

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3
1994

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Гершанович Д. Е.</i> Некоторые аспекты четвертичной седиментации органического вещества на севере Тихого океана	3
<i>Свальнов В. Н., Кулешов В. Н.</i> Кальциевый родохрозит в осадках Гватемальской котловины	20
<i>Штеренберг Л. Е.</i> Карбонаты в озерах северной части Русской плиты	36
<i>Габлина И. Ф., Михайлова А. И.</i> Закономерности локализации медного оруденения на Удоканском месторождении	53
<i>Шульга В. Ф.</i> Карбоновые угленосные отложения Львовско-Волынского бассейна	68
<i>Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н.</i> Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан)	86
<i>Симанович И. М., Андриянов Н. Г.</i> Начальный метаморфизм пород верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье)	103
<i>Юров Ю. Л.</i> Криогенные процессы в гранулометрическом составе осадочных образований	116

Краткие сообщения

<i>Курило М. В.</i> Распределение рудных элементов по компонентам пород угленосной формации Донбасса	128
--	-----

Методика

<i>Сианисян Э. С., Резников А. Н.</i> Опыт оценки палеотемператур и динамокатагенетического фактора осадочных отложений на примере сверхглубоких скважин Предкавказья	140
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
RUSSIAN FEDERATION COMMITTEE
ON GEOLOGY AND THE USE OF
MINERAL RESOURCES

3

MAY — JUNE

1994

CONTENTS

<i>Gershanovich D. E.</i> Some aspects of Quaternary organic matter sedimentation in the north of the Pacific Ocean	3
<i>Svat'nov V. N., Kuleshov V. N.</i> Calcium rhodochrosite in the sediments of the Guatemala basin	20
<i>Shterenberg L. E.</i> Carbonates in lakes of the Russian plate northern part	36
<i>Gablina I. F., Mikhaylova A. I.</i> Localization of copper mineralization at the Udokan deposit . .	53
<i>Shut'ga V. F.</i> Carboniferous coal-bearing deposits in the L'vov-Volyn' basin	68
<i>Samygin S. G., Kheraskova T. N.</i> Sedimentation formations and settings within the Early Paleozoic active margin (Chingiz range, Central Kazakhstan)	86
<i>Simanovich I. M., Andriyanov N. G.</i> Initial metamorphism of rocks in the Verkhoyansk terrigenous complex (South Verkhoyan'e)	103
<i>Yurov Yu. L.</i> Cryogenic processes in granulometric sedimentary formations	116

In Brief

<i>Kurilo M. V.</i> Ore elements distribution in components of rocks of the coal-bearing formation in Donbass	128
---	-----

Methodology

<i>Sianisyan E. S., Reznikov A. N.</i> Experience in the evaluation of paleotemperatures and dynamocatagenetic factor of sedimentary deposits with the Precaucasian superdeep boreholes taken as an example	140
---	-----

УДК 551.79:552.5(265/266)

© 1994 Гершанович Д. Е.

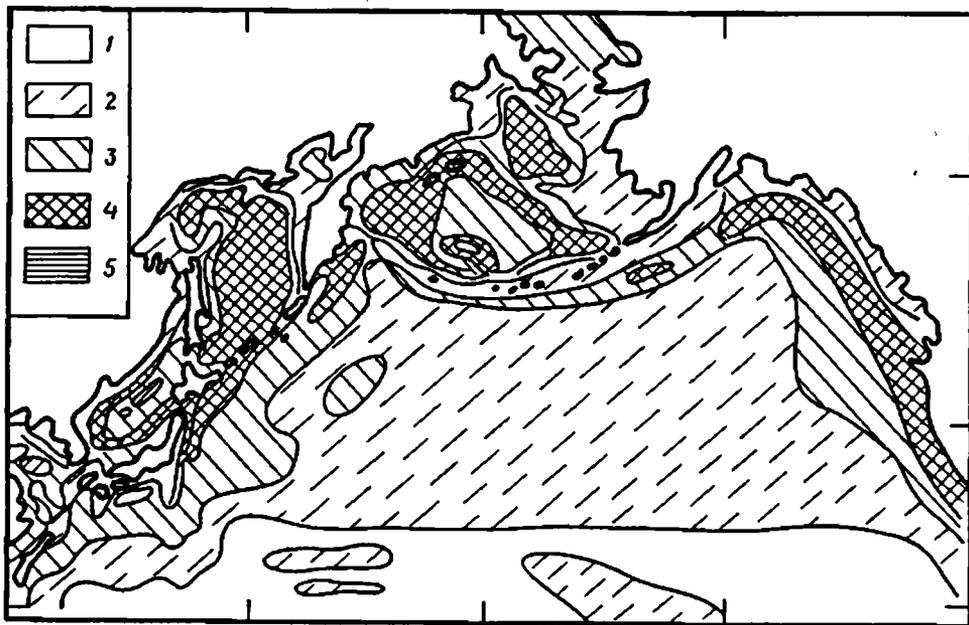
НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотрены основные фазы четвертичной седиментации органического углерода в северо-тихоокеанских осадках. Выявлено, что наибольшее различие между голоценовой и плейстоценовой седиментацией проявляется в краевых морях северо-запада и севера Тихого океана и к югу от Аляски. Важной особенностью в распределении органического углерода является его неравномерность, обусловленная сменой биопродукционных и гидродинамических обстановок, создаваемая широтной и циркумконтинентальной зональностью. Многие черты седиментации органического углерода в осадках зависят от рельефа дна. Выделены основные типы вертикальной циркуляции. Показано, что в системе гидродинамических факторов седиментации органического углерода вертикальная циркуляция вод по своему значению в регионе сопоставима с горизонтальной.

