопления необходимо будет переместить дополнительно 0,2 млн. т. Мп из приконтинентальной области, что составляет 1-2% общего Мп, накапливающегося там. Общее количество Мп в пелагической области увеличится только на 2-3%, что несущественно и не меняет общей картины, приведенной в табл. 5.

РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА В ФОРМИРОВАНИИ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ЖМК

Оценки ежегодного потока гидротермального Мп в океан приведены в табл. 2. Они изменяются в широких пределах от 0,5 до 10 млн. т/год. Растворы гидротерм практически нацело поступают в океан в области пелагического осадконакопления на глубинах не менее 2500 м и, смешиваясь с глубинными водами океана, разносятся последними по акватории пелагиали. Марганец, поступающий с гидротермальным потоком, в результате смешения с кислородсодержащей слабощелочной глубинной водой переходит из двух- в четырехвалентное состояние, подвергается гидролизу с образованием гидратированного диоксида. В состоянии тонкой взвеси последняя неоднократно фиксировалась в "факелах" взвешенного вещества (вблизи Галапагосского центра спрединга, вблизи осевой части Срединного хребта в Атлантике) [13, 35].

Наиболее известными гидротермально-осадочными отложениями с бесспорным вкладом марганца (и железа) гидротермального генезиса являются металлоносные осадки в юго-восточной части Тихого океана, распространенные на площади около 10 млн. км² по обе стороны от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вклад гидротермального марганца в общий Мп этих осадков составляет ~85%, а ежегодное захоронение его оценивается массой в 0,175 млн. т/год [5]. Исходя из этой оценки, учитывая, что ни в Индийском, ни в Атлантическом океане металлоносные осадки такого проявления не имеют, общий вклад гидротермального марганца в рыхлые осадки пелагиали Мирового океана вряд ли превышает 0,5 млн. т/год.

Гидротермальный Мп в форме рудного вещества встречается в гидротермальных корках, инкрустациях и в составе ЖМК, обнаруживающихся в осевой части срединно-океанских хребтов и на их флангах. Следует заметить, что на площади, занимаемой металлоносными осадками, ЖМК встречаются не повсеместно и не имеют высокой продуктивности. Исключением являются осадки западной части Перуанской и некоторые районы Гватемальской котловин. Следует заметить, что в отличие от железа, гидротермальный генезис которого в окисных рудных скоплениях маркируется составом лантаноидов (подробно в следующем сообщении), марганец пока не имеет надежного геохимического индикатора и обсуждать вопрос о роли гидротермального источника в формировании пелагических ЖМК можно только в самом общем плане. Вопрос, таким образом, не решается на уровне, сколько гидротермального Мп идет на образование ЖМК пелагиали. Можно оценить лишь, каков вклад марганца гидротермального генезиса в пелагическое осадконакопление и рудообразование вообще, предполагая, что возможен дальний разнос гидротермального Мп за пределы области распространения металлоносных осадков, смешение его с терригенным Мп на всей площади пелагиали океанов, участие в образовании как рыхлых пелагических осадков, так и ЖМК.

Решение модели распределения марганца в осадках океана при значительном гидротермальном привносе. Выше были рассмотрены модели распределения осадочного Мп в пелагической области океана. Как видно из текста и табл. 5, в отсутствие интенсивного процесса марганцевого рудообразования (при малой скорости роста конкреций и корок) распределение только осадочного Мп потребовало увеличения массы абиогенных осадков в пелагической области океана

Распределение Мп на дне океана при дополнительном к осадочному гидротермальном привносе марганца в количестве 10 млн. т/год

Параметры	Общее (среднее)	Области осадконакопления и формы захоронения марганца				
		приконтинентальная (рыхлые осадки)	пелагическая			
			общее (осадки и ЖМК)	периферия (рыхлые осадки)	рудные поля	
					рыхлые осадки	ЖМК
Площадь, млн. км ²	360,2	87,6	272,6	222,6	50,0	—
Общая масса осадков, млрд. т/год	20,5*—27,8	14,6—21,3	5,9—6,5	—	—	—
Масса абиогенных осадков, млрд. т/год	18,6*—25,9	13,9—20,6	4,6—5,3	4,45—5,1	0,2	—
Средняя скорость абиогенного осадконакопления, г/см ² /1000 лет	5,2*—7,2	17—23	1,5—1,9	1,8—2,3	0,4	—
Среднее содержание Мп, %	0,14—0,16	0,07	0,42	0,40	0,80	20
Абсолютные массы Мп, млн. т/год	29,1*—36,5	9,7—14,5	19,4—22,0	17,8—20,4	1,60	0,01*
Абсолютные скорости накопления Мп, мг/см ² /1000 лет	8,1—10,1	11,1—16,5	7,1—8,1	8,0—9,2	3,2	0,02*
Абсолютные массы ЖМК, млн. т/год	—	—	—	—	—	0,05**

*См. примечания к табл. 5.

от 1,73 до 2,4 млрд. т/год. Любая значительная добавка гидротермального марганца потребует перераспределения осадочного материала между приконтинентальной и пелагической областями осадконакопления в пользу последней.

Результат расчета параметров океанского осадконакопления и распределения Мп на дне в случае поступления в пелагическую часть океана дополнительных 10 млн. т/год из гидротермального источника проведен в табл. 6. Из данных таблицы следует, что в случае такого дополнительного вливания элемента в пелагиаль океана коренным образом изменяются многие существующие представления о механизме океанской седиментации и характере распределения марганца на дне океана.

1. Масса абиогенных осадков пелагиали (5,9—6,5 млрд. т/год) возрастает в 3,5 раза против существующих оценок (1,73 млрд. т/год) и составляет не 7—9, а 20—25% общей массы осадочного материала.

2. По существующим оценкам биогенное осадконакопление в пелагиали сопоставимо с терригенным (1,3 и 1,7 млрд. т/год соответственно). По данным табл. 6, биогенный материал составляет только ~ 20% в общей массе осадков пелагиали.

3. Абсолютные массы Мп в пелагической области (19,4–22,0 млн. т) в 2,5 раза выше оценок А.П. Лисицына (8,35 млн. т), полученных расчетом по карте распределения марганца на дне.

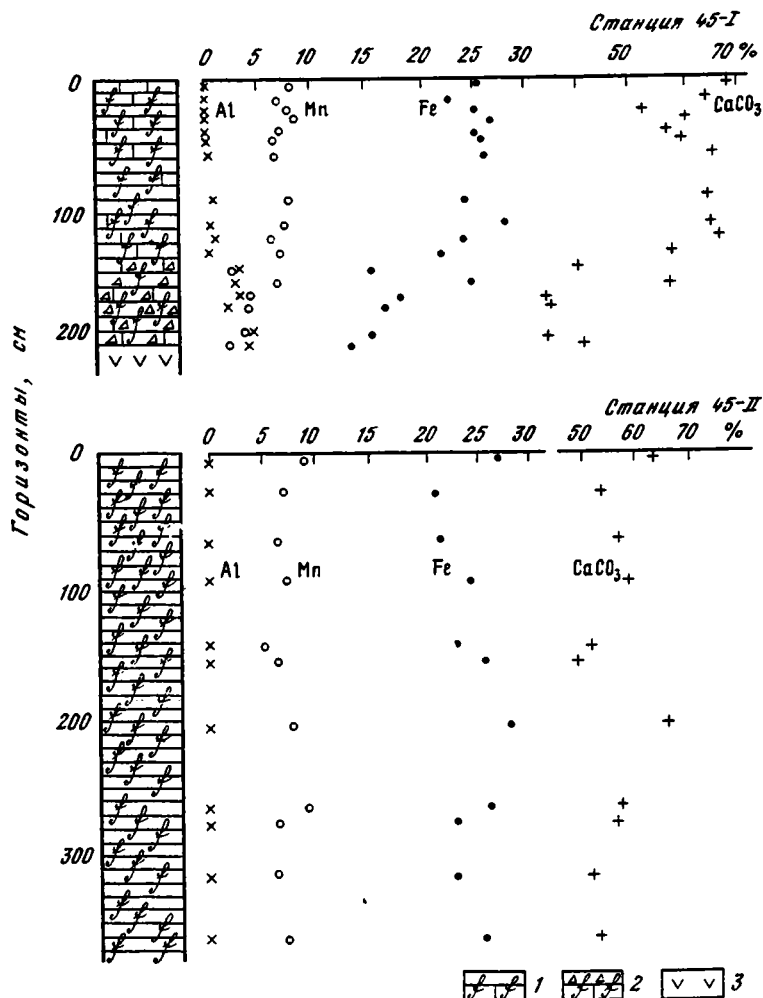
4. Абсолютные скорости накоплений Мп (в мг/см²/1000 лет) в пелагиали сопоставимы с таковыми для приконтинентальной области. Без гидротермального вливания они в 5 раз меньше.

Наконец, даже в таком случае, переворачивающем все существующие представления о механизме океанской седиментации и, очевидно, не отвечающем реальной картине, роль гидротермального источника (10 млн. т/год) по марганцу для океана в целом составляет ~ 30%, а для пелагической области – 45–52%, т.е. сопоставима с терригенным, но никак не преобладающая.

Роль гидротермального Мп при древнем возрасте конкреций. Возможную роль гидротерм в поставке Мп для Fe–Мп-рудобразования невозможно обсуждать, не задаваясь предварительно возрастом ЖМК, лежащих на поверхности дна пелагиали океана. Поэтому оценки роли гидротермального Мп мы проведем в двух вариантах: 1) для медленного роста ЖМК и древнего возраста их и 2) для интенсивного рудообразования, быстрого формирования конкреций и возраста их в 100 и 10 тыс. лет.

Для рассмотрения вопроса вернемся к данным табл. 5. Напомним, что для реализации отсутствия интенсивного процесса образования ЖМК за счет осадочного (главным образом терригенного) Мп при сохранении геохимической стабильности осадков пелагиали в целом пришлось увеличить массу абиогенных осадков пелагиали (в 1,4 раза) и среднюю скорость осадконакопления. Процесс рудообразования в этом случае идет за счет неуловимых количеств Мп и отнимает только 0,01 млн. т/год элемента при общем ежегодном захоронении 7,3–10,0 млн. т. в области пелагического осадконакопления, что обеспечивает геохимическую стабильность осадков. Любое дополнительное поступление в область пелагиали гидротермального Мп может реализоваться в этом случае только в форме ЖМК. Это не означает, что рассеянный Мп в осадках имеет осадочный генезис, а гидротермальный Мп фиксируется в ЖМК. Смешение осадочного Мп с добавочным гидротермальным нарушит геохимическую стабильность и приведет в результате большого поступления элемента к направленному постоянному (а не местному и случайному) образованию ЖМК. По данным табл. 5, добавка гидротермального Мп в заметных количествах в принципе невозможна. Поступление даже 0,1 млн. т/год гидротермального марганца в пелагиаль океана дает в поставленных нами условиях за 5 млн. лет 2500 млрд. т ЖМК, что превышает все имеющиеся оценки и просто нереально (50 мг/м² конкреций на всей площади рудных зон океана).

Еще больший ежегодный подток в пелагиаль марганца гидротерм неизбежно приводит к интенсивному процессу рудообразования и быстрому росту ЖМК. Так, при поступлении гидротермального Мп в количестве 1 млн. т/год на площади рудных зон должно образоваться 5 млрд. т конкреций за 1000 лет, или 500 млрд. за 100 тыс. лет. Чтобы на поверхности дна рудных зон образовалось заданное нами выше (см. табл. 5) количество конкреций (250 млрд. т), необходимо только 50 тыс. лет. Гидротермальный подток Мп в океан хотя и пульсирует во времени, изменяя дебит, а возможно, и концентрацию, но действует постоянно. Об этом свидетельствуют разрезы колонок осевой зоны ВТП. Примеры изучения колонок 45-1 и 45-2 (фиг. 4) показывают, что концентрации Мп (и Fe) и, что также важно, СаСО₃ остаются по длине кернов относительно постоянными, что свиде-



Фиг. 4. Распределение Al, Mn, Fe и CaCO₃ по вертикали колонок металлоносных осадков осевой зоны ВТП (17° ю.ш.) [18]

1 — металлоносные осадки; 2 — металлоносные осадки с примесью эдафогенного материала базальтового состава; 3 — базальт

тelleствует об отсутствии перерывов в поступлении гидротермального материала за время 1–2 млн. лет.

При геохимической стабильности осадков пелагиали непрерывность поступления марганца из гидротермального источника в количестве 1 млн. т/год и более должна была бы обеспечить непрерывность процесса формирования ЖМК в течение по крайней мере указанного времени. Это означает, что в пределах верхнего метра пелагических осадков конкреции должны залегать непрерывно, чего не наблюдается в действительности. Отдельные захороненные конкреции и даже горизонты осадков с выраженным слоем конкреций иногда встречаются в колонках осадков рудных зон, но они разделены по вертикали всегда более или менее значительным слоем осадков.

Таким образом, закономерности, наблюдаемые в условиях залегания конкреций, с одной стороны, указывают на то, что значительного поступления Mn из дополнительного гидротермального источника быть не может, с другой — делают правомерной постановку вопроса о периодичности интенсивного процес-

са рудообразования в океанах. На последнее обстоятельство обращалось внимание и ранее [8, 11].

Из приведенных данных (см. табл. 5) и последующих рассуждений ясно, что при медленном росте ЖМК и древнем их возрасте вопрос о роли гидротермального Мп в Fe–Мп-рудообразовании сводится к вопросу о массе гидротермального Мп в области пелагического осадконакопления, главным образом в рассеянной форме в составе рыхлых металлоносных осадков. Как указано выше, ежегодный подток гидротермального Мп в океан в таком случае вряд ли превышает 0,5 млн. т/год.

Если принять, что при расчете средних концентраций Мп в осадках периферии пелагиали и площади рудных зон мы не учли гидротермальный Мп, рассеянный в рыхлых металлоносных осадках ($\sim 0,5$ млн. т/год, см. выше), то можно оценить роль гидротермального Мп для пелагиали океанов. Она выразится следующими цифрами $\sim 7\% \frac{(0,5 \cdot 100)}{7,3 + 0,5}$ и $\sim 5\% \frac{(0,5 \cdot 100)}{10,0 + 0,5}$.

Соответственно для океана в целом (включая приконтинентальную область) роль гидротермального Мп выражается в 1,8–2,6 %.

О возможной роли гидротермального источника вещества при быстром росте и молодом возрасте ЖМК пелагиали океана. При оценках источников рудного вещества при молодом возрасте конкреций на поверхности дна рудных полей океана, подразумевающим большую скорость их роста, необходимо исходить из принципа периодичности благоприятных условий, создающихся при интенсивном рудообразовании. Одним из таких условий является заметная пульсация в поставке рудного вещества на поверхность дна площади рудных полей.

В расчетах, как и ранее, будем исходить из условий, что на поверхности дна рудных полей океана находятся 250 млрд. т ЖМК. Тогда при содержании Мп в ЖМК 20% и возрасте их 100 тыс. лет в рудный процесс должно ежегодно включаться 0,5 млн. т Мп, а при голоценовом возрасте (10 тыс. лет) – 5 млн. т Мп. При суммарной оценке гидротермального вклада в пелагическое осадко- и рудообразование следует учесть и массу гидротермального Мп в рыхлых осадках пелагиали, которая ранее оценена нами в 0,5 млн. т/год.

Если исходить из существующих оценок суммарных масс осадочного материала и марганца (с ним поступающего), масс осадочного материала в пелагиали (см. в табл. 1, 3, 4), то при оптимальном количестве осадочного материала 27,8 млрд. т/год (25,9 млрд. т/год абиогенного) в его составе на дно океана ежегодно поступает 26,5 млн. т Мп, из которых 2,3 млн. т идет на образование ЖМК (см. табл. 4). В таком случае для образования 250 млрд. т ЖМК необходимо всего 24 тыс. лет. Следовательно, участие Мп гидротермальной природы в пелагическом Fe–Мп-рудообразовании совсем не обязательно; осадочный терригенный Мп полностью обеспечивает этот процесс.

Роль гидротермального источника можно обсуждать и оценивать, если принять, что возраст ЖМК не старше голоценового. В этом случае вклад гидротермального Мп в пелагиаль океана оценивается величиной $\frac{(5,5 - 2,3) \cdot 100}{9,6(5,5 - 2,3)} = 25\%$, а

для океана в целом $\frac{(5,5 - 2,3) \cdot 100}{26,5 + (5,5 - 2,3)} = 11\%$. Приведенные выше расчеты показывают,

что даже при крайне молодом (и вряд ли реальном) возрасте ЖМК на поверхности осадков рудных зон гидротермальный марганец составляет только четвертую часть общего, т.е. имеет подчиненное второстепенное значение.

Автор представляет себе значительную условность балансовых расчетов; понимает, что многие исходные данные, использованные в настоящей работе, со временем будут уточнены и численная оценка вклада гидротермального марганца, может быть, изменится. Тем не менее принципиально вывод о зна-

чительном преобладании терригенного источника вещества над гидротермальным (вулканогенным) в поставке марганца в океан, в том числе и в область пелагического осадконакопления, и в пелагический марганцеворудный процесс, останется в силе.

Работа выполнена за счет средств Государственной поддержки Миннауки России, проект 02.09 "Процесс" ГКНТ "Мировой океан".

Список литературы

1. Алекин О.А. Химический состав растворенных веществ речного стока // Химия вод океана. Сер. Океанология. М.: Наука, 1979. С. 51–55.
2. Андреев Ю.И., Казмин Ю.Б., Егизаров Б.Х. и др. Распространение железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции Мирового океана. М.: Недра, 1984.
3. Батурич Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
4. Безруков П.Л. Геологические предпосылки освоения океанских конкреционных руд // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 250–257.
5. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А. и др. О генезисе металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 249–274.
6. Васильев В.П. Твердый речной сток в Мировой океан // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 19–28.
7. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
8. Волков И.И. Железомарганцевые конкреции // Геохимия донных осадков. Сер. Океанология. М.: Наука, 1979. С. 414–467.
9. Волков И.И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле // литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 25–34.
10. Волков И.И., Соколов В.С., Соколова Е.Г., Пилипчук М.Ф. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 2. С. 3–21.
11. Волков И.И., Штеренберг Л.Е., Фомина Л.С. Железомарганцевые конкреции // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 169–223.
12. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
13. Гордеев В.В., Демина Л.Л. Прямые наблюдения за гидротермами на дне Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса) // Геохимия. 1979. № 6. С. 902–917.
14. Гордеев В.В., Лисицын А.Н. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. № 1. С. 225–228.
15. Горяинов И.Н., Горяинова Г.И. К вопросу о "непотопляемости" железо-марганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 2. С. 432–437.
16. Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В. Подземный сток в моря и Мировой океан. М.: Наука, 1977. 94 с.
17. Дубинин А.В., Волков И.И. Редкоземельные элементы в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. № 5. С. 645–662.
18. Дубинин А.В., Волков И.И. Геохимия металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия: общая характеристика металлоносности // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 3–24.
19. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
20. Курносов Б.В. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 251 с.
21. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
22. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
23. Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 20–45.
24. Лисицын А.П. Биокосная система океанских гидротерм (поступление эндогенного вещества) // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 60–72.
25. Лисицын А.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л., Лукашин В.Н. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 3–29.
26. Лисицын А.П., Демина Л.Л., Гордеев В.В. Геохимический барьер "река – море" и его роль в осадочном процессе // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 32–48.

27. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). / Под ред. Холодова В.Н. М.: Наука, 1979. 264 с.
28. Мери Д. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
29. Скорнякова Н.С. Рассеянные Fe, Mn, Ti и некоторые малые элементы в осадках, вмещающих железомарганцевые конкреции // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 168–189.
30. Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Распределение железомарганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 86–94.
31. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
32. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
33. Страхов Н.М. Две схемы распределения терригенного материала между периферией и пелагиалью океана // Геохимия донных осадков. Сер. Океанология. М.: Наука, 1979. С. 52–68.
34. Страхов Н.М., Волков И.И., Лисицына Н.А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 3. С. 3–28.
35. Klinkhammer G., Rona P., Greaves M., Elderfield H. Hydrothermal manganese plumes in the Mid-Atlantic Ridge rift valley // Nature. 1985. V. 314. N 6013. P. 727–731.
36. Murray J., Renard A.F. Deep Sea Deposits, Rept. Sci. Results of Voyage of H.M.S., "Challenger". L., 1891. 525 p.
37. Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B. et al. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° N, East Pacific Rise // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 2197–2210.

Институт океанологии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
24. VIII. 1992

УДК 550.4:551.311.234(470.6)

© 1993 Рысков Я.Г., Олейник С.А., Алексеева Т.В.,
Алексеев А.О., Ковалевская И.С., Моргун Е.Г.,

Самойлова Е.М.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В ПОЧВАХ СОПРЯЖЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Изучены ОВП-рН-условия, распределение солей и их почвенные новообразования, изотопный состав серы сульфатных солей в ландшафтах катены на восточном склоне Ставропольской возвышенности. Новообразования гипса и карбонатов в почвах представлены различными морфологическими и генетическими типами, их распределение, как и ОВП-рН-условия, зависит от геохимической позиции почв в ландшафте и отражает динамику условий почвообразования. Широкие вариации изотопного состава сульфатных солей указывают на полигенетичность засоления этих ландшафтов. Выделено три генерации солей: эвапориты, вторичные сульфаты морских отложений и соли почв и лёссовых пород континентального происхождения. В составе солевого стока преобладают соли почв и лёссовых пород. Соли морских отложений играют подчиненную роль.

Изучение геохимической структуры ландшафта [6] дает необходимый фактический материал для построения гипотез о древних и современных процессах его формирования и функционирования. Концептуальная и методологическая база этих исследований, разработанная Б.П. Полюновым, Н.М. Страховым, В.А. Ковдой, А.И. Перельманом, М.А. Глазовской, открыла возможности проведения глубоких экспериментальных работ для различных целей науки и практики. В существующей литературе геохимическая структура ландшафта рассматривается главным образом относительно простых химических компонентов. Меньше внимания уделяется сложным веществам и формам химических элементов, хотя роль их в ландшафтно-геохимических процессах, и особенно в процессах почвообразования, не менее значительна.

Это обстоятельство побудило авторов взяться за комплексное исследование почвенно-геохимических особенностей состояния и поведения различных минеральных компонентов, их форм, проведенное на примере системы сопряженных ландшафтов степной зоны. На основании полученных экспериментальных результатов предполагалось: 1) определить тенденции формирования минеральных веществ почв в зависимости от их положения в ландшафте; 2) выяснить пространственные масштабы и формы геохимического сопряжения в степных ландшафтах; 3) выделить показатели состояния минеральной массы почв, диагностирующие процессы ее формирования в различных ландшафтно-геохимических условиях.

Предлагаемая работа является первой из серии статей; поведение минералов крупной фракции и глинистых минералов будет рассмотрено в последующих публикациях.

Объектом исследования служила почвенная макрокатена, расположенная на восточном склоне Ставропольской возвышенности, от Прикалаусских высот до Отказненского водохранилища. Общее направление макрокатены – с северо-запада на юго-восток, в соответствии с падением рельефа.

Характеристика природных условий

Номер разреза	Название почвы	Положение по рельефу	Абсолют- ная вы- сота, м	Кoeffици- ент увлаж- нения	Почвообразующая порода
					Мезокатена 1
18	Чернозем ти- пичный	Водораздель- ная поверхность	540	0,9	Элювий глин
19	Черноземно-лу- говая слитая	Склон	480	0,9	Элювий-делювий глин
20	Аллювиальная луговая	Пойма	420	0,9	Аллювий
					Мезокатена 2
21	Чернозем обык- новенный	Водораздель- ная поверхность	440	0,8	Элювий-делювий глин
22	То же	Склон	420	0,8	То же
23	Аллювиальная луговая	Пойма	350	0,8	Аллювий
					Мезокатена 3
11	Чернозем обык- новенный глу- бокозасоленный	Водораздель- ная поверхность	320	0,5—0,7	Лёссовидный суглинок
16	То же	Склон	280	0,7	То же
15	Аллювиальная дерновая	Высокая пойма	240	0,7	Аллювий
					Мезокатена 4
32	Темно-каштано- вая	Водораздель- ная поверхность	200	0,4—0,5	Лёссовидный суглинок
31	То же	Склон	190	0,5	То же
33	Пойменная лу- говая	Пойма	170	0,5	Аллювий

Формирование Ставропольской возвышенности связано с воздыманием Большого Кавказа, который с неогена испытывал все нарастающее поднятие. В позднем миоцене здесь еще было море и формировались подводные морские аккумулятивные равнины. После сарматского времени Ставропольский свод испытывал интенсивное поднятие и расчленение. В результате на современном Ставропольском плато первичная морская равнина высоко поднята и составляет основной уровень рельефа, который с послепонтического времени подвергается интенсивной денудации.

Рельеф восточного склона Ставропольской возвышенности представляет собой систему параллельных увалов с общим уклоном на юго-восток; по понижениям протекают маловодные, иногда пересыхающие реки. Расстояние между вершинами увалов изменяется от 4—5 км на Прикалаусских высотах до 10 км в восточной части макрокатены, где увалы выполаживаются.

Район исследования сложен двумя основными группами почвообразующих пород. К первой относятся палеоген-неогеновые отложения морского генезиса, среди которых преимущественное развитие имеют глины майкопской свиты. Эти породы слагают западную, более высокую часть склона. Вторая группа пород представляет собой континентальные лёссовидные отложения, слагающие восточную, более низкую выположенную часть склона.

и почв макрокатены

Мощность гумусового горизонта, см	Содержание $C_{орг}$ в слое 0–25 см, %	Средневзвешенное по профилю содержание частиц, %		Глубина вскипания HCl , см	Уровень грунтовых вод (пределы сезонных колебаний), м
		<0,001	<0,01		
110	3,1	35,4	57,8	55	>10
102	3,6	45,6	65,2	60	0,8 (0,5–1,5)
88	1,9	31,7	40,7	С поверхности	0,6 (0,6–1,2)
95	2,8	37,8	49,8	То же	>10
96	2,2	37,1	51,3	"	>10
88	4,6	26,2	47,2	"	0,7 (0,5–1,0)
104	2,0	23,6	38,7	"	>10
81	1,5	24,3	38,2	"	>10
104	2,2	37,1	67,7	"	5
44	1,2	24,3	38,1	"	>10
35	1,3	22,6	44,9	"	>10
—	2,2	26,3	41,5	"	0,5

В целом макрокатена включает элювиальные, трансэлювиальные и трансакумулятивные ландшафты, сформированные на различных уровнях макро рельефа. Каждый из этих ландшафтов, в свою очередь, представляет собой сопряженный геохимический ландшафт – мезокатену, включающую водораздел, склон и пойму. Изучены четыре мезокатены. Мезокатена 1 расположена в элювиальном ландшафте на Прикалаусских высотах, в 5 км к югу от с. Круглолесское Александровского района Ставропольского края. Мезокатена 2 – в трансэлювиальном ландшафте на расстоянии 17 км от Прикалаусских высот, в 3 км на юго-запад от хут. Ледоховичи Александровского района. Мезокатена 3 также расположена в пределах трансэлювиального ландшафта на расстоянии 39 км от мезокатены 1, в 4 км на северо-восток от с. Саблинское Александровского района. Мезокатена 4 лежит в трансакумулятивном ландшафте на расстоянии 100 км от первой мезокатены, в 13 км к западу от г. Зеленокумска Советского района. В каждой из мезокатен на водораздельной поверхности, склоне и в пойме были заложены разрезы и скважины для изучения почв и почвообразующих пород.

Климатические условия макрокатены меняются с уменьшением абсолютной высоты. В самой высокой ее части среднегодовая температура составляет 8,6°C, в самой низкой – 9,2°C. Сумма температур выше 10°C в районе мезокатены 1 –

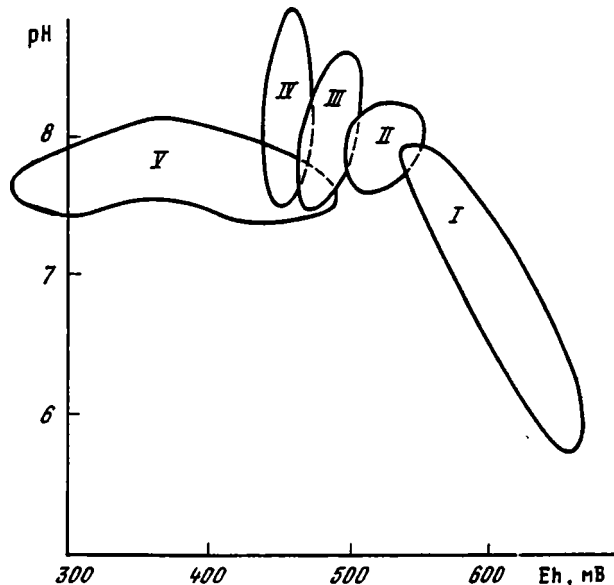
2800–3000°C, мезокатены 4 – более 3200°C, почвы мезокатены 1 получают ежегодно 470–480 мм осадков, мезокатены 4 – 460 мм [2]. Указанные климатические различия оказались достаточными для образования почв различных типов и подтипов.

Характеристика почв и природных условий макрокатены представлена в табл. 1.

Окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) измерялся в поле в трехкратной повторности иономером И-102 с электродами ТПЛ-01М и ЭВЛ-1МЗ. Измерения ОВП и температуры проводили в поле немедленно после отбора образца при естественной влажности, показания снимались спустя 3 мин после начала измерений. Определяли pH полевым прибором фирмы "Orion research" (модель 201) также сразу после отбора образца в пасте при соотношении почва : вода = 1 : 1. Изучение динамических параметров (ОВП, pH) почв макрокатены, а также состава грунтовых и поверхностных вод р. Мокрый Карамык с притоками в августе 1988 г. проведено в недельный период при постоянных погодных условиях. Вытеснение почвенных растворов осуществлялось этанолом [11, 16]. Состав солей в почвах определяли при 5-кратной повторности, содержание гипса, карбонатов, легкорастворимых солей в почве и воде – по общепринятым методикам [1]. Сульфаты легкорастворимых солей и гипса для масс-спектрометрического анализа извлекались из образцов почв последовательно водной и солянокислотной вытяжками по стандартным методикам [1] с последующим осаждением в виде сульфата бария. Подготовку сульфата к масс-спектрометрическому анализу проводили по В.И. Устинову и В.А. Гриненко [17]. Определение соотношения стабильных изотопов серы (СИС) выполняли на масс-спектрометре МИ-1330. Результаты измерения СИС представлены в виде величины $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$, характеризующей относительное обогащение образца тяжелым изотопом ^{34}S по сравнению с метеоритным стандартом, где $\delta^{34}\text{S}$ принято равным нулю. Карбонатные включения и новообразования изучали методом оптической микроскопии в легкой части крупной фракции почв, которая выделялась методом мокрого просеивания через колонку сит от 1 до 0,05 мм с последующим разделением в бромформе по плотности ($< 2,9 \text{ г/см}^3$).

Результаты исследований и их обсуждение. Окислительно-восстановительная обстановка и реакция среды, с одной стороны, являются важнейшими факторами формирования минерального вещества почв, с другой – сами в значительной степени определяются направленностью преобразований почвенных компонентов. Эта связь достаточно отчетливо проявляется на примере рассматриваемого геохимического ландшафта. По направлению от элювиальной к аккумулятивной части макрокатены отчетливо прослеживается тенденция возрастания pH и уменьшения ОВП, причем интервал значений последнего в почвенном профиле сужается (фиг. 1). Отмеченное изменение pH в почвах от элювиальной к аккумулятивной части макрокатены совпадает с многочисленными данными для сопряженных геохимических ландшафтов степной зоны. Что касается окислительно-восстановительных условий, то, исходя из распространенных представлений о наличии обратной связи между степенью увлажнения, биогенностью почв и величиной ОВП, следовало ожидать увеличения значения ОВП от элювиальной части катены к аккумулятивной. Однако это не соответствует наблюдаемому распределению. Причина установленной закономерности связана, видимо, с плохо выявленной до сих пор ролью атмосферных осадков (как источника кислорода в почве) и геохимического сопряжения в создании окислительно-восстановительной обстановки.

Основной потенциалопределяющей системой в исследованных автоморфных почвах является система почвенный раствор – $\text{O}_2 - \text{H}^+$ [9]. Следовательно, окислительное состояние этих почв определяется в основном поступлением кисло-



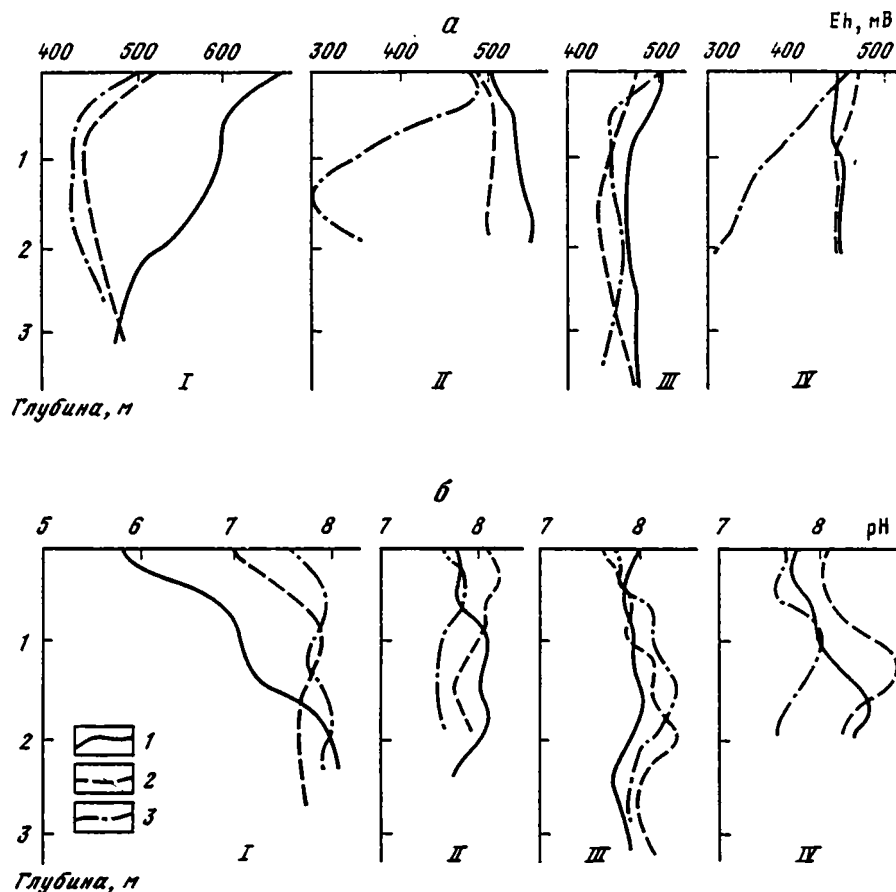
Фиг. 1. Окислительные и кислотно-щелочные условия в почвах катены

I, II, III, IV – почвы водоразделов и склонов соответствующих мезокатен; V – почвы пойм всех мезокатен

рода, в том числе с атмосферными осадками. В почвы элювиальной части макрокатены поступает больше атмосферных осадков, несущих кислород; благодаря элювиальному положению в ландшафте почвенная толща хорошо дренируется, в ней нет застоя воды, который мог бы вызвать развитие анаэробных процессов. Почвы подчиненных ландшафтов находятся в более засушливых условиях, получают меньше атмосферной влаги и соответственно вносимого ею кислорода, отток влаги здесь замедлен, что приводит к меньшей окисленности почвенного материала.

Пойменные почвы занимают особую область в координатах ОВП – pH (см. фиг. 1). По сравнению с почвами автоморфного ряда для них характерно большее разнообразие ОВ-условий, но более узкий интервал pH. Потенциалопределяющая система гидроморфных почв формируется в условиях более сложных, чем автоморфных почв. Здесь возможен застой влаги, действуют биохимические процессы, протекающие в анаэробных условиях, происходит поступление веществ с твердым и жидким стоком. Как и в случае автоморфных почв, в пойме также наблюдается тенденция уменьшения ОВП от высокой части макрокатены к низкой. Кроме атмосферного увлажнения, которое определяет эту тенденцию в почвах водоразделов, в пойменных почвах она, по-видимому, также связана с уменьшением степени насыщенности потока грунтовых и поверхностных вод кислородом по мере их движения от элювиальных к аккумулятивным ландшафтам.

Установив общие ландшафтные закономерности формирования окислительно-восстановительной и кислотно-щелочной обстановок, рассмотрим особенности распределения характеризующих их параметров по почвенному профилю в зависимости от положения почвы в системе геохимически сопряженных ландшафтов. Как видно из фиг. 2, характер этого распределения оказывается различным для почв автоморфных и подчиненных ландшафтов. Наибольшие изменения величин ОВП и pH по профилю почв характерны для элювиального ланд-



Фиг. 2. Распределение величин ОВП (а) и рН (б) в профилях почв водоразделов (1), склонов (2) и пойм (3)

шафта, представленного мезокатеной 1, где имеются условия для относительно глубокого промачивания атмосферными осадками и выщелачивания почвенного профиля. Этот процесс максимально выражен на водораздельной поверхности (разрез 18), где почвы имеют относительно высокие величины ОВП в пределах мощной толщи и сравнительно низкий рН в верхнем полуметре; в ППК здесь заметно наличие водорода (гидролитическая кислотность в $A_{\text{пах}}$ составляет 2,7 мг-экв/100 г). Невыветрелые палеоген-неогеновые глины, являющиеся почвообразующей породой для данной почвы, имеют рН в пределах 7,4–8,6 [12]. Отсюда видно, что почвообразование по черноземному типу в элювиальных условиях привело к глубокому изменению окислительно-восстановительной и кислотно-щелочной обстановок в почвообразующих породах. Настоящий пример представляет наиболее выраженные элювиальные условия, весьма показателен и уникален для рассматриваемой в данной работе совокупности почв.

В почвах подчиненных ландшафтов автоморфного ряда на водоразделах (разрезы 21, 11, 32), склонах (разрезы 22, 16, 31), в пойме (разрез 15) не наблюдается горизонт с высоким ОВП и низким рН, а распределение этих величин по профилю сравнительно равномерное. В гидроморфных почвах на склоне (разрез 19) и в пойме (разрезы 23, 33) картина совершенно иная и сильно зависит от современных геохимических процессов переноса вещества. Почвенный профиль по ОВ-

условиям в той или иной степени дифференцирован, его части находятся под влиянием различных факторов.

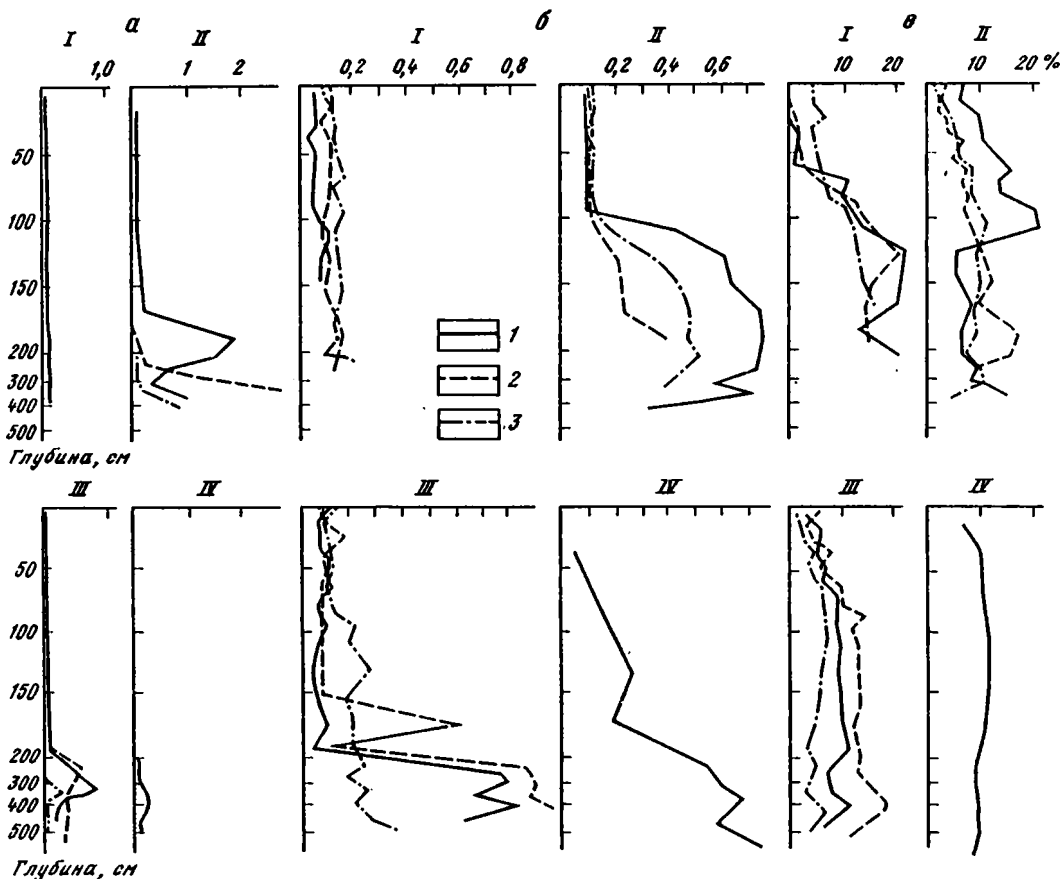
Регулирование состояния потенциалопределяющей системы здесь осуществляется не только поступлением кислорода из атмосферы, но и потоком грунтовых вод с вышележащих территорий. Состояние веществ, влияющих на окислительно-восстановительную и кислотно-щелочную обстановки в этом потоке зависит, очевидно, от его протяженности и наличия тех или иных геохимических барьеров на его пути. На мезокатене 1, где грунтовый поток формируется, имеет малую протяженность и, по-видимому, не встречает выраженных геохимических барьеров, на которых мог бы срабатываться растворенный кислород, почвы склонов и поймы имеют сравнительно высокую величину ОВП даже в водонасыщенной части профиля (фиг. 2,а). Однако заметно уменьшение величин ОВП почв от водораздела к пойме, что является, по-видимому, результатом частичной сработки растворенного в грунтовых водах кислорода по мере движения потока вниз по рельефу и усиления роли анаэробных процессов в этом направлении. Еще более ярко понижение ОВП проявляется в водонасыщенной зоне пойменных почв, расположенных ниже по рельефу мезокатен 2 и 4. В итоге в гидроморфных почвах пойм транзитных ландшафтов (мезокатены 2 и 4) создаются более восстановленные условия, чем в пойменных почвах элювиальной части макрокатены (мезокатена 1), где относительно высокая скорость движения и близость к области формирования потока обеспечивает большую насыщенность грунтовых вод кислородом.

Таким образом, окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные условия в существенной мере определяются положением почвы в сопряженном геохимическом ландшафте, причем это влияние может перекрывать влияние степени увлажнения и биологической активности. Так, почвы элювиального ландшафта характеризуются повышенной степенью окисленности по сравнению с почвами подчиненных ландшафтов даже при более высокой степени увлажнения и биогенности. Это обусловлено более значительным поступлением кислорода с атмосферными осадками и большей степенью дренированности элювиального ландшафта. Положение в сопряженном ландшафте в значительной мере определяет также распределение величин ОВП и pH по профилю каждой из почв. Следовательно, в различных ландшафтах степной зоны складываются весьма различные условия преобразования минерального вещества при почвообразовании.

Выяснив геохимические условия почвообразования в сопряженных ландшафтах, приступим к анализу состояния минеральных компонентов почвы. Первой задачей исследований в этом направлении было выяснение геохимии наиболее простых и миграционноспособных почвенных компонентов (водорастворимых солей) от момента поступления их в рассматриваемый регион до распределения в почвах современных ландшафтов.

Ландшафты Центрального Предкавказья характеризуются высокой степенью засоленности и активной миграцией солей. Значительные запасы солей содержат широко развитые здесь морские дочетвертичные отложения, слагающие Ставропольскую возвышенность. В них содержится до 2–3% легкорастворимых солей сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного, кальциево-натриевого состава и до 5–10% гипса. Высокое содержание сульфатных солей наблюдается в покровных лёссовых породах склонов возвышенности. Широко распространены грунтовые воды с минерализацией в несколько десятков граммов на литр. В аккумулятивных ландшафтах встречаются соленые самосадочные озера, широко представлены засоленные почвы.

В пределах изучаемой катены минерализация грунтовых вод составляет 0,5–30,5 г/л, речных – от 0,5 до 15,7 г/л. Автоморфные почвы элювиальных и



Фиг. 3. Содержание гипса (а), водорастворимых солей (б), карбонатов (в) в почвах водоразделов (I), склонов (II) и пойм (III) катены, %; I-IV — номера мезокатен

трансаккумулятивных ландшафтов макрокатены обычно характеризуются элювиальным типом солевого профиля (фиг. 3, а, б). Эти почвы до глубины 100–350 см содержат незначительное количество солей сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого состава. Ниже часто наблюдается солевой (гипсовый) остаточный аккумулятивный горизонт, где содержание легкорастворимых хлоридно-сульфатных и сульфатных кальциево-натриевых солей и гипса достигает нескольких процентов. В почвах пойменных ландшафтов соли также распределяются по элювиальному и, реже, аккумулятивному типу, в составе солей увеличивается содержание хлоридов. Морфологически заметных форм выделения легкорастворимых солей в почвах не обнаружено. Гипсовые новообразования изученных почв весьма разнообразны, что отражает динамику режима их формирования. Обычно здесь выделяются две основные генерации новообразований: крупнокристаллические "старые" формы (друзы, розы, гнезда, единичные кристаллы) и "молодые" дисперсные включения, сформировавшиеся в ходе перекристаллизации (точки, прожилки, ниточки, кутаны и т.д.). Наблюдаемые признаки перекристаллизации гипсовых новообразований, дифференцированность солевого профиля и высокое (до 200 мкг-экв/л) содержание сульфатов в почвенном растворе и грунтовых водах свидетельствуют об активной миграции сульфатов в данном ландшафте. Разнообразие форм гипса указывает на периодическую смену условий почвообразования. Изучение изотопного состава серы

(ИСС) гипсовых новообразований, проведенное нами ранее [15], показало, что в пределах одной почвы различные генерации гипса практически не различаются по изотопному составу. Это указывает на их происхождение из одного источника, т.е. в истории этих почв не фиксируются в прошлом этапы существенной смены геохимической обстановки и появления других источников вещества.

Изучение кристаллов гипса разных генераций под электронным микроскопом [15] показало, что для старых крупнокристаллических форм характерны процессы растворения, "молодые" же формы либо находятся в стадии активного роста, либо несут признаки как роста, так и растворения кристаллов. Это свидетельствует о смене режимов почвообразования, в результате чего крупнокристаллические формы (генерации) гипса, сформировавшиеся, видимо, в условиях более стабильного водного режима, становятся неустойчивыми и подвергаются перекристаллизации с формированием более дисперсных форм, отвечающих современным условиям сезонного увлажнения-иссушения. Так, известно [14], что нестабильные условия не способствуют росту крупных кристаллов. Формирование дисперсных форм гипса в нашем случае может быть следствием более глубокого сезонного иссушения почв, когда при быстром концентрировании почвенного раствора образуются мелкие кристаллы. Подобный процесс может отражать аридизацию климата, происходящую в течение последних тысячелетий (от атлантического климатического оптимума до наших дней). При этом различные генерации гипса могут соответствовать различным стадиям этого процесса.

Почвы, почвообразующие и подстилающие породы макрокатыны содержат большое количество карбонатов (до 20% CaCO_3). Педогенные карбонатные новообразования представлены различными морфологическими типами. Наиболее распространены пропиточные выделения мучнистого вида в форме присыпок или пятен различного вида и конфигурации; инкрустационные формы – выцветы, псевдомицелий, примазки, прожилки и др. Значительно реже встречаются конкреционные и коровые выделения – белоглазка, журавчики и рыхлые корки на щебенке. Разнообразие форм (генераций) известковых новообразований почв свидетельствует о различных процессах и условиях их формирования. Наличие молодых поровопроточных и других дисперсных форм карбонатов, большое содержание соответствующих ионов в почвенном растворе и грунтовых водах, высокая биогенность почв, а также дифференцированность карбонатного профиля (см. фиг. 3, в) говорят о миграционной активности карбонатов в почвах и ландшафтах макрокатыны.

Кроме перечисленных педогенных известковых стяжений в большинстве изученных почв встречаются включения карбонатов непочвенного происхождения: фрагменты арагонитовых раковин моллюсков, обломки морских хемогенно-осадочных и биогенных известняков разного размера (от 2 см до 0,05 мм). Известковые обломки обычно сильно выветрелые, частично разрушенные, часто на нижней их поверхности и внутри по трещинам присутствует рыхлая белая корка новообразованного карбоната. Довольно высокое содержание этой щебенки в некоторых почвах, а также признаки ее деградации (выветривания) в почвенном профиле позволяют предположить, что по крайней мере часть педогенных карбонатов здесь сформировалась в результате переосаждения известковых обломков почвообразующих пород. Микроскопическое изучение крупной фракции почв приводит к аналогичным выводам. Карбонаты в легкой фракции почв представлены как плотными, окатанными реликтовыми обломками известняка разного размера, так и типично педогенными новообразованиями (табл. 2). Наличие реликтовых обломков отмечается во всех почвах макрокатыны, содержание их варьирует в широких пределах (от 0,004 до 14% от массы почвы). Распределение их по профилю почв неравномерное, с тенденцией к увеличению в

Содержание карбонатных включений во фракции > 0,05 мм почв, % от массы почвы

Номер разреза (геоморфологическое положение)	Горизонт, глубина, см	Обломки известняка	Педогенные образования
18 (водораздел)	A _{пах} , 0–24	0,006	Не обн.
	A ₁ , 24–50	Не обн.	"
	AB, 50–135	"	0,50
	B, 140–160	0,03	7,39
	C, 160–180	Не обн.	2,27
20 (пойма)	A ₁ , 0–30	1,13	Не обн.
21 (водораздел)	A _{пах} , 0–26	1,23	0,01
	A ₁ , 26–49	6,39	Не обн.
	AB, 49–79	2,02	"
	B, 79–123	14,82	"
	BC, 123–140	2,24	"
	C, 140–160	7,96	"
11 (водораздел)	A _{пах} , 0–20	Не обн.	"
	A ₁ , 20–53	0,02	"
	AB, 53–95	0,11	"
	B, 95–119	0,16	"
	B _K , 119–170	0,81	"
	C, 250–300	Не обн.	"
32 (водораздел)	A _{пах} , 0–26	0,004	0,11
	A ₁ , 26–44	Не обн.	0,38
	B ₁ , 44–63	"	0,37
	B ₂ , 63–95	"	0,37
	BC, 95–123	0,60	Не обн.
	C, 123–150	0,27	"
33 (пойма)	A ₁ , 0–30	0,004	0,52

нижних горизонтах. Вариации в их содержании обусловлены, видимо, как исходной неоднородностью делювиального материала, так и разной скоростью их выветривания в различных почвах и почвенных горизонтах. Так, их наименьшее содержание наблюдается в наиболее выщелоченной водораздельной почве мезокатены 1 с низким pH.

Педогенные карбонатные новообразования легкой фракции представляют собой белые рыхлые скопления неправильной формы, размером преимущественно 0,1–0,25 мм, сформировавшиеся по ходам корней и порам. Следует отметить, что при указанном способе обработки почв происходит частичное разрушение слабоагрегированных включений и в легкую фракцию попадают лишь наиболее механически устойчивые формы, т.е. здесь представлен неполный набор педогенных карбонатных новообразований. Распределение их в почвах макрокатены неравномерно. В сильно выщелоченном профиле почвы мезокатены 1 (разрез 18) они отсутствуют в верхних горизонтах почв, содержание их достигает максимума (2,3–7,4%) на глубине 140–180 см. В водораздельных почвах мезокатен 2 и 3 педогенные новообразования в легкой фракции практически отсутствуют. Их количество увеличивается в почвах транзитно-аккумулятивного ландшафта (мезокатена 4), где они приурочены к верхнему метру (0,4–3,4%).

**Изотопный состав серы сульфатов и их содержание в ландшафтах восточного склона
Ставропольской возвышенности**

Компонент ландшафта	Интервал опробования, м	Содержание, %	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Области распространения морских дочетвертичных глинистых почвообразующих пород			
Первые от поверхности солевые горизонты почв на морских глинах	1,4–2,0	1,8	+4,9 + +6,7
Соли незатронутых поч- вообразованием морских глин:			
сульфаты эвапоритов	3,0–3,5	0,35	+24,0 + +26,0
вторичные сульфаты	10,0–15,0	1,3	–5,4 + –19,0
Грунтовые и поверх- ностные воды	–	0,05	–0,7 + +1,6
Области распространения лёссовых почвообразующих пород			
Солевые горизонты почв	2,0–2,5	1,1	+6,0 + +6,3
Подстилающие толщи лёссовых пород	6–30	0,5–2,0	+6,4 + +7,6
Грунтовые и поверх-	–	0,25	+6,7

Кроме традиционных подходов, выяснение геохимии солей и истории их поведения в почвах сопряженных ландшафтов потребовало привлечения методов геохимии стабильных изотопов серы. Использование этого элемента в качестве индикационного обусловлено тем, что сера, входя в состав сульфатов, является наиболее распространенным и преобладающим водорастворимым компонентом почв степной и сухостепной зон, и это позволяет рассматривать ее как достаточно представительный объект для изучения геохимии всего комплекса водорастворимых солей в почвах и ландшафтах.

Известно, что соединения серы, имеющие разную геохимическую историю, различаются по изотопному составу. Последний в различных природных соединениях варьирует в основном в интервале 100‰ [19, 20]. Наиболее часто встречающиеся вариации изотопного состава в образцах природного происхождения составляют 70‰ [13].

Сравнительно постоянным изотопным составом и обогащенностью тяжелым изотопом серы, по сравнению с метеоритным стандартом, характеризуются сульфаты Мирового океана, где $\delta^{34}\text{S}$ составляет +18,9 + +20,8‰ [7, 18]. Сера эвапоритов разного возраста также обогащена тяжелым изотопом: $\delta^{34}\text{S}$ колеблется в пределах +10,0 + 32‰ [8, 10, 19]. Сера сульфатов осадочных пород, как правило, существенно обогащена легким изотопом, вплоть до отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$. Значительно варьирует изотопный состав серы (ИСС) органического вещества в осадочных отложениях разного возраста ($\delta^{34}\text{S}$ от –23,0 до +12,9‰) [13, 20].

Диапазон изменений величины $\delta^{34}\text{S}$ в почвах, породах и природных водах макрокатионы весьма значителен и составляет 45‰ (табл. 3). По ИСС выделяются три основные генерации сульфатов, имеющие различное происхождение. Сульфаты с тяжелым изотопным составом ($\delta^{34}\text{S}$ +24,7 + +26,0‰) представляют собой остаточные морские соли (эвапориты). Они встречаются в виде гипсовых прослоев и рассеянного в породе сульфата натрия и приурочены к незатронутым почвообразованием морским отложениям палеоген-неогенового возраста, слагающих высокую часть макрокатины. Другая генерация сульфатов, связанная с

этими же морскими отложениями, имеет облегченный ИСС ($\delta^{34}\text{S} - 19,0 \pm -5,4\%$). Это вторичные сульфаты, образующиеся при окислении сульфидных минералов осадочных пород. Резервы их весьма значительны, так как сера рассеянного в глинистых породах пирита составляет преобладающую часть общей серы осадочных отложений и в породах Скифской платформы содержание ее составляет 0,385% [7].

Наиболее распространены в пределах макрокатены сульфаты третьей генерации с величиной $\delta^{34}\text{S}$ от +4,9 до +7,6‰. Такой ИСС характерен для почвенных солевых горизонтов и подстилающих их лёссовидных отложений до глубины 30 м. Они представляют основные запасы сульфатов в пределах распространения лёссовидных пород и в верхних солевых аккумулятивных горизонтах почв, сформировавшихся на кайнозойских морских отложениях в пределах мезокатен 1 и 2. На морских дочетвертичных отложениях между "почвенно-лёссовой" (первый от поверхности солевой горизонт) и расположенной ниже по глубине эвапоритовой генерацией сульфатов существует значительное различие по изотопному составу, что свидетельствует об отсутствии генетической связи между ними (см. табл. 3).

Таким образом, как следует из анализа изотопного состава сульфатов, водорастворимые соли восточного склона Ставропольской возвышенности имеют различный генезис. Часть их осаждалась при концентрировании и метаморфизации морской воды в донных отложениях палеобассейнов, часть привнесена в ландшафт более поздними континентальными процессами, которые подробнее будут рассмотрены в конце статьи. Каковы закономерности дальнейшего распределения водорастворимых солей, обусловленные формированием современного облика ландшафта? Прежде всего, следует отметить кардинальное изменение направленности процессов миграции водорастворимых солей. Их состав, содержание и распределение в зоне аэрации почвогрунтов свидетельствуют о том, что в настоящее время преобладает вынос солей. Таким образом, Ставропольская возвышенность и ее склоны в пределах абсолютных высот 600–200 м над уровнем моря из древней области аккумуляции в современный период становится областью выноса солей, являясь их источником для прилегающих территорий.

Долю той или иной генерации сульфатов в солевом стоке с разных участков макрокатены можно оценить по изотопному составу сульфатов природных вод, представляющих интегральную характеристику выщелачивающихся солей (см. табл. 3). Сера в природных водах в районе распространения морских отложений (мезокатена 1) обогащена легким изотопом, что соответствует изотопному составу вторичных сульфатов, образующихся при окислении рассеянных в глинистых породах минералов. Как видно из анализа окислительно-восстановительных условий, это обусловлено геохимическим положением ландшафта с преобладанием элювиальных процессов и хорошо выраженной зоной окисления с ОВП 500–700 мВ. Однако в солевом потоке доля сульфатов эвапоритов, имеющих относительно "тяжелый" изотопный состав серы, значительной роли не играет. Суммарный солевой сток со Ставропольской возвышенности, изученный в районе впадения стекающих нее мелких речек в р. Куму (мезокатена 4), судя по ИСС, представлен в основном солями лёссовидных отложений.

Каким образом процессы выщелачивания, отмеченные выше для рассматриваемой территории, реализовались в элементарных ландшафтах макрокатены? Для анализа этого вопроса рассмотрим распределение водорастворимых компонентов по профилю почв. Как видно из фиг. 3, б, профили почв макрокатены выщелочены от водорастворимых солей, причем глубина и степень выщелачивания определяются положением почвы в ландшафте и свойствами почвообразующих пород, на которых они сформированы. В пределах распространения одних и

тех же пород, как и следовало ожидать, менее выщелоченной оказывается почвенно-грунтовая толща геохимически подчиненной позиции. Так, в верхней части макрокаты (на водораздельной поверхности мезокаты 1) мощность промытой толщи достигает 3 м, солевые максимумы не выделяются. Толща этих же пород на водораздельной части мезокаты 2 рассолена лишь до глубины 1 м, на глубине ~2 м расположен максимум, содержание солей в котором достигает 1%. Аналогичная тенденция проявляется и в районе распространения лёссовидных отложений (водораздельные части мезокатен 3 и 4).

Показательным признаком геохимического ландшафта, направленности миграции определенного индикаторного элемента является соотношение содержания этого элемента в элементарных элювиальном и супераккумулятивном ландшафтах. Сравнение содержания легкорастворимых солей в солевом максимуме на глубинах 2–4 м показывает, что почвенно-грунтовая толща в пределах каждой из мезокатен более засолена на водоразделе, чем в пойме. Такая, обратная ожидаемой картина соотношения рассматриваемого компонента между элементарными морфологически выделяемыми автономными и подчиненными ландшафтами свидетельствует о том, что в целом рассматриваемый геохимический ландшафт, представленный макрокатой, является элювиальным по отношению к легкорастворимым солевым компонентам. Аналогичная ситуация наблюдается и для менее подвижных солевых компонентов – гипса и кальцита (см. фиг. 3, а, в). Как отмечалось выше, гипс и карбонаты в почвах макрокаты весьма миграционноспособны и активно участвуют в круговороте веществ при почвообразовании. Распределение этих компонентов в почвах также характеризуется в большинстве случаев элювиальным типом профиля, т.е. происходит их вынос из почвенно-грунтовой толщи. При этом, как и в случае с легкорастворимыми слоями, не наблюдается существенного накопления гипса и карбонатов в аккумулятивных элементарных ландшафтах по сравнению с элювиальными ни в пределах мезокатен, ни для макрокаты. Таким образом, геохимические ландшафты макрокаты являются элювиальными по отношению к менее подвижным солям – гипсу и карбонатам.

Подводя итоги изотопно-геохимическим исследованиям, можно отметить следующее. Изотопный состав серы сульфатов во всех почвах макрокаты, включая первый от поверхности солевой горизонт, независимо от характера подстилающих и почвообразующих пород, сходен и колеблется в узких пределах. Сульфаты, содержащиеся в отмеченных выше объектах, по изотопному составу идентичны сульфатам лёссовидных пород, опробованных до глубины 30 м, что позволяет выделить единую почвенно-лессовую генерацию солей с $\delta^{34}\text{S} +4,9 \div +7,7\%$ и предположить ее формирование из одного источника.

Наличие сульфатов указанной почвенно-лессовой генерации в почвах на палеоген-неогеновых морских отложениях наиболее высокой части макрокаты свидетельствует с повсеместным региональным накоплением этих солей, поступающих сюда из атмосферы золовым путем либо с метеорными осадками, так как поступление солей в автономные ландшафты, ограниченные глубоким эрозийным врезом, с грунтовым притоком исключается. Таким образом, палеоген-неогеновая почвенно-грунтовая толща по солевым компонентам представляет полигенетичной: верхняя ее часть сформирована солями атмосферного и золового привноса, нижняя – солями морских эвапоритов и вторичных сульфатов (см. табл. 3).

Каков мог быть источник солей почвенно-лессовой генерации? Обратимся к данным изотопного состава сульфатов наиболее значимых источников накопления солей региона. Для р. Волги изотопный состав сульфатов составляет $+5\%$ [4], для Каспийского моря $+9 \div +13\%$, солончаков западного Прикаспия $+3,0 \div +15\%$. Современный сток с Кавказа (реки Терек, Малка, Баксан, Ардон) сос-

тавляет по ИСС $+12 \div +14\%$, грунтовый и поверхностный сток из района распространения палеоген-неогеновых глин – от -2 до $+2\%$. Изотопный состав морских кайнозойских пород, подстилающих лёссы, весьма варьирует даже в пределах одного разреза (от -19 до $+26\%$); при этом, несмотря на большой разброс данных, в основном он характеризуется отрицательными значениями, т.е. соответствует вторичным сульфатам.

При сравнении этих величин с ИСС почвенно-лессовой генерации не представляется возможным выделить единственный из отмеченных источников солей. В отличие от перечисленных предполагаемых источников сульфатов ИСС лёссов и лёссовидных пород колеблется в очень узком интервале (как по глубине в пределах одного разреза, так и для лёссов различных районов) и не зависит от рельефа и особенностей их происхождения. Следовательно, ни один из перечисленных источников не мог непосредственно участвовать в формировании запасов сульфатов лёссовых отложений. Участие этих источников могло быть реализовано только через промежуточный, единый для лёссов резервуар, где должны были происходить усреднение и стабилизация ИСС различных потоков серы.

По-видимому, первичный источник почвенно-лессовой генерации солей сформировался как резервуар, куда поступали и где смешивались солевые потоки из различных источников. Скорее всего таким резервуаром служила территория западного Прикаспия, по своему современному положению занимающая региональную аккумулятивную позицию. Отсюда восточными ветрами осуществлялось первичное поступление солей в западные территории, имеющие высокие абсолютные отметки. Этот процесс протекал, по-видимому, сингенетично образованию лёссовидных отложений, имеющих однородный по ИСС состав солей практически по всей своей толще. Перенос материала, как солевого, так и силикатного, в Предкавказье с восточными ветрами отмечался ранее в работах [3, 5].

Следует подчеркнуть, что результаты наших исследований касаются лишь солевых компонентов лёссов, подтверждая гипотезу об их импัลверизации из Прикаспийской низменности. Вопрос о происхождении силикатного материала лёссов, который в общем может иметь другие источники и пути поступления, будет рассмотрен в последующих публикациях.

Одним из возможных источников сульфатов в почвах могут служить также соли атмосферных осадков. Известно, что ИСС их сульфатов для смежных районов Ростовской области составляет в среднем $+7,1\%$ [7]. Сульфаты, поступающие в почву с дождями и снегом, при непромывном водном режиме почв могут накапливаться на нижней границе промачивания, формируя солевой горизонт за длительный промежуток времени. Однако большая часть серы атмосферных осадков континентов имеет терригенное происхождение и, видимо, формируется за счет тех же источников (солончаков), что и соли эолового происхождения. Следовательно, в этом случае можно судить об общих источниках (солончаки) и путях переноса (через атмосферу) солей в почвы автономных ландшафтов.

*
*
*

1. Окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные условия в почвах в существенной мере определяются ее положением в сопряженном геохимическом ландшафте, причем это влияние может перекрывать влияние степени увлажнения и биологической активности. В связи с этим в почвах элементарных ландшафтов степной зоны складываются весьма различные условия преобразования минерального вещества при почвообразовании.

2. В пределах Центрального Предкавказья выделяются три основные генерации солей, имеющих различное происхождение: 1) остаточные морские (эвапориты); 2) представленные вторичными сульфатами и образующиеся при окисле-

нии сульфидных минералов осадочных пород; 3) соли лёссовидных пород и верхних солевых горизонтов почвы.

3. Происхождение лёссовой генерации сульфатных солей, по-видимому, включает поступление их в бассейн аккумуляции из различных источников, смешивание их в нем и перенос в области отложения лёссового материала.

4. В настоящее время территория Центрального Предкавказья, расположенная выше 200 м над уровнем моря, в целом является областью выноса солей, причем степень их элювирования определяется местными условиями (характером пород, геоморфологическим положением местного ландшафта). Сульфатные соли в солевом стоке представлены в основном сульфатами почвенно-лёссовой генерации, т.е. в настоящее время в формировании солевого стока (грунтового и поверхностного) с изученной территории, в геохимическом отношении являющейся областью выноса вещества в Прикаспийскую низменность, принимают участие в основном соли почв и лёссовидных пород. Соли морских отложений играют подчиненную роль.

5. Карбонаты в почвах катены представлены как педогенными новообразованиями, так и реликтовыми включениями известняков разного размера.

6. В почвах происходит формирование новообразований гипса и кальцита. Наличие их разнообразных морфологических типов и генераций отражает динамику условий почвообразования.

Список литературы

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 645 с.
2. Атлас Ставропольского края. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 40 с.
3. Балаев Л.Г., Царев П.В. Лессовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964. 234 с.
4. Веселовский Н.В., Алексеев А.П., Гончарова В.Д. Изотопный состав серы сульфатных ионов некоторых поверхностных вод суши // Гидрохим. материалы. 1964. Т. 38. С. 62–76.
5. Галай Б.Ф. Водорастворимые соли как палеогеографические индикаторы лёссовых толщ Предкавказья // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 2. С. 437–440.
6. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высш. шк., 1988. 328 с.
7. Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М.: Наука, 1983. 412 с.
8. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
9. Кауричев И.С., Орлов Д.С. Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. М.: Колос, 1982. 245 с.
10. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1985. 261 с.
11. Комарова Н.А. Метод выделения почвенных растворов // Физико-химические методы исследования почв. М.: Наука, 1968. С. 7–30.
12. Монюшко А.М., Пушков А.М. К геохимической характеристике чокрак-караганских глин Центрального Предкавказья // Проблемы инженерной геологии Северного Кавказа. Вып. 3. Сочи, 1971. С. 63–73.
13. Панкина Р.Г. Геохимия изотопов серы нефти и органического вещества. М.: Недра, 1978.
14. Попов Г.Я., Шафрановский И.И. Кристаллография. М.: Высш. шк., 1972. 300 с.
15. Рысков Я.Г., Моргунов Е.Г., Олейник С.А., Соколова О.Б. Закономерности распределения стабильных изотопов серы в почвенных растворах и гипсовых новообразованиях почв Ставрополья // Пространственно-временная организация и функционирование почв. Пути, 1990. С. 130–144.
16. Самойлова Е.М., Бугаевский В.К., Макеева В.И. Почвенный раствор луговых почв Тамбовской области // Почвоведение. 1972. № 10. С. 3–12.
17. Устинов В.И., Гриненко В.А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М.: Наука, 1965. 95 с.
18. Хейс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.
19. Bowen R. Isotopes in the Earth Sciences. Amsterdam: Elsevier, 1988. 632 p.
20. Handbook of environmental isotope geochemistry. V. 1. The Terrestrial Environment B / Eds Fritz P., Fontes I. Ch. Amsterdam: Elsevier, 1986. 558 p.

УДК 550.4:553.32:551.734

© 1993 **Варенцов И.М., Веймарн А.Б., Рожнов А.А.,
Шибрик В.И., Соколова А.Л.**

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ
РУД ФАМЕНСКОГО РИФТОГЕННОГО БАССЕЙНА КАЗАХСТАНА
(ГЛАВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ, РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ)**

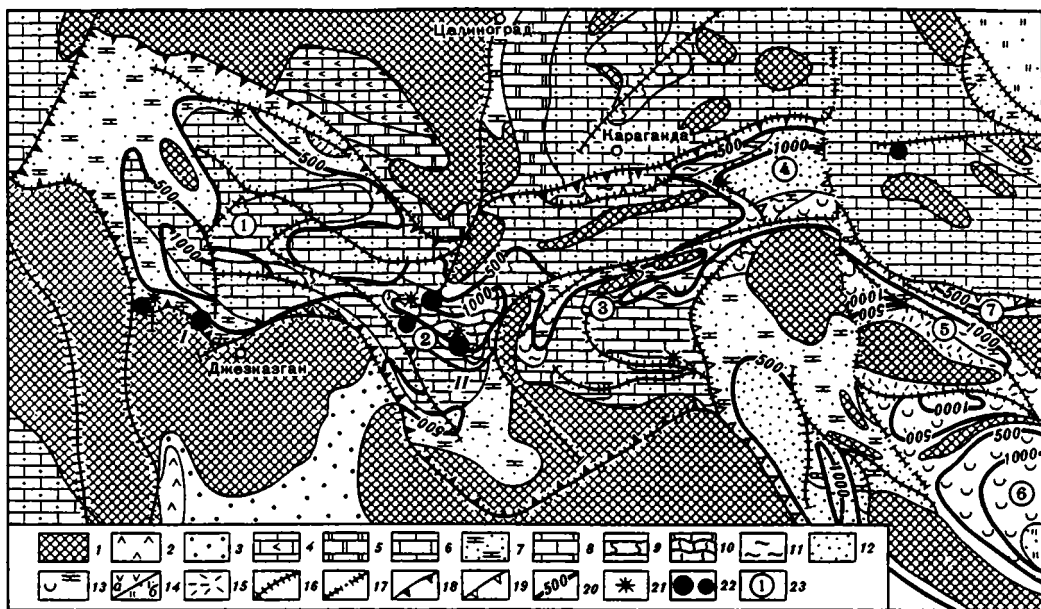
На основании изучения минералогии, геохимии Мп-руд фаменского рифтогенного бассейна Казахстана показано, что они являются продуктами отложения из гидротермальных систем, развитие которых было связано с трансгрессией внутриконтинентального моря. Исследования поведения РЗЭ, платиноидов, Ag, Au, Tl, Ge, K, Pb, Zn, Ba позволяет считать, что Мп-руды ассоциируют с внутрикоровым субщелочным базальтовым континентальным вулканизмом, детерминировавшим особенности геохимии гидротермальных флюидов.

Фаменские железомарганцевые месторождения Казахстана являются крупнейшими (более 1 млрд. т. [21]) накоплениями гидротермальных, гидротермально-осадочных руд в фанерозойской истории Земли. К настоящему времени проведены значительные исследования, освещающие структурные, фациальные обстановки формирования этих руд, их минеральный и химический состав. Изучение металлоносных Мп-, Fe-оксидгидроксидных и сульфидных полиметаллических осадков спрединговых зон Мирового океана позволяет приблизиться к пониманию процессов генезиса этих месторождений. Особое место при этом занимает оценка роли вулканизма и источников рудообразующих компонентов.

Задача излагаемых ниже результатов исследований состояла в том, чтобы на основе современных представлений о гидротермально-осадочном, гидротермальном рудообразовании изложить геохимию формирования марганцевых руд фамена Казахстана, оценить главные факторы, контролирующие эти процессы, показать их положение в ряду родственных месторождений в истории Земли.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Все промышленные железомарганцевые месторождения Казахстана имеют фаменский возраст и принадлежат к гидротермально (вулканогенно)-осадочной железомарганцевой рудной формации. Эти месторождения приурочены к субширотному Каракенгирско-Жаильминско-Успенскому палеопрогибу, который рассматривается в качестве одноименной рифтовой системы, образовавшейся в результате деструкции эпикаледонского Казахстанско-Тянь-Шаньского срединного массива (фиг. 1). К концу франского века этот обширный массив ранней консолидации был достаточно стабилизирован и обладал развитой континентальной корой. Начавшиеся на рубеже франского и фаменского веков процессы рифтогенеза, детально рассмотренные в работах [14, 15], выразились в деструкции континентальной коры массива. На фоне общего растяжения по системе крупных субширотных конседиментационных разломов образовались грабены, вдоль которых достаточно быстро начинается трансгрессия внутриконтинентального моря. Она продолжалась в течение всего фаменского века и достигала максимального развития в турне. В пределах прогибов (грабенов)

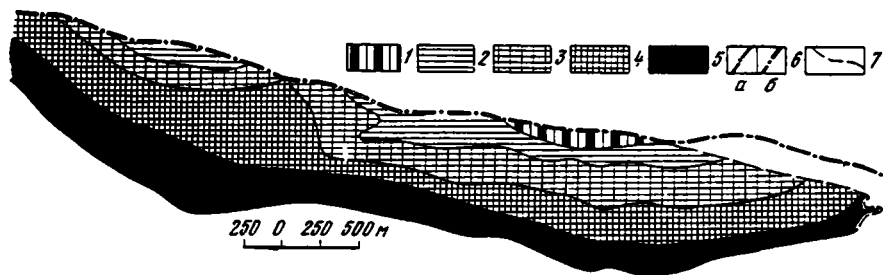


Фиг. 1. Палеотектоническая схема фамена Центрального Казахстана

1 — области размыва; 2–15 — геологические формации и ассоциации: (2 — солесносная, 3 — терригенная красноцветная континентальная, 4 — карбонатно-гипсоносно-терригенная лагунная, 5 — карбонатная (преимущественно доломитовая) морская, 6 — известняковая морская, 7 — карбонатно-терригенная прибрежно-морская, 8 — терригенно-карбонатная морская, 9 — красноцветные узловато-слоистые известняки, слагающие верхние части разрезов в ряде структур, 10 — кремнисто-углисто-глинисто-карбонатная флишеидная, 11 — алеврито-глинистая, 12 — терригенная морская, 13 — карбонатно-туфогенно-терригенная флишеидная, 14 — туфогенно-терригенная (а) и терригенно-кремнистая (б), 15 — порфировая дацит-риолитовая); 16–17 — разломы (16 — конседиментационные, 17 — более молодого возраста); 18–19 — границы (18 — Каракенгирско-Жайлыминско-Успенский рифтовой системы, 19 — Казахстанско-Тянь-Шаньского эпикаледонского срединного массива); 20 — изопохиты; 21 — проявления базальтового вулканизма; 22 — железомарганцевые месторождения; 23 — отдельные прогибы (номера в кружках): 1 — Каракенгирский, 2 — Жайлыминский, 3 — Успенский, 4 — Карасорский, 5 — Предчингизский, 6 — Тастауский, 7 — Деганделинский; 1–11 соответственно Джездинское и Каражальское рудные поля

Каракенгирско-Жайлыминско-Успенской рифтовой системы мощность отложений фаменского яруса составляла 500–2000 м, что на порядок больше мощности в пределах обширных пространств срединного массива, не затронутых рифтогенезом и развивавшихся в квазиплатформенном режиме. В фаменском морском бассейне Казахстана накапливались преимущественно мелководные карбонатные и карбонатно-терригенные отложения, однако для осевых частей рифтовой системы характерно образование относительно глубоководных кремнисто-углисто-глинисто-карбонатных флишеидных формаций.

Описываемая рифтовая система имеет гетерогенное основание, что во многом определило условия седиментации в разных ее частях. В центральной части (Жайлыминский прогиб) система накладывается на структуры раннедевонского краевого вулканического пояса. Именно здесь в пределах Атасуйского рудного района сосредоточены все крупные железомарганцевые и нередко связанные с ними барит-полиметаллические месторождения атасуйского типа [34, 38]. В пределах рифтовой системы отмечаются локальные проявления базальтового вулканизма, приуроченные к конседиментационным разломам. Порода одно-



Фиг. 2. Схема зональности месторождения Западный Каражал (по [35] с изменениями)

1 — железистые яшмы; 2–5 — руды (2 — магнетитовые, 3 — магнетит-гематитовые, 4 — гематитовые, 5 — марганцевые); 6 — крупные конседиментационные разрывные нарушения: под турнейскими отложениями (а), прослеженные на поверхности (б); 7 — граница эрозивного среза рудной залежи

родны по химическому составу и принадлежат семейству субщелочных базальтов-трахибазальтов лишь с единичными проявлениями пород трахитового ряда. Для них характерны недосыщенность кремнеземом, высокая магнезиальность и щелочность (с преобладанием калия), высокие содержания титана и фосфора. Отличительной чертой этих вулканитов является сопровождающий их калиевый метасоматоз. В целом они относятся к субщелочной калиево-натриевой петрохимической серии, которая характерна для зон континентального рифтогенеза. Почти на всех рудных полях отмечаются проявления данного вулканизма [12].

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, ТИПЫ РУД, МИНЕРАЛОГИЯ

Наиболее крупным железомарганцевым месторождением Казахстана является Западный Каражал, находящийся в южной части Атасуйского района (см. фиг. 1). Запасы марганцевых руд месторождения составляют 360 млн. т, железных — 550 млн. т [21]; 99% запасов сосредоточены в Главной рудной залежи, залегающей в кремнисто-глинистых узловато-слоистых красноцветных известняках в верхней части фаменской кремнисто-углисто-глинисто-карбонатной флишоидной формации. Залежь прослеживается в субширотном направлении на 6 км. Она сложена железо- и марганцеворудными пластами, обычно прилегающими друг к другу, но местами разделенными железистыми яшмами и красноцветными известняками. Северную кромку залежи составляют преимущественно железные руды, южную — марганцевые. Последние приурочены к подошве и кровле, но на удалении от северной части залежи; на юге они иногда сливаются.

В пределах рудного поля выделена крупная субширотная зона разломов, характеризовавшаяся конседиментационными движениями в течение значительной части фаменского века. Эта зона служила магмоподводящей структурой для базальтов, излияния которых начались в раннем и продолжались в позднем фамене. Первые признаки железомарганцевого рудоотложения отмечаются в раннем фамене, однако основная масса руд образовалась в конце фаменского века в период завершения излияния базальтов. Данные по зональности оруденения (фиг. 2) и другие факты позволяют считать, что основным рудоподводящим каналом, по которому поставлялись в бассейн рудные компоненты, служила та же субширотная зона разломов. Такие пространственно-временные взаимоотношения позволяют говорить о связи металлоносных гидротерм с фаменским вулканизмом. Изучение петрохимии и геохимии данных базальтов, связанных с ними явлений щелочного, преимущественно калиевого метасоматоза и характера оруденения дает основание для выделения единой

гидротермально-магматической системы, объединявшей все данные процессы [11].

В пределах Каражальского рудного поля помимо Западного Каражала известны еще три более мелких месторождения. Восточнее располагается Ктайское рудное поле, южнее – месторождение Акшагат, северо-западнее – Жумартский рудный узел. Эти месторождения имеют общие геологические параметры и близкие генетические характеристики железомарганцевой минерализации (см. фиг. 1).

В северной части Атасуйского района находится Ушкатынское рудное поле, в котором, как и на других месторождениях этой части района, широко развиты железомарганцевые и барит-полиметаллические руды. Именно такие объекты выделены в качестве месторождений атасуйского типа [34, 38]. Их формирование происходило в три главных этапа: 1) гидротермально-осадочный, когда отлагались основные массы железомарганцевых руд и незначительная часть полиметаллических; 2) гидротермально-метасоматический и в 3) гидротермально-жильный этапы отлагались в основном барит-свинцово-цинковые руды. На месторождении Ушкатын III железомарганцевые и основные полиметаллические рудные тела пространственно разобщены. На других месторождениях картина иная. Так, на Восточном Жайреме: четыре железорудных с марганцем тела, приуроченные к горизонтам узловатых красноцветных известняков, разделены темно-серыми кремнисто-глинисто-карбонатными породами флиш-идного строения. Нижний и средний элементы ритма последних сложены органокластическими и тонкодетритовыми известняками, а в верхней – углестыми или пиритовыми, иногда сфалеритовыми ритмитами. Таким образом, в гидротермально-осадочный этап здесь, сменяя друг друга во времени, отлагались железомарганцевые и часть полиметаллических руд.

Количественные соотношения марганцевых и железных руд на различных месторождениях не постоянны. Для месторождений Каражал и Ктай наблюдается некоторое преобладание железных руд при значительных количествах марганцевых руд. На месторождениях Ушкатын III и Жумарт доминируют марганцевые руды при подчиненных количествах гематитовых и незначительных проявлениях магнетитовых руд.

По преобладанию главных рудных минералов выделяются следующие типы железных и марганцевых руд: гематитовые, магнетит-гематитовые, магнетитовые, гаусманитовые, браунитовые, карбонатно-силикатно-гаусманитовые, карбонатно-силикатно-браунитовые, яковситовые, а в зоне окисления – пиролюзит-псиломелановые (романешитовые), криптомелан-коронадитовые. Железные и марганцевые руды рассматриваемых месторождений характеризуются довольно широким набором рудообразующих и примесных минералов (фиг. 3). Главными рудными минералами гипергенно неизмененных руд являются гематит, магнетит, гаусманит, браунит, реже яковсит. В примесных количествах встречаются фриделит, тефроит, манганокальцит, родохрозит, родонит и другие минералы.

При интерпретации приведенных выше данных по минералогии марганцевых и железных руд Атасуйского района необходимо иметь в виду, что они залегают в осадочных породах, измененных до стадии позднего эпигенеза (катагенеза), в ряде участков испытавших динамометаморфизм. В ходе этих преобразований и наложения в отдельных местах относительно высокотемпературной гидротермально-полиметаллической минерализации изначальные оксигидроксиды марганца и железа преобразованы до браунитовых, гаусманитовых, яковситовых, магнетитовых разностей.

О составе первичных рудных осадков можно судить по следующим данным. На Ушкатыне III среди браунитовых руд обнаружены [25] небольшие реликтовые

Этапы и стадии минерализации Минералы	Гидротермально-осадочный	Гидротермально-метасоматический		Гипергенный
		Кальцит-силикатная	Кварц-кальцитовая с силикатами и сульфидами	
Кальцит				
Кварц				
Гематит				
Браунит				
Гаусманит				
Якобсит				
Магнетит				
Мангано-кальцит				
Родохрозит				
Фриделит				
Родонит				
Тефроит				
Преннантит				
Гранат				
Пеннитит				
Барит				
Севергинит				
Коронадит				
Кентролит				
Бементит				
Шьмонит				
Галенит				
Сфалерит				
Пирит				
Халькопирит				
Псиломелан				
Пирролюзит				
Вернадит				
Манганит				
Хальцедон				

Фиг. 3. Схема последовательности минералообразования на железомарганцевых месторождениях Атасуйского рудного района

участки, сложенные находящимися совместно в переменных количествах с минералами со структурой типа голландита — голландит, коронадит, криптомелан. Последний обычно преобладает. Эти участки имеют обычно криптокристаллическое, реже тонкоиглочатое строение, иногда образуют колломорфные выделения. О том, что основная масса браунита образовалась в результате дегидратации и раскристаллизации первичных оксигидроксидов марганца, свидетельствует присутствие реликтовых контуров колломорфных структур и сеть контракционных трещин, часто заполненных кальцитом, кристаллизовавшимся одновременно с браунитом.

Для большинства обсуждаемых месторождений наблюдаются достаточно стабильные соотношения между железными и марганцевыми рудами. Железные руды встречаются главным образом близ разломов-каналов, по которым поступали рудообразующие гидротермальные растворы; марганцевые разности развиты преимущественно по периферии.

Это отчетливо видно из фиг. 2 для месторождения Западный Каражал. На Ушкатыне III (по данным С.П. Алтухова и В.С. Котика) вблизи конседиментационного разлома северо-западного простиранья фиксируются яшмо-гематитовые

породы, сменяющиеся гематитовыми рудами. Максимум марганцenaкопления расположен дальше от разлома, чем максимум железнaкопления. При этом гаусманитовые руды сменяются браунитовыми и далее манганокальцит-браунитовыми рудами.

На железорудных месторождениях, где описаны рудоподводящие каналы, разломы так называемого центрального типа, наблюдается следующая последовательность минералов железа: гематит + железистая яшма → магнетит + гематит → магнетит, хлорит + стильпномелан → стильпномелан + сидерит → железистый кальцит. Такая последовательность может весьма ориентировочно свидетельствовать о пульсационно-градационном изменении в процессе рудоотложения режима Eh, относительных количеств Fe(II), Fe(III), SiO₂ и CO₂.

Описанная рудно-минералогическая зональность полностью согласуется с данными, полученными при изучении гидротермально-осадочных отложений осевых зон современного Мирового океана и Красного моря [5, 7, 8, 63]. Рудные тела, формирующиеся в настоящее время во впадинах Красного моря, характеризуются близкими к месторождениям Атасуйского района пространственно-временными соотношениями железных и марганцевых руд, и, следовательно, полученные физико-химические характеристики современной картины рудоотложения в основном применимы для описания палеозойских процессов. Как и в Красном море, в Жайльминском грабене-прогибе в течение фаменского века в относительно глубоководных условиях функционировал целый ряд отдельных гидротермально-магматических систем, которые с различной интенсивностью выносили на морское дно несколько меняющиеся по составу гидротермальные растворы. В зависимости от характера каждого конкретного участка (состав отлагающихся осадков, геоморфология дна и др.) изменялся характер физико-химических условий в его пределах. Все это определяло различия в рудности и составе руд образовавшихся месторождений. В определенные моменты времени физико-химические параметры в процессе рудообразования менялись настолько, что формировались не железомарганцевые руды, а пиритовые и сфалеритовые ритмиты, например на Восточном Жайреме.

В целом в Атасуйском районе тектонический контроль седиментации и рудоотложения проявляется в том, что железомарганцевые месторождения локализируются в обстановке накопления, карбонатно-кремнистых отложений (чередующихся с флишоидами), близ стыка разноглубинных фаций или резкого градиента мощностей, трассирующих надразломные уступы морского дна.

Вышеизложенное позволяет выделить каражальский тип железомарганцевых месторождений, детерминированный ассоциацией карбонатно-кремнистых отложений и гидротермального, гидротермально-осадочного железомарганцевого рудонакопления, происходившего близ приразломных зон разгрузки гидротерм.

Месторождения джездинского типа развиты в западной части Каракенгирско-Успенского рифтового прогиба (см. фиг. 1). Для них характерна тесная связь железомарганцево-гидротермального, гидротермально-осадочного оруденения с терригенными отложениями: месторождения Джезды, Промежуточное, Найзатас и Жаксыкотр [16, 23, 24, 26, 27, 36, 39]. Рудные залежи залегают в красноцветных конгломератово-песчаных отложениях раннего фамена, отлагавшихся в обстановках дельт, пляжей, приморских равнин в начале трансгрессивного наступления моря. Месторождения джездинского (жильно-пластового) типа представлены пластовыми рудными залежами с цементационной минерализацией и жильными телами, сложенными массивными рудами. Устанавливаются пространственная связь в размещении жильно- и пластообразных залежей и их приуроченность к краевым зонам тектонических депрессий ("прогибов-ловушек"), ограниченных конседиментационными разломами.

Первичные марганцевые руды месторождений [24, 27, 36] как в пластовых, так и в жильобразных телах представлены коронадит-голландит-браунитовыми разностями. По данным, приведенным в работе [27], главному (60–70%) рудообразующему минералу – брауниту свойственна тонкая неоднородность, обусловленная сингенетическими включениями коронадита-голландита. Тонкозернистая смесь этих минералов явилась, вероятно, результатом раскристаллизации геля сложного состава. Среди голландитов отмечаются титанисто-свинцовые и цинковые разности. По В.Н. Смольяниновой [36], основными минералами зоны окисления являются криптомелан, романешит и пиролюзит. Железные руды, представленные преимущественно гематитом, практического значения не имеют. На жильном месторождении Найзатас в небольшом количестве установлены железомарганцевые руды, представленные ферроцинковым и цинковым яkobситом. Довольно широко распространен барит. В марганцевых рудах он обычен в виде скоплений неправильной формы и мелких кристалликов, реже отмечается в секущих прожилках.

Проявления одновозрастных с оруденением субщелочных базальтов и связанного с ними калиевого метасоматоза установлены в горах Кыштау между месторождениями Джезды и Жаксыкотр [12].

Таким образом, несмотря на отмеченные выше различия, по главным геологическим, минералогическим параметрам марганцевые и железные руды каражальского и джездинского типов обладают генетической общностью и принадлежат к гидротермальным, гидротермально-осадочным накоплениям, сформировавшимся в разных фациальных обстановках рифтогенного бассейна в ассоциации с континентальным базальтовым вулканизмом.

ГЕОХИМИЯ

Основная информация о главных рудообразующих и рассеянных элементах фаменских марганцевых и железных руд Центрального Казахстана приведена в табл. 1, 2. Рассмотрение этих данных с учетом приведенных выше сведений о минеральном составе позволяет подчеркнуть, что обсуждаемые руды представлены преимущественно довольно чистыми марганцевыми ($Mn/Fe = 2,9 - 47,0$; до 800) и железными ($Mn/Fe = 0,02 - 0,06$) разностями. При подчиненных количествах смешанных, железомарганцевых типов. При обсуждении вещественного состава руд указывалось, что ясно выраженная сепарация Mn и Fe проявляется как во времени, так и в пространстве, что является достаточно типичным для гидротермальных Mn- и Fe-накоплений, например, в обстановках Галапагосского рифта, других спрединговых, осевых областей океана и рифтовой зоны Красного моря [7, 8, 63].

Обращает на себя внимание, что марганцевые руды по сравнению с железными содержат в 3–5 раз большее количество карбонатов, что проявляется в соответствующем увеличении концентраций CO_2 (ппп), CaO , MgO .

Фазовый анализ первичных марганцевых руд Ушкатына III показал, что 68,2% марганца заключено в высших оксидах, 1% – в труднорастворимых силикатах, а 30,8% – в карбонатах и легкорастворимых силикатах.

Вероятно, в большинстве случаев железо и марганец одновременно, хотя и в разных соотношениях, поступали с гидротермальными растворами на дно Жаильминского палеобассейна. При этом идущий в бассейне процесс карбонатонакопления почти не влияет на состав железных руд. Марганцевые руды обычно формируются на большем удалении от источника, а также в периоды ослабления гидротермальной активности. В этом одна из причин увеличения количества карбонатов в марганцевых рудах по сравнению с железными. Условия, при которых одновременно и в одном месте осаждались железо марганец, формируя железомарганцевые руды, наблюдались значительно реже. Однако на Ушкатыне I запасы этих руд оцениваются в 18 млн. т.