Исследования органического вещества донных отложений на крайнем севере Тихого океана, выполненные в течение последних десятилетий, заслуживают особого внимания. Это обусловлено значительным масштабом проводившихся здесь геологических и геохимических работ, их тесной увязкой с общим комплексом океанографического и гидробиологического изучения акваторий к северу от 30° с. ш. Кроме того, обширный Северо-Тихоокеанский регион, охватывающий краевые моря и заливы Восточной Азии, Берингии и Аляски, островные дуги, прилегающие глубины океанских котловин и хребтов, выделяется многообразием природных условий, создающих широкий спектр морских и океанских седиментационных обстановок. Немалое значение имеет переход в этих границах как на суше, так и в океане от полярной климатической зоны к субтропической, что особенно проявляется в отношении мобилизации и доставки осадочного материала, распределении организмов и биологической продуктивности и соответственно в накоплении органического вещества на дне. В осадочном процессе и ходе дифференциации материала в регионе важная роль принадлежит циркумконтинентальной зональности и определяющим ее факторам. В итоге исследований были выявлены области интенсивного новообразования и повышенной аккумуляции органического вещества и области, где она минимальна. Различия велики и достигают одного-двух порядков и более (фиг. 1).

ОСНОВНЫЕ ФАЗЫ ИЗУЧЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

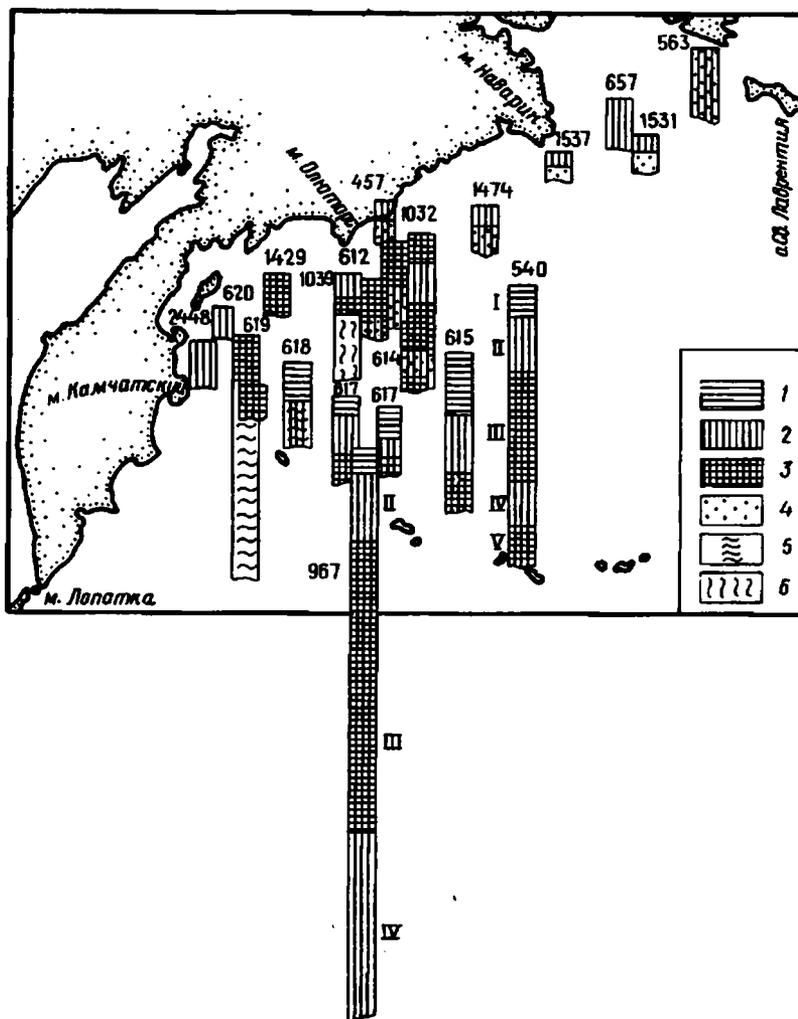
Исследования органического вещества на севере Тихого океана можно разделить на три фазы, отвечающие главным образом разным техническим возможностям морских экспедиционных работ и сбору осадочного материала. Первая из них связана с общим изучением режима и седиментации в бассейне севера Тихого океана и с получением первых характеристик состава и распределения донных осадков и содержания в них органического вещества. Естественно, что работы проводились с наиболее доступными для отбора и последующего литологического и геохимического анализов пробами, а также в целях установления роли планктонных и бентосных организмов в процессах накопления и распре-