Таблица 1

Химический состав руд железомарганцевых месторождений фамена Центрального Казахстана, вес. % (на воздушно-сухую навеску)

Компонент	Западный Каражал		Ушкатын III		Ушкатын I		Восточный Жайрем	Джезды		
	марганцевые (858)	железные (826)	марганцевые (244)	железные (66)	железомарганцевые (64)	железные (30)	железные (569)	марганцевые (все типы)	марганцевые (пластовые)(1)	марганцевые (жильные) (1)
Mn	21,11	0,86	25,68	2,55	11,73	1,60	1,84	21,0	40,4	51,7
Fe	7,33	50,07	6,63	49,53	30,87	44,30	31,60	1,4	1,56	1,10
SiO ₂	23,15	17,17	11,76	13,79	22,38	23,70	18,09	30,0	30,0	10,9
Al ₂ O ₃	2,93	1,58	1,58	1,63	3,63	2,78	1,67(352)*	6,5	4,2	2,15
TiO ₂	0,12	0,15	0,09	0,12	0,14	0,11	0,03(105)	0,25	0,24	Следы
CaO	15,70	2,76	19,23	4,11	4,76	4,0	13,87	2,5	Не обн.	1,54
MgO	1,06	0,55	0,99	0,35	0,29	0,09	0,94(352)	1,5	Следы	0,60
K ₂ O	0,73	0,31	0,30	0,36	0,93	0,32	0,32(8)	4,0	2,77	0,87
Na ₂ O	0,84	0,24	0,36	0,39	0,25	0,17	0,21(8)	2,0	0,07	0,10
CO ₂	14,65	4,08	—	—	—	—	—	—	—	—
Ппп	—	—	17,42	5,16	5,96	2,18	28,53	—	—	—
P	0,03	0,02	0,018	0,02	0,07	0,04	0,06	0,06	Следы	0,12
S _{общ}	0,06	0,21	0,13	0,21	0,15	0,11	0,73	0,14	0,27	1,26
As	0,01	0,01	0,06	0,06	0,22	0,06	0,04	—	—	—
Pb	0,14	0,06	0,16	0,04	0,53	0,15	0,05(9)	0,25	Не обн.	—
Zn	0,08	0,002	0,11	0,03	0,24	0,05	0,05(9)	—	—	—
Cu	0,009	0,033	0,003	0,003	0,01	—	0,04	—	—	—
Ge	0,00019	0,00049	0,0009	0,0015	0,0019	0,0032	0,00247	0,0007	—	—
Tl	0,00032	0,00004	0,0009	0,0003	—	—	—	0,0019	—	—
Ba	0,17	0,04	0,32	0,35	0,14	0,17	0,23	2,5	1,31	4,68
Mn/Fe	2,88	0,02	3,87	0,05	0,38	0,04	0,06	14,28	25,90	47,00
—	—	—	Rb 0,0045(46)	—	—	—	—	Rb 0,023	—	—
—	—	—	Cs 0,0047(46)	—	—	—	—	Cs 0,006	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	Li 0,006	—	—

Примечание. Для месторождений Западный Каражал, Ушкатын III, Ушкатын I и Восточный Жайрем приведены среднеарифметические значения по анализам большого числа групповых проб, полученные в процессе разведки данных объектов по данным А.А. Рожнова, В.И. Щибрика и др. Для месторождения Джезды суммарные данные по всему месторождению по А.И. Наливкиной, а результаты анализов марганцевых руд в пластовом и жильном рудных телах — по Смоляниновой [36]. В скобках (в шапке таблицы) приведено число проб, в скобках (при цифре) — число проб, проанализированных на данный элемент.

Таблица 2

Содержания главных компонентов и рассеянных элементов в марганцевых рудах месторождений Западный Каражал и Ушкатын III

Номер образца	Ca	Mn	Fe	Cu	Zn	As	Pb	Br	Sr	Y	Zr	Ba	Cr	Co	Cs	Sc	Th
<i>Месторождение Ушкатын III</i>																	
9618-876	7,9	47,4	<0,02	<90	1800	320	<200	210	240	190	<10	630	—	—	—	—	—
9618-921	12,3	35,9	0,15	<90	73	150	380	60	1000	170	<10	240	—	—	—	—	—
9612-787	7,8	41,2	0,32	130	120	100	<200	140	280	190	<10	320	—	—	—	—	—
9621-1545	6,4	47,9	<0,02	<90	1600	200	300	28	120	200	<10	240	—	—	—	—	—
9601-III-597	3,4	48,3	<0,02	<90	1400	<30	290	22	97	210	<10	440	—	—	—	—	—
9623-413	9,4	39,4	0,73*	<90	1200	61	200	130	250	170	<10	1300	10	12	0,6	3,1	1,1
9623-428	9,9	35,1	0,22*	<90	77	<30	220	110	310	150	<10	1200	11	10	0,6	0,93	0,7
9623-617	8,3	43,2	0,44*	<90	170	110	<200	150	330	180	<10	560	6	12	0,9	1,6	0,8
9623-764	8,0	45,4	0,30*	<90	140	75	<300	170	210	200	<10	2700	11	9,8	1,0	1,3	0,7
9623-781	5,1	44,0	0,34*	<90	1500	<30	<200	200	61	220	<10	370	7,1	18	1,4	1,2	1,0
<i>Месторождение Западный Каражал</i>																	
1004-780	4,2	34,8	1,30*	<90	93	29	290	110	240	160	<10	930	51	27	3,9	4,5	1,2
1004-782	5,5	31,5	0,66*	<90	<60	36	<200	86	290	130	<10	1000	39	26	1,0	1,9	0,8
1009-767	3,8	42,7	0,10	<90	930	<30	<200	170	180	170	<10	280	—	—	—	—	—
1040а-1040	3,5	31,3	0,81*	440	230	660	35000	80	8300	180	41	2100	46	43	1,1	2,7	1,5
1043-1220	8,1	35,8	0,19	<90	120	60	650	93	430	150	<10	350	—	—	—	—	—
1040а-1210	5,1	43,9	0,53*	<90	4300	43	<200	180	130	210	<10	78	18	96	0,9	3,6	2,0
1040а-1445	11,5	32,4	0,98*	180	580	64	<200	97	2500	140	<10	360	27	35	1,1	3,2	1,2
1040а-1275	7,9	41,3	5,0*	<90	230	41	280	190	390	160	<10	1700	13	48	20	1,7	0,9
1113-826	4,1	42,3	0,05	150	230	40	<200	200	170	190	<10	170	—	—	—	—	—

Примечания. В номере образца первая цифра — номер скважины, вторая — глубина, м: Обр. 9618-876, гаусманитовая руда (гаусманит, примесь: фриделит); обр. 9618-921, браунитовая руда (браунит, примесь: Mn-кальцит); обр. 9612-787, браунитовая руда (браунит, примесь: кальцит); обр. 9621-1545, гаусманитовая руда (гаусманит, примесь: кальцит, фриделит); обр. 9601-III-597, гаусманитовая руда (гаусманит, примесь: фриделит, Mn-кальцит); обр. 9623-413, гаусманитовая руда (гаусманит, примесь: Mn-кальцит, фриделит); обр. 9623-428, браунитовая руда (браунит, примесь: кальцит); обр. 9623-617 и 9623-764, браунитовая руда (браунит, примесь: Mn-кальцит); обр. 9623-781, гаусманитовая руда (гаусманит, примесь: Mn-кальцит, пирит, фриделит); обр. 1004-780, браунитовая руда (браунит, примесь: Mn-кальцит, следы галенита); обр. 1004-782, браунитовая руда (браунит, примесь: кварц, кальцит); обр. 1109-767, гаусманитовая руда (гаусманит, примесь: фриделит, сфалерит); обр. 1040а-1040, браунитовая руда (браунит, примесь: доломит, галенит, халькопирит); обр. 1043-1220, браунитовая руда (браунит, примесь: манганокальцит); обр. 1040а-1210, гаусманитовая руда (гаусманит, примесь: фриделит, сфалерит); обр. 1040а-1445, браунитовая руда (браунит, кальцит, примесь: сфалерит, кварц); обр. 1040а-1275, браунитовая руда (браунит, примесь: кальцит); обр. 1113-826, браунитовая руда (браунит, примесь: Mn-кальцит, фриделит).

Анализы выполнены С.М. Ляпуновым в аналитическом центре ГИН РАН для Cr, Co, Cs, Th и Fe* методом ИНАА, для остальных элементов — методом РФА. Во всех исследованных образцах содержание Ti < 0,2%. Минералогическая диагностика проводилась посредством рентгеновской дифрактометрии и минераграфии. Содержание Ca, Mn и Fe приведено в вес. %, остальных элементов — в $n \cdot 10^{-4}$ % (ppm).

На жильном месторождении Найзатас, которое рассматривается нами в качестве выполненного рудой подводящего канала, железные руды приурочены к зальбандам зоны, а марганцевые – к центральной части.

Содержания свинца и цинка в марганцевых рудах в 2,5–4 раза больше, чем в железистых. Поступавшие с растворами Pb, Zn и Ba фиксировались в марганцевых осадках, образуя в дальнейшем голландит, коронадит, криптомелан. Несколько повышенное содержание свинца и цинка в железомарганцевых рудах Ушкатына I объясняется тем, что в их кровле и подошве залегают богатые более поздние галенитовые руды второго гидротермально-метасоматического этапа.

Марганцевые руды месторождений джездинского типа по сравнению с каражальскими содержат в 2 раза больше свинца, значительно больше бария и таллия. Это, вероятно, объясняется различными фациальными условиями рудоотложения. В морском относительно глубоководном Жаильминском палеобассейне часть поступающего с гидротермами свинца, бария и таллия могла рассеиваться. В поверхностных условиях небольших пресноводных водоемов в районе Джезды-Жаксыкотр при резкой смене физико-химических условий произошла разгрузка гидротермальных растворов с образованием жильных и пластовых марганцеворудных тел. В последних мы фиксируем в гораздо большем количестве криптомелан, голландит, а местами и отдельные выделения барита.

Таким образом, в составе руд месторождений джездинского типа в несколько большей мере находит отражение состав гидротермальных растворов, чем при формировании руд каражальского типа.

Характерной особенностью Mn-руд описываемых месторождений (см. табл. 1) являются относительно высокие концентрации в них Tl ($2-128$, ср. $3-19 \cdot 10^{-4}\%$) и сравнительно низкие ($1-55$, ср. $2-9 \cdot 10^{-4}\%$) – Ge, что отмечалось в работах [18–20]. Следует подчеркнуть, что высокие содержания Ge наблюдаются в Fe-рудах ($1-160$, ср. $5-32 \cdot 10^{-4}\%$). При интерпретации этих данных надо учитывать, что в глинистых породах земной коры [62] содержание ($n \cdot 10^{-4}\%$) Tl и Ge составляет соответственно 1,4 и 1,6. Сопоставление этих величин показывает, что фаменские Mn-руды Центрального Казахстана обогащены относительно глин литосферы (в которых концентрируются наибольшие для осадочных пород количества рассеянных элементов) Tl в среднем в 2,3–13,6 раз, а Ge в 1,25–5,62 раз. В Fe-рудах содержание Tl существенно ниже, чем в глинах земной коры [$(0,4-3,0) \cdot 10^{-4}\%$], тогда как относительная аккумуляция в них Ge достаточно высока (в 3,12 – 20,0 раз). Отмеченные отличия в поведении Tl и Ge контролируются различным кристаллохимическим сродством ионов этих элементов с Mn и Fe, которое проявляется в процессе их сорбционного накопления при осаждении оксигидроксидных фаз Mn и Fe в гидротермальных системах [28].

Содержание таллия (как и свинца) в марганцевых рудах месторождений джездинского типа в несколько раз (2–6) выше, чем в рудах каражальского типа. При этом количество таллия в пластовых телах четко зависит от расстояния до рудоподводящей жильной зоны. На месторождении Джезды, по данным А.И. Наливкиной, максимальные содержания таллия ($10-60 \cdot 10^{-4}\%$) и свинца ($0,1-0,44\%$) отмечаются непосредственно к северу от рудоподводящих Джездинского и Карсакпайского разломов. В единичном случае отмечено $128 \cdot 10^{-4}\%$ Tl. В удаленной от жильных зон пластовой залежи месторождения Промежуточного среднего содержания таллия составляет $6,1 \cdot 10^{-4}\%$, а в марганцевых рудах жильной зоны месторождения Найзатас – $29,0 \cdot 10^{-4}\%$.

Содержания таллия в марганцевых рудах Западного Каражала в среднем составляет $3,2 \cdot 10^{-4}\%$ при колебаниях в отдельных групповых пробах от $< 0,5$ до $56 \cdot 10^{-4}\%$, на Ушкатыне III – $9 \cdot 10^{-4}\%$ ($2-100$) $\cdot 10^{-4}\%$.

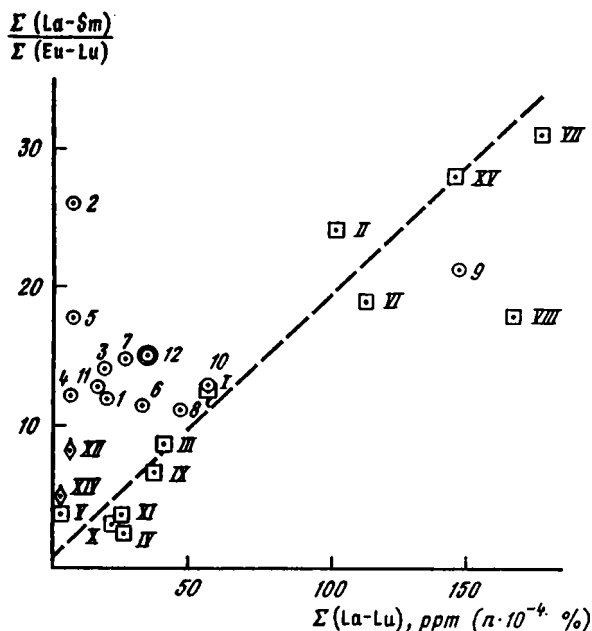
Необходимо отметить, что в глобулярных пиритах-марказитах соответствующим

Таблица 3:

Содержание редкоземельных элементов в марганцевых рудах месторождений Западный Каражал и Ушкатын III, п-10⁻⁴% (на воздушно-сухую навеску)

Компонент	Номера образцов											
	9623-413	9623-428	9623-617	9623-764	9623-781	1004-780	1004-782	1040a-1340	1040a-1210	1040a-1445	1040a-1275	среднее (n = 11)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	10	3,3	10	3,2	3,1	11	9,1	29	40	29	6,7	14,04
Ce	6,7	3,8	6,7	2,8	4,3	17	14	10	9,3	21	8,1	17,04
Sm	1,7	0,5	1,5	0,53	0,61	2,8	1,7	3,8	7,9	3,6	1,2	2,35
Eu	0,40	0,14	0,30	0,097	0,11	0,49	0,31	1,3	3,2	1,4	0,31	0,732
Tb	0,30	0,092	0,24	0,075	0,076	0,50	0,25	0,68	1,1	0,63	0,20	0,377
Yb	0,72	0,025	0,64	0,33	0,22	1,5	0,94	1,6	2,0	1,70	0,60	0,934
Lu	0,093	0,035	0,093	0,042	0,038	0,19	0,17	0,22	0,29	0,23	0,096	0,136
Σ PЗЭ	19,913	7,892	19,473	7,074	8,454	33,48	26,47	46,60	147,49	57,56	17,206	35,609
Σ(La – Sm)/Σ(Eu – Lu)	12,16	26,03	14,30	12,00	18,04	11,49	14,85	11,26	21,38	13,53	13,27	15,34
La/Yb	13,89	132,00	15,62	9,70	14,09	7,33	9,68	18,12	20,00	17,06	11,17	15,03
La/Sm	5,88	6,60	6,67	6,04	5,08	3,93	5,35	7,63	5,06	8,05	5,58	5,97
Ce/Sm	3,94	7,60	4,47	5,28	7,05	6,07	8,23	2,63	11,77	5,83	6,75	7,25
Eu/Sm	0,23	0,28	0,20	0,18	0,18	0,17	0,18	0,34	0,40	0,39	0,26	0,31

Примечание. 1. Описание образцов см. в примечании к табл. 2. 2. Определения выполнены методом инструментального нейтронно-активационного анализа в аналитическом центре ГИН РАН С.А. Ляпуновым.



Фиг. 4. Соотношения $\Sigma (La-Lu)$ и $\Sigma (La-Sm)/\Sigma (Eu-Lu)$ в марганцевых рудах месторождений Центрального Казахстана и главных типах пород земной коры (номера точек на диаграммах на этой и следующих фигурах соответствуют нумерации в табл. 3, 4)

щих ритмитов, образовавшихся, как и железомарганцевые руды, в первый гидротермально-осадочный этап на месторождениях атасуйского типа, содержания таллия очень высоки: на Ушкатыне III $90 - 120 \cdot 10^{-4}\%$; Ушкатыне I $120 \cdot 10^{-4}\%$, Жайреме $150 - 60 \cdot 10^{-4}\%$ [32]. На Западном Каражале при среднем содержании таллия в железных рудах $0,4 \cdot 10^{-4}\%$ есть участки гематитовых руд, содержащих рассеянную вкрапленность пирита. Содержание таллия в последнем составляет $15,6 \cdot 10^{-4}\%$.

На высокие содержания германия в железомарганцевых месторождениях Центрального Казахстана впервые указал А.А. Максимов [29]. Специально эту проблему, особенно для Западного Каражала, изучал В.М. Григорьев [22]. Он установил, что основным минералом-концентратором германия является магнетит, причем наибольшими содержаниями характеризуются магнетиты сидерит-магнетитовых ($56 \cdot 10^{-4}\%$) и гематит-магнетитовых ($44 \cdot 10^{-4}\%$) руд. Последующие детальные исследования (А.А. Рожнов, В.И. Щибрик и др.) при доразведке месторождения показали, что максимальные содержания германия (до $195 \cdot 10^{-4}\%$) имеют скрытозернистые магнетиты и метакристаллы магнетита (до $134 \cdot 10^{-4}\%$) из магнетит-гематитовых руд, причем такие содержания отмечаются только в рудах с центральной и восточной частях месторождения, наиболее приближенных к рудоподводящему каналу (см. фиг. 2) и испытавших наименьший динамометаморфизм. В результате на месторождении были выделены железогерманиевые руды, содержащие $Ge > 5 \cdot 10^{-4}\%$. Запасы их составляют 3/5 от всех железных руд месторождения [21]. Более высокие содержания германия наблюдаются в железных рудах Ушкатына I и Восточного Жайрема (см. табл. 1). В

Компонент	I. Континентальная кора [59]	II. Верхняя континентальная кора [59]	III. Нижняя континентальная кора [59]	IV. Океаническая кора (базальтовая часть) [59]	V. Примитивная мантия (современная мантия + кора) [59]	VI. Северо-Американский глинистый сланец [50]	VII. Щелочные базальты [3]	VIII. Граниты [4]
La	16	30	11	3,7	0,551	32	59	56
Ce	33	64	23	11,5	1,436	70	105	92
Sm	3,5	4,5	3,17	3,3	0,347	5,7	7,1	10,0
Eu	1,1	0,88	1,17	1,3	0,131	1,24	2,0	1,6
Tb	0,6	0,64	0,59	0,87	0,087	0,85	1,13	1,6
Yb	2,2	2,2	2,2	5,1	0,372	3,1	2,0	4,0
Lu	0,30	0,32	0,29	0,56	0,057	0,48	0,3	1,2
ΣРЗЭ	56,7	102,54	41,42	26,33	2,98	113,37	176,53	166,4
Σ(La – Sm)/ /Σ(Eu – Lu)	12,5	24,3	8,7	2,36	3,60	18,99	31,51	18,81
La/Yb	7,27	13,64	5,00	0,75	1,48	10,32	29,5	14,00
La/Sm	4,57	6,67	3,47	1,12	1,59	5,61	8,31	5,6
Ce/Sm	9,43	14,22	7,25	3,48	4,14	12,28	14,79	9,2
Eu/Sm	0,31	0,19	0,37	0,39	0,38	0,22	0,28	0,16

мономинеральных пробах последних магнетит содержит Ce до $300 \cdot 10^{-4}\%$, гематит-магнетитовые руды месторождения Найзатас – $8,6 \cdot 10^{-4}\%$.

Важно еще раз подчеркнуть, что высокие содержания таллия в марганцевых рудах, а германия в железных – характернейшая черта всех месторождений описываемой формации на всем протяжении (более 700 км) Каракенгирско-Жаильминско-Успенской рифтовой системы.

Для выделения генетической природы Mn-руд месторождений Центрального Казахстана весьма информативными являются данные о поведении редкоземельных элементов (РЗЭ) в процессе их образования.

Определение РЗЭ выполнено в пробах марганцевых руд месторождений каражальского типа (см. табл. 2 и табл. 3). На Ушкатыне III опробованы рудные тела 4 – 6,9 на участке Педстиевский, а на Каражале – марганцеворудное тело 3 в центральной части месторождения (скв. 1004) и тело 4 на крайнем западе (скв. 1040а). Из табл. 2 следует, что при очень близких содержаниях Mn- и Fe-руды Западного Каражала содержат в 3–4 раза более Cr, Co, а также РЗЭ, чем руды Ушкатына III (соответственно 9; 12; $12 \cdot 10^{-4}\%$ на Ушкатыне III и 32, 46; $55 \cdot 10^{-4}\%$ на Западном Каражале). Особо среди шести проб Западного Каражала выделяются пробы 1040а–1340, 1040а–1210, 1040а–1445, в которых на порядок и более возрастает количество Pb, Zn, Ba, Sr. Минералогические данные показывают, что практически только в этих трех пробах фиксируются галенит, сфалерит, халькопирит, свидетельствующие о наложении в данных интервалах второй (гидротермально-метасоматической) стадии оруденения на железомарганцевые руды. Именно в этих пробах фиксируются максимальные количества РЗЭ ($46,6 – 147,49 \cdot 10^{-4}\%$).

Соотношение общего накопления РЗЭ $\Sigma (La-Lu)$ и степени разделения легких и тяжелых РЗЭ $\Sigma (La-Sm)/\Sigma (Eu-Lu)$ в земной коре и в главных ее подразделениях (табл. 4, фиг. 4) отчетливо демонстрирует, во-первых, ясно выраженную тенденцию возрастания этих характеристик по мере преобразования океанической коры ($\Sigma (La-Lu) = 26,33 \cdot 10^{-4}\%$; $\Sigma (La-Sm)/\Sigma (Eu-Lu) = 2,36$) в верхнюю континентальную кору ($\Sigma (La-Lu) = 102,54 \cdot 10^{-4}\%$; $\Sigma (La-Sm)/\Sigma (Eu-Lu) = 24,3$).

железомарганцевых отложений, $\mu\text{г}/\text{г}$

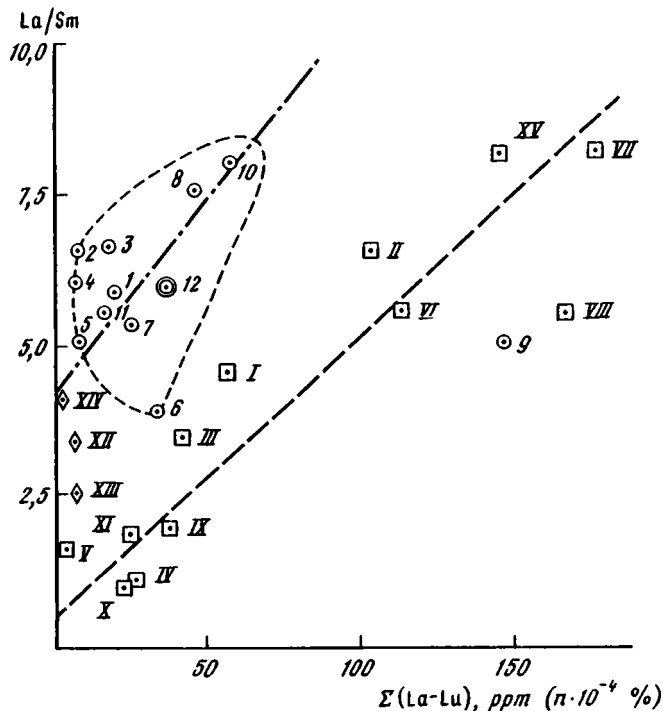
IX. Континентальные толеиты [3]	X. Толеиты океанических хребтов [3]	XI. Толеиты осевой зоны Красного моря [1]	XII. Гидротермальные Mn-оксигидроксиды [53, 63]	XIII. Гидротермальный браунит [45]	XIV. Зеленая гидротермальная глина [53, 63]	XV. Субщелочные базальты Афара [55]
7,7	3,46	5,9	2,62	1,72	0,74	49,9
20,3	10,3	10,4	3,5	5,0	1,47	84
4,1	3,49	3,2	0,78	0,68	0,174	6,07
1,3	1,26	1,1	0,167	0,173	0,107	2,03
0,77	0,86	0,66	0,141	—	0,074	0,70
2,45	3,2	3,3	0,437	0,23	0,213	1,76
0,4	0,49	0,45	0,063	0,029	0,062	0,330
37,02	23,06	25,01	7,708	7,832	2,84	144,79
6,52	2,97	3,54	8,54	—	5,23	29
3,14	1,08	1,79	5,99	7,48	3,47	28,3
1,88	0,97	1,84	3,36	2,53	4,25	8,2
4,95	2,95	3,25	4,49	7,35	8,45	13,8
0,32	0,36	0,34	0,21	0,25	0,61	0,33

Во-вторых, отмечается четкое различие толеитов срединных океанических хребтов (СОХ) и осевой зоны Красного моря, с одной стороны, и субщелочных базальтов, и в частности субщелочных базальтов Афарского региона, — с другой. Надо отметить, что по соотношениям рассматриваемых характеристик к субщелочным базальтам близки граниты и глинистые сланцы Северной Америки.

Mn-гидротермальные осадки осевых зон океана, резко обособляются на этой диаграмме, приближаясь по сумме РЗЭ и соотношению легких и тяжелых РЗЭ к толеитам океанических хребтов. Марганцевые руды каражальского типа характеризуются по отношению к первым таким же трендом, как толеиты СОХ к субщелочным базальтам континентальных рифтовых зон, хотя этот тренд выражен значительно слабее.

В предыдущих работах [10, 64] была показана роль величины Eu/Sm как индикатора участия компонентов гидротермальной природы в Mn-Fe-осадках, конкреция и корках океана. Указывалось, что в Mn-Fe-оксигидроксидных накоплениях, формирующихся преимущественно из компонентов континентального стока, величины Eu/Sm составляют 0,18–0,25, что близко к данному отношению для верхней континентальной коры (0,19; см. табл. 4). Вместе с тем для большинства Mn-Fe-металлоносных осадков, корок и конкреций, формировавшихся при существенном участии гидротермальных компонентов, $\text{Eu}/\text{Sm} > 0,2$, что отражает значение этого отношения в толеитовых базальтах океана (0,36, см. табл. 4). Это положение подтверждается при изучении марганцевых руд Центрального Казахстана (фиг. 5, см. табл. 3, 4). Из анализа диаграммы, показывающей соотношения $\Sigma (\text{La}-\text{Lu})$ и Eu/Sm , можно сделать вывод, что при наблюдаемом разбросе точек, отвечающих обсуждаемым Mn-рудам, они не выходят за границы значений для субщелочных базальтов, в меньшей мере примитивных слабодифференцированных базальтов: $\text{Eu}/\text{Sm} - 0,17 - 0,40$ (ср. 0,31) при относительно низких величинах $\Sigma (\text{La}-\text{Lu})$ (ср. 35, 609).

На диаграмме $\Sigma (\text{La}-\text{Lu}) - \text{La}/\text{Sm}$, иллюстрирующей соотношения накопления РЗЭ и меры разделения легких и переходных (средних) фракций РЗЭ, отчетливо



Фиг. 5. Соотношения Σ (La—Lu) и La/Sm в марганцевых рудах месторождений Центрального Казахстана и главных типах пород земной коры

выражен тренд, отражающий прямую зависимость этих параметров при переходе от океанической коры к континентальной.

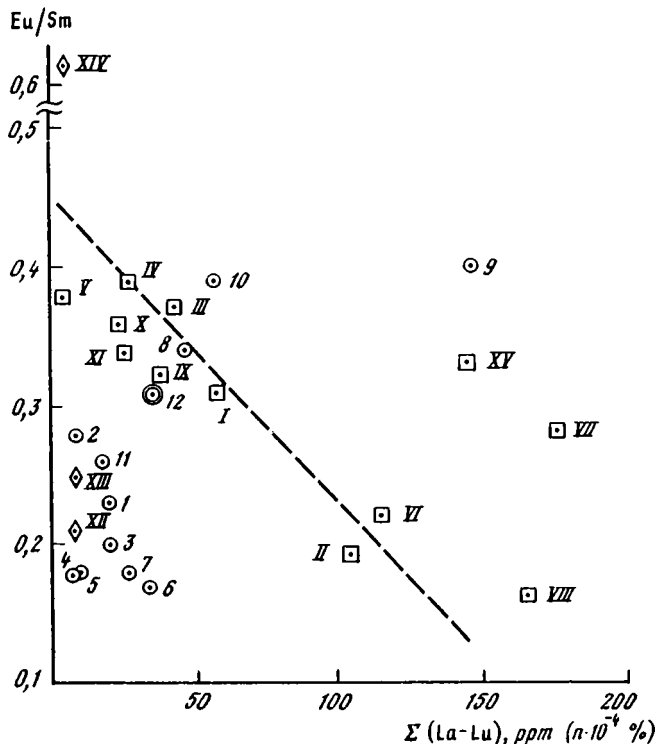
Еще отчетливее на данной диаграмме выступают соотношения толеитов СОХ и Красного моря и субщелочных базальтов континентальных рифтовых зон; Мп-гидротермальных осадков осевых зон океана, а также офиолитовых зон и гидротермально-осадочных Мп-руд Центрального Казахстана. В работе [12] показано, что фаменские субщелочные оливиновые базальты Каракенгирско-Жаильминско-Успенской рифтовой зоны по своим петро- и геохимическим характеристикам чрезвычайно близки субщелочным базальтам Афарского региона. Это позволяет предположить в них и близкие содержания РЗЭ. При таком допущении из диаграмм (см. фиг. 4–6) можно сделать вывод о связи рассматриваемых Мп-руд Казахстана и сопровождающих их базальтоидов как членов единой гидротермально-магматической ассоциации.

Однако на геохимическую характеристику этих руд наложила отпечаток не только глубина выплавления субщелочных базальтов, определяемая значительной мощностью земной коры, но и само прохождение базальтового расплава и сопровождающего его флюида через эту мощную кору. Вероятно, на этом пути (или в промежуточных камерах) происходят частичные выплавки корового материала, приводящие к образованию незначительно проявленных трахитов и обогащению флюида К, Pb, Zn, Ba, Tl и рядом других элементов.

Возможно, именно эти коровые промежуточные очаги послужили источником для Ва-полиметаллических руд второго этапа месторождений атасуйского типа.

В табл. 5 приведены содержания элементов платиновой группы (ЭГП), золота и серебра в марганцевых рудах каражальского типа. Из рассмотрения этих данных можно сделать следующие выводы.

Содержания ЭГП практически во всех изученных образцах меньше среднего



Фиг. 6. Соотношения Σ (La-Lu) и Eu/Sm в марганцевых рудах месторождений Центрального Казахстана и главных типах земной коры

содержания этих металлов в основных породах земной коры (Pt, $1 \cdot 10^{-5}\%$ [17]) и в осадках Мирового океана (Pt $3,5 \cdot 10^{-7}\%$ [2]). В металлоносных осадках и в Mn-Fe-оксигидроксидных корках океана, тесно ассоциирующих с подводным вулканизмом, например подводное плато Огасавара в Западной Пацифике, содержания Pt составляют $(0,19 - 0,76) \cdot 10^{-4}\%$ [60], а в массивных сульфидных рудах из района 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия отмечены концентрации до 1% [51]. Иными словами, одним из весьма богатых типов накоплений ЭГП являются отложения, продукты гидротермальной деятельности, ассоциирующей с основным, ультраосновным вулканизмом океанской коры [54]. Столь низкие содержания Pt и других ЭГП в рассматриваемых Mn-рудах согласуются с положением о связи описываемых месторождений с процессами, сопровождающими субщелочной континентальный базальтоидный вулканизм.

В отличие от платиноидов в Mn-рудах Центрального Казахстана наблюдается значительное обогащение Au и Ag (см. табл. 5). Если принять, что средняя концентрация в основных породах $Au = 1 \cdot 10^{-3}\%$, а $Ag = 1 \cdot 10^{-6}\%$ [17], то обсуждаемые руды обогащены этими металлами соответственно в среднем в 16 и 122 раза. Такое концентрирование Au и Ag значительно превосходит накопление этих металлов в Mn-Fe-оксигидроксидных фазах океана. Подобный характер распределения этих элементов может указывать на существенную роль пород верхней континентальной коры как одного из источников рудообразующих компонентов.

Таким образом, приведенные данные о распределении главных компонентов, рассеянных элементов и в особенности редких земель, платиноидов, золота и серебра (см. табл. 1-5) в фаменских марганцевых гидротермально-осадочных рудах Казахстана с определенностью свидетельствуют о том, что они явились

Содержания элементов платиновой группы, золота и серебра в марганцевых рудах месторождений Западный Каражал и Ушкатын III, п-10⁻⁴% (на воздушно-сухую навеску)

Номер образца	Ru	Au	Ag
1004-780	<0,004	0,018	14,22
1004-782	0,004	0,014	12,51
1040а-1340	<0,004	0,016	6,82
1040а-1210	0,007	0,013	17,06
1040а-1275	<0,004	0,013	21,04
1040а-1445	<0,004	0,012	19,91
9623-413,0	0,004	0,014	9,10
9623-428	<0,004	0,014	3,41
9623-697	0,004	0,020	5,12
9623-764	0,004	0,022	10,81
9623-781	0,007	0,018	14,78
Среднее (n = 11)	<0,004	0,012–0,022 (0,016)	3,41–21,04 (12,5)

Примечание. Описание образцов дано в примечании к табл. 2. Определения выполнялись в аналитической лаборатории ЦНИГРИ МГ СССР: золото и серебро – методами пробирно-атомно-эмиссионного, кинетического и атомно-абсорбционного анализов; платина, палладий и родий – пробирно-атомно-эмиссионным методом; осмий, рутений и иридий – кинетическим методом с применением церий-арсенидной индикаторной реакции. Во всех исследованных образцах Pt < 0,003; Pb < 0,0015; Rh < 0,002; Os < 0,004; Ir < 0,1.

продуктом деятельности гидротермально-магматических систем, возникших в процессе рифтогенеза, при деструкции континентальной коры, проявлении субщелочного базальтового вулканизма, сопровождавшегося щелочным (калиевым) метасоматозом.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Имеющаяся к настоящему времени информация о геохимии процессов образования Mn–Fe-оксигидроксидных и полиметаллических гидротермальных отложений в осевых зонах Мирового океана [40, 48, 63] в значительной мере способствовала формированию обоснованных представлений о процессах данного типа в палеобассейнах. Особенно ощутимый прогресс был достигнут в результате проведения прямых наблюдений и количественных измерений, оценки факторов, которые могут быть положены в основу генетической модели.

В современных океанских бассейнах гидротермальным флюидом является главным образом морская вода, которая в условиях гидротермальной системы под воздействием высоких температур и давления трансформируется в хлоридный раствор, отличающийся низкими значениями pH (3,0 – 3,5) и Eh, миллимолярными концентрациями H₂S, Fe и Mn. Такие растворы деплетированы Mg²⁺ и сульфат-ионом, перемененно обогащены относительно исходной морской водой, K и Ca, а также Li, Rb и Be. Ионная сила подобных растворов может меняться от 60 до 130% от величин, характерных для морской воды [48, 65]. При конвективной циркуляции таких агрессивных растворов в гидротермальной системе происходит селективное экстрагирование, выщелачивание из вмещающих, главным образом базальтовых пород Mn, Fe, Pb, Zn, Cu, As, PЗЭ и других компонентов.

В отличие от геологических, фациальных условий Мирового океана, формирование фаменских Mn- и Fe-руд Центрального Казахстана характеризовалось рядом специфических черт, присущих этому региону.

Гидротермальные процессы, с которыми связана железомарганцевая минерализация, развивались в Каракентгирско-Жаильминско-Успенском рифтогенном прогибе, образовавшемся в позднем девоне в результате деструкции континентальной коры Казахстана-Тянь-Шаньского эпикаледонского массива. Процессы рифтогенеза сопровождались наступлением, трансгрессией внутриконтинентального моря, локально проявленным субщелочным базальтовым вулканизмом.

Рассматриваемые месторождения Центрального Казахстана формировались в различных фациальных обстановках. Железомарганцевые руды каражальского типа отлагались в относительно глубоководных условиях фаменского моря, а руды джездинского типа – в прибрежно-континентальных обстановках пляжей, дельт, аллювиальных равнин. И хотя поставляемый гидротермальными источниками рудный материал отлагался в несколько различных физико-химических обстановках, минералого-геохимический состав руд месторождений обоих типов настолько близок, что позволяет говорить о единстве их источников. Характернейшей чертой геохимии фаменских марганцевых гидротермально-осадочных руд является повышенное содержание в них Pb, Ba, Tl, Ag, в определенной мере Au и очень низкие содержания ЭГП; для железных руд – высокие содержания Ge. Учитывая это, а также анализируя картину распределения РЗЭ, мы приходим к выводу, что в гидротермально-магматических системах – источниках рудного вещества – определяющая роль принадлежала субщелочным базальтам и сопровождающим их флюидам, которые при прохождении через мощную континентальную кору обогащались целым рядом элементов. Роль континентальной коры как источника рудных элементов особенно возрастает при образовании гидротермально-метасоматических барит-полиметаллических руд II стадии формирования месторождений атасуйского типа.

Металлогенический анализ показал [13], что максимальной рудоносностью характеризуется та часть Каракентгирско-Жаильминско-Успенской рифтовой системы, где она накладывается на раннедевонский краевой вулканический пояс (Атасуйский район). В пределах Жаильминского прогиба, с одной стороны, существовали условия, наиболее благоприятные для концентрации оруденения, а с другой – бурная предшествующая вулканическая деятельность, отмечавшаяся в пределах пояса с раннего девона по франкий век и характеризовавшаяся образованием большого числа коровых очагов, вероятно, отразилась на широком развитии явлений калиевого метасоматоза, сопровождавшего фаменский базальтовый вулканизм, и формировании наряду с железомарганцевыми месторождениями уникальных барит-полиметаллических месторождений.

ГЕОТЕТИЧЕСКИ РОДСТВЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Процессы фаменского рифтогенеза, с которым связано формирование марганцевых месторождений Казахстана, имели глобальный характер [14, 15]. Эпохи глобального континентального рифтинга сопровождали фазы общего перегрева Земли, следующие за объединением континентов в суперконтиненты, и в свою очередь предшествовали главной фазе раскрытия новых океанов в результате быстрой пропагации осей спрединга [33].

Плейстоцен-голоценовый рифтинг, приведший к образованию Восточно-Африканской рифтовой системы и рифта Красного моря, сопровождался формированием не только металлоносных осадков Красного моря, но и небольших железомарганцевых и барит-полиметаллических месторождений на континенте. При этом если процессы рудонакопления в глубоководных впадинах Красного моря [6–8] ближе к явлениям, происходящим в спрединговых зонах Мирового океана [40, 48, 63, 65], и сопровождаются излияниями низкокальциевых толеитов, то железомарганцевые и барит-полиметаллические месторождения [44, 46]

связаны с субщелочными базальтовыми комплексами. Геологические условия образования месторождений на континенте, а также их геохимические характеристики во многом сходны с таковыми для месторождений джездинского типа Казахстана.

Развитие Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса при переходе от межконтинентальной рифтовой зоны Калифорнийского залива на Северо-Американский континент привело к образованию широкой, веерообразно раскрывающейся к северу Провинции бассейнов и хребтов, выраженной многочисленными чередующимися узкими грабенами, горстами и односторонне наклонными блоками [30]. В южной части Провинции в миоцене среди осадочных и вулканических пород сформировались генетически родственные фаменским Мп-месторождениям джездинского типа Казахстана стратиформные залежи Мп-руд (запасы > 7 млн. т), локализованные в двух районах: 1) Три Кидс-Вирджин Ривер, Южная Невада; 2) Артиллерии Маунтинс в западной части Центральной Аризоны [52]. Мп-минерализация локализована в озерных, аллювиальных и речных отложениях и известняках. В месторождениях Южной Невады Мп-руды представлены тодорокитом и коронадитом, а Центральной Аризоны – коронадитом-голландитом и криптомеланом, отличающимися высокими концентрациями Pb (до 14%), Ba (до 5%), As (до 0,5%) и U (до 40-10⁻⁴%). Условия залегания, состав и структурные характеристики Мп-залежей указывают на то, что марганец осаждался из относительно низкотемпературных гидротермальных растворов на контакте с неконсолидированными обломочными осадками на дне или под дном стратифицированных соленых озер. Исходные значения ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr (0,71005–0,71666) для вмещающих эвапоритов и известняков согласуются с озерными обстановками. Pb-изотопные отношения в Мп-рудах, по мнению указанных авторов, свидетельствуют о том, что источником Мп и других металлов были протерозойские и мезозойские породы фундамента. Процессы растяжения, вулканизм и марганцевая минерализация были одновременны. Близость поверхностей детачмента к магматическим камерам активного вулканизма приводит к развитию больших гидротермальных конвективных ячеек. Разломы, обрамляющие бассейны растяжения, могли служить подводными каналами для пополнения водами соляного бассейна и циркуляционными путями для поступления разгружающихся гидротермальных растворов.

Частным случаем начавшегося в триасе грандиозного процесса рифтогенеза, приведшего в итоге к возникновению центральной части будущего Атлантического океана, было образование мезозойской рифтовой структуры на территории Высокого Атласа [31, 58]. В пределах этой структуры сформировалась большая группа гидротермально(вулканогенно)-осадочных месторождений юрского и мелового возраста [56].

Если условно снять наложенный характер гипергенных, карстовых процессов и ограничиться в рамках дискуссий о генезисе [61] анализом фактических данных, то первичные соотношения Мп-оксидных руд в районе месторождений Имини (Imini) Таздром (Tasdremt) сеномана – турона Марокко позволяют сопоставлять их с гидротермальной минерализацией джездинского типа [9, 56, 57]. В обоих регионах марганцевые руды обогащены Pb (до 3,3%), Ba (до 4,5%), Zn (до 0,1755%), Y (до 0,085%) и другими тяжелыми металлами, которые присутствуют в форме коронадита, голландита и иных оксидных минералов. Марганцевая и полиметаллическая гидротермальная минерализация развита также в виде мелких месторождений, рудопроявлений в нижележащих отложениях лейаса и в вулканогенно-осадочных образованиях порфиrowого ряда складчатого докембрийского фундамента этого региона.

Глобально проявленный фаменский рифтогенез в Южном Китае и Северном Вьетнаме обусловил образование марганцевых и сопутствующих им полиметал-

лических месторождений. Гидротермально-осадочные марганцевые месторождения приурочены к сети рифтогенных прогибов, расположенных у южного края Южно-Китайской метаплатформы в основном на посткаледонском складчатом основании. На месторождении Шалей (Xialei) марганцевые руды, представленные родонитом, родохрозитом, манганокальцитом и другими минералами, содержат повышенные количества Cu, Pb, Zn, Ag, Co, Ni [66, 67]. В рудах отмечен германит. Содержание РЗЭ в рудах коррелирует с содержанием Mn. Величины содержаний и картина распределения РЗЭ, нормированная по хондриту, та же, что и у бентонитовых отложений, что может быть интерпретировано как указание на принадлежность источника к верхней коре. Изотопия S, C говорит об эндогенном источнике рудных элементов. Вмещающие рудные пласты отложения фаменского яруса представлены карбонатно-пиритово-кремнистыми породами, ленточными известняками, глинисто-кремнистыми и кремнистыми породами. Одновозрастными вулканогенными породами являются трахиты, базальты и их туфы. Специфическая особенность описываемой группы гидротермально-осадочных железомарганцевых и стратиформных полиметаллических месторождений Южного Китая заключается в присутствии среди них месторождений Sb и Sn. Характерно, что кроме фаменской марганцеворудной эпохи здесь четко устанавливаются синийская, пермская и триасовая эпохи преимущественно осадочного марганценакопления.

Достаточно трудно говорить о процессах рифтогенеза в раннем протерозое, однако можно констатировать, что по данным, приведенным в работе [42], в конце времени формирования трансваальской супергруппы (группа постмасбург) на границе платформы (Каапвальский кратон) и обрамляющего ее с запада бассейна вследствие тектонической активизации происходят значительные излияния базальтов и формирование марганцевых месторождений. Это грандиозные в истории Земли накопления марганцевых руд в формации Хатазель, месторождение Калахари (район Грикваленд Вест, Капская провинция, Южная Африка). Если принять, что в рудах провинции Калахари сконцентрировано 5026,3 млн. т Mn [47, 49], то это количество составит 78,8% мировых запасов марганцевых руд на суше от архея до голоцена. Марганцевые залежи этого района переслаиваются с железорудными и сменяются вверх по разрезу доломитами. Mn-рудноносные отложения аккумуляровались в бассейне, поставка рудных компонентов в который осуществлялась главным образом гидротермальными источниками, ассоциирующими с мощной серией пиллоу-лав. Mn-руды представлены браунитом, кутнагоритом и марганцевым кальцитом [41, 43]. Несмотря на отмеченные выше колоссальные масштабы накопления марганцевых руд, тем не менее значительная часть Mn, поставлявшегося гидротермами в этот раннепротерозойский бассейн седиментации, в весьма ограниченной мере связывалась в низковалентные (браунитовые) оксиды и диагенетические карбонатные руды, рассеиваясь в водной толще, поскольку содержание кислорода в атмосфере того времени составляло примерно одну сотую часть современного значения.