Фиг. 1. Содержание органического углерода в голоценовых осадках Северо-Тихоокеанского региона [31], %
 1—<0,25; 2—0,25—0,5; 3—0,5—1,0; 4—1,0—2,0; 5—> 2

деления органического вещества на дне. Обзор материалов, относящихся к этой фазе, приведен в известных публикациях П. А. Безрукова [1, 2], О. К. Бордовского [6], А. П. Лисицына [20, 21], К. Эмери [37], Е. А. Романкевича [28]. Именно эта фаза, охватившая период 40—60-х годов, послужила основной для раскрытия общих и региональных закономерностей в седиментогенезе органического вещества на обширных акваториях тихоокеанского севера. Ее результаты с большой подробностью освещены в работах [1, 2, 6, 7, 11—13, 15, 19—21, 29, 30, 37, 38 и др.]. Они также вошли во многие обобщения по геохимии органического вещества осадков, позволили составить весьма показательные карты его распределения. Принципиально важной особенностью исследований данной фазы явилась их прямая увязка с общим познанием хода осадочного процесса в регионе и с факторами, которые в наибольшей степени определяют повышенное и пониженное накопления органического вещества и его распределение в конкретных районах.

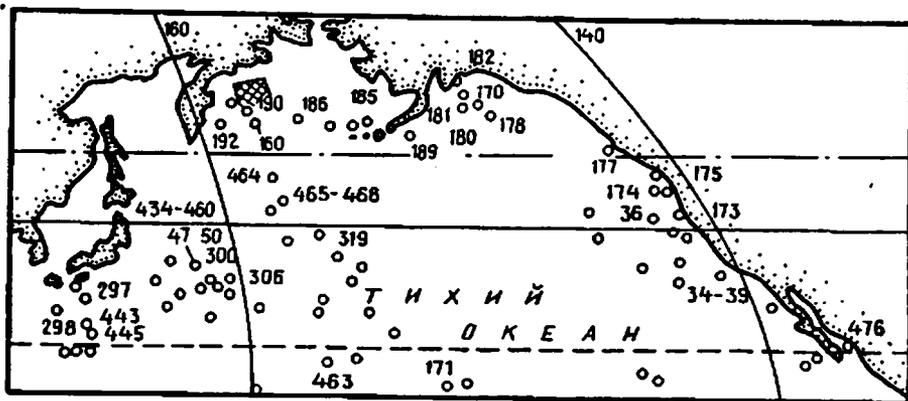
Вторая фаза началась несколько позднее (в 50—60-х годах). В большинстве случаев она непосредственно продолжала первую фазу и была обусловлена возможностью применять в экспедициях для отбора проб осадков грунтовые трубки большой длины (до 10 м и более). При этом возросло и общее число собираемых проб. Исследования охватили новые районы. С помощью этих трубок извлекали многометровые колонки грунта, в которых, как правило, хорошо сохранялись слоистость, особенности состава и свойств поверхностных и подповерхностных осадков, отвечающих обстановке их седиментации, а также ведущие признаки их стратификации, литологии и геохимии. Изучение колонок и содержащихся в них органических остатков показало, что они охватывают горизонты осадков, относящихся к голоцену и плейстоцену, в редких случаях — к верхам плиоцена. Выявляется общая черта стратификации, просматриваемая в большинстве колонок, — смена осадков на границе голоцена и плейстоцена и, что, пожалуй, еще важнее, чередование отложений ледниковых и межледниковых эпох. Это свидетельствует во многих областях региона о достаточно резких периодических изменениях всей природной обстановки в северо-тихоокеанском поясе, хотя степень их выраженности на малых и больших глубинах и в районах



Фиг. 2. Общая схема четвертичной стратификации по флористическим комплексам диатомей на западе Берингова моря [16]

I — океанический; 2 — неритический; 3 — смешанный; 4 — сублиторальный II горизонта; 5 — диатомовые третичного возраста (перетолженные); 6 — фораминиферы

с разной интенсивностью поступления и осаждения осадочного материала не оставалась одинаковой в пространстве и во времени. Весьма показательно, что это было прослежено также по литологии и геохимии осадков, по накоплению органического вещества и, что, пожалуй, особенно существенно, по составу и количеству органических остатков, их распределению на дне в различные эпохи. Особый интерес вызывает установленное соответствие между этими особенностями седиментационного процесса в столь обширном и геологически и геохимически неоднородном регионе применительно к ходу аккумуляции органического вещества. Материалы, освещающие эту сторону осадкообразования в северо-тихоокеанских областях, представлены в работах [5—7, 20, 21, 28, 29, 37 и др.]. Следует отметить, насколько важными при этом оказались микропалеонтологические исследования проб осадков, особенно тщательное сопоставление результатов диатомового анализа [16, 17 и др.]. Нахождение Северо-Тихоокеанского региона в своей значительной части в северном поясе кремненакопления в Мировом



Фиг. 3. Скважины глубоководного бурения в Северо-Тихоокеанском регионе [33]

океане [21] именно через остатки диатомовых водорослей как главного источника поступления на дно органического вещества определяло резкие колебания в его накоплении в четвертичных отложениях. Была установлена также роль некоторых других организмов в этом процессе [8, 18, 29 и др.] (фиг. 2).