Изложенный материал показывает, что крупнейшие вулканогенно-осадочные марганцевые месторождения на континентах возникли в результате деструкции консолидированной земной коры, связанной главным образом с процессами рифтогенеза. Если говорить о месторождениях-индикаторах [37] при анализе металлогении рифтовых зон, то описанные железомарганцевые месторождения с их характерными геохимическими особенностями, часто сопровождаемые барит-полиметаллической минерализацией, с уверенностью могут рассматриваться в качестве индикаторов подобного геодинамического режима.

Фаменские железомарганцевые руды Центрального Казахстана связаны с гидротермально-осадочными процессами, которые развивались в рифтогенном Каракенгирско-Жаильминско-Успенском прогибе, возникшем в результате деструкции эпикаледонского Казахстанско-Тянь-Шаньского срединного массива. Процессы рифтогенеза сопровождались трансгрессией внутриконтинентального моря и субщелочным базальтовым вулканизмом. Накапливавшиеся в оксигидроксидной форме Mn- и Fe-руды месторождений каражальского типа отлагались в сравнительно глубоководных обстановках фаменского моря, тогда как аккумуляция подобных руд джездинского типа происходила в обстановках прибрежного мелководья и дельтовых аллювиальных равнин.

Общая геохимическая характеристика марганцевых руд Казахстана, как производных гидротермально-магматических систем позволяет предполагать, что состав этих систем определялся, с одной стороны, глубиной выплавления субщелочных базальтов, которая наряду с другими фактами зависела от значительной мощности континентальной коры, и, с другой, — прохождением базальтового расплава и сопровождающего его флюида через эту мощную кору. Вероятно, на этом пути (или в промежуточных очагах) происходят выплавки корового материала, приведшего к образованию незначительно проявленных трахитов и обогащению флюида K, Pb, Zn, Ba, Ag, Tl (частично Au) и рядом других элементов. Возможно, именно эти промежуточные очаги послужили источником для Ba-полиметаллических руд второго этапа на месторождениях атасуйского типа. Поэтому, очевидно, наибольшей рудоносностью отличаются те районы рифтовой системы, которые были наложены на раннедевонский краевой вулканический пояс.

В геологической истории формирование марганцевых руд данного типа регистрируется с раннего протерозоя до голоцена.

Список литературы

1. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985. 191 с.
2. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана: М.: Наука, 1986. 328 с.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
4. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981.
5. Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 11–32.
6. Бутузова Г.Ю. О связи гидротермального рудообразования с тектоникой, магматизмом и историей развития рифтовой зоны Красного моря // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 3–19.
7. Бутузова Г.Ю., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 4. С. 21–35.
8. Бутузова Г.Ю., Морозов А.А., Дриц В.А., Горшков А.И. Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 17–30.
9. Варенцов И.М. О главнейших марганценосных формациях // И.М. Варенцов и Л.Н. Формозова. Осадочные руды железа и марганца. М., Изд-во АН СССР, 1962. С. 119–173 (Тр. ГИН. Вып. 70).
10. Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И., Андреев Ю.К. Mn — Fe-корки Атлантики: Геохимия редких земель и аспекты генезиса, подводная гора Крылова // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 24–36.
11. Васюков Ю.А., Веймарн А.Б., Капсамун В.И., Гидаспов А.Д. Фаменские вулканиты Западно-Каражальского рудного поля и некоторые вопросы его структуры // Геология рудных месторождений. 1980. № 5. С. 53–64.

12. Веймарн А.Б. Фаменский вулканизм как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: ГЫЛЫМ (Наука), 1991. С. 203–211.
13. Веймарн А.Б., Бузмаков Е.И., Рожнов А.А., Шибрик В.И. Фаменская марганцерудная эпоха в Казахстане // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 81–90.
14. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Статья 1 // БМОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 34–47.
15. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Статья 2 // БМОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 9–23.
16. Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петренко А.З. О гидротермально-осадочном происхождении марганцевого оруденения в красноцветных девонских образованиях запада Центрального Казахстана // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 2. С. 424–426.
17. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 255–271.
18. Воскресенская Н.Т. Геохимия таллия и германия в марганцевых месторождениях разного генезиса // Геохимия, 1976. № 6. С. 896–905.
19. Воскресенская Н.Т., Веймарн А.Б., Виноградова Н.А. Таллий и германий в марганцевых и железных рудах месторождений джездинского типа (Центр. Казахстан) // Геохимия. 1975. № 1. С. 61–66.
20. Воскресенская Н.Т., Соболева Л.Г. Еще раз о таллии в марганцевых рудах // Геохимия. 1961. № 3. С. 276–278.
21. Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. Полезные ископаемые. Кн. 1 / Под ред. Орлова И.В. М.: Недра, 1989. 541 с.
22. Григорьев В.М. Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М.: Недра, 1971. 152 с.
23. Зайцев Ю.А., Голубовский В.А., Петренко А.З., Марьенко Ю.И. Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских образованиях запада Центрального Казахстана // Вестн. МГУ. Геология. № 2. 1967. С. 68–89.
24. Калинин В.В. Джездинский тип марганцевых и железомарганцевых месторождений западной части Центрального Казахстана // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. С. 113–153.
25. Калинин В.В. Комплексные железомарганцевые и цинк-свинцево-баритовые руды месторождений Ушкатынской группы (Центральный Казахстан) // Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения. М.: Наука, 1985. С. 5–64.
26. Лазур О.Г. Марганцеворудное накопление в верхнедевонской красноцветной молассе (месторождение Жаксы-Котр, западная часть Центрального Казахстана) // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 184–191.
27. Лазур О.Г., Лазур Ю.М. Марганцевое месторождение Жаксы-Котр // Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М.: Наука, 1978. 159 с.
28. Лебедев В.И. К геохимии таллия (закономерности его изоморфизма) // Геохимия. 1970. № 1. С. 76–81.
29. Максимов А.А. Германий в железомарганцевых месторождениях Центрального Казахстана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 1. С. 54–60.
30. Милановский Е.Е. Рифтозая зона Рио-Гранде в Северной Америке и ее тектоническая позиция // БМОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 3–17.
31. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
32. Митряева Н.М. Минералогия баритово-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1974. 219 с.
33. Никишин А.М., Хаин В.Е. О характере изменений суммарной длины срединно-океанических хребтов в ходе геологической истории Земли // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 157–161.
34. Рожнов А.А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения в западной части Джайлыминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 311–324.
35. Рожнов А.А., Середа В.Я., Бузмаков Е.И. и др. Марганцеворудная база в Центральном Казахстане // Разведка и охрана недр. 1985. № 8. С. 16–22.
36. Смольянинова В.Н. Геологическое строение и вещественный состав верхнедевонских марганцевых и железомарганцевых месторождений Джезказган-Улутауского района

(Центральный Казахстан) // Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения. М.: Наука, 1985. С. 65–115.

37. Щеглов А.Д. К металлогении рифтовых зон // Геология рудных месторождений. 1989. № 1. С. 13–25.
38. Шерба Г.Н., Муканов К.М., Митряева Н.М. Рудообразование в месторождениях Атасуйского типа // Изв. АН КазССР. Геология. 1979. № 3. С. 1–10.
39. Юшко С.А., Лазур Ю.М. Минеральные ассоциации марганцевого месторождения Жаксы-Котр (Центральный Казахстан) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 79–84.
40. Barrett T.J., Jarvis I., Longstaffe F.J., Farquhar R. Geochemical aspects of hydrothermal sediments in the Eastern Pacific Ocean: An Update // Canad. Mineralogist. 1988. V. 26. P. 841–858.
41. Beukes N.J. Palaeoenvironmental setting of iron-formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup South Africa // Iron-formation: Facts and problems / Eds Trendall A.F., Morris R.C. Amsterdam: et al.: Elsevier Publ. Co., 1983. P. 130–209.
42. Beukes N.J. The Transvaal sequence in Griqualand West // Mineral Deposits of Southern Africa. V. I–II / Eds Anhaeusser C.R., Maske E. Johannesburg: Geol. Soc. S. Africa, 1986. P. 819–828.
43. Beukes N.J. Sedimentological and geochemical relationships between carbonate, iron-formation and manganese deposits in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa // 28-th Internat. Geol. Congr. Abstracts. V.I. Wash., D.C. USA. 1989. P. 1–143.
44. Bonatti E., Fisher D.E., Joensuu O. et al. Iron-manganese-barium deposit from the northern Afar Rift (Ethiopia) // Econ. Geol. 1972. V. 67. P. 717–730.
45. Bonatti E., Zerbi M., Kay R. et al. Metalliferous deposits from the Appenineophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers // Bull. Geol. Soc. America. 1976. V. 87. P. 83–94.
46. Degens E.T. Hydrothermal origin of metals in some East African rift lakes // Mineral. Deposit. 1973. V. 8. P. 388–404.
47. De Young J.H., Sutphin D.M., Cannon W.F. International Strategic mineral inventory summery report – manganese // U.S. Geol. Circ. 1984. 930-A 22 p.
48. Edmond J.M., Von Damm K.L., Bowers T.S. The chemistry of submarine ore-forming-solutions / Eds Teleki P.G., Dobson M.R., Moore J.R., von Stackelberg U. // Marine Minerals. Advances in research and resource assesement, Dordrecht, Boston e.a.: Reidel A., Publ. Co., 1987. P. 339–347.
49. Glasby G.P. Manganese deposits through geological time: dominance of the post-Eocene deep-sea environment // Ore Geol. Rev. 1988. V. 4. P. 135–144.
50. Haskin M.A., Haskin L. A. Rare Earths in European shales: A redetermination // Science. 1966. V. 154. N 3748. P. 507–509.
51. Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J.L. et al. Sulfide deposits from the East Pacific Rise Near 21° N // Science. 1980. V. 207. P. 1433–1444.
52. Koski R.A., Hein J.H., Bouse R.M. Stratigraphy and geochemical characteristics of Tertiary sediment-hosted Mn-oxide deposits in the Southwestern United States: Implications for genesis // 28-th Internat. Geol. Congr. V. 2. Wash.: D.C. USA, 1989. P. 215–216.
53. Migdisov A.A., Gradosov B.P., Bredanov N.V. et al. Major and minor elements in hydrothermal and pelagic sediments of the Galapagos mounds area, Leg 70, Deep-Sea Drilling Project // Honnorez J., van Herzen R.P. et al. Initial Reports DSDP. V. 70. Wash.: US. Govt. Printing office, 1983. P. 277–295.
54. Mountain B.W., Wood S.A. Chemical control on solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: A thermodynamic approach // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 492–510.
55. Ottonello G., Piccardo G.B., Jaron J.L., Treuil M. Evolution of the upper mantle under the Assab region: suggestions from petrology and geochemistry of tectonic ultramafic xenoliths and host basaltic lavas // Geol. Rundschau. 1978. B. 67. Hf. 2. S. 547–575.
56. Pouit G. La concentration de manganèse le l'Imini (Maroc), peut elle être d'origine karstique // C.r. Somm. Soc. geol. France, 1976. P. 227–229.
57. Pouit G., Jouravsky G. Présence de filon de manganèse d'âge post-Triassique ou post-Céno-manien dans la région de l'Imini: Notes // Men. Serv. geol. 1960. V. 19. P. 61–67.
58. Stets J., Würster R. Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko // Geol. Rundschau. B. 70. H. 3. 1982. S. 801–841.
59. Taylor S.R., MacLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. L.: Blackwell, 1985. 312 p.
60. Terashina S., Usui A., Nakao S., Mita N. Platinum abundance in the ocean-floor ferromanganese crusts and nodules // Marine Mining. 1988. V. 7. N 3. P. 209–218.

61. *Thein J.* Paleogeography and geochemistry of the "Cenomano-Turonian" formations in the Manganese District of Imini (Morocco) and their relation to ore deposition // *Ore Geol. Revs.* 1990. V. 5. P. 257-291.
62. *Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth crust // *Bull. Geol. Soc. America.* 1961. V. 72. N 2. P. 175-192.
63. *Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A. et al.* Hydrothermal deposits of the Galapagos Rift Zone, Leg. 70: Mineralogy and geochemistry of major components // *Honnorez J., von Herzen R.P. et al.* Initial Reports of the DSDP V. 70. Wash.: U.S. Govt. Printing Office, 1983. P. 235-268.
64. *Varentsov J.M., Drits V.A., Gorshkov A.I.* Rear earth element indicators of Mn-Fe oxyhydroxide crust formation on Krylov Seamount, Eastern Atlantic // *Marine Geol.* 1991. V. 96. P. 71-84.
65. *Von Damm K.L., Edmond J.M., Measures C.I. et al.* Chemistry of submarine hydrothermal solution at 21°N, East Pacific Rise // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1985. V. 49. P. 2197-2220.
66. *Wang Jinbang.* The main geological characteristics of Xialei volcanic-sedimentary type carbonate facies manganese deposit in Guangxi // *Internat. symp. on sedimentology related to mineral deposits. Abstracts.* July 30 - August 4. 1988. Beijing (China). P. 272-273.
67. *Zang Xieishon.* Discussion on the genesis of Xialei manganese ore deposit in Daxin county, Guangxi // *Internat. Sympos. Sediment. Related to Mineral Deposits. Abstracts.* July 40-August 4. 1988. Beijing (China). P. 364-365.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
10.I.1992

УДК 552.5:551.735(571.5)

© 1993 Япаскурт О.В., Довыденко Г.М., Золотарев Д.А.,
Косоруков В.Л.

ПОСТРИФТОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ПЕРИОДА В СЕВЕРНОМ ВЕРХОЯНЬЕ

Приведены принципиально новые сведения о строении и генетических особенностях отложений карбона в Орулганской структурно-фациальной зоне Северного Верхоянья. На их основе предлагается модель эволюции морского бассейна седиментации в специфических условиях смены геотектонических режимов: рифтингового миогеосинклинальным. Акцентируется внимание на необходимости дальнейшей конкретизации литологических индикаторных признаков раннегеосинклинальной палеогеодинамики. Затрагиваются общие проблемы эволюции седиментогенеза в геологической истории.

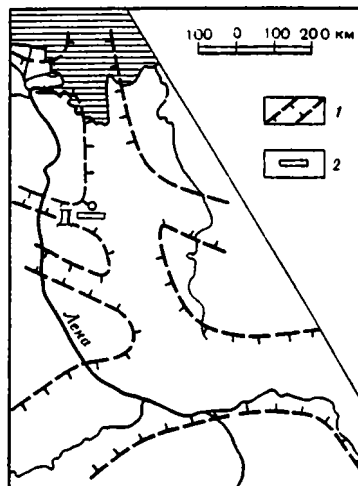
Новейшие результаты геологических исследований Верхоянно-Колымской складчатой системы дали веские доводы в пользу представлений о том, что существовавший на ее месте в позднем палеозое и мезозое осадочный бассейн с миогеосинклинальным режимом тектонического развития был сформирован на активизированной платформенной окраине [29, 30, 39]. Начало его заложения датируется серединой визейского века [7, 12]. Предыстория охватывает длительные периоды деструктивных преобразований континентальной коры Северо-Азиатского кратона, осуществлявшихся посредством многоэтапного рифтинга в рифее, венде и среднем палеозое [5, 9, 14, 16, 17, 34, 44].

Наше внимание привлекли к себе геологические события, происходившие непосредственно вслед за сменой рифтового тектонического режима миогеосинклинальным, т.е. в течение каменноугольного периода. Вопросы о том, каким образом столь контрастные изменения геодинамических обстановок в едином осадочном бассейне находили свое отражение в специфике условий и процессов седиментогенеза, представляются актуальными и во многом еще не раскрытыми. Их уяснение представит интерес прежде всего для конкретизации литологических индикаторных признаков раннегеосинклинальной палеогеодинамики. Кроме того, оно важно и для уточнения региональных сведений относительно эволюции домезозойского седиментогенеза в Верхоянье: ныне информация о палеогеографии каменноугольного периода этого региона [4, 7, 8] носит отрывочный характер по сравнению с данными о последующих эпохах. Кроме того, разработка этой темы может иметь прикладное практическое значение, так как здесь некоторые отложения среднего и позднего палеозоя рудоносны [2, 5] и фациальный контроль минерализации в них может быть определенным образом конкретизирован.

Стратиграфия рассматриваемых отложений была разработана к началу 70-х годов в Северном Верхоянье А.С. Каширцевым, а также И.М. Битерманом, А.А. Межвилком, Л.А. Мусалитиным, Р.В. Соломиной, А.А. Наумовым и др. [7, 11–13, 23, 25, 36–38], в Южном Верхоянье – Б.С. Абрамовым [1]. Созданные ими схемы членения толщи пород на свиты и подсвиты используются ныне при региональном геологическом картировании [32, 33]. Они же принимаются нами за основу при литолого-фациальных построениях. При этом мы отдаем себе

Фиг. 1. Схема расположения средне-палеозойских палеорифтовых зон в фундаменте миогеосинклинального комплекса ([5, 9, 16, 17, 47] с упрощениями).

1 — границы палеорифтов; 2 — участок разреза по р. Согуру-Уэль-Сиктях; кружком указано местоположение верховьев р. Улахан-Унгуохтах; Д — Джарджанская ЛПС



отчет в остающихся нерешенными проблемах возрастных привязок отдельных свит, о чем писали некоторые из вышеупомянутых геологов. Так, например, несколько расплывчатыми представляются границы между девонем и карбоном, карбоном и пермью в зависимости от того, какую группу ископаемых остатков фауны принять основополагающей для их датировок [12]. Известная неопределенность существует и в расчленении отложений среднего и верхнего отделов каменноугольной системы [12, 18]. Тем не менее местные литостратиграфические подразделения поддаются непрерывному прослеживанию на десятки и сотни километров по простиранию, что позволяет довольно уверенно воссоздать путем литолого-фациального анализа схему геологических событий в пространстве и во времени безотносительно к абсолютным возрастным датировкам. А потому оставшиеся открытыми проблемы стратиграфии не препятствуют решению упомянутой выше задачи. Сложности в этом деле связаны лишь с тем, что выходы пород карбона и девона сосредоточены в труднодоступных местах.

Авторы в течение ряда лет имели возможность досконально изучать их на площадях Хараулахского и Орулганского хребтов, особенно подробно между верховьями правых притоков р. Лены — рек Джарджан (на юге) и Улахан-Унгуохтах (на севере). В 1991 г. было детально исследовано пересечение вкрест простирания выходов пород карбона по широтной долине ближайшей к Джарджану реки Согуру-Уэль-Сиктях (фиг. 1). Прежде нами совместно с Л.П. Пичугиным исследовались отложения, развитые в верховьях р. Улахан-Унгуохтах и в еще более северных районах [45]. Собранные при этом материалы послужат стержневой частью нашего сообщения, поскольку они содержат принципиально новые сведения о палеозойском седиментогенезе. Дополняющие их сведения привлекаются из научной литературы.

ОЧЕРК ПРЕДЫСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ИССЛЕДУЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На месте позднепалеозойско-раннемезозойского миогеосинклинального прогиба в Верхоянье и его ближайшем обрамлении в девонском периоде существовала система грабенообразных линейных платформенных структур (ЛПС), унаследовавших в свою очередь систему позднедокембрийских прогибов рифтового типа [16, 17, 21, 44]. Эти структуры простирались субширотно (низовья

р. Виллой), длгогтно (на месте современных хребтов Орулган и Сетте-Дабан) и диагонально (это, в частности, Джарджанская ЛПС рассматриваемого участка, протягивавшаяся от междуречья Джарджан и Унгуохтах к северо-западу, переходя в Кютюнгдинский грабен Лено-Оленекского междуречья). Они выполнены пестроцветными терригенно-карбонатно-эвапоритовыми и вулканогенно-осадочными отложениями с покровами базальтов. Новейшие их исследования позволили М.Д. Булгаковой и И.И. Колодезникову [5] дать нижеследующие заключения.

Во-первых, все девонские ЛПС заполнялись осадками преимущественно мелководных морей и лагун, принадлежавших акватории единого бассейна. Это было обосновано наличием синхронных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации в территориально разобщенных разрезах.

Во-вторых, по существу новыми являются: тезис о возникновении раздвиговых систем в среднем палеозое (а не в позднем, как считалось общепризнанным прежде), а также вывод о латеральной последовательной миграции раздвиговых структур в направлении от восточных окраин Сибирского континента на запад. "Так в раннем девоне сформировалось Колымо-Алазейская раздвиговая система, отчленившая Алазейский блок от Колымского микроконтинента. В фаменском веке закладывается (возрождается?) Яно-Индибирская раздвиговая система, на длительное время (поздний палеозой – мезозой) определившая восточную границу Сибирского континента, положение его континентального склона. Завершается этот ряд образованием на месте Верхоянской рифтовой системы визейского глубоководного прогиба..." [5, с. 191–192].

К вопросу о "глубоководности" упомянутого прогиба мы вернемся ниже. А здесь обратим внимание на еще одну особенность строения осадочного заполнения ЛПС в девоне: отсутствие сколько-нибудь существенных подводно-дельтовых выносов кластического вещества. Вместо них там местами находятся отложения с признаками пролювиальных накоплений эпизодическими водотоками.

Как известно, климат девонского периода в данном регионе был аридным, а первые ясные признаки его гумидизации приходятся на намюрский век [8]. Все это позволило сделать выводы о том, что на воздымавшейся над ЛПС суше в девоне еще не было разработанных речных систем. Но последние уже начали зарождаться на территории Анабарской суши на рубеже между девонским и каменноугольным периодами. И одно из первых проявлений этого процесса можно отметить в вышеупомянутой Джарджанской ЛПС, где косослоистые текстуры аллювиального типа были описаны [5] в верхах разреза артыганской свиты, возраст которой условно принимается верхнедевонско-нижнетурнейским [37]. Эта свита подстилается пачкой сульфатных пород атырканской свиты, в которой среди линз доломитизированных известняков известна находка коралла эйфельского возраста. В свою очередь артыганская свита согласно перекрыта агауканской терригенной с остатками фауны верхов турнейского, визейского и серпуховского ярусов [38]. В еще более молодых свитах (былькатской, сетачанской и др.), как увидим далее, первичные признаки подводно-дельтовых накоплений становятся характерными для многих литологических типов.

Следовательно, в междуречье низовьев современных рек Джарджан и Улахан-Унгуохтах уже в самом начале карбона стали появляться подводные дельты, которые впоследствии получили массовое развитие в составе позднепалеозойских и мезозойских формаций верхоянского миогеосинклинального комплекса [2, 10, 24, 28, 45].

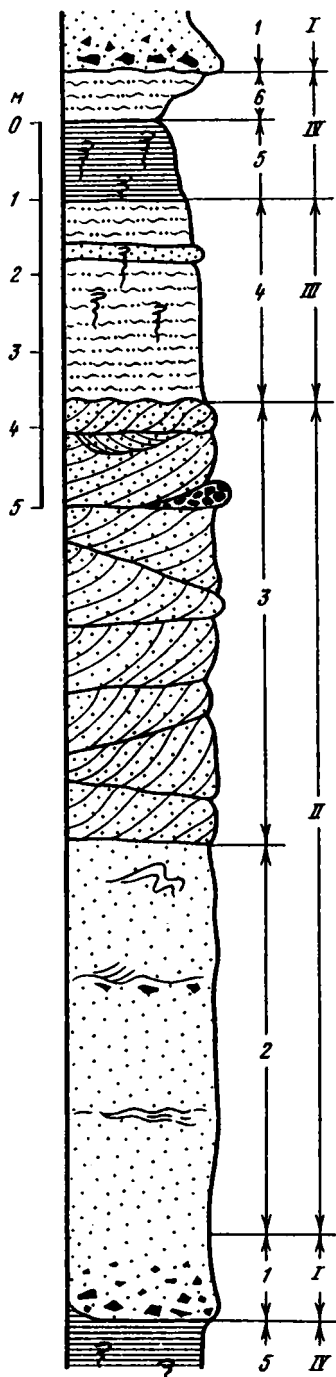
Для примера рассмотрим результаты литолого-фациального анализа, выполненного нами при описании разрезов в долине р. Согуру-Уэль-Сиктях, вскрывающей выходы пород карбона вкrest их простирания (см. фиг. 1). Здесь они залегают полого, будучи смяты в коробчатые складки шириной в 10–35 км с наклоном слоев на крыльях от 10–15 до 30–40°, а в осевых частях – практически горизонтально. Их залегание осложнено системами долготных и диагональных разломов и зон интенсивного кливажирования.

Видимые низы этого разреза обнажены в ядре одной из антиклиналей, вскрытом средней частью русла р. Согуру-Уэль-Сиктях и ее правыми притоками. Они датируются сетачанской свитой среднего отдела каменноугольной системы, стратотип которой был описан в 1966 г. Л.А. Мусалитиным и Р.В. Соломиной [23, 36] на находящемся в 160 км южнее нашего пересечения руч. Сетачан бассейна р. Нимингде. Там были зафиксированы следующие остатки флоры: *Angarodendron obrutschewii* Zal., *A. zaleskyi* Radcz., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh) Zal. [38].

В 50 км западнее нашего пересечения, в бассейне р. Уэль-Сиктях, в составе этой же свиты отмечены пропластки каменного угля [7], в разрезах более юго-восточных участков учащаются находки морской фауны, прежде всего брахиопод, редко – аммонитов.

По аммоноидеям данная свита отнесена к зоне *Branneroceras–Gastricoceras* башкирского яруса. Она же согласно подстилается песчаниками с пропластками углистых алевролитов и аргиллитов былыкатской свиты, датируемой по остаткам флоры серпуховским ярусом [38].

Небольшой фрагмент верхней части разреза сетачанской свиты на р. Согуру-Уэль-Сиктях показан на фиг. 2. Это один из многократно повторяющихся в ней ритмов. Его строение подобно одному из типовых разрезов палеodelьтового рукава, описанного Г. Келлингем и Г.Т. Джорджаном на примере каменноугольных отложений юго-западного Уэльса [26, т. 1]. Каждый такой ритм мощностью от первых метров до 15 м начинается грубо- или крупнозернистыми песчаниками беспорядочной текстуры с очень характерными разноориентированными включениями черных древесных и брекчиевых частиц аргиллитового (изначально глинистого) состава, соответствующего составу подстилающего субстрата. Последние имеют очень своеобразную форму: с одной стороны остроугольную, а с другой – закругленную. Некоторые из них вторично деформированы, следовательно, они представляли собой во время осадконакопления не литифицированное вещество, а обрывки пастообразной массы еще не успевшего затвердеть осадка. Это одна из характерных особенностей, присущая накоплениям мощного потока в прибортовых и центральных частях промоины в подводной дельте. Выше песчаники становятся неяснослоистыми с признаками внутрислоевых размывов и деформаций неуплотненных осадков, а затем в них появляются отчетливые признаки крупной косой однонаправленной сходящейся слоистости потокового типа с мощностями серий слоев от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Постепенно слоистость становится разнонаправленной. В самых верхах ритма эти песчаники сменяются мелко- и тонкозернистыми, алевролитистыми разностями, плохо отсортированными, со слабо выраженными проявлениями ряби течения, со следами биотурбирования осадка илоедами; такие признаки характеризуют ослабления интенсивностей потоков. Выше их залегают темно-серые, до черных алевролитистые аргиллиты, насыщенные послойно рассеянным гумусовым органическим веществом – растительным атритом, с пологоволнистой мелкой сплошной либо прерывистой слоистостью, отпечат-



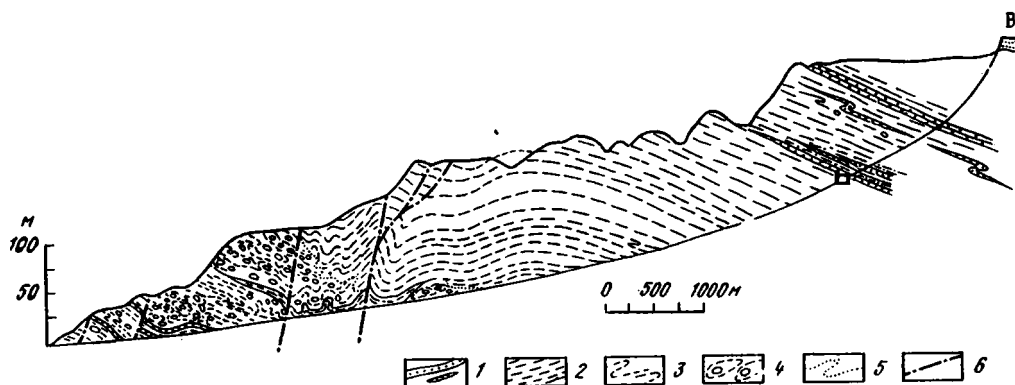
Фиг. 2. Разрез одного из ритмов сета-чанской свиты (цифрами обозначены: литотипы (1–6) и их генетическая интерпретация (I–IV))

1–3 – песчаники от грубо- до среднезернистых (1 – массивные, с щебнем и древесной подстилающих пород, 2 – неяснослоистые, со следами размывов и деформаций неуплотненного осадка, 3 – с крупной косой, срезающейся однонаправленной, внизу, и разнонаправленной, вверху, слоистостью, иногда с линзами гравелитов); 4 – алевритистые тонкозернистые слюдистые песчаники, со знаками ряби течения, биотурбированные; 5 – ленточно-слоистые аргиллиты и алевролиты, насыщенные углистым атритом, биотурбированные; 6 – алевропесчаники с комковатой отдельностью; I–III – осадки заполнения канала промыва (I – на начальном, эрозионном этапе, II – на главном этапе, когда признаки размывов обусловлены частыми паводками, а косая слоистость – миграцией баров, III – в период отмирания); IV – отложения западин между барами

ками рьяи течения, иногда с вихреподобными микротекстурными взмучиваниями осадка. Структурно-текстурные их особенности похожи на типоморфные признаки пойменных осадков, отличаясь от последних отсутствием ясно выраженных остатков корневой системы и обильными следами биотурбирования. Вероятнее всего, это отложения лагун или западин между аккумулятивными накоплениями дельты. Они находятся в тесном парагенетическом единстве с перечисленными выше образованиями этих тел, образуя с ними многопорядковое чередование, с повторением через 10–15 м (см. фиг. 2).

Подобная этой ритмичность могла возникнуть вследствие скачкообразного перемещения заполнявшихся наиболее крупнозернистым материалом рукавов-промоин подводной дельты на фоне погружения дна бассейна.

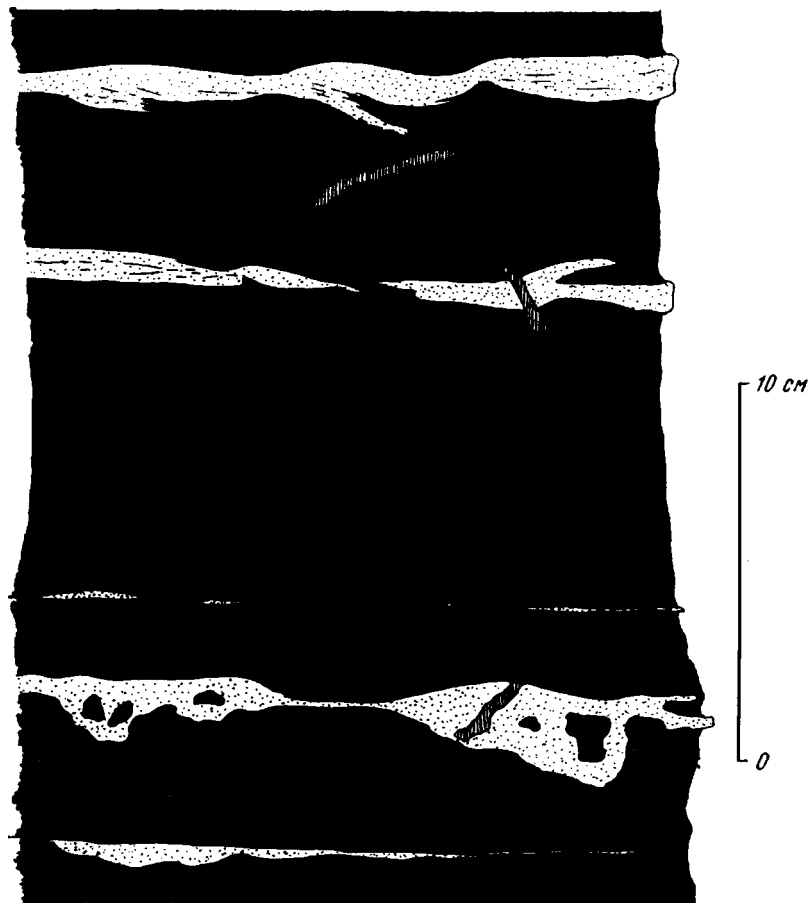
Дополнительной аргументацией палеodelьтовой природы для вышеописанных образований является их положение в общем фациальном ряду синхронных толщ, а также соотношения с ниже- и вышележащими комплексами пород. Как известно, западнее рассмотренного участка (в бассейне р. Уэль-Сиктях) в составе сетачанской и былкатской свит преобладают отложения прибрежной аллювиальной равнины с пропластками каменного угля, а юго-восточнее – отложения с включениями брахиопод и другой морской фауны (см. выше). Промежуточное нахождение подводной дельты вполне закономерно. Так же закономерно положение дельтовых образований и в вертикальном ряду фаций. Нижележащий комплекс пород девона-позднего карбона сложен терригенно-карбонатными накоплениями мелководного шельфа и морского побережья, а вышележащие толщи юпенчинской свиты – преимущественно генетическими типами более глубоководных морских обстановок, что отражает трансгрессивную направленность развития бассейна седиментации в течение упомянутого интервала времени.



Фиг. 3. Фрагмент разреза сиадерской свиты на северном берегу левой ветви истока р. Согуру-Уэль-Сиктях

1 – пласты и линзы песчаников; 2 – преобладающие алевролиты и аргиллиты; 3 – то же, смятые в складки оползания; 4 – микститы; 5 – фациальные границы; 6 – разломы (прямоугольником отмечено местонахождение фиг. 6)

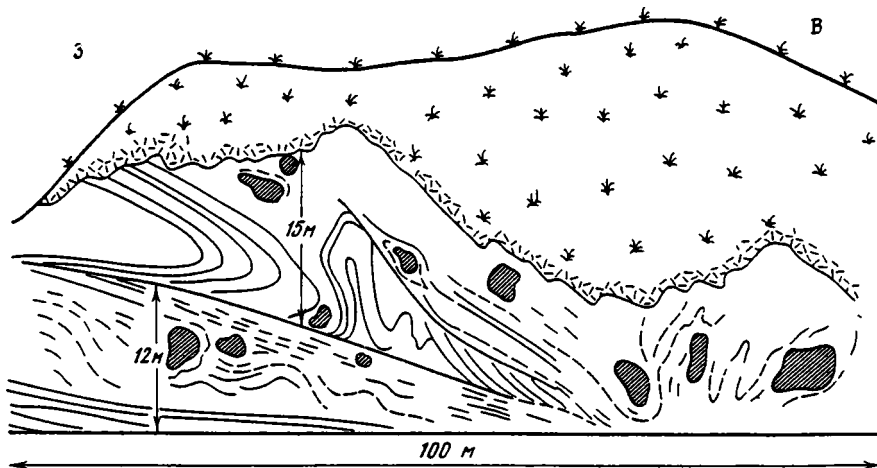
Эти образования суммарной мощностью порядка 600 м совершенно постепенно сменяются вверх по разрезу преимущественно алевропелитовыми породами с очень редкими прослоями песчаников юпенчинской свиты мощностью от 500 до 1000 м, а те в свою очередь перекрываются терригенными же отложениями сетачанской свиты мощностью свыше 850 м, фрагментарно показанными на фиг. 3. В породах юпенчинской свиты содержатся довольно многочисленные остатки брахиопод и гониатитов, реже – криноидей, пелеципод, гастропод и фораминифер, по которым они датируются средним карбоном в объеме верхов башкир-



Фиг. 4. Деталь строения отложений юпенчинской свиты; черный фон — алевропелитовые породы, крап — песчаники и крупнозернистые алевролиты, штриховка — следы деятельности илоедов

ского и, возможно, низов московского ярусов [23, 36, 38]. А сиздерская свита условно относится к среднему — верхнему отделам карбона нерасчлененным, исходя из редких остатков брахиопод *Yakutoproductus cheraskovi* Kash., *Brachythyryna kharaulakhensis* (Fred) и др. и (в самых ее низах), гониатитов *Stenopronorites karpinskii* Lib., *Yakutoglaphyrites involutum* (Pow) и др.; но в той же свите встречаются также фораминиферы пермского возраста [7].

Строение вышеупомянутых свит свидетельствующих об их формационном единстве. Они образованы закономерно сменяющимся по разрезу и на площади довольно ограниченным набором генетических типов морских отложений, принадлежащих, согласно классификационной схеме В.Т. Фролова (1984 г.), к четырем группам: флювиальной (или течениевой), подводно-элювиальной, коллювиальной и застойно-тиховодной. Из них самыми распространенными в юпенчинской и в западных выходах сиздерской свит являются продукты фоновой седиментации: темно-серые, насыщенные тонкодисперсным сапропелево-гумусовым органическим веществом неясно слоистые аргиллиты. Они часто расслоены алевролитами (от 0,1 до 1,5–2 см мощностью с интервалами в 5–15 см). Слоечки алевролитов линзовидно-прерывистые; под микроскопом внутри них удается наблюдать признаки косонаправленной, прерывистой



Фиг. 5. Подводно-оползневые образования сиздерской свиты в верховьях р. Согуру-Уэль-Сиктях; сплошными (достоверные) и пунктирными (предполагаемые) линиями обозначены простираения слоев в толще алевропелитовых пород, штриховкой — глыбы песчаников и алевролитов (зарисовка О.В. Япаскурта)

микрослоистости, т.е. следы слабо динамичной среды седиментации (фиг. 4). В то же время налицо признаки частых седиментационных пауз в виде: неровностей, обусловленных продавливанием алевролита в неуплотненный илистый субстрат, а также уровней развития мельчайших норок червей и др. роющих животных, т.е. явные следы биотурбирования осадка. В такой разновидности отложений чаще, чем в иных встречаются остатки члеников криноидей (ориентированных в прижизненном положении, реже перемещенных), а также тонкостенных раковинок брахиопод и других остатков морской фауны.

Все эти признаки позволяют отнести данные образования к генетическим типам подводно-элювиальной и флювиальной группы, накопленных на междельтовых участках шельфа. На их уровне в восточных выходах сиздерской свиты широкое развитие приобретают микститовые подводно-коллювиальные накопления (дебриты) вместе с разномасштабными оползневыми дислокациями (фиг. 5). Их развитие на площади имеет четкий структурно-тектонический контроль — вдоль зоны Унгуохтахского глубинного разлома, с северо-запада на юго-восток: от руч. Харыс (правого притока р. Улахан-Унгуохтах) до верховьев р. Согуру-Уэль-Сиктях.

Следует заметить, что и прежде исследователи описывали складки гравитационного оползания на разных стратиграфических уровнях верхоянского комплекса [2, 35]. Был также установлен их контроль зонами долгоживущих разломов. В частности, значительно северо-восточнее рассматриваемой площади В.С. Андреев [2] отмечал широкое развитие таких дислокаций в породах перми вблизи Богучанского разлома.

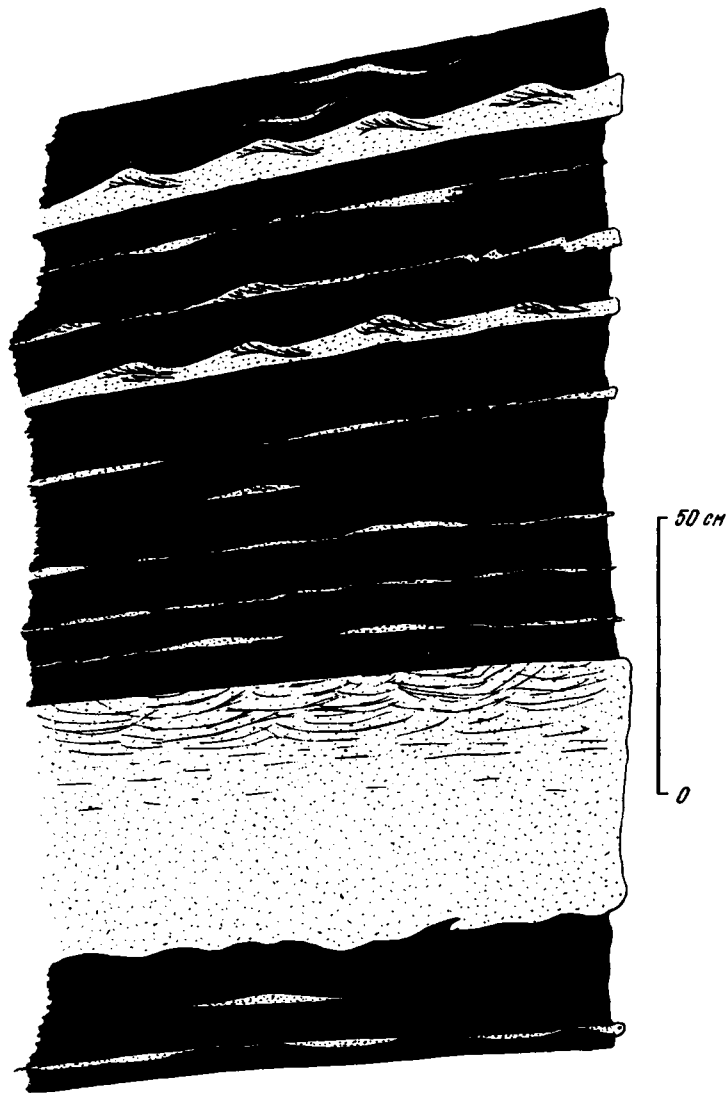
Применительно к отложениям карбона такую же роль, по-видимому, играл разлом Унгуохтахский. К нему мы вернемся ниже, а пока обратим внимание на морфологические признаки данных образований. Они во многом близки к образованиям "дебрито-оползневого фациального комплекса гравититов" по И.В. Хворовой [42], а также гравититов, описанных в юрском бассейне седиментации Северного Кавказа Ю.О. Гавриловым [6] и в разновозрастных отложениях котловинных морских бассейнов многими зарубежными литологами [26, т. 2]. В нашем конкретном случае наблюдались очень разнообразие по формам проявления следы гравитационных перемещений литифицированного или полулити-

фицированного осадка. Чаще всего это фрагменты песчаных или алевролитовых пластов от линзовидной до глыбообразной форм с размерами: от первых сантиметров до 1–1,5 м, местами крупнее – до 5–10 м и более (см. фиг. 5) в поперечнике. Они хаотически рассредоточены во вмещающей их пачке аргиллитов или аргиллитистых алевролитов, будучи местами ориентированными поперечно к ее простиранию. На поверхностях обнажений удается заметить, как эти глыбы облекаются слабо выраженными слоями вмещающей породы. Внутри глыб седиментационная слоистость не проявлена или выражена слабо, и там, где она есть, ее ориентировка не соответствует ориентировке наслонения вмещающей толщи алевропелитовых пород. Некоторые глыбы и линзы несут на себе следы пластических деформаций, вплоть до текстуры полужаженного "рулета". Совместно с вмещающей толщей пород такие плохо отсортированные образования могут быть отнесены к петрографическому типу микститов или диамиктитов [42]. Генетически им отвечают накопления подводных грязекаменных потоков. В едином с ними разрезе присутствуют складки подводного оползания (см. фиг. 3). Они тоже разномасштабны: от микроскопически заметных дисгармоничных внутрислоевых складочек деформации полуплотненного осадка, имеющих S-образную форму, до так же изогнутых пластов, образующих дисгармоничные лежачие складки с амплитудой в первые десятки метров. Локальное развитие таких складок в местах общего пологого залегания слоев (см. фиг. 3), парагенез их с микститами, обособленность от выше- и нижележащих пачек служат доказательством не позднектонической, а конседиментационной их природы. В то же время понятие конседиментационности несколько условно, потому что, судя по текстурно-структурным особенностям этих образований, в оползневые процессы вовлекались осадки, уже к тому времени частично претерпевшие диагенетическое уплотнение.

Отмеченный выше линейный характер пространственной локализации указывает на существовавший вблизи от них крутой перегиб в палеорельефе дна водоема, связанный, по-видимому, с конседиментационными разрывными нарушениями.

Совместно с подводно-коллювиальными образованиями и фациально замещающая их в более восточных (т.е. в более удаленных от прибрежной полосы) выходах сиздерской свиты распространен еще один ряд генетических типов морских отложений. Это прежде всего черные неслоистые аргиллиты (в пластах по 5–15 см мощностью) и расслаивающие их буровато-серые алевролиты, либо тонкозернистые песчаники (от долей миллиметра до первых сантиметров). Перечисленные разновидности пород образуют пачки с суммарными мощностями, достигающими десятков и сотен метров. Аргиллиты в них насыщены C_{org} (от 2 до 5,2%) с преобладанием сапропелевых компонентов; включения какой-либо макрофауны им не свойственны. Учитывая это, а также однообразие, постоянство вещественного состава и беспорядочность текстуры, они с известными допущениями могут считаться гемипелагическими фоновыми накоплениями. Алевролиты и песчаники представляются отложениями донных течений (вдоль подножия эскарпов) и, возможно, спазматических потоков из промоин (в дистальных участках авандельтовых лопастей).