Третья фаза изучения органического вещества в северо-тихоокеанских осадках в отличие от первых двух, достаточно связанных между собой, занимает особое положение. Она стала реальной после того, как оказалось возможным вести глубоководное бурение на океанических глубинах. В 1966 г. на севере Тихого океана были осуществлены первые рейсы бурового судна «Гломар Челленджер» вблизи северо-восточной окраины Северной Америки (рейсы 5, 6), несколько позже в зал. Аляска, на юге Берингова моря и в некоторых районах Алеутской дуги (рейсы 18—20), далее на северо-западе Тихого океана, вдоль Гавайского и Императорского хребтов, в Японском море (рейсы 31, 32 и др.), к востоку от Японии севернее 30° с. ш. (рейсы 56, 57, 86). Дополнительные материалы стали поступать в конце 80-х годов, когда на северо-западе Тихого океана, в том числе и в Японском море, исследования велись на новом буровом судне «Джойдес резольюши» (рейсы 127, 128). В общей сложности севернее 30° с. ш. буровые работы были осуществлены более чем на 100 станциях, причем сбор проб органического углерода удалось выполнить на подавляющей части станций. Материалы исследований опубликованы в соответствующих томах отчетов буровых судов.

Результаты многих из них частично сведены в монографиях Э. М. Галимова и Л. А. Кодиной [10], В. Я. Троцюка и М. М. Мариной [33] (фиг. 3), в статьях по итогам буровых работ в разделах, посвященных содержанию и распределению органического вещества, в обобщениях А. П. Лисицына [28 и др.], Е. А. Романкевича [30, 31] и др. Для севера Тихого океана в них приводятся данные о накоплении органического углерода и некоторых других компонентов органического вещества в течение неогена и позднего палеогена, а для отдельных районов — и для более раннего времени. Синтез данных включен в описание истории биогенной седиментации в океане Ю. А. Богданова и М. А. Левитана [9, 18]. Общее число сведений об органическом веществе, таким образом, хотя и не столь велико, но все же позволяет сделать ряд интересных выводов о том, как проходило и изменялось накопление органического вещества на севере Тихого океана, особенно в позднем кайнозое.

Именно в свете всех этих данных северная часть Тихого океана с ее обширными краевыми морями характеризуется неравномерностью и значительной контрастностью в новообразовании, распределении и накоплении органического вещества в осадках. Максимум колебаний установлен в пределах подводных континентальных окраин, краевых морей, глубоководных хребтов и островных дуг. Нельзя

не подчеркнуть, что именно здесь влияние геологии и рельефа дна, степени его расчлененности, как вытекает из данных новейших исследований, на общий ход седиментации вообще и органического вещества в частности исключительно велико. Оно сказывается прямо через смену глубин, чередование и изрезанность форм рельефа, определяемые структурной неоднородностью дна и геологической истории. Но в еще большей степени воздействует косвенно, изменяя обстановку седиментации, поставку осадочных частиц, преобразуя отдельные факторы седиментации. Прямое воздействие нередко оказывается более локализованным, чем косвенное, поскольку последнее особенно тесно связано с колебаниями климата, высокой подвижностью водных масс и биоценозов, свойственным им меньшим временным постоянством и охватом больших по площади акваторий. Нельзя не обратить внимание на то, что степень контрастности в накоплении органического вещества наиболее значительна в осадках голоцена и плейстоцена, в более древних слоях она, судя по имеющимся данным, меньше. Ослабевает она и весьма существенно во всех центральных областях региона. По-видимому, основная причина такого выравнивания, которое, естественно, не является полным, связана с теми видоизменениями, которые претерпевает органическое вещество при его переносе от места продуцирования в центральные и глубинные слои и после захоронения в осадке в ходе раннего диагенеза. Известно, что это общее явление и исследования осадков дали практически для всех областей севера Тихого океана дополнительные подтверждения. Данный вопрос специально рассматривался К. Эмери [37] и О. К. Бордовским [6, 7]. Распределение органического вещества в современных (голоценовых) осадках Тихого океана достаточно сложно. Об этом свидетельствуют материалы, освещающие седиментацию органического углерода в большинстве изученных океанских областей [8, 9, 28, 30 и др.]. Север Тихого океана, пожалуй, в наибольшей степени отражает эту важную особенность океанского осадкообразования. Она прослеживается вдоль всей периферии региона, характеризующейся весьма неоднородными условиями, в меньшей степени центральной его части, где располагаются абиссальные котловины и хребты. Геоморфология дна порой оказывается одним из наиболее важных факторов в смене фаций на больших глубинах [27] и формировании седиментационных обстановок, от которых зависит аккумуляция органического вещества на дне.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ШИРОТНОЙ И ЦИРКУМКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В СЕДИМЕНТАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА В ГОЛОЦЕНЕ