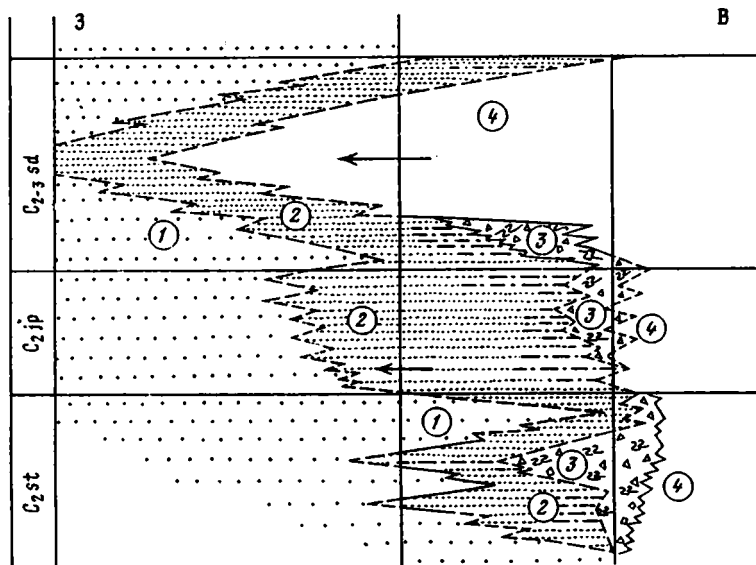
Строение отдельных фрагментов разреза этих пачек очень схоже с фотографией обнажения, опубликованной в книге [26, т. 2, с. 158] и трактуемой там как "мелкозернистые турбидиты с волнистыми прослоями алевролитов, кембрийско-ордовикская формация Галифакс, Новая Шотландия". Однако мы пока воздерживаемся от принятия прямой аналогии, учитывая возможную конвергентность текстурных признаков. Но если сравнивать их с близкими по гранулометрическому составу отложениями междельтовых площадей шельфа, то удастся выявить определенные черты различия. Здесь, в частности, реже



Фиг. 6. Деталь строения верхов сиздерской свиты (см. фиг. 3). Условные обозначения см. на фиг. 4

находятся следы биотурбирования. Кроме того, наблюдения в шлифах при малых увеличениях микроскопа показали своеобразие микротекстур вблизи подошвы аргиллитовых пластов. Там были выявлены неоднократно повторяющиеся тончайшие (порядка 0,5–2,5 мм) слойки, состоящие из отмытых от глинистой примеси алевритовых зерен, с явными признаками градационной их сортировки и со следами эрозионных границ с подстилающим пелитовым субстратом.

Иногда толщина алевролитовых прослоев увеличивается до первых сантиметров, как показано на фиг. 6 (см.верху). Алевролиты при этом образуют либо цепочки из линзочек, выпуклых снизу и уплощенных сверху, либо имеют достаточно выдержанную протяженность, с асимметрично-волнистыми по-



Фиг. 7. Принципиальная схема эволюции обстановок седиментации в течение каменноугольного периода в интервале между истоками и средним течением р. Согуру-Уэль-Сиктях (ограничен вертикальными линиями) и на смежных территориях

Названия комплексов фаций: 1 — преимущественно песчаных отложений дельтовых рукавов, устьевых баров и образований проксимальной авандельты и пелитовых осадков лагун; 2 — отложений зерновых песчаных и алевритовых потоков, заполнения подводных промоин, образований дистальной части авандельтовых конусов и междельтовых участков шельфа; 3 — микститовых подводно-коллювиальных накоплений вблизи бровки уступа дна котловинного морского бассейна; 4 — алевропелитовых, насыщенных S_{org} гемипелагических осадков западин совместно с отложениями донных течений; по вертикали очерчены внемасштабные интервалы, символизирующие этапы накопления свит (снизу вверх): сетачанской, юпенчинской и сиздерской; стрелками показаны направления трансгрессий. Прослеженные фациальные границы обозначены сплошной линией, предполагаемые — пунктирной

верхностями кровли и слабыми признаками косой однонаправленной сходящейся слоистости. По-видимому, во втором из названных случаев сохранились остатки ряби течения, а в первом — бугорки ее были срезаны последующими потоками, спазматичность которых очевидна. Положение таких генотипов в общем фациальном ряду равнозначно месту, занимаемому флишем, однако флишевых образований в их классическом проявлении в описываемом разрезе, ни в остальных участках обнажений карбона Северного Верхоянья, нам неизвестно. К обсуждению причин этого мы вернемся ниже, заметив, что здесь, по-видимому, отсутствовал полный комплекс условий, необходимый для формирования флишевой формации (для которой, как известно, помимо крутых уступов дна требуются определенные диапазоны абсолютных глубин, а также наличие крупных каньонов, мощных контурных течений и других геоморфологических и гидродинамических факторов).

В тесном парагенетическом единстве с рассмотренными отложениями ассоциирует еще одна характерная группа генетических типов, представитель которой показан на фиг. 6 (внизу). Это пласты светло-серых песчаников массивного облика, обычно мелкозернистых, имеющих резкие контакты в кровле и подошве, с мощностями от 0,3 до 1,7 м и протяженностью вкрест их простирания порядка сотен метров, до первых километров. От прочих (рассмотренных выше)

песчаных отложений они отличаются рядом особенностей. У них обломочный материал всегда очень хорошо отсортирован при весьма слабой окатанности. Он изначально сгружен, совсем без примесей межзернового глинистого матрикса (вследствие чего при процессах катагенеза в таких разновидностях пород особо широкое развитие получили вторичные конформно-регенерационные структуры). Текстуры у них беспорядочные в пределах большей части пласта, и только возле его кровли бывают заметны слабые проявления перекрестно-волнистой слоистости. А на пластовой подошве находятся блюдцеобразные выпуклости, интерпретируемые как следы продавливания песчаной массой выемок в обводненном илистом грунте. Перечисленные признаки аналогичны таковым у осадков зерновых потоков, согласно их описаниям [41, 42]. В то же время здесь имеется и своеобразие: отсутствие массовых язычковых и бороздочных иероглифов, столь характерных для накоплений высокоплотными потоками в бассейнах Северного Кавказа [6] и некоторых других регионов. Это объяснимо предположением о меньшей длительности седиментационных пауз в Палеоверхоянском бассейне, из-за чего глинистый субстрат не успевал быть должным образом литифицированным накануне перекрытия его веществом очередного потока.

Все описанные выше образования чередуются между собой в определенной последовательности снизу вверх по разрезу и вкрест их простирания. Диаграмма (фиг. 7) иллюстрирует наличие трансгрессивно-регрессивных циклов эволюции палеобассейна в течение каменноугольного периода и раннепермской эпохи. Максимум трансгрессии приходился на середину времени формирования сиздерской свиты, а регрессия – на его окончание и начало накопления следующей (нижнепермской) унгуохтахской свиты.

Близкая к данной картина характерна и для более северных районов – Хараулахского хребта и низовьев р. Лены [45], хотя там меньшее место по сравнению с рассмотренным участком занимали отложения подводно-дельтового и подводно-коллювиального генезиса.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ НА ПОСТРИФТОВОМ ЭТАПЕ ЗАЛОЖЕНИЯ ВЕРХОЯНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Возвращаясь к генетическим признакам отложений карбона, можно подчеркнуть, что они свидетельствуют о явно неустойчивых гидродинамических обстановках и о сильной расчлененности рельефа дна. Рельеф был, вероятнее всего, унаследованным от разломов, определявших конфигурации более древних рифтовых впадин. Косвенным подтверждением этому служит локализация подводно-оползневых тел вблизи шва Унгуохтахского разлома, который простирается вдоль северо-восточной, внешней, границы Джарджанской ЛПС. Очевидно, что в карбоне направление движений крыльев упомянутого разлома претерпели инверсию, потому что наиболее глубоководные из известных нам фаций распространены северо-восточнее его смесителя.

Один из принципиальных вопросов: насколько глубоководными оказались сформированные там "провалы" морского дна, однозначно решать трудно, учитывая похожесть многих признаков у сформированных в условиях активной гидродинамики осадков пелагиали и шельфовых западин. Единственным способом найти ответ на него является анализ фациальных рядов. И вот что он показал применительно к нашему району.

Установлено, что на некоторых уровнях разреза среднего и верхнего карбона, например в верховьях левой ветви р. Согуру-Уэль-Сиктях, имеется сближенное сонахождение генотипов, формировавшихся в разных условиях глубин-

ности (мы опираемся на наблюдение при сплошной обнаженности, исключившее вероятность постседиментационных тектонических контактов). Установленное там наличие в некоторых породах крупных фрагментов криноидей, ориентированных поперек наложения (т.е. захороненных *in situ*), и следов ряби волнения указывает на существование достаточно мелководных обстановок (порядка 50 м, но не более 200 м). Там же, в выше- и нижележащих пачках пород, развиты крупные оползневые складки совместно с дебризными накоплениями (см. фиг. 3). Внушительные их размеры (с амплитудами во многие десятки метров) дают основание считать, что оползневой уступ должен был иметь превышение на несколько порядков большее этих амплитуд. То же следует и из крупных размеров отторженцев и глыб, потому что для их перемещения требовалась затрата энергии, немыслимая без существенных перепадов глубин, обеспечивавших должное гравитационное воздействие на эти блоки пород. По самым скромным оценкам размеры уступа не могли быть меньше 500 м; вероятнее всего, они достигали 1–1,5 км. Это подтверждается присутствием здесь же отложений с явными признаками гемипелагических осадков (см. выше).

Близкое сонахождение последних с образованиями мелководья может объясняться нижеследующим палеотектоническим механизмом седиментации: путем чередования длительных пауз и импульсивных, неоднократно возобновляемых тектонических "провалов". На их дне оказывались быстро опущенными отложения мелководья, на которые сверху напозлази соседние, тоже мелководные литифицированные образования; а те, в свою очередь, в течение последующего времени покрывались алевропелитовыми гемипелагическими илами и периодически поступающими сюда же со склона выносами зерновых и других высокоплотностных потоков, перераспределявшимися с помощью донных течений. Такой прогиб постепенно заполнялся осадками, не достигая стадии полной компенсации, вплоть до очередного импульса блоковых проседаний его дна. Это обусловило ритмическую повторяемость фаций в разрезах, хотя и не было единственной ее причиной, так как определенную роль сыграли также эвстатические колебания морского уровня (последние, не являющиеся предметом данной статьи, описаны в работах [46, 47]).

Если учесть значительные мощности гемипелагических накоплений, их высокую степень насыщенности органическими компонентами (диагенез этих осадков осуществлялся в сильно восстановительных условиях [45]), наличие в них же следов биотурбирования (хотя и в меньшей мере, чем в отложениях шельфа), то отсюда вытекает однозначный вывод о полном отсутствии здесь признаков таких типичных пелагических илов, которые свойственны абиссальной обстановке седиментации.

Сформированный в течение каменноугольного периода палеобассейн представлял собой умеренно-глубоководное, батимальное котловинное море. У него была весьма узкая прибрежно-шельфовая платформа, о чем косвенно свидетельствуют слабая окатанность кластических зерен у практически всех литотипов песчаных пород и малочисленность раковинного детрита. Главными поставщиками терригенного вещества осадков служили речные выносы с западной или юго-западной суши. Накопление его осуществлялось темпами, близкими к условиям лавинной седиментации [2], судя по мощностям упомянутых свит, суммарно достигавшим 3–4,5 км. Для обеспечения таких условий изначальная площадь водосбора должна быть обширной – почти соизмеримой с площадью палеобассейна, поскольку на рубеже девона и карбона рельеф на востоке Сибирской платформы был в большинстве пенепленизированным [3, 8, 27]. Впрочем в пострифтовом периоде неуклонно нарастала его рачлененность, что следует из последовательного нарастания полимиктовости кластического материала песчаников снизу вверх по разрезу [45]: от существенно

кварцевого в былькатской и низах сетачанской свит до кварцево-грауваккового и аркозо-грауваккового в сиздерской и унгуохтахской свитах.

Дельтовые выносы также последовательно проградировали в северо-восточных направлениях и туда же смещались относительно глубоководные фации [2, 10, 24, 45], что явилось следствием интенсивнейших темпов расширения площади седиментационного бассейна при миогеосинклинальном тектоническом режиме. Причем в самом начале времени установления данного режима темпы эти опережали быстроту осадконакопления. Об этом свидетельствует подавляющее количественное преобладание в общей массе отложений карбона алевропелитовых разностей над всеми прочими. Кроме того, наличие частых пауз в седиментации и оползней свидетельствует о недокомпенсированности заполнявшихся ими прогибов, т.е. о том, что скорости прогибания были большими, чем скорости накопления осадков. А это, в свою очередь, означает, что в геодинамических обстановках господствовавшего здесь в течение каменноугольного периода спрединга морское осадконакопление осуществлялось в условиях некоторого дефицита обломочного материала, несмотря на лавинообразные поставки его сформировавшимися за это время речными системами. В этом же заключается одна из возможных причин отсутствия флишевых толщ на данной (начальной) стадии заложения бассейна.

* * *

Многоэтапный рифтинг, обусловивший деструктивные преобразования континентальной коры Северо-Азиатского кратона в течение рифея, раннего и среднего палеозоя, предопределил многие особенности осадконакопления на позднепалеозойском и мезозойском этапах эволюции Верхоянской миогеосинклинали. Начавшаяся в девоне массовая активизация раздвиговых систем повлекла за собой блоковые проседания фундамента бассейна седиментации, унаследовавшего конфигурацию от более древних рифтовых структур. Литолого-фациальные и стадияльно-петрографические исследования показали, что импульсивные проседания усилились, распространившись на более обширные территории в карбоне. Это находится в согласии с идеями Е.Е. Милановского о том, что обусловившее такие погружения растяжение земной коры [15, 22] на ранних стадиях развития геосинклинали осуществлялось принципиально иначе, нежели в эпохи рифтинга [21, 22]. Этот раннегеосинклинальный процесс, в частности, протекал столь интенсивно, что депрессии не вполне компенсировались осадками. Вместе с тем в нашем конкретном случае формирования абиссальной котловины не произошло. И несмотря на то, что в каменноугольном периоде осадконакопление осуществлялось в условиях некоторого дефицита обломочного материала, заполнившее прогибы море было относительно неглубоким – батинальным. Оно принадлежало к морям котловинного типа, со слабо-выраженной прибрежной зоной, с массовой поставкой труда терригенного вещества за счет речных систем, но не за счет внутренних “кордильер”. По этим своим параметрам оно же обладало некоторыми чертами сходства с описаниями палеогеографических реконструкций, выполненных И.В. Хворовой и М.Н. Ильинской применительно к позднедевонскому палеобассейну Южного Урала [42].

Примечательно, что данные параметры не соответствуют таковым для океанских окраин в нынешнем их понимании. Здесь отчетливо проявляется справедливость утверждения о принципиальных различиях между тектоническими структурами бассейнов: геосинклинальных и Мирового океана [43]. Изложенные материалы дополняют также известные положения о формационном своеобразии позднепалеозойских образований в складчатых поясах [19, 20, 31, 40], свидетельствуя о том, что в упомянутое время не существовало такой четкой, как ныне, дифференцированности признаков между внутри- и окраинно-континентальными бассейнами морей.

1. Абрамов Б.С. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1974. 94 с.
2. Андреев В.С. Верхоянский комплекс Лено-Омолыйского междуречья (геология и размещение рудной минерализации): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1985. 85 с.
3. Будников В.И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Томск: Томский гос. ун-т, 1972. 63 с.
4. Булгакова М.Д. Литологические особенности формационных комплексов позднего палеозоя — раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 1. С. 55—66.
5. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на северо-востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. М.: Наука, 1990. 256 с.
6. Гаврилов Ю.О. Некоторые аспекты формирования гравитов в зоне северного склона юрского бассейна Большого Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 1. С. 27—40.
7. Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. 1. Геол. описания. Кн. 1 / Под ред. Ф.Г. Маркова. М.: Недра, 1970. 535 с.
8. Грамберг И.С. Палеогеография и палеогеохимия севера Средней Сибири в позднем палеозое: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л.: ВНИГРИ, 1970. 40 с.
9. Гусев Г.С., Шпунт Б.Р. Докембрийский и палеозойский рифтогенез Северо-Востока Азии // 27-й Междунар. геол. конгр. (тез. докл.) Т. III. Секц. 0,6; 0,7). М.: Наука, 1984. С. 219.
10. Израилев Л.М. Литология, строение и условия формирования отложений южной части Орулганского антиклинория (Северное Верхоянье). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1973. 25 с.
11. Каширцев А.С. Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Верхоянья // Тез. докл. и сообщений Совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы Северо-Востока СССР. Магадан, 1957. С. 34—35.
12. Каширцев А.С. Каменноугольные отложения приустьевой зоны р. Лены // Тез. докл. VIII Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975. С. 142—143.
13. Каширцев А.С., Каширцев В.А., Сафронов Л.Ф., Семенов В.П. Опорный разрез нижнекаменноугольных отложений в приустьевой части р. Лены // Тр. 9-й науч. конф. инж.-тех. фак. ЯГУ. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1966. С. 54—58.
14. Кузнецов Г.А. Об изменении тектонической активности земной коры на примере Сибири // Геотектоника. 1983. № 3. С. 42—46.
15. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.
16. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 3. С. 689—692.
17. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Сов. геология. 1977. № 10. С. 59—75.
18. Леонов Г.П. Историческая геология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 381 с.
19. Литология и геохимия осадочных толщ Якутии / Под ред. Е.И. Бодунова // Тр. СНИИГГиМС. 1979. Вып. 269. 207 с.
20. Логвиненко Н.В. Палеогеографические реконструкции: проблемы и вопросы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 135—140.
21. Милановский Е.Е. Рифтогенез и геосинклинальный процесс // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 4. С. 28—40.
22. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3—20.
23. Мусалигин П.А., Соломина Р.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта // Стратиграфия каменноугольных отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 25—41.
24. Нагапов Л.М. Геология и геодинамическая эволюция Северо-Востока Азии: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИЛС АН СССР, 1990. 50 с.
25. Наумов А.Н. Каменноугольные отложения западного склона хребта Орулган (Северное Верхоянье) // Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Вып. 24. Л.: Изд-во НИИГА, 1961. С. 5—12.
26. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1, 2. / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 351 с.; 381 с.
27. Павлов С.Ф. Литология верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: СНИИГГиМС, 1970. 50 с.

28. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойда Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
29. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 234. 230 с.
30. Пушаровский Ю.М. Судьба учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма // Геотектоника. 1987. № 2. С. 3—13.
31. Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Формации и структуры современных океанов и ранних этапов развития подвижных поясов // Раннегеосинклинальные формации и структуры // Тр. ГИН АН СССР. 1987. Вып. 417. С. 245—257.
32. Решения межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 59 с.
33. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. 1979. Ч. 2 (средний и верхний палеозой). Новосибирск: Наука, 1982. 192 с.
34. Сафронов А.Ф. Основные этапы развития восточной части Сибирской платформы в позднем палеозое — кайнозое // Тектоника и нефтегазоносность Якутии. Якутск: Якутск. науч. центр СО АН СССР, 1989. С. 37—44.
35. Сборщиков И.М. Складки гравитационно-оползневой типа в Верхоянье // Геотектоника. 1974. № 1. С. 92—98.
36. Соломина Р.В., Лунгерсгаузен Г.Ф., Захаров В.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Хараулахского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 8—20.
37. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975. 622 с.
38. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
39. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 246 с.
40. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. К проблеме существования океанов в истории Земли // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 3. С. 689—692.
41. Хворова И.Ф. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии / Под ред. В.Н. Холодова. М.: Наука, 1989. С. 37—58.
42. Хворова И.В., Ильинская М.Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 55—67.
43. Шлезингер А.Е. Геосинклинальные бассейны и бассейны Мирового океана // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 96—99.
44. Шпунт Б.Р. Позднекембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск; ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.
45. Япаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах мезогеосинклиналей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 151 с.
46. Япаскурт О.В. Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 96—109.
47. Япаскурт О.В. Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 90—103.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
6.VII.1992

УДК 552.5:551.732.2(571.52)

© 1993 Копорулин В.И.

**ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЗОВЬЯХ р. БАЯН-КОЛ
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)**

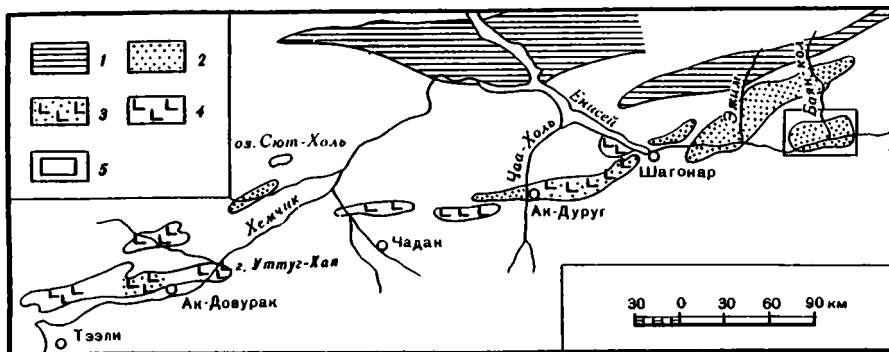
Дана характеристика фациальной природы, особенностей минерально-петрографического и петрохимического состава нижнекембрийских отложений в низовьях р. Баян-Кол. Показано, что развиты здесь терригенные, вулканотерригенные и карбонатные осадки характеризуют морской бассейн с расчлененным рельефом дна, интенсивным субазральным и субаквальным вулканизмом, многочисленными водорослево-археоциатовыми рифами. Накопление кластогенных осадков происходило в результате размыва Тувино-Монгольского массива и местных вулканических построек. Анализ литературных данных свидетельствует о существовании в это время сходных условий в пределах всей Западной и Центральной Тувы.

Нижнекембрийские отложения Центральной Тувы представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями: базальтами, спилитами, андезитами, туфами и туфобрекчиями, обломочными породами (среди которых велика роль грубообломочных разностей), известняками с археоциатами, водорослями и трилобитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Для этого комплекса характерны невыдержанность строения и быстрые латеральные изменения. Породы сложно дислоцированы, смяты в систему складок, многочисленными разрывными нарушениями разбиты на блоки, испытавшие значительные горизонтальные и вертикальные перемещения.

Работы Н.Н. Хераскова [14], Н.А. Берзина [1], А.Б. Дергунова [4] показали, что в раннем кембрии территория Центральной и Западной Тувы располагалась в пределах островодужной системы, ограниченной на северо-западе крупным морским бассейном с корой океанического типа, а на юго-востоке – Тувино-Монгольским массивом с корой континентального типа, сформированной в рифее. Для этой системы были характерны гомодромные серии вулканитов и интенсивные горизонтальные движения, приведшие к явлениям скупивания, перемещения тектонических пластин, оформлению дифференцированного рельефа.

Среди нижнекембрийских отложений региона установлены томмотский, атдабанский и боттомский ярусы нижнего кембрия, возможно присутствие части верхнего венда. К числу страто- и литотипов нижнего кембрия относится разрез в низовьях р. Баян-Кол (фиг. 1). Он описан впервые как баян-кольская свита [8], будучи разделен впоследствии на нижне- и верхнебаян-кольские подсвиты [2]. А.Б. Гинцингер и др. [3] предложили сохранить название баян-кольской свиты лишь за нижней частью разреза (нижнебаян-кольской подсвитой), а верхнюю часть отнести к узунсайской свите, выделенной ранее Н.С. Зайцевым [6] западнее на междуречье рек Баян-Кол и Эжим. Именно эта схема принята в настоящей работе.

Общая мощность нижнекембрийских отложений в районе составляет 2–2,5 тыс. м. Их соотношения с ниже- и вышележащими образованиями не ясны. Мощность каждой из свит достигает 1200–1500 м. Представления о времени на-



Фиг. 1. Районы локализации нижнекембрийских отложений в Центральной и Западной Туве
Чингинская свита: 1 — базальтоиды, гнаюкластнты, кремннстые сланцы, яшмоиды; акду-
рукская и алтынбулакская свнты: 2 — преимущественно терригенные отложения; 3 — терри-
генные отложения, базальты, андезиты, туфы, гнаюкластнты; 4 — преимущественно основ-
ные и средние вулканнты, гнаюкластнты, туфы; 5 — район детального описанпя

копления отложений неоднозначны. Д.В. Осадчая и др. [11] сопоставляют их с верхней частью атдабанского яруса и нижней частью боттомского (санаштыгольским горизонтом), А.Б. Гинцингер и др. [3] — лишь с атдабанским ярусом, включая натальинский, кийский и камешковский горизонты.

Описанные отложения образуют в нижнем течении р. Баян-Кол две синклинали (Северную и Южную), разделенные антиклиналью. Структуры имеют субширотное простираие, они осложнены более мелкими складками и рядом разрывных нарушений. Осевые части синклиналей выполнены отложениями узунсаирской св.ты, а в антиклинали и по северному борту Южной синклинали на поверхность выведены отложения баян-кольской свнты.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Раннекембрийские отложения низовьев р. Баян-Кол представлены литологи-чески и фацально различными комплексами.

Баян-кольская свита сложена в основном обломочными породами (конгломератами, песчаниками, гравелитами), заключающими отдельные горизонты туфов и известняков. Наиболее мощный (до 400 м) горизонт последних залегает в нижней части свнты¹. Отдельные линзовидные прослои известняков мощностью от нескольких до 40 м присутствуют в ее средней и верхней частях, в том числе непосредственно у границы с вышележащей свитой.

Изучение нижнекембрийских отложений свнты методом литолого-фацального анализа, разработанного П.П. Тимофеевым [13], показало, что в их составе присутствует несколько фаций, отвечающих макрофации прибрежного морского мелководья: галечниковых осадков сильно подвижного морского мелководья, песчано-гравийных подвижного морского мелководья; песчано-гравийных периодически осушавшегося подвижного морского мелководья; алевроитопесчаных изолированных заливов и лагун. Каждая из них характеризуется специфическим набором генетических признаков.

Фация галечниковых осадков сильно подвижного морского мелководья представлена мелко-, средне- и крупногалечными конгломератами, гальки имеют угловато-окатанную и полуокатанную, реже хорошо окатанную форму. Поро-

¹Некоторые исследователи помещают этот горизонт в верхней части свнты [3], однако это недостаточно обосновано.

ды неслоисты, слабо сортированы, нередко содержат включения мелких и средних валунов, со значительной примесью песчано-гравийного материала, играющего роль связующей массы. В разрезе образуют невыдержанные на площади прослои и линзы. Мощность от 1,5 до 10 м.

Фация песчано-гравийных осадков подвижного морского мелководья включает мелко-, средне- и крупнозернистые гравелиты, средне- и крупнозернистые песчаники светло- и зеленовато-серые, сравнительно хорошо сортированные, нередко с включением мелких галек. В большинстве случаев породы неслоисты, но иногда фиксируется отчетливая крупная и мелкая косая, косоволнистая и мелкая косая штриховатая или горизонтальная слоистость, проявляющаяся благодаря вариациям размерности песчано-гравийного материала, послойным скоплениям алеврито-глинистых частиц. Мощность отложений варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Фация песчано-гравийных осадков периодически осушавшегося подвижного морского мелководья во многом сходна с вышеописанной фацией и включает гравелиты мелко-, средне- и крупнозернистые, песчаники средне- и крупнозернистые, неслоистые или со слабо выраженными типами слоистости, аналогичными предыдущей фации. Важной особенностью осадков является розовая или вишнево-красная окраска пород и высокая степень выветрелости многих обломочных зерен. Мощность колеблется от 3 до 15 м.

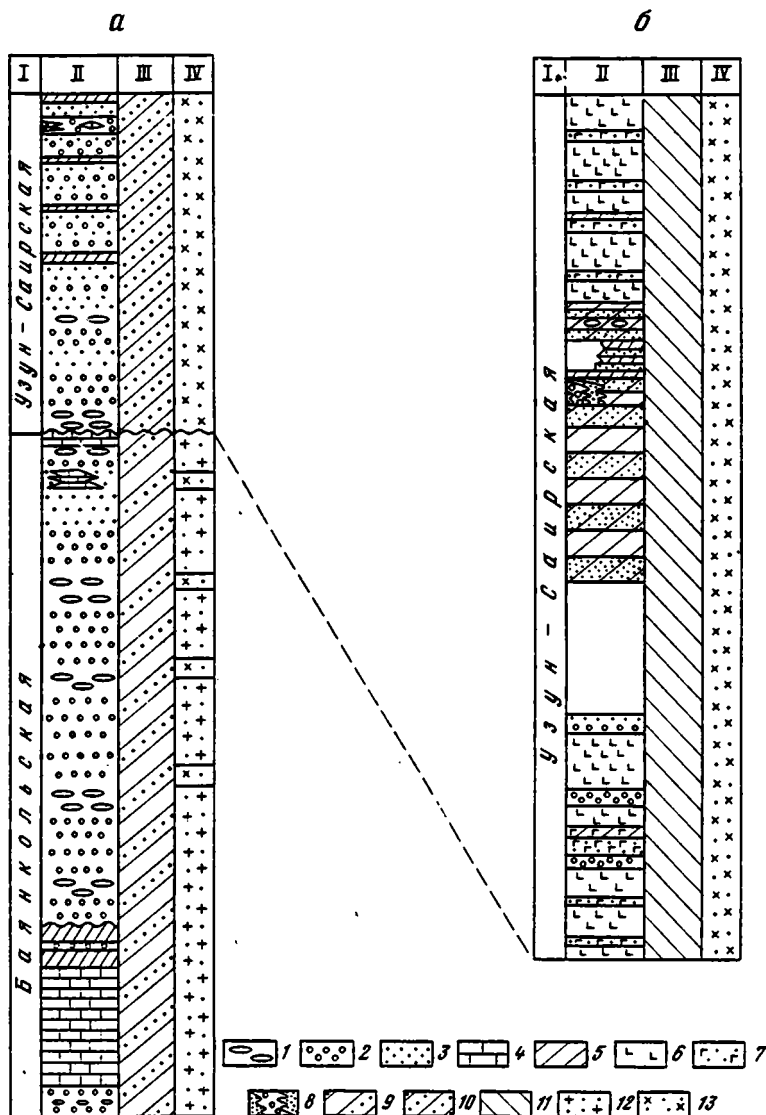
Фация алеврито-песчаных осадков изолированных заливов и лагун сложена крупнозернистыми алевритами, мелкозернистыми плохо сортированными песчаниками нередко с примесью гравийного и мелкогалечного материала, темно-серыми, часто с отчетливым буроватым оттенком, неслоистыми или со слабо выраженной горизонтальной, волнистой слоистостью, текстурами взмучивания. Мощность осадков изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Фация водорослево-археоциатовых рифогенных карбонатных осадков представлена чередованием водорослево-археоциатовых биогерм и прослоев известняка с комковатой отдельностью или горизонтальной и волнистой слоистостью. Такие прослои обогащены алеврито-глинистым и песчано-гравийным материалом, часто содержат отдельные гальки или их скопления. Присутствуют самостоятельные прослои терригенных пород. Отложения окрашены в светло-серый, серый и розовый цвета и образуют линзовидные тела мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Формирование фации происходило в зоне с высокой динамикой водной среды.

Фация калькаренитовых осадков состоит из переотложенного карбонатного материала, включая в разной степени измельченные фрагменты археоциат и водорослей при весьма ограниченном количестве крупных остатков этих организмов. Породы обладают светло-серой окраской, тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью. Мощность осадков колеблется от нескольких до 12 м. По условиям накопления они отвечают, по-видимому, понижениям морского дна в пределах мелководной зоны, характеризовавшейся сравнительно спокойной гидродинамической обстановкой.

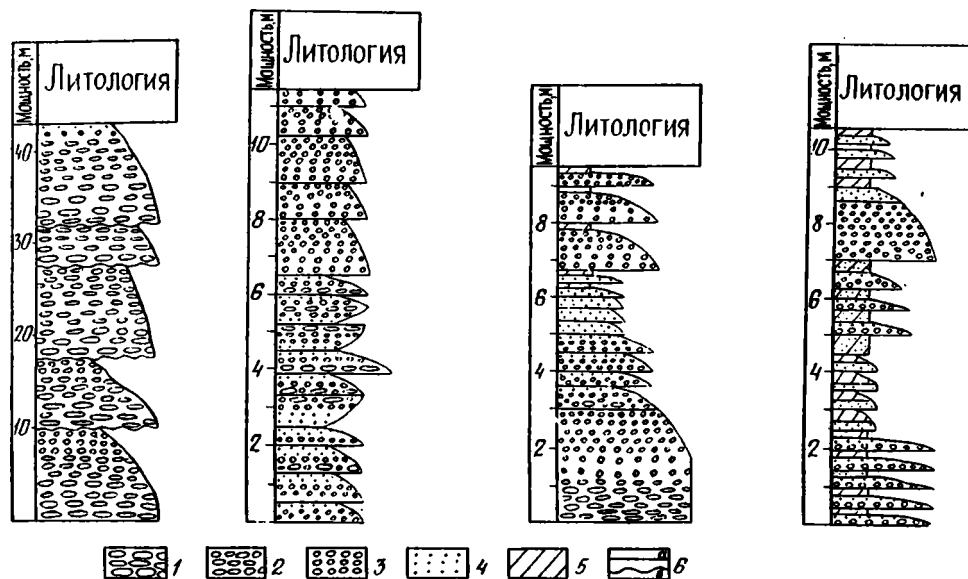
В баян-кольской свите (фиг. 2, а) наибольшее значение имеют конгломераты и песчано-гравийные породы фаций сильно подвижного, подвижного и периодически осушавшегося подвижного морского мелководья. Пачка песчано-алевритовых осадков фаций изолированных заливов и лагун мощностью около 90 м залегает в нижней части свиты, непосредственно выше самого мощного тела известняков.

Среди известняков наибольшее распространение имеет рифовая фация. Именно она слагает мощное тело, приуроченное к нижней части разреза, а также ряд значительно менее мощных линз в верхней его части. Линзовидные горизонты



Фиг. 2. Литологическая колонка нижнекембрийских отложений в нижнем течении р. Баян-Кол

I — свиты; II — литология; III — условия накопления; IV — терригенно-минеральные ассоциации. 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — алевролиты; 6 — основные и средние эффузивы; 7 — туфы; 8 — блоки перемещенных пород; 9—11 — условия накопления: 9 — мелководная часть шельфа (фации осадков: галечниковых — сильно-подвижного, песчано-гравийных — подвижного и подвижного периодически осушавшегося мелководья, алевроито-песчаных — изолированных заливов и лагун, карбонатных — водорослево-археоциатовых рифов, карбонатных — калькаренитовых известняков), 10 — мелководная часть шельфа (фации осадков: пеплогенных — наземных эксплозий, валунно-галечных и песчано-гравийных — перивулканических гравитационных потоков, карбонатных — водорослево-археоциатовых рифов), 11 — глубоководная часть шельфа (фации осадков: пеплогенных осадков наземных эксплозий, гиадокластитовых — без существенного перемещения материала, гиадокластитовых — с заметным перемещением материала, песчано-гравийных — подводных течений, тонко переслаивающихся алевроитовых, песчаных и карбонатных — относительно глубоководного моря; алевроито-песчаных — дистальной части гравитационных потоков); 12, 13 — терригенно-минеральные ассоциации: 12 — кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки, 13 — вулканомиктовые граувакки



Фиг. 3. Типы ритмов в отложениях перивулканических гравитационных потоков

1–2 – конгломераты (1 – валунные, 2 – мелко- и крупногалечные); 3–5 – микститы с преобладанием материала (3 – гравийного, 4 – песчаного, 5 – алевроито-глинистого); 6 – границы (а – отчетливые, б – размытые)

калькаренитовых известняков установлены вблизи от верхней границы баян-кольской свиты.

Узунсаирская свита Северной и Южной синклиналей существенно различается как набором литологических типов пород, так и их фациальной природой. В пределах Южной синклинали свита сложена в основном терригенными осадками: конгломератами, зеленовато-серыми микститам, плохо сортированными гравелитами, песчаниками, алевролитами. Среди них заключены отдельные линзы светло-серых водорослево-археоциатовых известняков и мало-мощные прослои литокластических туфов. Терригенные отложения относятся к фации перивулканических гравитационных (автокинетических) потоков. Они обнаруживают отчетливое ритмическое строение, прямую и обратную града-ционную сортировку. Гравелиты, песчаники неслоисты, среди алевролитов наряду с неслоистыми присутствуют разности со слабо выраженной горизон-тальной и волнистой слоистостью.

Размерность материала, слагающего эти отложения, изменяется в зависи-мости от положения в разрезе свиты и от места в рамках каждого ритма (фиг. 3).

Для ритмов базальных горизонтов свиты характерно преобладание валунно-галечного материала, заключенного в песчано-гравийный – в основании каждо-го ритма и песчано-гравийного материала с включением редких галек – в верх-них частях ритмов. Мощность ритмов обычно 7–12 м. В средней части свиты основания ритмов сложены гравийным материалом с существенной примесью алевроито-глинистого, мощности ритмов не превышают нескольких метров. В верхней части свиты основания ритмов слагают средне- и крупнозернистые пес-чаники с примесью гравийных зерен и редких мелких галек, а верхние части – несортированные песчаники с большой примесью алевроито-глинистых частиц. Мощность ритмов колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1,5–2 м.

В средней и верхней частях свиты нередко фиксируются линзовидные тела мощностью до 25–30 м, сложенные несколькими мощными ритмами с преобла-

данием в их составе грубого гравийно-галечникового материала, замещаемые по простираанию серией маломощных ритмов, сложенных гравийно-песчаным и алевроито-песчаным материалом. Такие тела представляют собой древние подводные русла (каналы), по которым поступала основная масса вещества гравитационных потоков.

Редкие горизонты лито- и витрокластических туфов выделяются среди обломочных пород светлой зеленовато-серой окраской, раковистой поверхностью скола. Они характерны для верхних горизонтов свиты и приурочиваются к верхним алевроито-песчаным частям ритмов (мощность от нескольких до 15 см). Пепловый материал в них полностью перекристаллизован, а характерная для пеплогенных пород структура проявляется очень слабо.

Линзовидные тела известняков мощностью несколько метров установлены в верхней части свиты, они отвечают фации водорослево-археоциатовых рифогенных образований.

Формирование отложений типа гравитационных потоков связывается обычно с процессами, происходящими на подводном склоне и его подножие. В последнее время появляются данные о возможности образования подобных осадков в пределах шельфа. Так, в вулканических областях при непосредственном соседстве наземных вулканов и морского побережья они могут появиться в весьма мелководных участках шельфа вплоть до заливов и лагун [9]. Здесь подводные гравитационные потоки являются продолжением селевых (лахаровых) потоков, зарождающихся на субэвальных склонах вулканов. Учитывая, что узунсайрская свита залегает непосредственно на мелководных прибрежно-морских отложениях баян-кольской свиты и состоит в основном из переотложенного вулканогенного материала, содержит прослои туфов и линзы известняков с фауной археоциат, представляющих мелководные осадки, логично признать, что она представляет именно такой тип осадков.

В узунсайрской свите *Северной синклинали* преобладают основные и средние эффузивы и их туфы при подчиненном развитии вулканических брекчий, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и редкими прослоями известняков. В свите установлен разнообразный комплекс фаций: а) гиалокластитовых осадков, материал которых не испытал существенного перемещения; б) гиалокластитовых осадков, материал которых испытал заметное перемещение; в) песчано-гравийных – зерновых потоков; г) тонко переслаивающихся алевроито-песчаных – относительно глубоководного моря; д) глинисто-алевритовых и карбонатных – относительно глубоководного моря; е) алевроито-песчаных – дистальной части турбидных потоков; ж) субаквальных пеплогенных – наземных эксплозий.

Фация гиалокластитовых осадков, материал которых не испытал существенного перемещения, включает вулканические брекчии, вулканитовые гравелиты и песчаники, серовато-зеленые, неслоистые, несортированные, со значительной вариацией размерности слагающего их материала. Они сложены угловато-окатанными и угловатыми фрагментами вулканического стекла, основных и средних эффузивов, полевых шпатов. Остатки фауны не обнаружены. Эти осадки образуют слои мощностью несколько метров, приуроченные к горизонтам основных и средних эффузивов.

Фация гиалокластитовых осадков, материал которых испытал заметное перемещение, представлена вулканическими брекчиями, вулканистыми гравелитами, песчаниками и алевролитами, серовато-зелеными, слабо сортированными, неслоистыми, иногда со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью. Форма обломков, слагающих породу, угловато-окатанная и полуокатанная. Остатки фауны не обнаружены. Отложения образуют прослои и линзы (мощностью до 10–15 м) среди горизонтов основных и средних эффузивов.

Фация песчано-гравийных осадков зерновых потоков состоит из мелкозернистых гравелитов, средне- и крупнозернистых песчаников, серовато-зеленых, довольно хорошо сортированных, неслоистых. Обломки обладают угловато-окатанной и полуокатанной формами. Среди них преобладают основные и средние эффузивы, в небольшом количестве присутствуют кварц, полевые шпаты, мраморизованные известняки. Мощность прослоев не превышает нескольких метров.

Фация тонко переслаивающихся алеврито-песчаных осадков относительно глубоководного моря охватывает мелко- и крупнозернистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, образующие тонкое чередование с мощностью прослоев от нескольких миллиметров до 1,5–2 см. Породы окрашены в зеленовато-серый цвет, обладают отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью за счет чередования перечисленных разностей с четкими границами между отдельными слоями. Остатки фауны не обнаружены. Присутствуют включения хорошо окатанных галек эффузивов и известняков, а также глыб размером до 3–4 м в диаметре, сложенных чередующимися прослоями конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Осадки фации образуют прослои и пачки мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров.

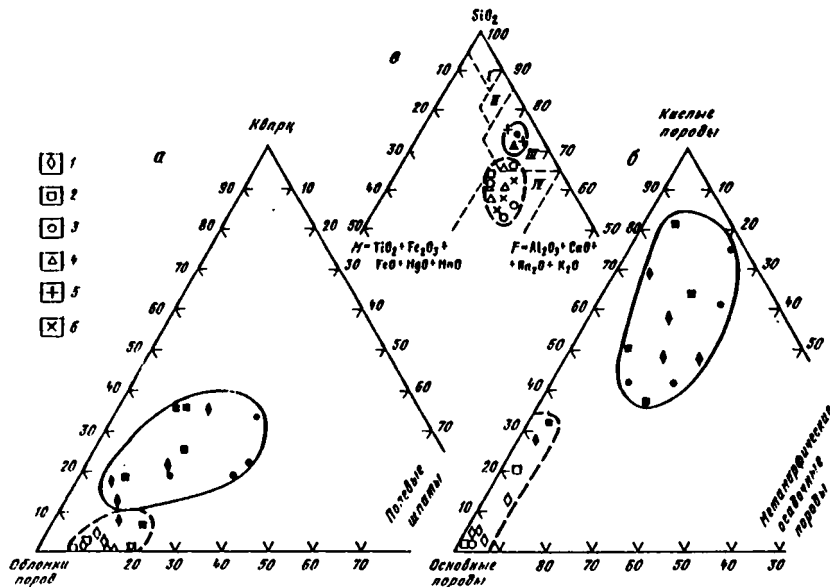
Фация глинисто-алевритовых и карбонатных осадков глубоководного моря представлена аргиллитами и мелкозернистыми темно-серыми алевролитами, светло-серыми известняками. Породы часто образуют тонкое (не более 1 см) чередование прослоев с горизонтальной и волнистой слоистостью. В алевролитах и аргиллитах фауна не обнаружена, в известняках нередко присутствуют скопления спикул губок. В разрезе эти осадки представлены пачкой мощностью около 30 м.

Фация алеврито-песчаных осадков дистальной части гравитационных потоков сложена тонким или мелким чередованием темно-серых крупно- и мелкозернистых алевролитов серых мелкозернистых песчаников с отчетливой прямой и обратной градиционной сортировкой при мощности ритмов до 3–5 см. Породы содержат включения единичных окатанных галек эффузивов и известняков. Остатки фауны не обнаружены. Отложения образуют горизонты и пачки мощностью несколько десятков метров.

Фация субаквальных пеплогенных осадков наземных эксплозий включает витро- и литокластические туфы, зеленовато- и светло-серые с реликтами или хорошо сохранившейся пепловой структурой. Размер пепловых частиц достигает 0,05–0,1 мм. Породы обнаруживают разную степень окремнения, слабо выраженную или отчетливую горизонтальную слоистость, проявляющуюся благодаря неодинаковому обогащению зернами кварца и полевых шпатов, вариациям размерности пепловых частиц. Фауна не обнаружена, мощность прослоев достигает нескольких десятков сантиметров, иногда 2 м.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Вещественный состав терригенных отложений неоднороден и испытывает существенные вариации. Конгломераты отличаются преобладанием основных и средних эффузивов (базальтов, андезитов, диабазов, диоритов), составляющих 65–75% галек в баян-кольской и 90–95% – в узунсайской свитах. Резко подчиненную роль играют известняки, граниты, кислые эффузивы, розовые или красные кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, микрокварциты, кварц-сланцы. В баян-кольской свите многие гальки подверглись заметному выветриванию, эффузивы и гранитоиды окрашены в буровато-красный и розовый цвет за счет гидроксидов железа; выделения последних часто развиваются по трещинам и в пустотах. Основные и средние эффузивы в гальках узунсайской



Фиг. 4. Соотношения породообразующих компонентов и оксидов в породах в рядах

Кварц-полевые шпаты обломки пород (а) и кислые эффузивы — основные и средние эффузивы — метаморфические и осадочные породы (б); соотношения оксидов: $\text{SiO}_2 + \text{M}(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) - \text{F}(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (в); поля составов (по 7): I — кварцевых; II — олигомиктовых; III — полимиктовых; IV — вулканокластических; типы пород: 1 — песчано-гравийные микститы; 2 — мелко- и среднегравийные гравелиты; 3 — средне- и крупнозернистые песчаники; 4 — алевролиты (залитые знаки — баянкольская свита, светлые — узунсайская); 5 — граниты; 6 — основные и средние эффузивы [14]

свиты отличаются свежестью, а кислые эффузивы и гранитоиды заметно выветрены.

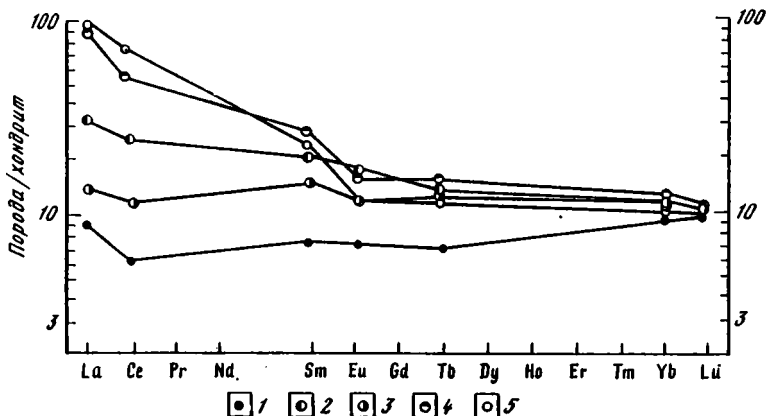
Песчано-гравийные породы по соотношению породообразующих компонентов изменяются от кварц-полевошпатовых до полевошпат-кварцевых граувакк (фиг. 4).

Кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки содержат кварц в количестве 18–35%, полевые шпаты 12–35% обломки пород 35–65% (фиг. 4, а). Для кварца характерно преобладание изверженной разновидности (изометричные зерна с включениями пузырьков газа или жидкости, рудной пыли). В подчиненном количестве присутствуют удлиненные зерна сильно катаклазированного кварца из метаморфических пород и хорошо окатанные — из осадочных.

Плагиоклазы представлены альбитом и кислым олигоклазом; в виде единичных зерен присутствуют калиевые полевые шпаты. Все они характеризуются заметной выветренностью и содержат выделения бурых глинистых минералов.

Среди обломков пород в песчаниках и гравелитах установлены кислые эффузивы (дациты, кварцевые порфириты, фельзит-порфиры), основные и средние эффузивы (базальты, андезиты), кремнистые породы (кремни, глинисто-кремнистые и железисто-кремнисто-глинистые сланцы), известняки, микрокварциты, кварц-серпичитовые сланцы. На треугольной диаграмме, вершины которой отвечают 100% кислых магматических пород, основных и средних эффузивов, метаморфических и осадочных пород, этой ассоциации отвечает широкое поле с содержанием кислых пород от 40 до 80% (фиг. 4, б).

Вулканомиктовые граувакки в песчано-гравийной фракции содержат обломки пород 75–95%, кварц 1–17%, полевые шпаты 1–18% (см. фиг. 4, а).



Фиг. 5. Распределение редкоземельных элементов в породах раннего кембрия

1 — базальт; 2 — андезит; 3—4 среднезернистый песчаник (3 — вулканомиктовая граувакка, 4 — полевошпат-кварцевая и кварц-полевошпатовая граувакка); 5 — усредненные данные для верхней континентальной коры [12]

Преобладающие среди обломков пород основные и средние эффузивы существенно изменены процессами выветривания, в них основная масса сильно хлоритизирована, плагиоклазы соскритизированы; формы зерен полуокатанные и угловато-окатанные. Обломки других пород, присутствующие в песчаниках и гравелитах, аналогичны соответствующим типам пород в вышеописанной ассоциации. Среди них встречаются, хотя и в виде единичных зерен, гранитоиды, кислые эффузивы, кремнистые породы и др. В зернах известняков из песчаников и гравелитов узунсайской свиты в пределах Северной синклинали встречены неопределимые остатки микрофитолитов и спикул губок.

Полевые шпаты в составе ассоциации представлены преимущественно основным олигоклазом и андезином (вплоть до 35-го номера), изредка встречаются кислый олигоклаз и альбит, часто в сростании с кварцем. Все полевые шпаты заметно выветрены, форма их слабо окатанная, хотя присутствуют и хорошо окатанные.

Приведенная характеристика показывает, что по набору породообразующих компонентов обе ассоциации в известной степени близки. Они содержат сходный набор минералов, хотя количественные соотношения их существенно различны. На треугольных диаграммах (см. фиг. 4, а, б) они образуют два сближающихся поля.

По данным химического изучения, породы первой ассоциации содержат SiO_2 в количестве около 72–76%, а второй — 52–68%. На классификационной диаграмме пород по химическому составу [7] с вершинами треугольника, отвечающими 100%-ному содержанию SiO_2 , суммы MgO , Fe_2O_3 , FeO , MnO , TiO_2 и суммы Al_2O_3 , CaO , Na_2O , $\text{K}_2\text{O(F)}$ обе ассоциации располагаются в смежных участках полей, которые соответствуют полимиктовым (аркозовым) и вулканомиктовым разностям. Характерно, что первая ассоциация по составу весьма близка гранитам, а вторая — андезитам и базальтам.

Существенно различаются обе терригенно-минеральные ассоциации по содержанию и соотношению редкоземельных элементов. При этом песчано-гравийные породы первой ассоциации по сравнению со второй характеризуются повышенным суммарным содержанием элементов этой группы и обогащенностью их легкой фракцией. Приведенные в таблице данные показывают, что в песчаниках первой ассоциации содержание семи представительных элементов примерно в 4 раза больше, чем во второй, а по значению La/1b они различаются почти

Содержание редкоземельных элементов в нижнекембрийских отложениях

Тип пород	Содержание, 10 ⁻⁴ %								La/Ib
	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Ib	Lu	Σ	
Андезит*	10	20	3,8	1,2	0,66	2,5	0,36	38,52	4
Базальт*	2,6	5,0	1,4	0,49	0,33	1,9	0,33	12,05	1,4
Песчаник средне-зернистый (кварц-полевошпатовая и полевошпат-кварцевая граувакка)	32	48	5,4	1,1	0,71	2,3	0,36	89,87	13,9
Песчаник средне-зернистый (вулканомиктовая граувакка)	4,6	9,8	3,0	0,89	0,56	2,5	0,38	21,73	1,84

*Из коллекции Ю.В. Карякина

в 7 раз. Как видно из фиг. 5, кривая распределения редкоземельных элементов в песчанике первой ассоциации близка к кривой распределения, характерной для верхней континентальной коры в целом [12], а кривая распределения таких элементов в песчанике второй ассоциации занимает промежуточное положение между кривыми базальта и андезита. Эти особенности распределения РЗЭ в породах обеих ассоциаций отражают своеобразие вещественного состава пород: резкое преобладание в первой ассоциации продуктов размыва гранитоидов и кислых метаморфических пород, а во второй – андезитов и базальтов.

Кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки характерны лишь для баян-кольской свиты (см. фиг. 1), составляя большую часть ее разреза. Вулканомиктовые граувакки присутствуют как в узунсайрской, так и в баян-кольской свитах. В первой именно к ним относятся все горизонты песчано-гравийных пород, во второй – они слагают сравнительно редкие горизонты песчано-гравийных пород мощностью от нескольких до 10–15 м.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ

Литолого-фациальное и минерало-петрографическое изучение отложений нижнего кембрия показало, что они характеризуют различные условия седиментации, включая зоны морского мелководья и относительно глубоководной части моря. Условиям морского мелководья отвечает баян-кольская и узунсайрская свиты Южной синклинали, хотя каждая из них различается набором фациальных типов осадков.

Отложения баян-кольской свиты накапливались в зоне прибрежного морского мелководья с интенсивной динамикой водной среды. Именно этим условиям отвечают конгломераты, гравелиты и песчаники, слагающие большую часть свиты. В наиболее мелководных участках этой зоны происходило периодическое осушение, а сами осадки подвергались интенсивному выветриванию, приобретая темно- и вишнево-красную окраску. В сравнительно редких заливах и лагунах формировались плохо сортированные алевроито-песчаные осадки.

В обстановке высокой динамики водной среды прибрежного мелководья существовали благоприятные условия для развития известковых водорослей, образовавших крупные и мелкие рифовые постройки. Этому благоприятствовало наличие в регионе очень теплого климата [5], обеспечивавшего хорошую

прогреваемость воды. Вместе с водорослями обитали многочисленные археоциаты. Наиболее вероятно, что фиксируемые в современном разрезе тела рифогенных известняков составляют лишь часть существовавших ранее построек, подвергшихся вскоре размыву. Свидетельство этому – довольно многочисленные валуны и гальки, а также песчано-гравийные зерна известняка, входящие в конгломераты, песчаники и гравелиты; с размывом и переотложением материала подобных построек было связано также формирование прослоев и линз калькаренитовых известняков, фиксируемых в разрезе.

Особенности вещественного состава большей части песчано-гравийных пород, в частности высокое содержание в них кварца, кислых полевых шпатов, кислых эффузивов, гранитов, микрокварцитов, слюдисто-кремнистых сланцев, показывает, что их накопление происходило в результате размыва блоков с корой континентального типа. Областью размыва являлись районы располагавшегося южнее Тувино-Монгольского массива, где в вендском комплексе такие породы широко представлены [4]. Определенную роль играл также размыв основных и средних эффузивов, преобладающих среди галек конгломератов и в породообразующей фракции вулканомиктовых песчаников или гравелитов, редкие горизонты которых присутствуют в свите. Вполне вероятно, что это были небольшие острова, возвышавшиеся над поверхностью воды.

Осадки узунсайрской свиты Южной синклинали отвечают условиям морского мелководья, окаймляющего вулканический остров, сильно возвышавшийся над поверхностью воды. По склонам вулкана в виде селевых потоков перемещались большие массы плохо сортированного материала, который накапливался в море в виде осадков субаквальных актокинетических потоков. Подтверждением мелководности условий седиментации являются встречающиеся среди кластогенных осадков линзы биогермных известняков с остатками водорослей и археоциат. С размывом части таких рифов связано присутствие в конгломератах галек и валунов известняков, хотя не исключено, что некоторые из них появились вследствие размыва аналогичных известняков баян-кольской свиты. На проявление экспозивной деятельности вулкана указывают прослои туфов. Характерное для свиты утонение материала вверх по разрезу отражают постепенное ослабление вулканической деятельности, уменьшение высоты вулкана и выполаживание его склонов.

Высокое содержание в породах узунсайрской свиты обломков основных и средних эффузивов согласуется с выводами о поступлении вулканотерригенного материала со склонов вулкана. Вместе с тем присутствие небольшой примеси кварца, кислых эффузивов, гранитов, кварц-слюдистых сланцев, микрокварцитов свидетельствует либо о продолжавшемся привносе материала с Тувино-Монгольского массива, либо о размыве отложений баян-кольской свиты. Высокая степень выветрелости значительной части кластогенных компонентов как в узунсайрской, так и баян-кольской свите подтверждает существование в это время теплого и влажного климата.

Отложения узунсайрской свиты в Северной синклинали накапливались в более глубоководных условиях: нижней части шельфа – верхней части континентального склона. В этих условиях преимущественное развитие получили алевроито-глинистые, иногда мелкопесчаные осадки разной фациальной природы. При накоплении терригенных осадков основную роль играли продукты размыва основных и средних вулканитов и подчиненную – кислых вулканитов и метаморфических пород.

Периоды терригенной седиментации сменялись периодами интенсивного подводного вулканизма с формированием пиллоу-лав основного и среднего состава, а также продуктов их подводного разрушения. Вулканическая деятельность на смежной суше давала пепловый материал для накопления горизонтов туфов.

В моменты затухания подводного вулканизма и ослабления привноса терригенного материала происходило накопление карбонатных осадков. Малая мощность известняков указывает на кратковременность подобных условий. Присутствие среди алевроито-глинистых осадков окатанных галек известняков и вулканитов, а также глыб, сложенных чередующимися слоями конгломератов, гравелитов, алевролитов и перемещенных из мелководных участков шельфа, свидетельствует о сравнительно больших уклонах подводного рельефа и, возможно, сейсмических явлениях.

Хотя отложения узунсайрской свиты Северной и Южной синклиналей находятся в непосредственной близости, условия их накопления достаточно различны, что является, по-видимому, следствием тектонического смещения блоков, находившихся некогда на больших расстояниях, но характеризовавших единый бассейн седиментации. Для складчатых сложно дислоцированных областей, аналогичных Туве, подобные соотношения не являются редкостью [15].

Литологические и фациальные особенности нижнекембрийского комплекса низовьев р. Баян-Кол показывают, что в нем присутствуют отложения трех обстановок седиментации: а) мелководной периодически осушавшейся зоны шельфа с резким преобладанием грубозернистых терригенных осадков открытого сильно подвижного или заливно-лагунного мелководья и ассоциирующих с ними водорослево-археоциатовых рифов или калькаренитов (баян-кольская свита); б) мелководного шельфа, примыкавшего к крупному наземному вулкану, с накоплением осадков автокинетических потоков при подчиненном развитии туфов и рифогенных образований (узунсайрская свита Южной синклинали); в) относительно глубоководного моря с интенсивным подводным вулканизмом и гетерогенными преимущественно алевроито-глинистыми осадками (узунсайрская свита Северной синклинали).

В первом случае терригенное осадконакопление происходило в основном в результате размыва кислых эффузивов, гранитоидов, метаморфических пород, развитых в пределах Тувино-Монгольского массива, а во втором и третьем – вследствие размыва основных и средних эффузивов, слагавших “местные” вулканические постройки.

Имеющиеся в литературе данные [3, 10] показывают, что в других районах Центральной и Западной Тувы нижнекембрийские отложения во многом сходны с описанным комплексом и включают разной мощности пачки терригенных осадков, основных и средних вулканитов, их туфов, горизонты рифогенных известняков. Для разрезов характерны значительные вариации в соотношении вулканогенных и осадочных образований (см. фиг. 1). Разрезы с преобладанием кластогенных осадков описаны в районе пос. Ак-Дуруг, в низовьях р. Эжим, к юго-западу от оз. Сют-Холь. Примерно равные соотношения вулканитов и кластогенных осадков установлены севернее пос. Ак-Довурак; резкое преобладание основных и средних эффузивов, гиалокластитов и туфов описано к северу от поселков Чадан и Тээли, вблизи вершины горы Аргалыкты, в низовьях р. Ак-Суг.

Кластогенные осадки представлены обычно грубо-, реже тонкозернистыми флишоидами. В породах наблюдаются резкие изменения соотношений обломков кислых, средних и основных эффузивов, кремней, кварца и полевых шпатов, иногда присутствуют хорошо окатанные гальки гипербазитов [16], известняков. Последние представлены нередко валунами и глыбами размером в несколько метров. Общий облик их свидетельствует о том, что большинству районов были свойственны мелководные условия седиментации.

Море, по-видимому, характеризовалось расчлененным рельефом дна, изобиловало многочисленными островными и подводными вулканами, поставляв-

шими большие объемы основных – средних эффузивов и пирокластики, разрушение которых в субаэральных и субаквальных условиях приводило к формированию кластогенного материала. Значительное количество терригенного материала поступало с Тувино-Монгольского массива. Не исключено, что разрезы с резким преобладанием шаровых андезитовых и базальтовых лав и гиадокластитов находились поблизости от подводных вулканов, а разрезы, где основную роль играют грубые флишоиды, подобно баян-кольскому, фиксируют положение крупных надводных вулканов. Разрезы с тонкими флишоидами, возможно, как и в узунсайрской свите Северной синклинали низовьев р. Баян-Кол, являются свидетелями относительно глубоководных условий седиментации. Показательно, что в Западной Туве такой разрез описан в районе оз. Сют-Холь, т.е. по северной окраине региона, приближенной к древнему океаническому бассейну.

В целом эти ландшафтно-палеогеографические условия отвечают морскому бассейну в пределах островодужной системы, на существование которой в пределах Центральной и Западной Тувы указывают некоторые тектонические схемы [1, 4, 14]. Наиболее вероятно, что это был участок краевого моря, примыкавший к микроконтиненту (Тувино-Монгольскому массиву). Значительные объемы терригенного материала, поступавшего с последнего, предполагают наличие на его территории системы рек, дельты которых, по-видимому, составляли важный элемент древнего морского бассейна. Баян-кольская свита в разрезе по р. Баян-Кол, сложенная в основном продуктами размыва пород континентальной коры, возможно, является краевой частью такой дельты, переработанной в условиях сильно подвижного морского мелководья.

* * *

Проведенное литолого-фациальное и минералого-петрографическое изучение нижнекембрийских отложений в нижнем течении р. Баян-Кол позволило сделать следующие выводы.

1. Отложения представляют генетически гетерогенное образование и включают фации мелководной части шельфа и относительно глубоководного моря (нижней части шельфа – верхней части континентального склона). Сближенность отложений разных фациальных зон, наблюдаемая в узунсайрской свите, определяется, по-видимому, тектоническим совмещением некогда разобщенных блоков, происшедшим на более поздних этапах развития.

2. По соотношению породообразующих компонентов среди терригенных пород установлены две ассоциации: а) полевошпат-кварцевых или кварц-полевошпатовых граувакк и б) вулканомиктовых граувакк. Первая ассоциация, слагающая баян-кольскую свиту, возникла при широком участии продуктов размыва расположенного южнее Тувино-Монгольского массива. Вторая ассоциация, приуроченная в основном к узунсайрской свите, но встречающаяся также и в баян-кольской свите, формировалась в результате размыва основных и средних вулканитов, имевших в раннем кембрии широкое развитие в этом регионе.

3. По литологическим особенностям пород и минерально-петрографическому составу кластогенных разностей разрез в низовьях р. Баян-Кол во многом сходен с разрезами в других районах Центральной и Западной Тувы, что позволяет судить о близких условиях седиментации на всей этой территории.

4. Ландшафтно-палеогеографические условия накопления раннекембрийских отложений в пределах Центральной и Западной Тувы вполне соответствуют имеющимся данным о приуроченности этого региона в раннем кембрии к островодужной системе, которая разделяла морской бассейн с корой океанического типа, располагавшийся в Западном Саяне, и блок континентальной коры, отвечавшей Тувино-Монгольскому массиву.

Список литературы

1. Берзин Н.А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 3—11.
2. Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1. М.: Недра, 1966. 459 с.
3. Гинцингер А.Б., Фефелов А.Ф., Винкман М.К. и др. Нижний кембрий Тувы (новая интерпретация разреза правобережья р. Верхний Енисей) // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1986. С. 86—107.
4. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
5. Задорожная Н.М. Раннекембрийские органогенные постройки восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1974. С. 159—186.
6. Зайцев Н.С. Кембрий Тувы // Геология и геофизика. 1960. № 7. С. 12—23.
7. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8—23.
8. Кузнецов В.А. Новые данные о геологическом строении Тувы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 91—103.
9. Кураленко Н.П. Основные черты осадконакопления в зоне перехода от континента к океану на примере миоценовых отложений Камчатки // Литология кайнозойских шельфовых отложений. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 134—185.
10. Либерман С.М. Законсерности формирования олистостромовой толщи Северо-Западной Тувы // Геотектоника. 1991. № 3. С. 68—81.
11. Осадчая Д.В., Кашина Л.Н., Журавлева И.Т. и др. Стратиграфия и археоцены нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1979. 216 с.
12. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
13. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с.
14. Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геологического развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
15. Хераскова Т.Н. Формационный анализ покровно-складчатых областей // Геотектоника. 1991. № 3. С. 18—33.
16. Щербаков С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88—101.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
4. III. 1992

УДК 552.5:553.64

© 1993 Холодов В.Н., Пауль Р.К.

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ

Предложена новая гипотеза фосфоритообразования, в соответствии с которой режим вендско-кембрийского водоема был стагнационный, а осаждение фосфора осуществлялось биогенным путем.

До сих пор в области фосфатной геологии безраздельно господствовала хемогенная гипотеза формирования фосфоритов А.В. Казакова [38–40]. В соответствии с ней главным источником P_2O_5 являлись глубинные воды Мирового океана, средством транспортировки служили донные течения, компенсирующие отток вод от берега (апвеллинги), а механизмом осаждения фосфоритов на дно прибрежной части моря являлось химическое выпадение P_2O_5 из пересыщенных морских вод.

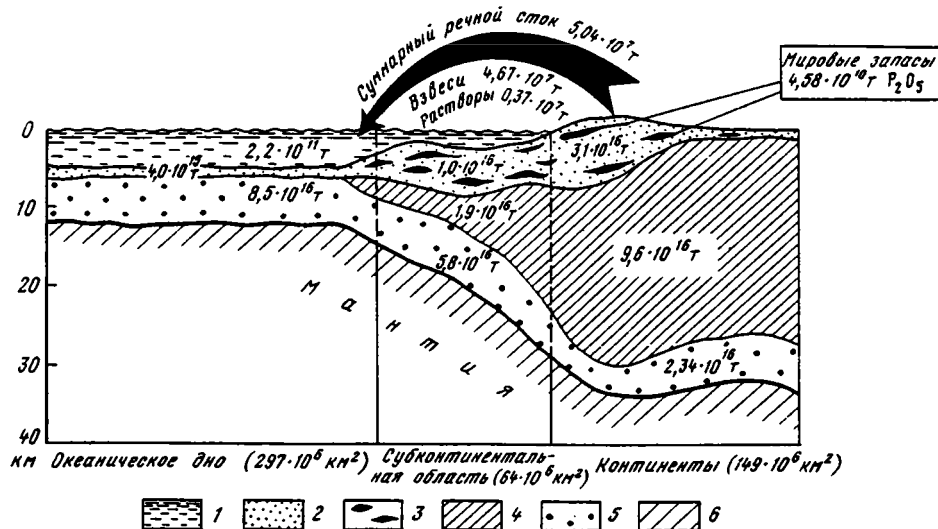
Гипотеза А.В. Казакова в значительной мере построена на анализе геохимии современных океанов и морей, на данных физико-химического эксперимента и на материалах геологов-фосфатчиков, в течение многих десятилетий изучавших древние месторождения фосфоритов.

Проблему происхождения древних фосфоритов мы попытаемся решать, опираясь на актуалистический метод, и поэтому так же, как и А.В. Казаков, начнем наши построения с анализа геохимии фосфора в земной коре.

На фиг. 1 изображена схема строения земной коры и гидросферы так, как ее представляют себе сторонники современной тектоники плит. На ней показано двухслойное строение земной коры в пределах океанического дна и трехслойное – на континентах. Цифры на схеме характеризуют абсолютные массы P_2O_5 , вычисленные геохимиками для разных обстановок. Абсолютные массы P_2O_5 в Мировом океане были рассчитаны нами, по данным А.Б. Ронова, Г.А. Корзиной [49], а также М. Хорна и Ю. Адамса [82]. Количество пентаоксида фосфора, заключенное в различных частях осадочной оболочки Земли (стратисферы), породах гранитно-метаморфического слоя и базальтах, было охарактеризовано по материалам А.Б. Ронова, А.А. Ярошевского и А.А. Мигдисова [50].

При анализе фиг. 1 прежде всего обращает на себя внимание весьма незначительная ($2,2 \cdot 10^{11}$ т) масса P_2O_5 , заключенная в водах Мирового океана. Она оказалась близкой к величине суммарных мировых запасов фосфоритов, которые были оценены А.Л. Яншиным и М.А. Жарковым [76] в $4,58 \cdot 10^{10}$ т.

В земной коре содержание и абсолютные массы P_2O_5 увеличиваются по направлению от дневной поверхности в глубь. Действительно, в стратисфере на континентах и в океанах содержится $8,1 \cdot 10^{16}$ т P_2O_5 , в гранитно-метаморфической оболочке – $11,5 \cdot 10^{16}$ т, а в базальтовой – $3,67 \cdot 10^{17}$ т. В полном соответствии с этим находится увеличение средних содержаний P_2O_5 в ряду осадочных пород, гранитных и мантийных изверженных пород, приведенных в правой части фиг. 1. Очевидно, что щелочные габбро и перидотиты являются главными носителями фосфора, который обычно находится в них в виде апатита. Не вызывает сомнения, что в тех случаях, когда такие щелочные мантийные изверженные породы оказываются выведенными на дневную поверхность и подвергаются



Фиг. 1. Геохимические закономерности распределения P_2O_5 в гидросфере и земной коре

1 — гидросфера; 2 — стратисфера; 3 — залежи фосфоритов; 4 — гранитно-метаморфическая оболочка; 5 — базальтовая оболочка; 6 — мантия. Содержание P_2O_5 , %: в стратисфере 0,067 [5]; гранитно-метаморфической оболочке 0,07 [5]; базальтовой оболочке 0,15 [84], в том числе в габбро 0,24 [85]; в перидотитах 0,05 [85]; щелочных перидотитах 0,38% [85]. Цифрами даны абсолютные массы P_2O_5 , по данным А.Б. Ронова, А.А. Ярошевского, А.А. Мигдисова [51], а также [81]. Суммарный речной сток и его структура — по В.В. Гордееву [25].

ся выветриванию и денудации, они становятся мощным источником фосфора, активно воздействуя, таким образом, на смежные осадочные бассейны.

На фиг. 1 сделана также попытка, по данным В.В. Гордеева [25], оценить суммарный речной сток P_2O_5 . Обращает на себя внимание, что основная масса фосфора мигрирует в реках в форме взвеси ($4,07 \cdot 10^7$ т P_2O_5 ежегодно); в растворенном виде перемещается только 7% общей массы фосфатов. Ежегодное поступление растворенного в речных водах фосфора оценивается величиной $0,37 \cdot 10^7$ т.

Такие соотношения между взвешенной и растворенной формами миграции отражают устойчивость апатита в процессах выветривания и последующей мобилизации материала на континенте. Следует подчеркнуть, что в настоящее время мы имеем дело с максимальным количеством растворенного в речной воде фосфора, что, по всей вероятности, связано с бурной добычей сырья для фосфорных удобрений и их усиленным применением в современном сельском хозяйстве.

В связи с этим не вызывает сомнения, что в геологическом прошлом растворенный фосфор речного стока значительно уступал современному, что бесспорно следует учитывать при расчетах.

Зная абсолютную массу фосфора, растворенного в Мировом океане, а также величину годового стока P_2O_5 в растворе, можно легко рассчитать возобновляемость запасов растворенного фосфора. Так как, согласно цифрам Р. Хорна [82], в морской воде примерно 90% P_2O_5 находится в растворе и только 10% в виде взвеси, мы использовали при оценке возобновляемости не величину $2,2 \cdot 10^{11}$ т, а $1,98 \cdot 10^{11}$ т P_2O_5 . Разделив ее на объем ежегодного привноса растворенного в речных водах P_2O_5 , т.е. на $0,37 \cdot 10^7$ т, получаем 53 500 лет или, округляя — 50 000 лет. Именно за этот отрезок времени, согласно построениям Т.Ф. Барта [77], мировые запасы фосфора, заключенные в водах морей и океанов, пол-

ностью обновляются в результате реализации осадочного геохимического цикла.

Необходимо подчеркнуть, что возобновляемость запасов растворенного фосфора в Мировом океане рассчитывали многие геохимики и литологи. Согласно данным А.Б. Ронова и Г.А. Корзиной [49], она равна 160 000 лет, Г.Н. Батурина [4] – 200 000 лет; наши результаты ближе всего стоят к цифре Э.Д. Гольдберга [24], который оценил ее в 48 000 лет.

Зная величину возобновляемости растворенного в морской воде P_2O_5 , можно попытаться оценить рудогенерирующую способность современного Мирового океана. Это особенно важно в связи с тем, что именно современные моря и океаны являются, по-видимому, высшей стадией развития гидросферы, отличаются от водоемов прошлого максимальными морфометрическими характеристиками и объемом вод [57, 58] и, возможно, в связи с этим содержат максимальные абсолютные массы P_2O_5 .

Для того чтобы решить поставленную задачу, нужно достаточно четко представлять себе абсолютную геохронологию фосфатного рудогенеза. На основании данных, приведенных в работах [42, 48], было показано, что три крупнейших фосфоритоносных бассейна Азии – Каратау (Казахстан), Хубсугул (МНР) и Юннань (КНР) располагаются в отложениях томмотского яруса кембрия, а абсолютная геохронология определяет томмот в 5 млн. лет [83], лишь иногда увеличивая его длительность до 10 млн. лет [80]. Поэтому можно рассчитать то количество фосфора, которое смог бы генерировать современный Мировой океан, если бы он все свои запасы P_2O_5 направлял на формирование этих трех фосфоритоносных бассейнов.

В первом случае (томмот = 5 000 000 лет), если учесть величину возобновляемости запасов фосфора (50 000 лет), то станет очевидным, что количество отложенного P_2O_5 не может превышать 100 объемов современного Мирового океана; иначе говоря, при этом варианте суммарные палеогеографические запасы трех азиатских бассейнов можно оценить величиной $1,98 \cdot 10^{13}$ т P_2O_5 .

Во втором случае (томмот = 10 000 000 лет) те же запасы будут ограничиваться величиной в 200 объемов океана и дадут цифру, равную $3,96 \cdot 10^{13}$ т P_2O_5 .

Реальные палеогеографические запасы трех интересующих нас фосфоритоносных бассейнов Азии, по материалам Г.И. Бушинского [19], А.В. Ильина [36] и В.Н. Холодова [66], соответствуют массе $1,3 - 1,5 \cdot 10^{12}$ т P_2O_5 ; не вызывает сомнения, что эта цифра сильно занижена и не учитывает все многочисленные "эмбриональные" рудопроявления фосфоритов в кембрийских толщах Казахстана, Монголии и Китая. Здесь уместно напомнить, что, по данным А.Л. Яншина и М.А. Жаркова [76], в отложениях венда – кембрия континентов мира заключено около $1,41 \cdot 10^{16}$ т рассеянного P_2O_5 – почти 20% всего фосфора, сосредоточенного в стратифере.

Очевидно, что такие огромные массы фосфора не мог бы создать даже современный океан; еще большие сомнения вызывает регенерирующая способность гидросферы на границе докембрия и палеозоя, когда повсеместно господствовали мелководные проливнообразные водоемы.

Таким образом, согласно всем этим, конечно, приблизительным оценкам, воды Мирового океана не могли быть ответственными за концентрацию фосфора даже в трех фосфоритоносных бассейнах Азии. Между тем, говоря о фосфоритовых месторождениях этого возраста, следует иметь в виду, что здесь мы имеем дело не с отдельными фосфоритоносными регионами, а с целой эпохой фосфатного, железомарганцевого и металлоносно-сланцевого рудообразования, глобально проявившейся почти на всех континентах [1, 19, 23, 60–63, 65–70, 75].

Ассоциации рудных компонентов, накапливавшихся в морях вендско-кемб-

рийского времени, формировались в результате интенсивного выветривания и эрозии весьма своеобразных питающих провинций на суше, среди которых огромную роль играли основные – ультраосновные и щелочные интрузии, содержащие P, V, Co, Ni, Fe, Mn и другие элементы, нижнепротерозойские железорудно-марганцевые джеспилитовые пояса и местами архейские базальтоиды [68].

Основная масса рудных компонентов мобилизовалась в пределах континентального блока и мигрировала в смежные палеоводоемы главным образом в виде взвесей. Фосфор, по-видимому, в этом отношении не составлял исключения, и его тонкие взвеси часто обогащали глубокие части вендско-кембрийских морей.

Модель древнего фосфоритообразования лучше всего создать на примере Каратауского фосфоритоносного бассейна (Казахстан). Каратауский регион представляет собой довольно мощное звено древнего фосфоритообразования. В этом бассейне на площади, равной 2,5 тыс. км² (120×25 км), расположено пять крупных месторождений мелкозернистых фосфоритов (Жанатас, Кокджон, Коксу, Аксай и Чулактау) и свыше 30 мелких и средних фосфатных рудопроявлений.

Все проявления фосфатного оруденения контролируются чулактауской свитой, на основании находок многочисленной фауны хиолитов, хиотельминтов, томмотиид, конодонтов, анабаритид и других окаменелостей, относимой к томмотскому ярусу нижнего кембрия [44].

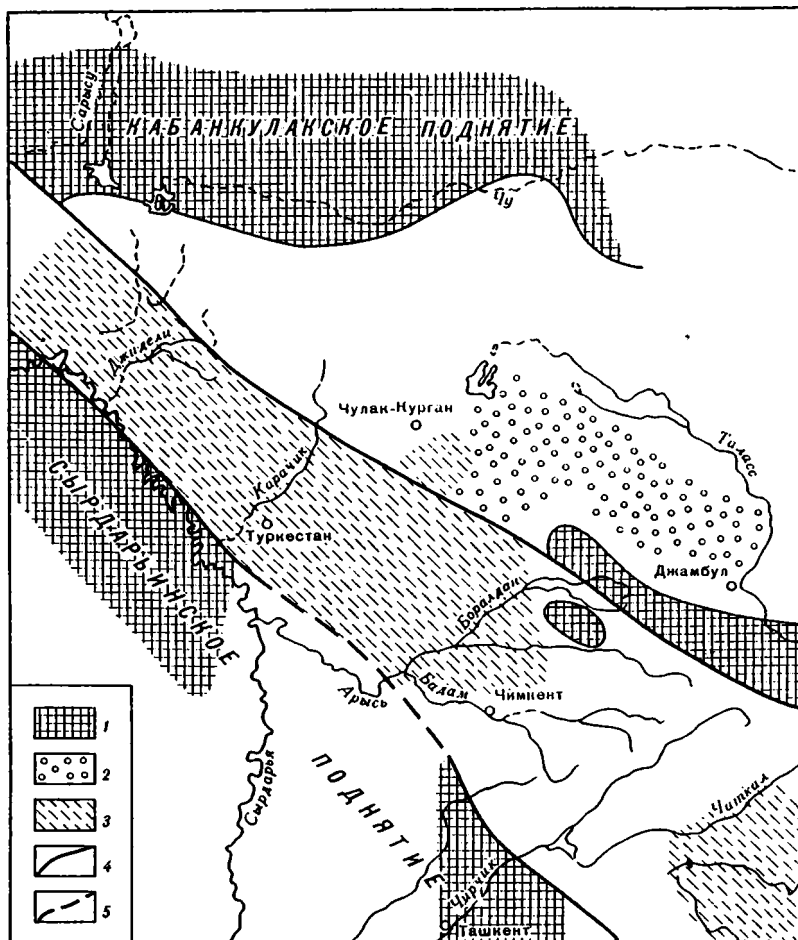
Фосфоритоносная свита подстилается горизонтом беркутинских доломитов, которые одни исследователи [41] относят к венду, другие – к нижнему кембрию [35]. Так как в различных частях беркутинских доломитов встречены фосфоритоносные пласты и линзы, а также глыбы и фрагменты фосфоритов, а в основании этой толщи нередко распространены конгломератобрекчии и отчетливые следы размыва подстилающих каройских пород, нам представляется правильным относить их также к томмотскому ярусу.

Фосфатсодержащие отложения в районе Малого Каратау перекрываются мощной карбонатной шабактинской свитой, принадлежащей к нижнему, среднему и верхнему кембрию, а также ордовика [34].

В тектонически сложной блоковой структуре Малого Каратау прослеживается северо-восточное крыло крупного протерозойского антиклинория, сильно усложненное продольными взбросами; Большекаройская, Малокаройская, Аксайская и Северо-Беркутинская долины вытянуты вдоль таких продольных разломов и в северо-восточных бортах повсеместно обрамляются нормально залегающими фосфоритоносными чулактаускими отложениями. Секущие их сбрососдвиги субмеридионального и субширотного направления разобщают отдельные рудопроявления между собой и превращают регион в сплошное крошево тектонических блоков и изолированных клиньев.

Мощная система разломов северо-западного простирания ограничивает регион Малого Каратау с юго-востока и отделяет его от системы Большого Каратау. Последний представляет собой сложно построенный и сильно вытянутый в длину мегантиклинорий, в строении которого принимают участие интенсивно дислоцированные протерозойские, каледонские и герцинские комплексы пород. Три крупных антиклинория низшего порядка – антиклинорий Северо-Западного Каратау, Байджансайский и Боролдайский разделяются в нем двумя антиклинориями – Центральным и Бугуньским [22, 43].

Стратиграфическим эквивалентом фосфоритоносной в Малом Каратау чулактауской свиты здесь являются отложения курумсакской свиты, представленные ритмично-слоистыми углеродсодержащими фтанитами, глинистыми и карбонатными сланцами, содержащими повышенные количества U, V, Co, Ni, MO, Se, Re и других элементов-примесей; в верхней части разреза появляются баритоносные породы [2, 32, 33, 62].



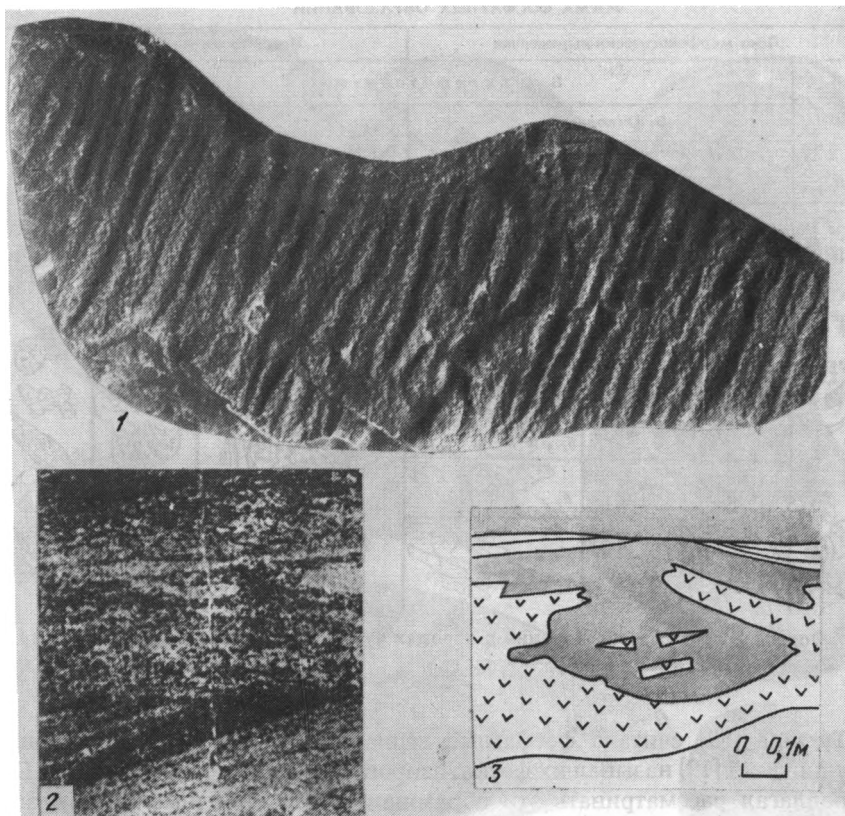
Фиг. 2. Палеогеографическая схема строения Каратау (Казахстан) в томмотское время

1 — докембрийские поднятия, участки суши; 2 — фосфориты и фосфоритовые кремнисто-глинисто-фосфатные ритмиты; 3 — ритмично-слоистые углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатные отложения; 4 — разломы; 5 — предполагаемые разломы

С палеогеографической точки зрения нижнекембрийское море, расположенное в пределах Большого и Малого Каратау, представляло собой узкий мелководный проливиобразный водоем, вытянутый с юго-востока на северо-запад. Участки суши — Сырдарьинский массив, Кабанкулакское поднятие, возможно, Чуилийский массив, со всех сторон окружали Кокджотский горст, по-видимому, также выступавший над уровнем моря (фиг. 2).

В наиболее погруженных и глубоководных участках палеоводоема повсеместно шло формирование ритмично-слоистых углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев, часто переслаивающихся с углеродисто-карбонатными и углеродисто-кремнистыми сланцами и фтанитами. Кремнистая составляющая этих образований содержит огромное количество остатков радиолярий, а ритмичное накопление сапропеллантогенного органического вещества отражает, по-видимому, сезонный расцвет и гибель планктона.

Кокджотский горст, окруженный со всех сторон более глубоководными участками, представлял собой целую систему подводных отмелей; здесь на площади, ныне занятой Малым Каратау, располагались по крайней мере три суб-



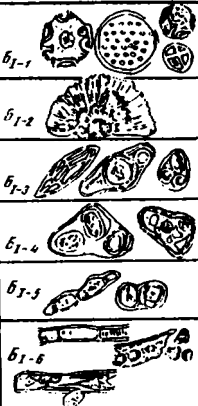
Фиг. 3. Текстуры пород чулактауской свиты хр. Малый Каратау

1 — знаки ряби в фосфоритах месторождения Карашат (2/3 натур. вел.); 2 — косая слоистость в фосфоритах месторождения Джанатас (2/3 натур. вел.); 3 — зарисовка карманообразной промоины, заполненной фосфоритом (серое) в кремнисто-фосфатной породе (круп) месторождения Беркуты

меридиональных подводных поднятия, ограничивающих две не особенно глубокие лагуноподобные впадины. В них шло формирование собственно фосфоритоносных отложений.

Среди фосфоритоносных отложений четко выделяются разрезы двух типов. В наиболее глубоких частях впадин на отмелях развиты ритмично-слоистые и довольно мощные углеродисто-кремнисто-глинистые толщи, в которые включены пласты и линзы субмономинеральных фосфоритов. На прилегающих к ним поднятиях-отмелях залегают более маломощные пласты и линзы фосфоритов с реликтами водорослевых и бактериальных структур, включающие фосфатные онколиты рода *Ozagia* и разнообразные макроскопически различные строматолитовые формы. Здесь обычно мощность чулактауской свиты сокращается до нескольких дециметров и широкое распространение получает косая слоистость, знаки ряби, литоральные промоины, ходы червей и других илоедов, карманы размывов и трещины усыхания — весь набор мелководных текстур, вообще типичных для каратауских фосфоритов (фиг. 3).

Большой интерес вызвал вопрос о том, что собой представляют фосфатные частицы, слагающие пласты и линзы фосфоритов, включенные в кремнистые и кремнисто-карбонатные отложения чулактауской свиты. По этому поводу многие наши предшественники высказывали разные мнения. Так, например,

Ясно морфологически выраженная				Неопределенная	
А Микро- фоссилии	Б Микрофитолиты				В Неяс- ной принад- лежно- сти
	Б _I Онколиты		Б _{II} Микростроматиты	Б _{III} Сложные водоросле- вые колонии	
	Внутренняя структура				
	Сложная	Отсутствует			
					

Фиг. 4. Формы фосфатных образований в породах чулактауской свиты хр. Малый Каратау

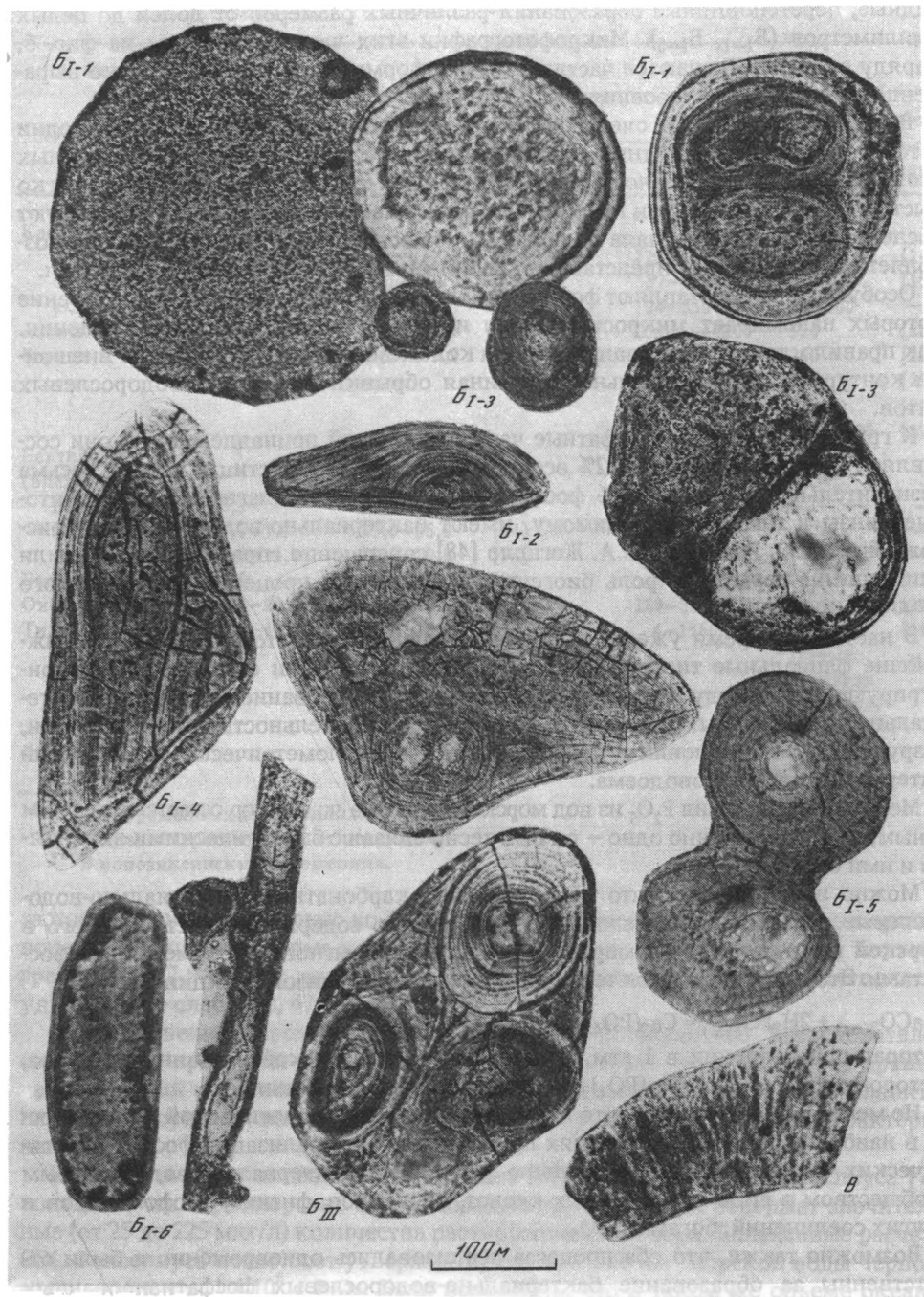
А.М. Тушина [59] считала фосфатные зерна типичными микроконкрециями, Г.И. Бушинский [19] называл их фосфатизированными копролитами, Е.А. Еганов [31] предлагал рассматривать эти образования как типичные интракластиты. В.Н. Холодов сделал предположение, что микропрослои фосфатного материала "...являются биогенными водорослевыми образованиями типа одиночных строматолитов" [62, с. 35].

Материалом для наших исследований послужили 600 прозрачных шлифов, характеризующих разрезы чулактауской свиты в девяти месторождениях и рудопроявлениях фосфоритов Северо-Западного Каратау. Через 0,5–1,0 м мощности были систематически опробованы разрезы в районах Беркуты Северный, Коксу, Кистас, Бабл-Ата, Кесиктюбе, Джанатас, Беркуты I, Джилан и Ала-Джар. Установлено, что среди фосфатных частиц, слагающих фосфоритоносные отложения, выделяются три морфологически различные группы (фиг. 4).