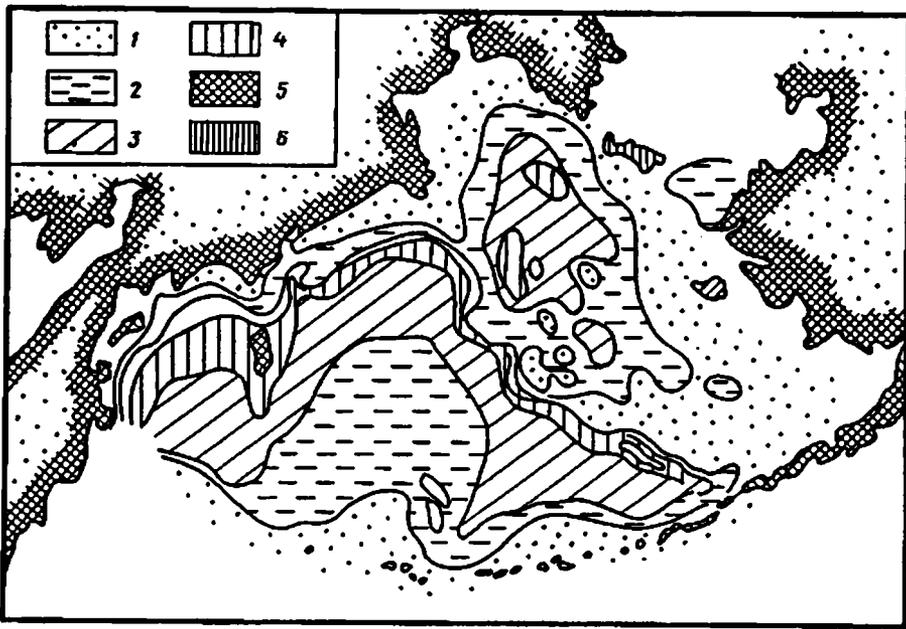
Хотя общей чертой в распределении органического вещества, как известно, является связь этого распределения с широтной и циркумконтинентальной зональностью, на севере Тихого океана имеется много региональных отличий. По сути дела в каждом из природных районов седиментация органического вещества определяется прямой зависимостью от положения районов в системе широтных и циркумконтинентальных зон и подзон. Достаточно резко прослеживается воздействие отдельных факторов, например рельефа дна, глубинных уровней и переходов между ними, количества и состава осадочного материала. Важная роль принадлежит вертикальной и горизонтальной циркуляции вод, включая процессы апвеллинга, водообмену между районами. Повсеместно сказываются общие и локальные системы течений, в некоторых районах приливные явления, льды. Особо должны быть выделены биологическая продуктивность вод, жизнедеятельность планктона и бентоса как главного источника органического вещества, пути и масштаб поступления органических остатков и их захоронения на дне, геохимическая обстановка в осадках. Естественно, что все эти хорошо известные факторы по-разному соответствуют типам зональности. Так, в северо-тихоокеанском поясе наблюдается переход от субполярных районов к бореальным и субтропическим. Особое место занимают в этих границах обширные краевые

моря Северо-Востока Азии, отделяемые от собственно океанской акватории островными дугами. Водообмен между морями и с океаном идет через мелководные (например, Японское море, восток Берингова моря) и глубоководные (прочие моря) проливы. В районе Южной Аляски особые условия создаются центрально-аляскинским океаническим круговоротом, континентальным оледенением и доставкой ледниками и реками преимущественно тонкого материала непосредственно в океан. Южнее в Орегонской и Калифорнийской зонах активно действует крупномасштабный апвеллинг со сложной системой холодных и теплых потоков. Что касается большей части океанической акватории восточнее и южнее островных дуг от Японии до Алеут, ее занимают воды высокоширотного циклонического круговорота и ограничивающих его мощных течений — теплых Куроисио, Северо-Тихоокеанского и холодного Ойясио.

Говоря о роли циркумконтинентальной зональности, нельзя не отметить, что, как и в других регионах, она применительно к седиментации органического вещества должна рассматриваться в разных масштабах (макро, мезо и микро). Ее конкретные особенности также определяются прежде всего закономерным, хотя и весьма сложным, изменением осадочного покрова по мере удаления от берегов и роста глубин. Имеет место наложение макро-, мезо- и микромасштабов в распределении осадков по их литологическим характеристикам и генезису. В итоге повсеместно на всем севере Тихого океана наблюдаются большие изменения в осадочном процессе и соответственно в накоплении органического вещества. Так, если минимальные количества органического углерода в осадках региона составляют десятые и даже сотые доли процента, то максимальные достигают 5% и более. Прослеживаются две зоны минимальных концентраций. Первая охватывает прибрежные мелководья, где сосредоточены грубозернистые отложения, в основном терригенные, а в районах, прилегающих к островным дугам, это чаще всего вулканогенные пески. Как правило, они занимают сравнительно узкие полосы дна повышенной крутизны и расчлененности. Совершенно иначе выглядит вторая зона наименьших концентраций. Она обширна по площади, занимает большие глубины, осадки — глинистые илы, близкие к красным глинам. В размещении наибольших концентраций органического углерода на севере Тихого океана также можно наметить две зоны. Первая — это зона развития диатомовых осадков краевых морей, заливов, осадков апвеллинговых областей. Она не является единой. Вторая — это зона океанических диатомовых осадков, наиболее значительная на северо-западе региона, менее — на севере и северо-востоке. Она разобщена на части, не везде сплошная.

Циркумконтинентальная зональность, как и в других областях океана, наиболее полно просматривается в макромасштабе. Это хорошо видно по положению изолиний органического углерода в регионе в целом и в краевых морях. Стоит обратить внимание на то, что обычно вне подводных окраин материков в сторону больших глубин изолинии малого содержания органического углерода удаляются друг от друга на гораздо большее расстояние, чем в сторону побережий. Причины этого хорошо известны, они обусловлены не только геоморфологическими особенностями соответствующих районов окраин, распределением и составом абиссальных осадков, но и, что особенно важно, зависимостью от системы биопродукционных процессов в открытом океане и поступления на дно органических остатков, их захоронения.

Циркумконтинентальная зональность в мезомасштабе прослеживается повсеместно. Одним из наиболее ярких ее проявлений для органического углерода следует считать его накопление в поясах диатомовых отложений в краевых морях (Беринговом, Охотском, Японском), где седиментация органического вещества особенно значительна. То же самое констатируется и на прилегающих глубинах северо-запада Тихого океана. Наиболее полно это выражено на большей части глубоководной котловины Охотского моря [3]. В котловинах других краевых морей накопление органического углерода в диатомовых осадках также неодинаково и, как правило, снижается по мере увеличения глубин и усиления

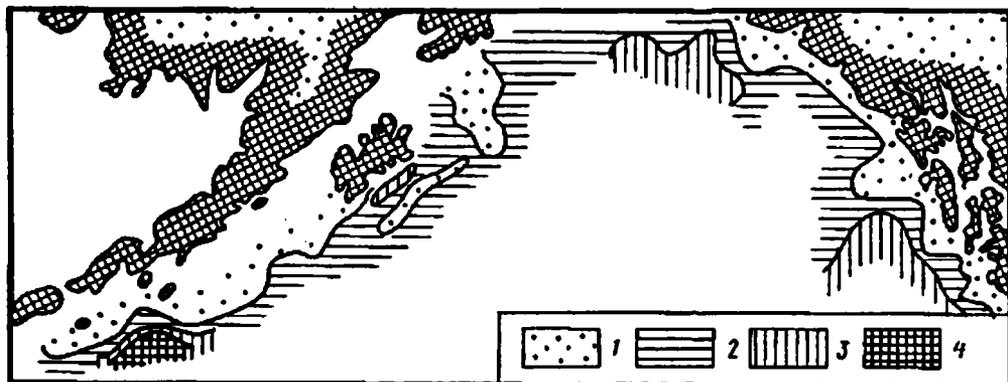


Фиг. 4. Распределение $C_{орг}$ в голоценовых осадках Берингова моря, %
 1 — $< 0,5$; 2 — $0,5-1,0$; 3 — $1,0-1,5$; 4 — $1,5-2,0$; 5 — $2,0-2,5$; 6 — $> 2,5$

придонного окислительного слоя в водной толще. Самым ярким примером служат котловины Японского и Берингового морей [11, 12, 19, 20, 29]. Это же установлено и для Курило-Камчатского района [1, 4]. Океанологические и биологические предпосылки такой смены в концентрациях $C_{орг}$ разобраны многими исследователями [5—7, 29 и др.]. Мезомасштабные циркумконтинентальные зоны в распределении органического углерода просматриваются в осадках зал. Аляска [14], Восточно-Китайском море [15], Калифорнийской области [37]. Наиболее полно о мезо- и микромасштабных проявлениях циркумконтинентальной зональности свидетельствуют сводные данные по распределению органического углерода в поверхностных осадках океанических глубин применительно ко всем основным районам тихоокеанского севера, рассмотренные Е. А. Романкевичем [29]. Это же вытекает и из регионального сопоставления содержания $C_{орг}$ в осадках в обобщенном виде, приводимых В. Я. Троцюком и М. М. Мариной [33]. Но если в краевых морях и вблизи подводных окраин материков наблюдаются весьма изменчивые проявления циркумконтинентальной зональности на повышенном ($0,5-2,5\%$) фоне их концентраций, то на глубинах океана картина иная. Общий фон концентраций $C_{орг}$ здесь гораздо ниже ($< 0,5\%$, а нередко и менее $0,25\%$). Площади, охватываемые отдельными зонами и подзонами с малыми содержаниями органического углерода в осадках, обычно велики, переходы между ними всегда постепенны.