К первой группе (А) принадлежат многочисленные микрофоссилии, сложенные пелитоморфным фосфатным материалом; они имеют спирально-цилиндрические, цепочечные из клеток формы, нередко напоминают полые чехлы и различные коккоидные образования. В фосфатизированных членах чулактауской биоты В.Н. Сергеевым и Р.Н. Огурцовой [51] были описаны *Obruchevella parva* Reitlinger, *O. delicata* Reithl., *O. cf. meischucunensis* Song., *Eomycetopsis robusta* Schopf. et Knoll., *Golubic*, *Palaeotubulus* aff. *lamellosus* Wang, *Eophanocapsa mollé* sp. nov., *Tetraphycus ampilus* Golovenok et Belova, *T. acutus* sp. nov., *Archaeophycus venustus*, *Oseillatoriopsis* sp., *Myxococcoides grandis* Horodyski et Donaldson, *Siphonophycus* sp. и др.

Эти образования, несомненно, относятся к продуктам жизнедеятельности синезеленых водорослей типа *Spirulina*.

Ко второй группе (Б_I) принадлежат фосфатные частицы, внутреннее строение которых тесно связано с их морфологией; как правило, это овальные, круглые, тетраэдрические или спороподобные включения, объединенные единой оболочкой. Они образуют круглые, овальные, треугольные, булавовидные, копье-



Фиг. 5. Микрофотографии фосфатных частиц группы B_{I-1} – B_{I-6} , а также B_{III} и B в кремнисто-карбонатно-фосфатных породах чулактауской свиты хр. Малый Каратау

видные, веретенovidные образования различных размеров от долей до целых миллиметров (B_{I-1} , B_{I-6}). Микрофотографии этих частиц показаны на фиг. 5. Наряду с ними встречаются частицы той же формы, но не имеющие ярко выраженного внутреннего строения (B_{I-1} – B_{I-6}).

В частицах группы B_I очень четко проявляется принцип "матрешек"; одни и те же по форме фосфатные образования могут в литологически различных слоях разреза очень сильно варьировать по размеру. В результате можно легко выстроить ряды подобия, в которых морфологически сходные частицы образуют последовательность "от мала до велика". Эта особенность частиц группы B_I позволяет считать, что они представляют собой типичные биогенные образования.

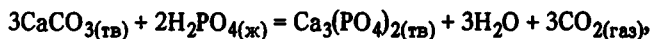
Особую группу составляют фосфатные частицы (B_{II} – B_{III}), внутреннее строение которых напоминает микростроматиты или сложные водорослевые колонии. Как правило, такие образования резко и консеквентно ограничиваются внешними контурами зерна, невольно напоминая обрывки фосфатных водорослевых матов.

К группе В относятся фосфатные частицы неясной принадлежности; они составляют обычно только 10–12% всей массы фосфатных частиц и играют весьма незначительную роль; 90–88% фосфатных образований, слагающих фосфоритовые линзы и пласты, по-видимому, имеют бактериально-водорослевое происхождение. А.Ю. Розанов и Е.А. Жегалло [48] совершенно справедливо обратили внимание на серьезную роль биогенных факторов в процессах кембрийского осадконакопления.

В настоящее время уже не вызывает сомнения то обстоятельство, что важнейшие фациальные типы каратауских фосфоритов были созданы двумя конкурирующими между собой процессами – формированием фосфатно-бактериально-водорослевых построек и сортирующей деятельностью морских волн, разрушавших эти колонии и переотлагавших гранулометрически разнородный материал на дне палеоводоёма.

Механизм извлечения P_2O_5 из вод морского водоёма до сих пор остается не совсем ясным, хотя несомненно одно – он был тесно связан с биологическими явлениями и ими определялся.

Можно предположить, что первоначально карбонатные бактериально-водорослевые образования в условиях повышенного содержания растворенного в морской воде фосфора посмертно и геологически мгновенно замещались фосфатами. Это подтверждается термодинамическим анализом реакции:



которая при давлении в 1 атм. является экзотермической и сдвинута вправо, в сторону образования $Ca_3(PO_4)_2$ или иных фосфатов кальция [46].

Не менее вероятно также, что под влиянием бактериологической деятельности в наиболее прибрежных фациях происходила минерализация фосфатно-органических компонентов, прижизненно усвоенных бактериально-водорослевым сообществом в виде нуклеиновых кислот, лецитинов, фитина, фосфолипидов и других соединений, богатых P_2O_5 .

Возможно также, что оба процесса реализовались одновременно и были ответственны за образование бактериально-водорослевых фосфатизированных скоплений.

Наряду с механизмом извлечения фосфора в кембрийском палеоводоёме существовал механизм обогащения вод растворенными фосфатами. Такими процессами в современных морях и океанах являются стагнация и развитие сероводородного заражения.

Общеизвестно, что наиболее типичным сероводородсодержащим бассейном принято считать Черное море; в нем ниже 200-метрового активного кислородсодержащего слоя с соленостью 1,8‰ располагается мощная 2000-метровая

Распределение фосфора в водах современных водоемов, мг/л

Море	Вода					литератур- ный источ- ник
	поверхно- стная	глубинная	литератур- ный источ- ник	иловая		
				от — до	среднее	
Каспийское						
Северный	0,0—35,0	—	[8]	220—8429	1240	[14]
Средний	0,1—15,0	8,0—75,0	[8]	37—119	24—200	[15]
Южный	0,1—17,0	7,0—78,0	[8]	24—550	25—360	—
Азовское	0,0—22,0	4,0—200,0	[6, 30]	Следы—4800	920	[26, 28]
Черное	7,0—40,0	107,0—299,0	[17, 30, 10, 13, 52, 79]	80—740* 270—1570** 550—1160*** 200—5000	260 920 840 230—2300	[21] [21] [21] [27, 29]
Балтийское (впадина):						
Готландская	5,3—14,0	28,0—300,0	[74]	—	—	—
Лансортская	7,1—7,8	13,0—85,0	[74]	—	—	—
Атлантская	9,0—10,0	10,0—20,0	[74]	—	—	—
Баренцево	6,0	20,0	[9]	40—990	245	[73]
Охотское	0,0—20,0	60,0—100,0	[18, 45]	180—360	—	[11, 12]
Тихий океан	0,0—46,0	60,0—105,0	[4]	4—1960	330	[16]
					(серые терриген- ные илы) Следы—670 (красные илы)	

(серые
терриген-
ные илы)
Следы–670
(красные
илы)

* В современных отложениях.

** В древнечерноморских отложениях.

*** В новозвксинских отложениях.

застойная зона с соленостью до 2,2‰, с сероводородом, растворенным в морской воде. В этой части водоема концентрация H_2S возрастает от 0,52 мг/л у верхней границы до 7,5 мг/л у дна, а конвекционное перемешивание осуществляется удивительно слабо [20, 47; 54, 56, 71].

Возникновение сероводородного заражения большинство исследователей связывают с прорывом соленых вод Средиземноморья через Босфор в древне-черноморский опресненный бассейн, усиленным развитием и гибелью планктона и последующей вспышкой деятельности сульфатредуцирующих бактерий в илах [58].

Работы Б.А. Скопинцева и А.В. Карпова [53], а позднее С.Х. Фонселиуса [79] показали, что черноморские сероводородсодержащие воды содержат значительные (от 25 до 225 мкг/л) количества растворенного фосфора. Балансовые расчеты С.Х. Фонселиуса позволяют утверждать, что в 537000 км^3 морской воды Черного моря находятся $1,4 \cdot 10^8$ т P_2O_5 . Если вспомнить, что в таком же объеме океанической воды обычно содержится только $0,56 \cdot 10^8$ т P_2O_5 , станет очевидным, что сероводородное заражение активно стимулирует растворение фосфатов.

Так как подготовленные к освоению запасы Каратауского фосфоритоносного бассейна оцениваются в $5,04 \cdot 10^8$ т P_2O_5 , следует считать, что воды Черного моря заключают в себе 1/3 часть этой величины.

В таблице приведено распределение фосфора в водах современных морских и океанических водоемов. Анализ приведенных данных позволяет сделать несколько важных выводов.

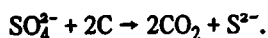
1. Повышенное содержание фосфора в глубинных морских и океанических водах всегда появляются в водоемах с сероводородным заражением; как было показано еще в работе Г.Н. Батурина [4], в водах застойных впадин содержание фосфора нередко достигает 300 мкг/л (Черное и Балтийское моря, норвежские фиорды и др.).

2. Количество растворенного фосфора в водах морей и океанов непрерывно возрастает сверху вниз; минимальные содержания его характерны для области интенсивного развития планктона, максимальные — для глубоководных частей водоемов.

3. Максимальные количества растворенного фосфора обнаруживаются в иловых водах, причем здесь количество его тесно связано с количеством захороняющейся органики; действительно, в серых терригенных илах Тихого океана содержание фосфора достигает 330 мкг/л, тогда как лишенные $S_{\text{орг}}$ красные глубоководные глины содержат только 24 мкг/л этого растворенного элемента.

Совершенно очевидно, что главным процессом, определяющим переход фосфатов в растворенное состояние, является диагенетическая деятельность разнообразных бактерий, которая постоянно совершается в обводненных илах на дне водоемов и которая четко регламентируется количеством захороненной органики.

В соответствии с разработками Н.М. Страхова [54–65], на первой стадии диагенеза осуществляется деятельность аэробных бактерий, окисляющих и расщепляющих органическое вещество; в результате накапливается CO_2 , затем H_2 , NH_3 , CH_4 и другие компоненты. Далее уже в анаэробной среде сульфатредуцирующие бактерии разлагают SO_4^{2-} морской воды и восстанавливают серу по схеме



Образуются сероводород и угольная кислота, под воздействием которых усиленно растворяются фосфаты и, по-видимому, даже апатит. Растворенные в иловой воде фосфаты могут не только формировать конкреции фосфоритов, но, как показали С.В. Бруевич с сотрудниками [18], усиленно выносятся в придонную воду и заметно обогащают ее растворенным фосфором.

Фациально-геохимический анализ наиболее глубоководных ритмично-слоистых углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатных фаций Каратауского региона свидетельствует о чрезвычайно спокойных и затишных обстановках их отложения. Прежде всего следует подчеркнуть, что эти толщи содержат от 2–5 до 20 и даже 50% углеродистого материала, который представлен графитом и антраксолитом; не вызывает сомнения, что углеродсодержащие слои представляют собой реликты сапропланктогенного органического вещества. О значительной роли планктона в формировании этих относительно глубоководных кембрийских осадков свидетельствуют многочисленные остатки кремневых радиолярий [3, 62].

Интенсивность диагенетических процессов в илах кембрийского водоема подчеркивается очень широким распространением в них разнообразных сульфидов; среди последних диагностированы борнит, халькозин, ковеллин, пирит, сфалерит, молибденит, сульванит, арсенопирит, пирротин, патронит. В толще ванадиеносных фтанитов описаны мелкие фосфатные конкреции и стяжения [3].

О развитии сероводородного заражения во впадинах кембрийского моря свидетельствует отсутствие бентосной фауны, которое является типичным для современных морских водоемов черноморского типа.

Для окончательного решения вопроса о составе вод кембрийского водоема

мы пытались использовать так называемый коэффициент стагнации; он был апробирован на примере третичных отложений Предкавказья и голоценовых отложений Черного моря [72]. В регионе среди новогрозненских и майкопских отложений по палеоэкологическим признакам были выделены интервалы разрез, которые, по-видимому, отлагались в условиях сероводородной обстановки; в них было определено значение Mo/Mn . Отношение тех же элементов было исследовано в черных сланцеподобных глинах чокрака и карагана, формировавшихся, по мнению экологов, в хорошо аэрируемых водоемах. Оказалось, что в тех случаях, когда мы имеем дело с осадками областей стагнации, отношение молибдена к марганцу колеблется в пределах сотых значений, но как только мы переходим к хорошо аэрируемым водоемам, этот коэффициент уменьшается до тысячных.

Исследование значений Mo/Mn , выполненное нами в кембрийских ритмично-слоистых углеродисто-кремнисто-глинистых отложениях Большого Каратау, показало, что здесь оно колеблется в пределах 0,05–0,15; имеются все основания считать, что они формировались в застойном режиме стагнации, при интенсивном сероводородном заражении придонных вод. Это в свою очередь позволяет предполагать, что в воды кембрийского моря вместе с H_2S из донных илов поступало значительное количество растворенного фосфора.

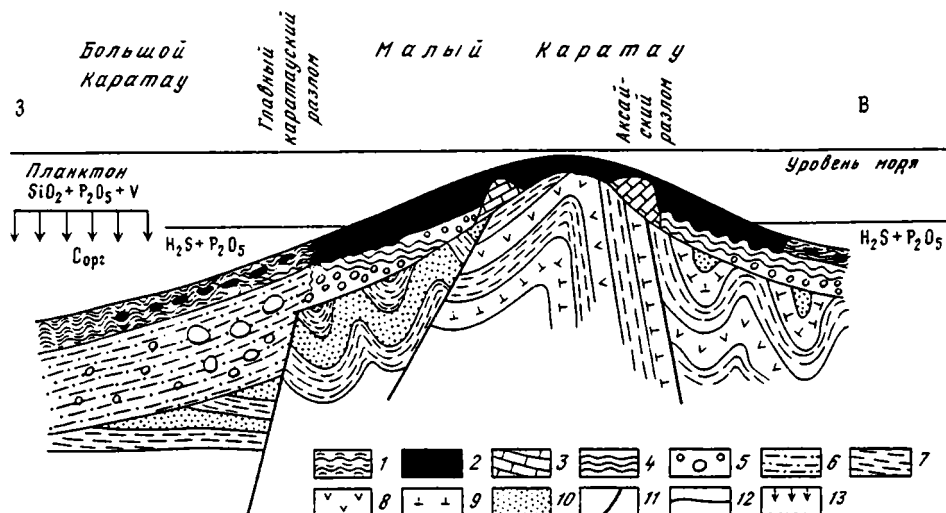
Общая схема круговорота фосфора в кембрийском палеоводоеме представляется в следующем виде. Каратауский морской проливообразный водоем, так же как и многие другие вендско-кембрийские водоемы (Хубсугульский, Южно-Китайский, Австралийский, Западно-Африканский и др.); получал с суши избыточное количество фосфатных соединений, перемещавшихся как в виде растворов, так и в виде тонкой взвеси вследствие следующих причин: 1) характерного развития тектономагматических событий в предвендское время, в результате которых в области питающих провинций получили широкое распространение ультраосновные и щелочные магматические породы, вносящие в зону гипергенеза массу P_2O_5 ; 2) предшествующей эпохи интенсивного химического выветривания на суше; 3) общей пенеппенизации рельефа, в результате которой в водоемы замедлилась поставка обломочного терригенного и карбонатного материала – основных разбавляющих компонентов области сноса [64, 67, 68].

Усиленное поступление P_2O_5 с суши вызвало вспышку планктогенной жизни; расцвет фито- и зоопланктона в водах пелагической части моря нашел отражение в формировании глубоководных ритмично-слоистых углеродисто-кремнисто-глинистых толщ; вместе с ними накапливались фосфор, ванадий, кобальт, никель, молибден и другие металлы, которые увлекались в осадок органическим веществом или осаждались в виде взвесей. Сезонная продуктивность планктона отражалась в ритмичности накапливающихся илов.

Микробиологическое разложение органического вещества в относительно глубоководных ритмически-слоистых илах и деятельность сульфатредуцирующих бактерий создавали избыток диагенетического сероводорода и углекислоты в иловых, а затем и наддонных водах морских впадин; модель подобного явления можно было наблюдать в современных и древнечерноморских отложениях.

Под действием окисления органического вещества и процессов микробиологической сульфатредукции тонкая фосфатная взвесь переходила в раствор и обогащала ту часть наддонной воды, где было развито сероводородное заражение (фиг. 6).

В пределах хорошо аэрируемых и прогреваемых отмелей каратауского кембрийского водоема, на рубеже кислородсодержащих и сероводородных вод функционировали колонии цианобактерий; здесь под действием кислорода разлагались массы сероводорода, растворенного в воде, резко понижалась раство-



Фиг. 6. Общая схема осадконакопления в Каратау в нижнекембрийское время

1 — ритмично-слоистые углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатные отложения относительно глубоководных зон; 2 — фосфориты; 3 — беркутинские доломиты; 4 — текстуры оползней и биогермы в доломитах; 5 — глыбы в тиллитоподобных отложениях; 6 — терригенно-глинистые сланцы; 7 — глинистые сланцы; 8 — кремни и кремнистые породы; 9 — туффиты и вулканогенно-осадочные породы; 10 — песчаники и алевролиты; 11 — разломы; 12 — граница между сероводород- и кислородосодержащими водами; 13 — планктонное осаждение компонентов

римость P_2O_5 и создавались самые благоприятные условия для био- и хемогенного накопления фосфатного вещества.

Строматолитообразующая деятельность водорослей на отмелях нарушалась волноприбойной деятельностью; механическое дробление биогенно-фосфатного материала сопровождалось мощным процессом его механического переотложения и формирования целой системы линз и пластов фосфоритов, хорошо вписывающихся в общую ритмичность углеродистого, кремнистого и карбонатного материала.

Любопытно, что с течением времени впадины на отмелях Малого Каратау непрерывно нивелировались, очевидно, постепенно заполняясь биогенно-хемогенным материалом; в предтамдинское время они уже представляли собой, по-видимому, сложную систему пересыхающих луж, в которых формировались фосфатно-карбонатно-железородно-марганцевые бактериальные маты, микрофоссилии и строматолиты.

В целом становится все очевиднее, что вендско-кембрийский фосфатообразующий процесс реализовался в мелководном морском водоеме, где осадконакопление по всем статьям резко отличалось от современного океанского. Осаждение фосфора на отмелях здесь главным образом происходило биогенным путем, а общая палеогеографическая обстановка совершенно не согласуется с гипотезой океанского апвеллинга, хотя последняя и до сих пор кажется весьма удобной и привлекательной многим известным специалистам-литологам [4, 37, 78].

1. Дльтгаузен М.Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
2. Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 272 с.
3. Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 272.
4. Батурич Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
5. Беус А.А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М.: Недра, 1973. 292 с.
6. Бронфман А.М. Современный гидролого-гидрохимический режим Азовского моря и его возможные изменения // Тр. Азовского НИИРХ. 1972. Вып. 10. С. 36–59.
7. Бруевич С.Г. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 138 с.
8. Бруевич С.Г. Гидрохимические черты Каспийского моря // Природа. 1938. № 4. С. 16–27.
9. Бруевич С.Г. Элементарный состав воды Мирового океана // Тр. ИО АН СССР. 1948. Т. 2. С. 21–34.
10. Бруевич С.Г. Химия и биологическая продуктивность Черного моря // Тр. ИО АН СССР. 1953. Т. 7. С. 12–56.
11. Бруевич С.Г. Биогенные элементы в грунтовых растворах Охотского моря // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105. № 3. С. 519–522.
12. Бруевич С.Г. К геохимии осадков Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1956. Т. 17. С. 41–132.
13. Бруевич С.Г. О водном и солевом балансе Черного моря // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 42. С. 255–272.
14. Бруевич С.Г., Виноградова Е.Г. Накопление биогенных элементов в грунтовых растворах Северного Каспия в связи с характером грунтов // Докл. АН СССР. 1940. № 6. С. 701–704.
15. Бруевич С.Г., Виноградова Е.Г. Химический состав грунтовых растворов Каспийского моря. Сообщения 1 и 2 // Гидрохимические материалы. 1947. Вып. 13. С. 20–42. С. 142–168.
16. Бруевич С.Г., Зайцева Е.Д. К химии осадков северо-западной части Тихого океана // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 42. С. 3–88.
17. Бруевич С.Г., Зайцева Е.Д. Биогенные элементы в грунтовых растворах Тихого океана // Тр. ИО АН СССР, 1964. Т. 42. С. 111–124.
18. Бруевич С.Г., Зайцева Е.Д., Горшкова Т.И. О влиянии донных отложений на химизм пресных водоемов // Гидрохимические материалы. 1939. Т. 31. С. 57–70.
19. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 226 с.
20. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.
21. Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 134–183.
22. Галицкий В.В. Урало-Тянь-Шаньская зона сдвигов // Сов. геология. 1940. № 9. С. 73–78.
23. Гиммельфарб Б.М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритных месторождений СССР // Геология месторождений горнохимического сырья. Тр. ГИГХС. 1959. Вып. 5. С. 7–78.
24. Гольдберг Э.Д. Геохимия моря // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 431–459.
25. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.
26. Горшкова Т.И. О скорости распада органического вещества фитопланктона Таганрогского залива // Докл. АН СССР. 1955. Т. 104. С. 112–113.
27. Горшкова Т.И. Химический состав грунтовых растворов Балтийского моря // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113. С. 863–865.
28. Горшкова Т.И. Донные осадки и грунтовые растворы Азовского моря // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 477–503.
29. Горшкова Т.И. Органическое вещество современных шельфовых осадков северных морей СССР // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 66–72.
30. Дацко В.Г. Органическое вещество в водах южных морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 230 с.
31. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1988. 62 с.

32. *Ергалиев Г.Х.* Биостратиграфическая схема нижнего кембрия и тремадока Большого и Малого Каратау, гор Шабаклы и Южного Улутау // Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тез. докл.). Алма-Ата, 1971. С. 25–50.
33. *Ергалиев Г.Х., Азербасев Н.А.* Стратиграфия Большого Каратау // Геология и металлогения Каратау. Алма-Ата: Наука КазССР, 1986. Т. 1. С. 35–39.
34. *Ергалиев Г.Х., Конеев С.П., Несимбаев А.Н.* Стратиграфия. Малый Каратау. Кембрийская система // Геология и металлогения Каратау. Алма-Ата: Наука КазССР, 1986. Т. 1. С. 41–44.
35. *Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В.* Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1977. 138 с.
36. *Ильин А.В.* К палеографии Хубсугульского фосфоритноносного бассейна // Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 87–92.
37. *Ильин А.В.* К эволюции фосфогенеза: эпохи фосфогенеза и их тектонические предпосылки // Проблемы геологии фосфоритов. М.: Наука, 1991. С. 20–26.
38. *Казаков А.В.* Фосфоритные фации и генезис фосфоритов // Тр. НИУИФ. Вып. 142. М.: ОНТИ, 1937. С. 100–120.
39. *Казаков А.В.* Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. М.; Л.: ОНТИ, 1939. Тр. НИУИФ. Вып. 145. 108 с.
40. *Казаков А.В.* Геотектоника и формирование фосфатных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 5. С. 42–68.
41. *Королев В.Г., Максумова Р.А.* Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау // Геология и горное дело. Тр. Фрунзенск. политехн. ин-та. 1986. Вып. 24. С. 20–27.
42. *Луvsсанданзан Б., Розанов А.Ю.* О возрасте древних фосфоритов Азии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 1. С. 164–167.
43. *Макарычев Г.И.* Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 3. С. 3–19.
44. *Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М.* Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и дскембрия Малого Каратау. М.: Наука, 1981. 90 с.
45. *Мокиевская В.В.* О распределении форм фосфора в водах дальневосточных морей // Тр. ИО АН СССР. 1958. Т. 26. С. 215–233.
46. *Некрасов Б.В.* Курс общей химии. М.: Химия, 1973. 608 с.
47. *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. 597–633.
48. *Розанов А.Ю., Жегалло Е.А.* К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 67–82.
49. *Ройнов А.Б., Корзина Г.А.* Фосфор в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 667–687.
50. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1991. 182 с.
51. *Сергеев В.Н., Огуцова Р.Н.* Микробиота нижнекембрийских отложений Малого Каратау (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 58–66.
52. *Скопинцев Б.А.* Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 256 с.
53. *Скопинцев Б.А., Карпов А.В.* Содержание органического фосфора в водах Атлантики, Средиземного и Черного морей (Органический фосфор в водах Атлантического океана, Средиземного и Черного морей) // Тр. Океаногр. комис. 1966. С. 128–156.
54. *Страхов Н.М.* Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 375–377.
55. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 2. 574 с.
56. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
57. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–34.
58. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зеерев В.П.* Гидросфера и эволюция Земли // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1988. № 6. С. 3–19.
59. *Тушина А.М.* О фосфатных оолитах, сферолитах в фосфоритах Каратау // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1960. 4. 89. Вып. 1. С. 46–51.
60. *Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 2. С. 130–147.

61. Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Еразии. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 29–44.
62. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 292 с.
63. Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в жизни Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–209.
64. Холодов В.Н. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении // Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. М.: Наука, 1977. С. 151–162.
65. Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 78–92.
66. Холодов В.Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе // Эволюция рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 5–33.
67. Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6–43.
68. Холодов В.Н. Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 3–32.
69. Холодов В.Н. К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли // Эволюция биосферы. М.: Наука, 1992. С. 32–95.
70. Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые, 1993. № 2. С. 3–23.
71. Холодов В.Н., Лубченко И.Ю. Проблемы геохимии современных осадков Черного и Каспийского морей // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Недра, 1989. С. 109–151.
72. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 62–78.
73. Черновская Е.Н. Биогенные элементы в грунтовых растворах литорали Восточного Мурмана // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105. № 4. С. 828–831.
74. Черновская Е.Н., Пасгухова Н.М., Буйнович А.Г. и др. Гидрохимический режим Балтийского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 282 с.
75. Яншин А.Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 5. С. 1–14.
76. Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. М.: Наука, 1986. 190 с.
77. Barth T.F.W. Theoretical Petrology. New York; Wiley, 1952. 620 p.
78. Cook P.I. Georgina Basin phosphatic province, Queensland and Northern Tertiary. Regional Geology // Econ. Geol. Australia and Papua New Guinea. 1976. V. 4. N 8. 423 p.
79. Fonselius S.H. Phosphorus in Black Sea. Black Sea – geology, chemistry and biology. Tulsa, Okla. 1974. 144 p.
80. Harland W.R., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic times scale. New York: Cambridge University Press. 1990. 263 p.
81. Horn M.K., Adams I.A.S. Computer derived geochemical balances and element abundances // Geochim. et cosmochim. acta. 1966. 30. N 3. P. 279–298.
82. Horn R.A. Marine chemistry. The structure of water and the chemistry of the Hydrosphere. New York, London, Sydney, Toronto: John Wiley and sons, 1972. 215 p.
83. Kirschvink J.T. The Precambrian / Cambrian Baundaru: correlation between Siberia, Morocco and South China // USA Today. 1991. V. 1. N 4. P. 81–120.
84. Macdonald J., Katsra T. Chemical composition of Gavayan Lavas // J. Petrology. 1964. V. 3. P. 1. P. 128–143.
85. Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks // Bull. Geol. Soc. America. 1954. V. 65. P. 35–56.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
30.X.1992

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.311.234:551.791(575.4)

© 1993 Лазаренко А.А., Малаева Е.М.,
Куликов О.А., Семенов В.В.

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ В ЛЁССОВЫХ ТОЛЩАХ КОПЕТДАГА

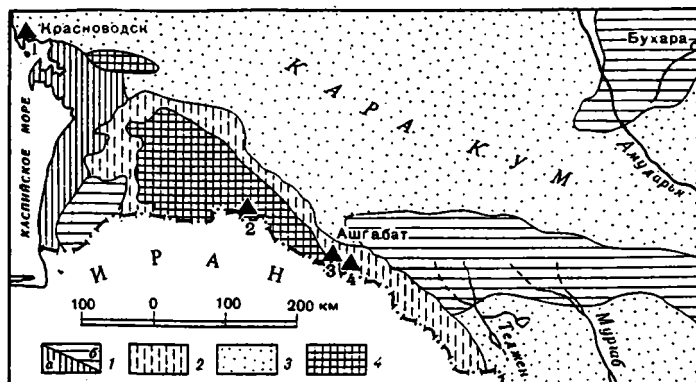
Лёссовая провинция Копетдага является важным связующим звеном между лёссовыми регионами Западного Тянь-Шаня и Памира, с одной стороны, и Восточного Предкавказья и Закавказья — с другой. Все же до сих пор лёссовые толщи Копетдага оставались не изученными в геохронологическом и палеогеографическом отношениях. В 1988–1990 гг. нами комплексом современных методов были исследованы четыре лёссовых разреза: Ашгабат, Гяурс, Койна-Кесыр и Красноводск, характеризующих различные геоморфологические и фациально-генетические условия (фиг. 1, 2). Часть этих данных опубликована [2, 3]. Настоящая работа дополняет их в отношении стратиграфически наиболее полного разреза Койна-Кесыр, для которого Е.М. Малаева получила детальную спорово-пыльцевую характеристику по 172 образцам.

Разрез Койна-Кесыр (42 м, абс. отм. 1320 м) характеризует самый высокий (1100–1600 м) платообразный лёссовый уровень, расположенный во внутриворонной впадине хр. Копетдаг в верховьях р. Сумбар, в 6,5 км к северу от пос. Койна-Кесыр. В целом в разрезе (см. фиг. 2) на долю собственно лёссов (до 6–7 слоев, мощностью от 0,2 до 2 м) приходится не более 10% общей его мощности, тогда как остальные 90% составляют погребенные почвы, общим числом до 18. Из них 10 почв, по всей видимости, являются климатостратиграфическими маркерами общерегионального масштаба, аналогичными таковым в эталонных лёссово-почвенных разрезах Таджикистана и Узбекистана [1]. С учетом этих корреляционных данных, подтверждаемых серией РТЛ-датировок и особенно палеомагнитной инверсией М-Б (между 9-й и 10-й почвами), стратиграфическое расчленение разреза приобретает "стандартный" для всего региона Средней Азии вид. Ниже приведены основные выводы.

1. Основным источником сноса для всей лёссово-почвенной толщи являлись местные коренные породы существенно пылеватого состава (K_2), мелкие обломки которых в небольшом количестве (доли процента) постоянно встречаются по всему разрезу. Об этом же свидетельствует исключительное сходство минерального состава указанных коренных пород и вышележащий лёссово-почвенной толщи (на уровне тонких типоморфных признаков ряда терригенных минералов). Перенос исходного лёссового материала происходил, по всей видимости, делювиальным путем. Однако нередко отмечаемое неестественное (вплоть до "вертикального") положение указанных обломков, а также встречаемые иногда прослойки мелких глиняных катышей могут свидетельствовать об участии в их перемещении плотных суспензий типа "микромутьевых" потоков или же последующих биотурбаций за счет мезопедофауны (дождевых червей, личинок и др.).

2. Палеогеоморфологические условия накопления лёссово-почвенной толщи существенно отличались от современных. Так, субгоризонтальное залегание маркеров — погребенных почв, практическое отсутствие несогласий и связи с современным (эрозионным) рельефом может говорить об аккумуляции этой толщи в пределах обширных выположенных предгорных шлейфов. Последние окончательно "запечатали" неровности микрорельефа подстилающих коренных пород, созданные крупной региональной фазой эрозии и соответствовавшей ей фазой тектогенеза, имевшими место около 1,2–1 млн. лет назад (до формирования 10-й почвы, залегающей ниже уровня инверсии М-Б).

3. Общий темп накопления лёссово-почвенной толщи в плейстоцене прогрессивно возрастал: от 0,015 м/тыс. лет в Q_1 до 0,04 м/тыс. лет в Q_2 и до 0,17 м/тыс. лет в Q_3 , а в Q_3 даже до 0,35 м/тыс. лет, о чем можно судить из соотношения мощностей и РТЛ-дат (фиг. 2). Низкий темп седиментации в Q_1 обусловил господство в этой части разреза погребенных



Фиг. 1. Геоморфологическая схема и расположение разрезов

1 — прибрежно-морские (а) и дельтовые (б) аккумулятивные равнины; 2 — предгорные пролювиальные равнины (сложенные лёссовидными, местами галечно-щебнистыми образованиями); 3 — пески Каракум и др. — древний аллювий р. Амударья и др., отчасти перевенный; 4 — горные районы

почв, которые практически полностью "переработали" и включили в свой профиль подстилавшие их лёссовые горизонты. Один из основных перерывов, длительностью около 50—70 тыс. лет, пришелся на формирование 1-го ПК. С этим же временем практически совпадает и начало (около 100 тыс. лет назад) крупной региональной эрозионно-тектонической фазы ("таджикской" по А.А. Лазаренко). Непосредственно перед голоценом лёссонакопление регионально прекратилось, и практически все лёссовые разрезы Средней Азии венчаются современной (голоценовой) почвой.

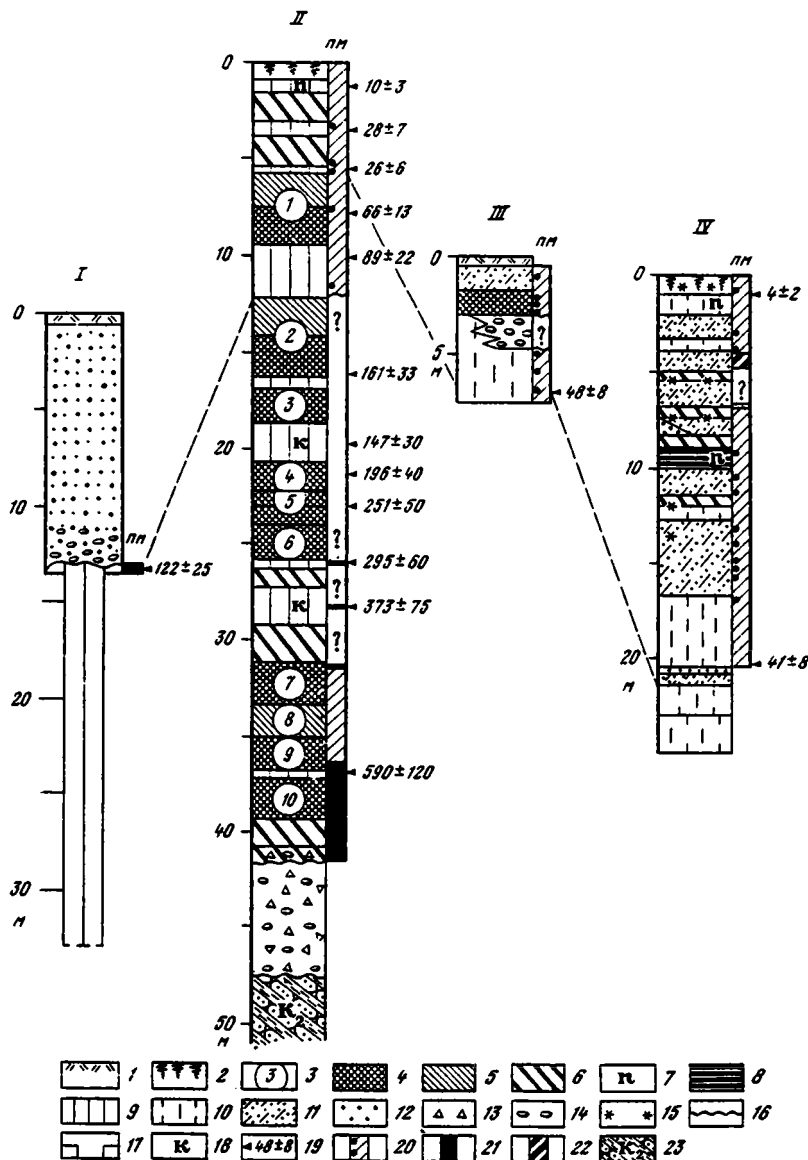
4. Наличие чередующихся в разрезе почвенных и лёссовых горизонтов общерегионального ранга свидетельствует о климатической ритмичности лёссонакопления, с периодичностью около 90—100 тыс. лет, а в верхней части разреза — около 40—50 тыс. лет. Это соответствует "стандартным" ритмам орбитального характера, известным в разрезах как континентальных, так и океанических осадков.

5. Климатические условия накопления лёссово-почвенной толщи в районе разреза Койна-Кесыр в целом были достаточно аридными, не выходящими, видимо, за рамки семиаридных. На это, в частности, указывает высокое фоновое содержание карбонатов по всему разрезу (до 25% CaCO_3), а также заметное количество гипса (0,5—0,7%), легкорастворимых солей (0,1—0,2%) при низком содержании гумуса (0,1—0,2%).

6. Формирование погребенных почв происходило в несколько более влажных условиях, чем накопление горизонтов лёссов. Так, последние характеризуются достаточно равномерным распределением карбонатов (на уровне 25%), тогда как в почвах ясно проявляется дифференциация карбонатов по их профилю, с наибольшим выщелачиванием их в гор. В₂ (до 4—7% CaCO_3) и соответствующим вымывом в гор. С_{Ca} (до 30—45% CaCO_3). Все же подобные процессы иллювинования практически не затрагивали глинистое вещество почв, которое, несмотря на его обилие (до 35—40% фракции < 0,005 мм), не имеет сколько-нибудь существенных признаков оптической ориентировки (лёссыважа). Другие макро- и микроморфологические признаки также свидетельствуют о том, что в целом лёссонакопление происходило в более аридных условиях, чем почвообразование.

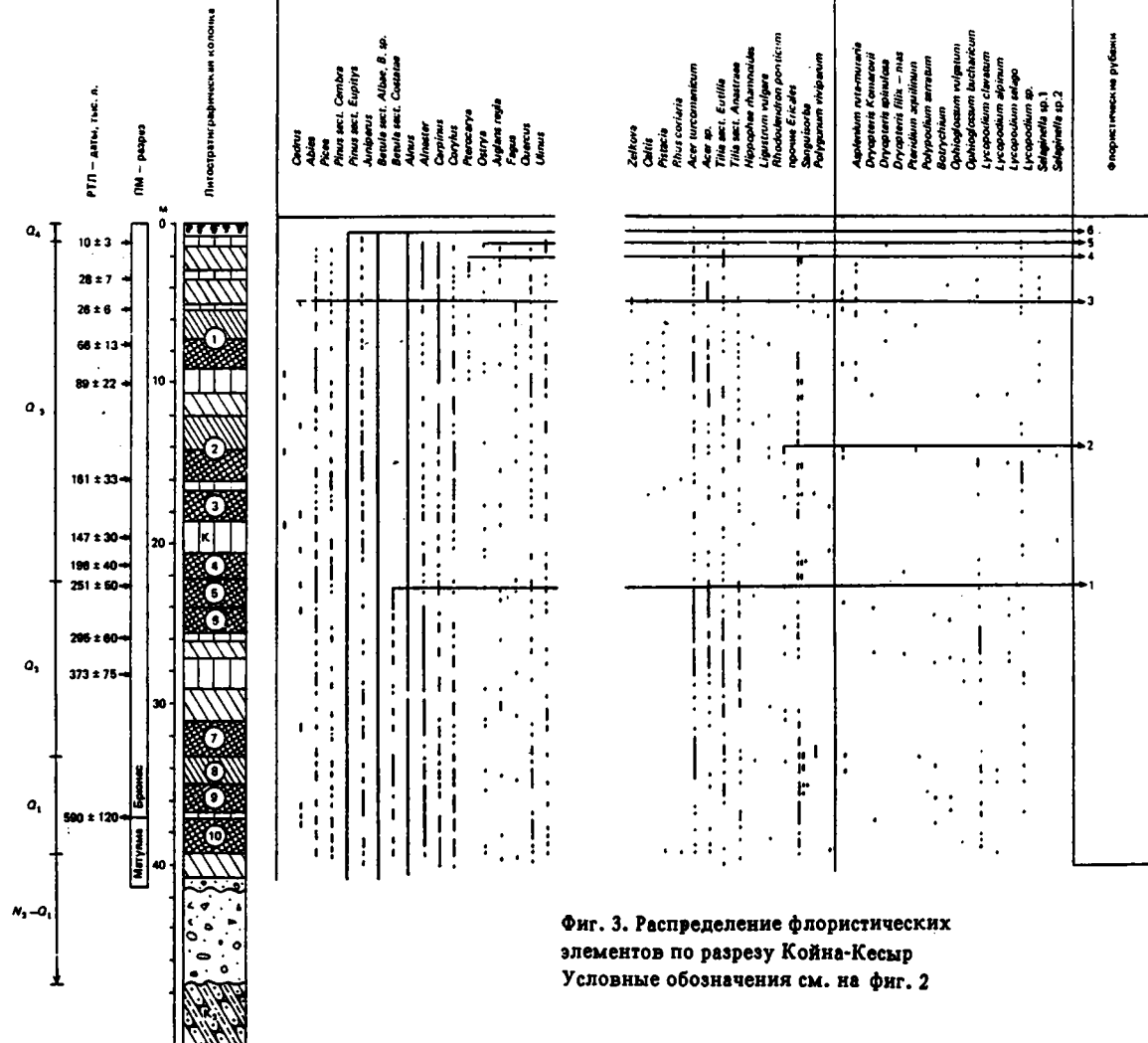
7. По степени своей морфологической выраженности погребенные почвы в разрезе Койна-Кесыр достаточно разнообразны и связаны с лёссами гаммой постепенных переходов: погребенные почвы зонального типа (с полноразвитым профилем) — средние и слаборазвитые почвы — зачаточные почвы, переходные слои типа педоседиментов или в виде продолжения гор. СА нижележащих почв — лёсс. Среди указанных почвенных образований палеоклиматически наиболее информативны 10 "главных" (полноразвитых) почв, соответствующих, по всей видимости, климатическим оптимумам относительного увлажнения. В целом по сходству облика и комплексу всех литологических, макро- и микроморфологических признаков эти почвы можно объединить в несколько групп а) 1-я и 2-я почвы (ПК); б) 3-я и 4-я; в) 5-я и 6-я; г) 7-я; д) 8-я; е) 9-я и 10-я. Вверх по разрезу ясно проявляется постепенное нарастание признаков аридизации (особенно хорошо выраженное во 2-й и 1-й почвах).

8. Несмотря на ряд индивидуальных особенностей и различий, отмеченные "главные" (зональные) почвы можно все же рассматривать в рамках единого генетического их типа.



Фиг. 2. Корреляция опорных разрезов лёссовой формации Туркмении

I–IV – номера разрезов (I – Красноводск, 37 м; II – Койна-Кесыр, 1320 м; III – Ашгабат, 247 м; IV – Гяурс, 211 м) 1 – насыпной слой; 2 – современная почва; 3 – погребенные почвы (и педокомплексы) и их индексы; 4 – полноразвитые погребенные почвы зонального типа; 5 – среднеразвитые почвы; 6 – слаборазвитые, эмбриональные почвы и переходные слои типа седиментов; 7 – заметные признаки сингенетического почвообразования в породе; 8 – глина; 9 – лёсс типичный (местами уплотненный); 10 – лёссовидный суглинок; 11 – супесь; 12 – песок; 13 – щебень; 14 – галька; 15 – новообразования гипса; 16 – поверхность размыва и (или) углового несогласия; 17 – продолжение разреза скважиной; 18 – “каменный” лёсс (обычно алевроит неплотный); 19 – датировки РТЛ-методом (в тыс. лет); 20 – прямая (N) полярность намагниченности и местоположение образцов в разрезе; 21 – обратная (R) полярность; 22 – знакопеременная (NR) полярность; 23 – коренные породы



Фиг. 3. Распределение флористических элементов по разрезу Койна-Кесыр
Условные обозначения см. на фиг. 2

Наиболее близкими их аналогами являются скорее современные местные светло-коричневые (карбонатные) почвы. Все эти почвы, как древние, так и современные, принадлежат зоне сухих субтропиков (северной ее части), показывая значительную выдержанность зонального почвообразовательного процесса в рамках плейстоцена. В других лёссовых регионах Средней Азии (Таджикская депрессия, Приташкентский район) зональные типы погребенных почв также достаточно выдержаны по разрезу плейстоцена и могут быть отнесены к коричневым почвам или (далее от горных склонов) к сероземам, а в условиях более умеренного климата (район Алма-Аты) — к черноземам.

Палинологические материалы по разрезу Койна-Кесыр представляют собой достаточно полную картину изменения флоры Копетдага в плейстоцене и являются по существу впервые публикуемым доказательством весьма устойчивого развития формаций смешанных широколиственных лесов средиземноморского типа на этой территории.

Ископаемая пыльцевая флора состоит из разнообразных элементов дендрофлоры, травянисто-кустарничкового комплекса и группы споровых растений. Аналитические материалы (фиг. 3) были сведены в стандартную диаграмму и график распределения флористических элементов (главным образом деревьев, кустарников и споровых растений). В данной работе диаграмма не могла быть приведена из-за ее величины.

В составе дендрофлоры (43 таксона) наряду с родами и видами, присутствующими в современной флоре Копетдага (20 таксонов), отмечена пыльца экзотических для района элементов. К первой группе относятся:

Juniperus
Ephedra
Juglans regia
Ulmus
Celtis
Pistacia
Crataegus
Cotoneaster
Malus
Rhamnus

Rosa
Pyrus
Cerasus
Acer turcomanicum
Rhus coriaria
Elaeagnus
Berberis
Lonicera
Ribes
Salix

Вторая группа включает:

Cedrus
Abies
Pinus sect. Cembra
Pinus sect. Eupitys
Picea
Betula sect. Costatae
Betula sect. Albae
Betula sp.
Alnus
Alnaster
Corylus
Carpinus

Ostrya
Pterocarya
Zelkova
Fagus
Quercus
Acer sp.
Tilia sect. Eutilia
Tilia sect. Anastroea
Rhododendron ponticum
Ligustrum
Hippophaë rhamnoides

В группе травянисто-кустарничковых растений основу пыльцевых спектров составляет пыльца сложноцветных с устойчивым преобладанием полыни (*Artemisia*), а в отдельных горизонтах, относящихся к погребенным почвам — василька (*Centaurea*) и других астровых (*Asteraceae*). Постоянно присутствуют в спектрах представители злаков (*Gramineae*) и маревых (*Chenopodiaceae*). Остальные компоненты спектров встречаются дисперсно, многие отмечены в отдельных образцах, но по всему разрезу (*Rumex*, *Plantago lanceolata*, *Caryophyllaceae*). Другие компоненты определены в конкретных интервалах разреза, в частности *Ericales*, *Polygonum viviparum*, *Geraniaceae*, *Bupleurum*, *Sanguisorba*, *Fagopirum*, *Ranunculus* и являются свидетельством более активного участия бореальных компонентов в составе растительности. Появление в спорово-пыльцевых спектрах представителей бореальной флоры дополняет подобную информацию. В группе спор определено около 20 морфологических форм. Преобладают споры папоротникообразных и плаунов, современные ареалы которых не распространены в Копетдаге, а замыкаются на Кавказе, Эльбурсе и в Тянь-Шане. К таким экзотическим элементам флоры споровых растений относятся *Lycopodium clavatum*, *L. alpinum*, *L. selago*, *Ophioglossum vulgatum*, *Polypodium serratum*, *Pteridium aquilinum*. Присутствие в спектрах комплекса бореальных элементов из группы травянистых (в том числе споровых) растений, бывших, безусловно, представителями местной горной флоры, имеет очевидное индикационное значение вследствие их автохтонности.