Естественно, что при этом нельзя не учитывать наложение воздействия широтной и циркумконтинентальной зональности, которое происходит во всех районах и порой определяет достаточно сложную и порой даже пеструю, хотя и вполне закономерную картину зонального распределения органического углерода в современных (голоценовых) и плейстоценовых осадках (фиг. 4, 5).

Представляет интерес в рамках проявления природной зональности в отдельных районах выделение тех факторов, которые в наибольшей степени определяют главные черты накопления органического углерода в осадках. Так, в Беринговом море следует отметить особую роль геоморфологических и циркуляционных факторов. Среди первых можно подчеркнуть преобладание на западе и в центре



Фиг. 5. Распределение органического углерода в голоценовых осадках на шельфе и склоне зал. Аляска, %

1 — < 0,5; 2 — 0,5—1,0; 3 — 1,0—1,5; 4 — > 1,5

моря больших глубин, широкое развитие шельфовой зоны, особенно к югу от Берингова пролива и на востоке моря, расчленение каньонами крутого материкового склона. Море разделено протяженными подводными хребтами на глубоководные котловины, в известной степени сходные с океаническими. Уже одно это создает условия для неоднородности осадочного процесса и распределения осадков. В немалой степени сказывается роль Алеутской островной дуги и проливов, свободно связывающих Берингово море с Тихим океаном и во многом определяющих океаническое влияние на многие седиментационные процессы, происходящие в Беринговом море, его органический мир. В Беринговом море резко выражена граница между полярной и бореальной зонами, которая проходит не только на его севере, но и на востоке и представляет большое значение для раздела вод и биоценозов, а также биопродуктивности моря. Интенсивная циркуляция вод, особенно вдоль материковых склонов, в районах проливов, способствует повышенному продуцированию фитопланктона, особенно диатомового, главного источника органического вещества для донных отложений. В последнее время установлено, что большая биологическая продуктивность планктона и бентоса восточно-берингоморского шельфа также влияет на усиленную поставку органического углерода в донные осадки малых и больших глубин [12, 20, 39]. Крупные каньоны на склоне способствуют сносу органических частиц. Максимальное накопление органического углерода установлено в диатомовых осадках фиордовых заливов ($C_{ор}$ до 7%) на северо-западе моря.

В Охотском море прослеживаются многие черты сходства в условиях седиментации органического углерода с берингоморскими. Курильская островная дуга более всего усложняет рельеф дна моря. Вместе с тем море отличается несколько меньшей интенсивностью водообмена с Тихим океаном; как следствие возрастает влияние климатического и гидрологического режима, сильнее сказывается воздействие континентального окружения, ледовитости, приливных явлений. Активнее происходит перемешивание вод, их вертикальная циркуляция. На значительной части акватории моря интенсивно продуцируется диатомовый планктон, остатки которого в большом количестве оседают в осадках глубоководной котловины севернее Курильских островов и в понижении шельфа на севере моря, где этому способствуют круговороты течений и где нет сильного выноса осевших на дно частиц. Общая схема течений моря благоприятствует поступлению и сохранению в его центре тонкого планктоногенного материала, а вертикальная циркуляция вод — постоянному его воспроизводству. Именно за счет отмирающего диатомового планктона донные осадки моря столь заметно обогащены органическим углеродом. Относительно небольшой сток с суши сказывается на поступлении в донные осадки органического вещества континентального происхождения. Даже

в заливах на западе и севере моря оно не столь велико, приливы способствуют его выносу в открытые районы моря, в которых резко доминирует осаждение диатомовых частиц.

Для Японского моря весьма характерен сложный рельеф дна. Связь с океаном происходит через мелководные и узкие проливы. Очень значительна вертикальная циркуляция вод, охватывающая всю толщу моря. В результате этого обогащение вод кислородом даже в придонных слоях намного превосходит то, что при глубоководных проливах имеет место в Охотском и Беринговом морях. Резко различны условия биопродуцирования на северных мелководьях Японского моря и в его глубоководных котловинах. Взаимодействие теплых течений, являющихся ответвлениями океанических вод системы Курошио, с более холодными водами, проникающими в центр моря с севера и при подъеме также холодных вод при уменьшении глубины на склонах котловин, создает довольно резкие фронтальные разделы, где повышается новообразование диатомового планктона, его осаждение на дно и соответственно некоторое обогащение глубоководных осадков органическим углеродом. Вместе с тем кислородный и температурный режимы моря таковы, что они с ростом глубин способствуют распаду органических остатков планктона, здесь нет столь обильного их накопления, как в Охотском и Беринговом морях, хотя вертикальная циркуляция вод, по-видимому, протекает более интенсивно и многообразно. Отсюда меньшая степень аккумуляции органического углерода в водах Японского моря, чем в Охотском и Беринговом. На мелководьях возрастает значение бентосных биофильтраторов в обогащении осадков органическим углеродом, что нередко определяет четкую картину его распределения на шельфе, а иногда и на материковом склоне.