Распределение флористических элементов создает общую картину устойчивого присутствия в плейстоцене комплекса умеренной хвойно-широколиственной флоры, основу которой составляли три компонента: *Pinus sect. Eupitys*, *Betula*, *Alnus* при участии мезофитной группы из *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Tilia* и темнохвойных элементов — *Picea*, *Pinus sect. Cembra* (фиг. 3).

На основании полученных данных можно сделать вывод о наличии в начале плейстоцена уже вполне сформировавшейся специфической высотно-поясной структуры Копетдага, не имеющей современных аналогов. Тем не менее эту структуру в целом можно несомненно отнести к ариднему типу, ближе к его современному Переднеазиатскому варианту. Последний, как известно, характеризуется доминирующим положением горного степного пояса, в пределах которого встречаются участки широколиственных лесов. В нашем случае (в Копетдаге), видимо, существовала, хотя и в редуцированном и прерывистом виде, еще и полоса с участками хвойных или хвойно-широколиственных лесов, сменявшихся ниже более широким поясом с подобными же участками смешанных лесов разнообразного состава, включенных в степные формации. При вертикальном смещении границ лесного пояса — в зависимости от импульсов общей аридизации (или гумидизации), имевших место в плейстоцене, мезофитные группировки в этом поясе практически всегда сохранялись.

Исходя из сказанного, становится понятной причина устойчивости флористического комплекса, представленного на фиг. 2. Тем не менее четко выделяется ряд рубежей обеднения флоры на нескольких стратиграфических уровнях. Так, для дендрофлоры фиксируются пять подобных уровней. Первый соответствует 5-й почве, где из состава флоры выпадает *Betula sect. Costatae*. Следующий уровень соответствует 2-й почве, где выпадает *Rhododendron ponticum*, а из группы споровых растений исчезает *Lycopodium selago*. Остальные флористические рубежи относятся уже к верхнему (сводному) горизонту лёсса и к современной почве. Так, совместное выпадение *Abies*, *Zelkova*, *Ligustrum* отмечается на уровне 5 м от дневной поверхности. Выше по разрезу (2,5–2,0 м) исчезают *Pterocarya*, *Fagus* и, наконец, с глубины 1,5 м выпадает наиболее многочисленная группа: *Ostrya*, *Quercus*, *Alnaster*, *Picea*, *Pinus sect. Cembra* (непосредственно перед голоценом). Последними, уже в голоцене (0,5–0,6 м — средняя часть современной почвы) выпадают: *Pinus sect. Eupitys*, *Betula*, *Alnus*.

В целом генезис плейстоценовой флоры Копетдага определялся родственными связями со средиземноморской флорой Кавказа и Эльбурса. Проникновение некоторых бореальных (в том числе мезофитных) элементов этой флоры в Копетдаг, включая его центральную часть, подтверждается палинологическими данными по разрезам Ашгабат и Гяурс, находящимся на предгорной равнине, на высотах соответственно 247 и 211 м, т.е. более чем на 1000 м ниже разреза Койна-Кесыр. В разрезе Гяурс, вскрытом до 25 м и имеющем верхнеплейстоценовый и отчасти голоценовый возраст (РТЛ-даты от 41 ± 8 до 4 ± 2 тыс. лет назад), определено более 30 таксонов дендрофлоры, в составе которой присутствуют те же роды, что и в отложениях разрезов Койна-Кесыр и Ашгабат (фиг. 3). В последнем небольшом разрезе состав флоры имеет интегральный характер. С одной стороны, здесь видны те же самые элементы горно-лесного пояса, что и в разрезе Койна-Кесыр; с другой — такие явно автохтонные элементы опустыненных сообществ, как *Haloxylon*, *Tamarix*, *Tribulus*, характеризующие уже условия предгорных равнин.

Итак, приведенные палинологические материалы по трем разрезам приводят к общему выводу об устойчивости ландшафтно-поясной структуры Копетдага в плейстоцене. Кардинальное изменение этой структуры с дальнейшим развитием ее по типично ариднему пути произошло уже в голоцене. По всей видимости, заметную роль в этом мог сыграть антропогенный фактор.

Список литературы

1. Лазаренко А.А., Болиховская Н.С., Семенов В.В. Опыт дробного климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Приташкентского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 53–66.
2. Лазаренко А.А., Ланге К.О., Куликов О.А. и др. Первые результаты РТЛ-датирования, магнито- и климатостратиграфического расчленения лёссовых толщ Туркмении // Геохронология четвертичного периода: тез. докл. Всесоюз. совещ. М., 1989. Таллинн, 1989. С. 80.
3. Malaeva E.M., Kulikov O.A. Late pleistocene pollen floras from the dated loess sequences of Kopetdag (Turkmenia) // Abstracts. XIII INQUA Congress. Beijing, China, 1991. P. 229.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ПРИБАЛТИКИ

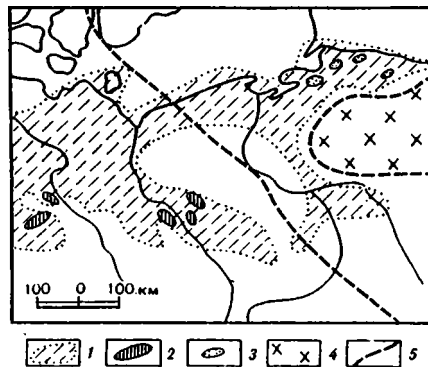
Углисто-карбонатные сланцы саснавской свиты верхней перми в юго-западной части Польско-Литовской впадины, развитые в основном в пределах Калининградской области, являются стратиграфическим аналогом медистых (мансфельдских) сланцев нижнего цехштейна Центральной и Западной Европы. Горизонт этих сланцев прослежен от Англии до Силезии и южной Прибалтики (фиг. 1). В Германии и Польше к ним приурочено несколько стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов (Мансфельдское рудное поле, Любин, Полковице и др.), которые эксплуатировались или эксплуатируются в настоящее время.

Саснавская свита в Прибалтике известна с конца 50-х годов текущего столетия. До 1976 г. исследователи выделяли ее как "битуминозную", благодаря темно-серому или черному цвету слагающих ее пород, хотя содержание общего битума в них невысокое (обычно 0,4–0,6%). Несмотря на довольно хорошую изученность образований свиты, металлоносность их освещена слабо. Однако наличие повышенных концентраций меди, свинца, цинка и других металлов отмечалось ранее во многих работах [1, 2, 4 и др.] В последние два-три десятилетия отложения верхней перми были вскрыты многими структурными и параметрическими скважинами, пройденными в связи с развитием в Калининградской области геологоразведочных работ на нефть. В результате этого появилась возможность отобрать достаточно большое число проб из отложений саснавской свиты и вмещающих ее пород. Пробы изучались в лабораториях различных организаций: ГП Севзапгеология (спектральный, химический и минералогический анализы), ВСЕГЕИ (полуколичественный спектральный, рентгеноспектральный, кулонометрический и минералогический анализы, а также атомно-абсорбционная спектрометрия), ЛитНИГРИ (спектральный анализ), БелНИГРИ (спектральный и термический анализы) и ВНИГРИ Уголь (петрографические исследования). Одним из инициаторов изучения сланцев саснавской свиты явилась сотрудник ВСЕГЕИ Л.И. Гурская, под чьим руководством проводились аналитические работы в лаборатории этого института.

Отложения саснавской свиты обычно имеют мощность 0,5–2,0 м (реже 3–4 м) и представлены темно-серой и черной сланцеватой породой алевритисто-карбонатного состава с примесью органического, обогащенного глинистым материалом, вещества, содержание которого варьирует в очень широких пределах (от 10 до 85%). Углисто-глинистое вещество является по существу матрицей алевритисто-карбонатной составляющей породы. Отдельные виды сланцев горят коптящим пламенем. При описании под микроскопом видно, что сланцы состоят из горизонтально-волнистых, часто прерывистых прослоев глинисто-углистого вещества мощностью 0,01–0,05 мм и линзовидных прослоев и линз известняка с примесью терригенного алевритистого материала. Кальцит представлен округленными зернами величиной 0,005–0,05 мм. Некоторая часть карбонатных прослоев сложена тонкозернистым доломитом. Все прослои и линзы карбонатов окружены каемками глинисто-углистого вещества и ориентированы по слоистости. Терригенный материал, обычно алевритовой размерности, состоит из угловатых и слабоокатанных зерен преимущественно кварца и полевых шпатов. Тонкозернистая составляющая находится также в виде присыпок и на поверхности наслоения, за счет чего возникает грубая плитчатость (0,3–0,5 см). Угол падения плитчатости изменяется от 0 до 15°.

В сланцах отмечается неравномерно рассеянная рудная (сульфидная) минерализация в виде отдельных глобул и их гнезд. Обычно сульфидами обогащены глинисто-углистые прослои, в карбонатной составляющей их в 2–3 раза меньше. Органическое вещество мелкофрагментарное ветвисто-лейстовой формы, бурое или красновато-бурое, слабопрозрачное. Преобладает семивитринит (по оптическим свойствам). Отмечаются также микрокомпоненты группы инертинита (микринит, семифюзенит), коллонита, липтинита и скопление макроспор. От содержания гумусового вещества зависит плотность сланцев, которая в воздушно-сухом состоянии колеблется в пределах 1,79–2,06 г/см³.

По данным термического анализа, сланцы состоят из органического вещества, карбонатов (доломит), кварца, пирита и глинистого вещества гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Хорошо выражены эндотермические эффекты (125, 490 и 750°C), обусловленные соответственно удалением гигроскопической воды, разложение органического вещества и диссоциацией карбонатов.



Фиг. 1. Схема распространения сланцев нижнего цехштейна в Центральной Европе (по материалам Й. Вижиковского, Й. Ренча, Х. Хедемана и др.)

1 — граница распространения сланцев нижнего цехштейна; 2 — месторождение медистых сланцев Польши и Германии; 3 — рудопоявление цветных и редких металлов Калининградской области (вне масштаба); 4 — докембрийский кристаллический фундамент; Мазурско-Белорусская антеклиза (область сноса); 5 — линия Тейссейра — Торнквиста: граница между докембрийской и палеозойской платформами

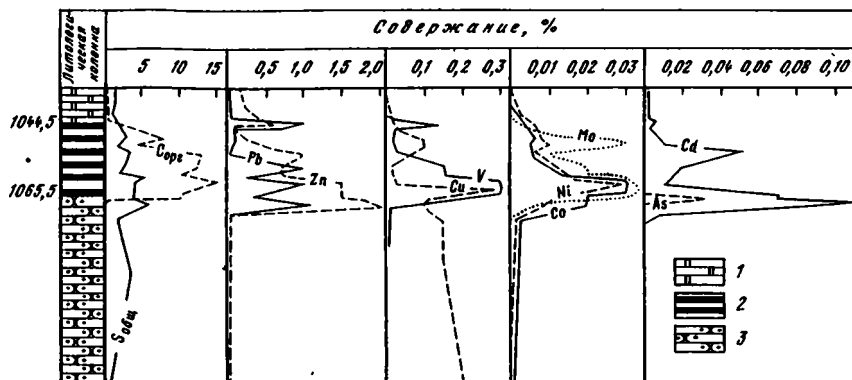
На основании минералогического анализа протолок сланцев установлено, что тяжелая фракция их состоит в основном из пирита (35–55%), сфалерита (25–40%), галенита (15–30%), халькопирита (до 20%), ковеллина (до 15%), альмандина (до 2%). В количестве десятых долей процента присутствуют циркон, лимонит, ильменит, эпидот, биотит, хлорит. В виде редких и единичных зерен отмечаются малахит, киноварь, арсенопирит, магнетит, апатит, анатаз, роговая обманка. Основными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и ковеллин. Все эти минералы или образуют обособленные включения, или встречаются в тесном сростании друг с другом.

Сфалерит встречается в виде зерен неправильной формы, редко отмечаются кристаллы тетраэдрического облика размером 0,05–0,5 мм, иногда в сростании с галенитом. Полупрозрачный, от почти бесцветного до коричневого цвета. Галенит образует мелкие кристаллы и их агрегаты темно- или стально-серого цвета, с характерной ступенчатой поверхностью, нередко в сростании с карбонатами, сфалеритом, а также продуктами его изменения, вероятно, англезитом. Размеры включений галенита обычно от 0,05 до 0,8 мм, но встречаются и более крупные (до 5–6 мм). Халькопирит встречается в виде мелких аллотриоморфных кристаллов золотисто-желтого цвета с полисинтетическими двойниками. В сростании с ним отмечается ковеллин. Ковеллин отмечен в виде очень мелких пластинчатых зерен синевато-серого и черного цвета. Пирит образует агрегаты размером до 3–4 мм латунно-желтого цвета. Отдельные зерна округлые или кубические. Нередко встречается в сростании с галенитом и сфалеритом. Содержание пирита в сланцах может достигать 20–40%.

Химический состав сланцев, определенный по двум пробам, характеризуется следующими данными, % : кремнезем 22,0–22,86; глинозем 6,04–6,76; оксид железа 4,05–5,75; оксид кальция 12,20–13,45; оксид магния 8,76–11,86; диоксид титана 0,41–0,49; п.п.п. 33,14–38,92.

Образования саснавской свиты возникли в неглубоком застойном бассейне, богатом органикой (в основном водорослей), с редкими брахиоподами и довольно богатой ихтиофауной, о чем свидетельствуют частые находки чешуи, костного детрита и отпечатков ганоидных рыб: *Palaeoniscus* sp., *Acrolepis* и др. Это характеризует саснавский бассейн как ярко выраженный анаэробный.

Сланцы саснавской свиты залегают на терригенных образованиях калварийской свиты, выделявшейся ранее в Прибалтике под названием "базальной". Она сложена базальными образованиями наступившего раннецехштейнового моря. Свита залегает в основании верхней перми и сопоставляется с фациями европейского "цехштейнового конгломерата" или верхнего "белого лежня". В Прибалтике в этих образованиях мощностью до 10 м известны редкие остатки рыб. В большинстве своем это разноразмерные светло-серые песчаники (от крупно- до тонкозернистых), в основании которых залегают базальные конгломераты.



Фиг. 2. Характер вертикального распределения цветных и редких металлов в отложениях нижнего чехштейна Зареченского рудопоявления

1 — известняки новоакмянской свиты; 2 — углисто-карбонатные сланцы саснавской свиты; 3 — песчаники калварийской свиты

Размер кластического материала закономерно увеличивается к подошве свиты. Эти отложения сформировались в результате размыва более древних образований, включая нижнепермские, в непосредственной близости к выступавшему на денудационной поверхности массиву докембрийских кристаллических пород Мазурско-Белорусской антеклизы. В базальных образованиях калварийской свиты присутствуют и их обломки.

Минеральный состав песчаников в основном кварцево-полевошпатовый, цемент карбонатный, обогащенный вторичным гипсом и пиритом. Встречаются разности песчаников, цемент которых почти полностью пиритовый. В верхних частях песчаников в тяжелой фракции присутствуют, %: пирит до 85, сфалерит 5–10, галенит 5–10, арсенопирит 2–3. В количестве 0,1–1,5% отмечаются халькопирит, лимонит, ильменит, магнетит, турмалин, эпидот, хлорит, циркон, ставролит. В виде редких и единичных знаков встречаются апатит, сфен, лейкоксен, халькозин, альмандин и роговая обманка.

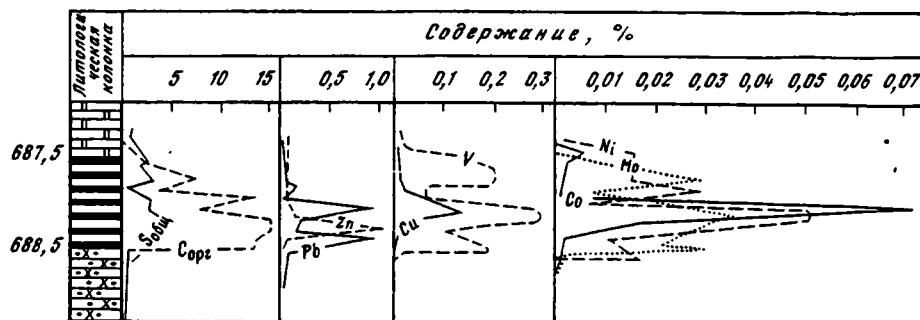
Перекрывается саснавская свита без видимого несогласия отложениями новоакмянской свиты, сопоставляемой с европейским "чехштейновым известняком". В Прибалтике она имеет более широкое развитие по сравнению с описанными выше образованиями. Свита сложена в основном карбонатными породами, которые в вертикальном разрезе распределяются следующим образом: в нижней части преобладают глинисто-песчаные известняки, в средней — плотные окремненные, гранулированные, в верхней — доломитистые, кавернозные, с сульфатами. Общая мощность известняков не превышает 40 м.

По данным минералогического анализа проб протоколов известняка, отобранных из нижней части свиты, в тяжелой фракции присутствуют пирит до 85%, галенит и сфалерит до 10% (в сумме). В небольшом количестве (от десятых долей до 1–1,5%) отмечаются лимонит, магнетит, хлорит, роговая обманка, биотит, альмандин. В виде единичных и редких знаков присутствуют арсенопирит, анатаз, актинолит, эпидот, апатит, ильменит, турмалин, куммингтонит.

Новоакмянские известняки завершают разрез нижнего чехштейна и на них залегает мощная (до 300 м) толща эвапоритов прегольской свиты, представленных каменной солью с прослоями и линзами калийно-магниевого, над- и подсолевыми ангидритами.

В настоящее время в пределах Калининградской области установлено четыре стратиформных рудопоявления цветных и редких металлов, приуроченных к отложениям нижнего чехштейна: Зареченское, Славское, Неманское, Весновское. Зареченское рудопоявление вскрыто тремя скважинами, Славское — двумя, Весновское и Неманское — одной. Во всех рудопоявлениях установлена общая закономерность увеличения степени концентрации суммы металлов к подошве отложений саснавской свиты. На Зареченском рудопоявлении аномальными содержаниями металлов характеризуются не только углисто-карбонатные сланцы, но и самая нижняя часть известняков новоакмянской свиты и верхняя часть калварийской (фиг. 2). На остальных проявлениях рудоносны только саснавские сланцы. Вмещающие их породы обычно не опробовались из-за отсутствия керна.

Характер вертикального распределения основных рудообразующих металлов иллюстрируется фиг. 2 и 3. Их содержание в сланцах в целом коррелируется с содержанием органического углерода. Особенно уверенно прямая связь устанавливается с металлами сидеро-



Фиг. 3. Распределение цветных и редких металлов в разрезе сланцев саснавской свиты Неманского рудопоявления. Условные обозначения см. на фиг. 2

фильной группы (Ni, Co, Mo). Для халькофильных металлов эта связь устанавливается менее уверенно, а для свинца она практически отсутствует. Не просматривается строгой корреляции между общей серой и металлами, что позволяет предположить о наличии серы как в сульфидах, так и в органическом веществе. На всех выявленных рудопоявлениях в сланцах саснавской свиты отмечается повышенное содержание серебра (до 30 г/т), а на Зареченском в одной из скважин, в подошве сланцев установлено довольно высокое содержание платины (до 750 мг/т) и небольшое количество золота (до 35 мг/т). Редкая встречаемость аномальных содержаний платины и золота объясняется, видимо, специфическими условиями, необходимыми для их выпадения из растворов (наличие определенных органических соединений, катализаторов и др.). В польском цехштейне сланцы также содержат благородные металлы, но залегают такие породы на площадях, не превышающих 2–3 км², в то время как площади распространения Cu, Pb и Zn-содержащих сланцев превышает несколько сотен квадратных километров [5].

В целом руды выявленных проявлений не отличаются высоким содержанием полезных компонентов. Так, содержание суммы цветных (Pb, Zn, Cu) и редких (V, Mo, Co, Cd) металлов в саснавских сланцах изменяется соответственно в пределах 10,4–26,5 и 4,5–5,5 кг/т. На Зареченском рудопоявлении в подстилающих сланцы песчаники эти показатели составляют соответственно 32,0 и 1,7 кг/т, а в перекрывающих доломитах – 18,5 и 0,3 кг/т. Однако при геолого-промышленной оценке рудопоявлений следует рассмотреть возможность использования и органической составляющей руд.

Необходимо подчеркнуть, что рудопоявления Калининградской области выявлены попутно при проведении структурного и параметрического бурения. Целенаправленные поисковые работы на цветные и редкие металлы в отложениях верхней перми не проводились. Поэтому не исключена возможность выявления более богатых руд.

В отношении генезиса металлогенных сланцев цехштейна существует две основные гипотезы: сингенетическая и эпигенетическая. Первая предполагает привнос металлов из окружающих бассейнов пород и осаднение их одновременно с сапропелевыми илами. В данном случае область сноса с южной стороны бассейна являлась денудационная поверхность Мазурско-Белорусской антеклизы, а с северной – красноцветы девона Среднелитовской возвышенности. В условиях восстановительной среды металлы в виде сульфидов и, возможно, в более сложной форме органических соединений выпадали в осадок с дальнейшей концентрацией в придонной части бассейна. Не исключаются и другие варианты мобилизации металлов из лагунных вод, в том числе и за счет металлофильных бактерий и водорослей. Второй, эпигенетической модели рудообразования отдают предпочтение многие геологи [3], особенно одной из ее модификаций – "себкха-модель". Последняя построена на ассоциации руд цветных металлов стратиформных месторождений с эвапоритами [6]. В связи с недостатком фактического материала говорить о генезисе описанных рудопоявлений пока, видимо, преждевременно.

Основные меднорудные месторождения Германии и Польши приурочены к прибрежным зонам цехштейнового бассейна. Такая же закономерность прослеживается и в Прибалтике. Отсюда следует, что при постановке поисковых работ на цехштейновые комплексные руды, их следует проводить в первую очередь в прибрежных зонах саснавского бассейна, в северо-восточной части Калининградской области, где глубина залегания углисто-карбонатных сланцев не превышает 650–750 м.

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Советской Прибалтики и сопредельных территорий. Масштаб 1:500000. Пермь-неоген. Объяснительная записка / Под ред. П.И. Сувейздиса. Вильнюс, 1986. 132 с.
2. Загородных В.А. Металлоносность битуминозных сланцев верхней перми юго-восточной части Балтийской синеклизы // Науч.-техн. достижения и передовой опыт в области геологии разведки недр: Науч.-техн. информ. сб. М.: ВИЭМС. 1990. Вып. 2. С. 15—18.
3. Минеральные месторождения Европы. Т. 3. М.: Мир, 1988. 516 с.
4. Сувейздис П.И. Верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы // Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963. С. 225—343.
5. Kucha H. Precious metal bearing shale from zechstein copper deposits Lower Silesia, Poland // Trans. Inst. Min. and Metall. Sect. B. 1983. V. 92. N 5. P. 72—79.
6. Renfro A. Genesis of evaporite-associate stratiform metalliferous deposits-sebkha process // Econ. Geol. 1974. V. 69. N 1. P. 33—45.

Калининградская гидрогеологическая
экспедиция

Поступила в редакцию
14.IV.1992

УДК 553.495:551.72(571.5)

© 1993 Багдасаров Ю.А., Дубинчук В.Т., Мещанкина В.И.

НАХОДКА КОФФИНИТА В ЦИРКОНИЙСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ДОЛОМИТОВЫХ ТОЛЩАХ ВЕНДА АЛДАНСКОГО ШИТА

Первые сведения о находке в 1988 г. на востоке Алданского шита рудопроявлений циркония в составе бадделита и гель- или гидроциркона, приуроченных к доломитам юдомской свиты верхнепендского возраста, в литературе уже приводились [1, 5]. Эти проявления приурочены к двум-трем горизонтам по 1—2 м мощностью, ориентированным совершенно согласно в субгоризонтально залегающей свите доломитов, песчанистых доломитов, изредка песчаников, общей мощностью 200—250 м, трансгрессивно перекрывающей протерозойские карбонатно-песчано-сланцевые отложения Алданской плиты и его складчатого обрамления; общая площадь распространения юдомской свиты составляет сотни тысяч квадратных километров.

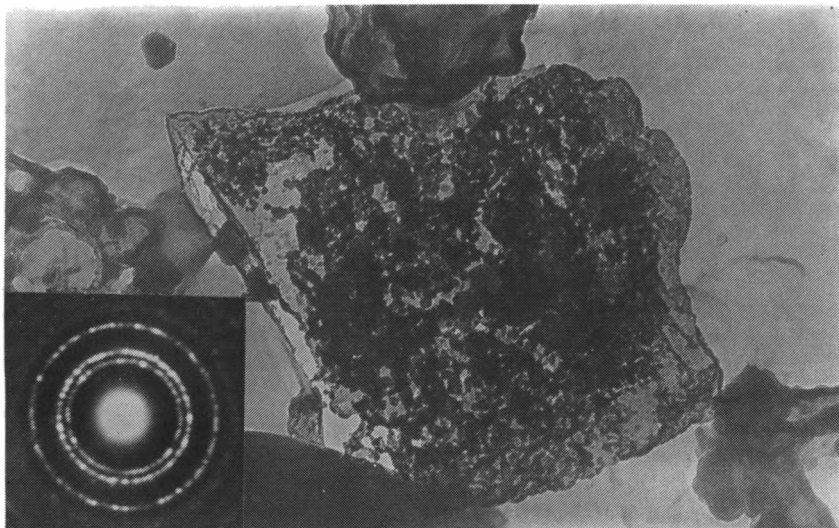
Минерализованные доломиты выявлены в нескольких участках по периферии известного Ингилийского массива щелочных пород и карбонатов, располагаясь на расстоянии от 4 до 18 км от внешней границы обрамляющих его фенитов. Массив принадлежит предвендской эпохе (620—700 млн. лет), прорывая верхнеархейские и протерозойские осадочно-метаморфизованные породы и частично перекрываясь доломитами юдомской свиты. Интересно, что два реликтовых "языка" этих пород, мощностью до 100—150 м, залегающие на породах фенитовой серии этого массива, а частично и на ийолит-мельтейгитах, содержат относительно незначительные количества циркония в своих базальных горизонтах, примерно на порядок (37 г/т) превышающие фоновые содержания для толщи в целом (таблица), тогда как в участках, удаленных от массива на указанные расстояния, содержание циркония возрастает на два-три порядка и более, составляя от долей процента до 24 мас. % в коренных доломитах и участками до 55% в зонах их современного гипергенеза — элювиально-делювиальных отложениях, представленных суглинисто-супесчанистой карбонатной "сыпучкой" [1]. Минеральный состав рудоносных пластов доломитов до последнего времени считался относительно несложным: помимо микроскопических выделений бадделита и гидроциркона, размером от 5 мкм до 0,07 мм, редко до 0,1 мм или чуть более, встречены апатит, ильменит, окисленный пирит, мартит, гидрослюда и монтмориллонит, а также минерал, относящийся к группе ксенотима, и, по-видимому, шеелит (точные рентгеновские характеристики для последнего отсутствуют). В ряде горизонтов содержание кварца достигает 20%.

Состав бадделита и гидроциркона приводился ранее [1, 5]; неожиданностью оказалось почти постоянное наличие в рудах и циркониевых минералах, главным образом бадделита, вольфрама, составляющего в ряде участков от 1/200 до 1/40 от количества циркония. Средний состав элементов-примесей в доломитах юдомской свиты в целом, а также ряде минерализованных пород рудопроявления приведен в таблице. Они касаются в основном главного участка распространения рудоносных пород, выделяемого под названием Алгаминского.

Элементы и отношения элементов	Порода			
	1	2	3	4
La	<1,0	2,0	23	92
Ce	<5,0	6,0	61	11
Sm	0,10	0,50	5,4	1,2
Eu	0,10	0,20	5,45	11,7
Yb	<0,50	1,0	4,5	18
Lu	<0,20	<0,20	7,2	4,6
Hf	<1,0	11	960	4400
Zr	37	630	38,690	164300
Ta	2,1	<0,50	8,9	22
Au	<0,02	<0,02	0,02	0,019
Ag	5,0	<5,0	7,5	7,3
U	2,0	2,0	145	1011
Th	<1,0	1,0	3,7	3,1
As	<2,0	5,0	44	181
Cs	<1,0	<1,0	2,8	2,7
Sc	<0,50	1,20	16	47
W	<5,0	<5,0	1015	5404
Sb	<2,0	<2,0	10	17
Zn	<0,05	<0,05	639	1381
Cr	<20	20	45	63,7
Co	1,0	1,0	11	10
Sr	69	56	Не опр.	Не опр.
Ba	<10	<10	"	"
Rb	<10	<10	44	62
Nb	<10	<10	Не опр.	Не опр.
Y	<10	<10	"	"
Hg	Не опр.	Не опр.	55	375
Zr/Hf	> 54	57	40	37
Zr/W	> 11	120	38	30
Zr/V	> 27	300	267	162
V/Th	—	ок. 2	40	325

Примечание. 1 — доломиты юдомской свиты вне участков минерализации (средняя представительная проба); 2) песчаники юдомской свиты среди минерализованных доломитов одного из рудных участков (средняя проба); 3 — минерализованные доломиты нескольких рудных участков Алгаинского проявления (среднее из 47 проб); 4 — гипергенно измененные доломиты тех же участков (среднее из 29 проб, включая крупные технологические пробы). Sr, Ba, Nb, Y — рентгенорадиометрические (РР) определения; Zr, Rb — среднее по РР и нейтронно-активационным определениям (НА); остальные НА-определения, лаб. ИМГРЭ (МП "Геолит") и Бронницкая ГРЭ. Для Ce, La, Sm и Cr при высоких содержаниях урана данные приближенные.

Из данных таблиц хорошо видно, что уран- и цирконийсодержащие участки доломитов и других пород по содержанию редких элементов резко контрастируют с практически стерильными на эти компоненты вмещающими толщами той же свиты. В особенности резко повышаются эти содержания в зонах современного гипергенеза минерализованных пород, где, в частности, содержание циркония возрастает в 5–6 раз, а урана — примерно в 7 раз по сравнению с коренными доломитами этих же участков, и на несколько порядков (от двух до четырех) по отношению к "фоновым" содержаниям (см. таблицу). Постоянно повышенная ураноносность руд, при отношении циркония к урану от 150–200 до первых тысяч, и прочные корреляционные связи обоих элементов, составляющие в представительных выборках до 0,85 в коренных доломитах и 0,97 в зоне их гипергенеза, побудили провести тщательное



Фиг. 1. Разрушенное зерно бадделейта, на поверхности которого видны округлые частички кристаллов тажеранита. Увел. 16 000. На вклейке приведена кольцевая микродифракционная картина тажеранита

электронно-микроскопическое изучение этих образований. В ходе этих исследований обнаружены коффинит $\text{Ca}^{2+}\text{Ti}^{3+4+}_x\text{Zr}^{4+}_{3-x}\text{O}^{2-}_9$, оксиды урана, близкие к настурану, слагающие кристаллические выделения размером до нескольких микрометров, часто 0,1 мкм, обрастающие бадделейт и цирконы, вторичные гидросиликаты, распределенные в основной цементирующей массе пород в зоне выветривания, ассоциируя с гидрогётитом и др.

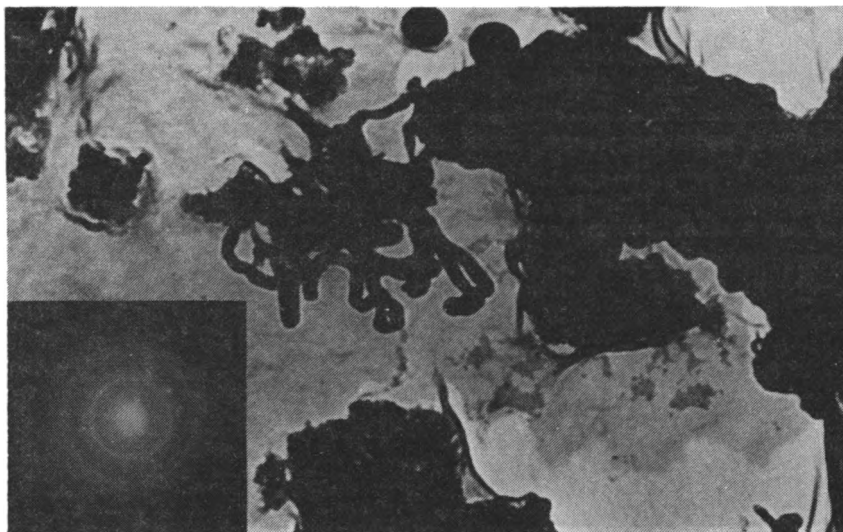
Исследование образцов проводилось на просвечивающем электронном микроскопе-микроскопическом анализаторе (ЭММА) с применением микродифракции. В качестве препарата использовались реплики с извлечением [2].

Изучение бадделейта показало, что он сильно разрушен и поэтому помимо кристалло-морфных наблюдается большое количество коллоидных тонкодисперсных выделений. Их идентификация с помощью микродифракции выявила наличие в образце тажеранита (фиг. 1) — минерала, по составу практически идентичного кальциртиту $\text{Ca TiZr}_2\text{O}_9$, однако характеризующегося значительной долей титана в форме Ti^{3+} [4]. На этом снимке тажеранит покрывает кристалл (в центре) бадделейта тонкодисперсными округлыми выделениями и их агрегатами. Помимо них на поверхности зерен бадделейта были обнаружены глобулы и ветвистые образования, которые дают кольцевую микродифракционную картину оксида урана (фиг. 2).

Как уже отмечалось, выделения коффинита микроскопических размеров и различных форм были выявлены как среди скоплений минералов циркония, так и в цементирующем их агрегате, представленном вторичными гидросиликатами, гидрогётитом и др. На фиг. 3 представлено одно из зерен коффинита овальной формы, приуроченное к указанной цементирующей массе, содержащей более крупные (около 0,01–0,05 мм) кристаллы бадделейта. Можно заключить, что основная масса урана в исследованных образцах связана с собственными минеральными формами; об этом свидетельствуют также результаты сканирования образцов.

Коффинит ранее был известен главным образом в месторождениях урана инфильтрационно-осадочного генезиса; некоторые разновидности минерала в ряде месторождений отчетливо связываются с низкотемпературными гидротермальными процессами [3]. В данном случае, вероятно, следует полагать, что первично-осадочное месторождение циркония, связанного с миграцией этого элемента из интенсивно выветрелых и денудированных пород кровли Ингильского массива (шорломитсодержащих ийолит-мельтейгитов) в бассейн доломитового осадконакопления вендского периода, подверглось воздействию низкотемпературной

¹ Величина x зависит от доли Ti^{3+} в минерале.



Фиг. 2. Ветвистые, округлые и почти квадратные в сечении выделения оксидов урана. Увел. 16 000. На вклейке приведена микродифракционная картина оксида урана



Фиг. 3. Овальное зерно силиката урана — коффинита в тонкодисперсном цементе. Увел. 16 000. На вклейке приведена точечная микродифракционная картина коффинита

гидротермальной деятельности. В ходе последней, по-видимому, произошла кристаллизация бадделита, гель- или гидроциркона, тажеранита и урановых минералов.

Полученные результаты расширяют представления об условиях нахождения в осадочных породах или их слабометаморфизованных аналогах коффинита — минерала, сравнительно недавно обнаруженного, однако в настоящее время считающегося довольно широко распространенным в месторождениях и проявлениях урана, иногда ассоциирующего с минералами циркония, фосфора и др. [3]. Интересна и находка в пределах этого проявления тажеранита, разновидности кальцитита, ранее известного среди высокотемпературных магнезиальных скарнов Тажеранского сиенитового массива на Байкале, и, возможно, ранних высокотемпературных карбонатитов единичных комплексных интрузий этих пород [4].

1. Багдасаров Ю.А., Потоцкий Ю.П., Зинкова О.Н. Бадделеитсодержащие: пластовые тела среди древних карбонатных толщ — новый возможный генетический тип месторождений циркония // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 670—673.
2. Батулин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1989. 286 с.
3. Бродин Б.В., Сидоренко Г.А., Дубинчук В.Т. Парагенезис коффинита и настурана // Зап. ВМО. 1980. Вып. 2. Ч. 109. С. 196—205.
4. Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
5. Некрасов И.Я., Коржинская В.С. Новый генетический тип вольфрам-циркониевой минерализации // Минерал. журн. 1991. № 1. С. 7—17.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья,
Москва

Поступила в редакцию
19.X.1992

УДК 552.54(268.3)

© 1993 Алексеев В.В.

К ЭВОЛЮЦИИ ГОЛОЦЕНОВОГО БЕНТОГЕННОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ НА МЕДВЕЖИНСКОМ МЕЛКОВОДЬЕ БАРЕНЦЕВА МОРЕА

Проблема ракушечных скоплений арктических морей как природного явления во многом остается дискуссионной. В значительной мере это касается связи интенсивности бентогенного карбонатообразования с климатическими флуктуациями в бассейне в послеледниковье.

В формировании биокластических отложений высокоширотных акваторий существенная роль принадлежит бальянсам, некоторые крупные залежи полностью сложены детритом этих рачков и имеют промышленное значение. Достаточно отметить, что установленная мощность карбонатных тел в Святоносской провинции Воронки Белого моря на отдельных участках достигает 3—3,6 м, а их ресурсы оцениваются сотнями миллионов тонн [2,9]. Биогенный карбонат домиков бальянсов представлен устойчивой модификацией — безводным кальцитом, химический состав детрита отвечает требованиям к сырью для приготовления минеральных подкормок в птицеводстве [9]. Мелководные ракушечные пески у о-ва Медвежьего на западе Баренцева моря также состоят в основном из обломков бальянсов. Концентрация биогенной компоненты здесь зачастую превышает 75—90%, вскрытая дночерпателем (видимая) мощность слоя составляет не менее 0,3 м.

Судя по опубликованным данным [5, 10], послеледниковые отложения раковин двусторчатых моллюсков Баренцева моря формировались с пребореала. Радиоуглеродный возраст детрита бальянсов гораздо меньше и до недавнего времени оценивался пределами 0,6—2,7 тыс. лет [2, 8, 10], последние материалы сдвигают его нижнюю границу до 3410 ± 70 лет. Подавляющее большинство этих датировок, включая последнюю, получено для поверхностного слоя осадков, где накапливаются и обломки ныне живущих рачков. В этой связи повсеместно зафиксированное здесь отсутствие "бальянуши" моложе 0,6 тыс. лет можно объяснить общим снижением темпов современного полярного бентогенного седиментогенеза и соответственно преобладанием в верхней части разреза древнего детрита. Сведения о возрасте ракуши в подошве залежей отсутствуют, поскольку колонковый проботбор биокластических осадков обычными средствами затруднен. Имеются лишь единичные датировки промежуточных интервалов толщи в Воронке Белого моря, относящиеся к позднему голоцену [2]. Однако можно полагать, что основная эпоха накопления бальянсовых тел на акватории приурочена к времени не менее 4 тыс. лет [7].

Для указанного этапа свойственны резкие колебания термического режима водных масс, определявшие существенные изменения основных функционально-экологических характеристик зообентоса. Так, обобщение данных абсолютного возраста обломков бальянсов Медвежьинского района выявило отчетливо выраженную тенденцию его увеличения с ростом глубины моря на грунтовых станциях. При этом древнейшие (3—3,4 тыс. лет) скопления ракуши

оказались сосредоточены в батиметрическом интервале 50–80 м, в то время как наиболее благоприятные условия обитания современных сублиторальных рачков выдерживаются, согласно В.В. Кузнецову [6], в диапазоне 30–60 м. Вызывает сомнение, что такое различие могло быть обусловлено в течение указанного времени гипотетическим подъемом уровня моря, более того, синхронным с общим воздыманием Медвежинско-Шпицбергенского мелководья [4].

С большей достоверностью выделенная зависимость отражает реакцию бентосных организмов, в данном случае бальянусов, на смену среднесуббореального потепления стадией похолодания, выразившуюся в смещении батиметрического оптимума и расселения. Безусловно, варьировали и другие важнейшие параметры палеобиоценозов, непосредственно контролирующие поступление скелетного материала в осадки. Нами предпринята попытка количественной оценки этого процесса с целью установления климатических этапов оптимизации бентогенного карбонатообразования в регионе. Для живых поселений такая процедура заключается в анализе возрастного состава одновременной массовой выборки бальянусов [1]. Соответственно величина производства биогенного карбоната рассчитывалась, исходя из массы домиков в ежегодной естественной убыли популяции. На участке исследований она составила для колонии в 1000 особей (что является обычной численностью вида на 1 м² площади дна) около 60 г/год. Вместе с тем полное воссоздание первоначальной возрастной структуры палеобиоценоза путем тотальной регистрации параметров ископаемых обломков оказалось весьма затруднительно вследствие их плохой сохранности. Поэтому использовалась современная схема смертности рачков, но откорректированная массой древних домиков соответствующих возрастных групп. В результате ориентировочная карбонатная продукция колонии численностью 1000 экз. составила для завершающего этапа среднесуббореального климатического оптимума 85–90 г/год, что на первый взгляд ощутимо превышает современные показатели [1]. Тем не менее реконструированная по этим величинам скорость биогенного осадконакопления 0,05–0,07 мм/год даже применительно к минимальной вскрытой части мощности слоя 0,3 м выглядит сильно заниженной и явно несопоставима с материалами по другим районам карбонатной седиментации. В Святоносской провинции, например, та же характеристика оценена с использованием хроностратиграфического метода в 5–8,3 мм/год [3], что эквивалентно ежегодной поставке 10–13 кг ракушки на 1 м² площади дна. Остается признать, что реальные темпы карбонатакопления в прошлом у о-ва Медвежьего, как и на всей акватории, были гораздо выше современных или моделированных на их основе вследствие принципиально иной картины роста, отмирания и численности бальянусов в древних поселениях.

Таким образом, схема послеледниковой аккумуляции залежей "бальянуши" в целом не поддается пока надежной расшифровке. Вместе с тем совокупность изложенных данных позволяет предположить, что проявления массовой (лавинной) бентогенной аккумуляции на изученном мелководье, а также на других участках Баренцева моря приурочены к начальным фазам спада потеплений арктического бассейна.

Список литературы

1. Алексеев В.В. О поступлении карбонатного детрита на Святоносский участок биогенной седиментации // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей.. М.: Наука, 1988. С. 207–214.
2. Гуревич В.И., Денисенко С.Г., Казаков Н.И. Опыт ландшафтно-экологических исследований скоплений двусторчатых моллюсков и ракушечных отложений в Святоносском районе Баренцева и Белого морей // Бентос Баренцева моря. Распределение, экология и структура популяций. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1984. С. 92–102.
3. Гуревич В.И. Абсолютный возраст голоценовых карбонатных отложений Баренцева и Белого морей // Геохронология четвертичного периода (тез. докл. Всес. совещ.). М.: 1989. С. 55.
4. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 368 с.
5. Кошечкин Б.И., Рубинраут Г.С., Лебедева Р.М., Казан Л.Я. Этап экзогенного преобразования, ингрессивной аккумуляции и террасирования побережий (поздне- и послеледниковые) // История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского шита. М.: Наука, 1976. 164 с.
6. Кузнецов В.В. Биология массовых и наиболее обычных видов ракообразных Баренцева и Белого морей. М.; Л.: Наука, 1964. 150 с.

7. Лаверушин Ю.А., Спиридонова М.А., Сахаров Б.А. и др. Вещественный состав приповерхностных донных отложений юго-западной части Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 24—40.
8. Тарасов Г.А., Алексеев В.В. К осадкообразованию на шельфе южной части Баренцева моря // Геология и геоморфология шельфов и материкового склона. М.: Наука, 1985. С. 112—118.
9. Яковлева Т.В., Гуревич В.И. Ракушечные отложения воронки Белого моря // Донные отложения и биогеоценозы Баренцева и Белого морей. Апатиты.: Изд-во КФ АН СССР. 1974. С. 3—22.
10. Elverhoi A., Solheim A. The Barents sea ice sheet a sedimentological discussion // Polar. Res. 1984. N 1. P. 23—42.

Мурманский морской биологический институт Кольского Научного центра РАН

Поступила в редакцию
5.XII.1991

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), **ТИМОФЕЕВ П.П.** (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), **ВОЛКОВ И.И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.**,
КОНОНОВ В.И., **КОНЮХОВ А.И.**, **МИГДИСОВ А.А.**, **МУРДМАА И.О.**,
СЕДЛЕЦКИЙ В.И., **СИДОРЕНКО С.А.**, **ШНЮКОВ Е.Ф.**, **ЯПАСКУРТ О.В.**

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), **TIMOFEEV P.P.** (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor).
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), **VOLKOV I.I.**, **DMITRIEVSKY A.N.**,
KONONOV V.I., **KONYUKHOV A.I.**, **MIGDISOV A.A.**, **MURDMAA I.O.**,
SEDLITSKY V.I., **SIDORENKO S.A.**, **SHNYUKOV E.F.**, **YAPASKURT O.V.**

Адрес редакции:

109017, Москва. Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т.А. Шелепина

Технический редактор Л.В. Кожина

Сдано в набор 25.03.93. Подписано к печати 26.04.93. Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7 Усл.кр.-отт. 6,9 тыс. Уч.-изд.л. 15.0 Бум.л. 4,5
Тираж 574 экз. Зак. 4134 Цена 11 р.70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

11 р. 70 к.
Индекс 70493