В мелководном Желтом море основным поставщиком органического вещества являются реки, сток которых дренирует лёссовые равнины Китая. Это же имеет место и южнее, в обширной шельфовой части Восточно-Китайского и наиболее северных районах Южно-Китайского морей. Иная картина на участках с резко повышенным накоплением органического вещества в современных осадках за счет очень высокой продуктивности морского планктона и бентоса. Основная аккумуляция $C_{орг}$ происходит в результате приноса с тонким осадочным материалом с суши. На это было обращено внимание в работе Ф. Шепарда и др. еще в 1949 г. и в более поздних публикациях Х. Ниино и К. Эмери [38]. Как правило, преобладающие концентрации $C_{орг}$ редко превышают 1—1,5%. И только в осадках на континентальном склоне глубоководных впадин, где усиливаются вертикальная циркуляция, подъем глубинных вод и соответственно продукция фитопланктона, количество $C_{орг}$ возрастает до 2% и более [15].

В Южно-Китайском море органическое вещество накапливается сложнее, чему способствуют сильно расчлененный рельеф, неравномерность в поступлении речных выносов, интенсивное карбонатообразование, коралловые рифы у берегов и в центре моря с их повышенной биологической продуктивностью, обильные прибрежные фауна и флора. Субтропические условия здесь, как и несколько севернее, не приводят к заметному усилению седиментации органического вещества, скорее наоборот.

Таким образом, в краевых морях Северо-Восточной Азии практически повсеместно в седиментогенезе органического вещества просматривается наложение зональных изменений с севера на юг, в основном связанных с широтной географической зональностью, и с запада на восток, определяемых сложной циркуляцией континентальной природой, проявляющейся в рельефе, климате, гидрологии вод, морской флоре и фауне. Системы островных дуг и морских глубоководных котловин придают седиментационным процессам, в том числе седиментации органического вещества в этих условиях особенно большую неоднородность. Пожалуй, она достигает максимума в районе Японского моря.

При переходе к океаническим областям такая неоднородность ослабевает. Сводные данные О. К. Бордовского [6, 7], Е. А. Романкевича [29], В. Я. Троцюка и М. М. Мариной [33] наглядно свидетельствуют об этом. Малые содержания

органического углерода в осадках островных районов довольно быстро сменяются их повышенными концентрациями с океанической стороны [3, 4] в пределах развитого северо-тихоокеанского пояса диатомовых отложений к востоку от Японских островов и в меньшей степени южнее Командорских и Алеутских островов. Здесь содержание $C_{орг}$ в глубоководных осадках в большинстве случаев редко превышает 1—1,5%. Вне пояса диатомовых отложений далее к центральным областям океана оно снижается до 0,25—0,5%, а иногда даже, насколько можно судить по имеющимся далеко неполным данным, и до меньших значений.

Крайне существенно, что колебания в концентрациях $C_{орг}$, когда они имеют место на больших глубинах, во многом зависят от степени расчлененности рельефа и изменчивости осадочного покрова даже в тех случаях, если эти концентрации минимальны. Однако общий фон современной океанической аккумуляции $C_{орг}$ к северу от 30° с. ш. более или менее выдержанный, что нашло отражение на сводных картах распределения $C_{орг}$ в открытых областях Тихого океана [29 и др.]. Некоторое увеличение прослеживается на склонах глубоководных поднятий, вершинах и склонах подводных гор и в глубоководных каналах.

По мере приближения к континентальным окраинам северо-востока Тихого океана количество органического вещества возрастает, а в осадках континентальных подножий и, особенно, континентальных склонов оно превосходит 1—1,5%. Резкое увеличение накопления органического углерода происходит в прибрежной Орегоно-Калифорнийской зоне, где ведущим фактором продуцирования органического материала становится процесс апвеллинга. Полоса такой зоны имеет ширину в несколько сотен километров, а протяженность свыше 4000 км. Содержание $C_{орг}$ колеблется от 1 до 1,5%, на участках с максимальным проявлением апвеллинга — еще больше. К. Эмери приводит данные по районам, относимым им к так называемым континентальным бордерлендам, где концентрации $C_{орг}$ значительно превышают 2—3%, а в некоторых впадинах и заливах у Южной Калифорнии 4% и более [37]. В этом районе наблюдается развитие наиболее обогащенных органическим веществом глубоководных отложений. В зал. Аляска поле таких отложений захватывает его восточную и северо-восточную части, однако у побережий он не выражен. Здесь и далее к северу и северо-западу, где Аляскинское течение переходит в Алеутское, накопление $C_{орг}$ понижается. Весь седиментационный процесс оказывается под воздействием полярных условий на юге Аляски, мощных континентальных ледников и интенсивного выноса в океан тонкого материала ледниковой эрозии типа «ледникового молока».

Обстановки седиментации с высоким и малым накоплением органического вещества оказываются весьма сближенными, контрастность в их распределении является отличительной особенностью этого района, чему в немалой степени способствуют расчлененный рельеф дна и взаимодействие теплых и холодных течений с разным уровнем биологической продуктивности [12].

СЕДИМЕНТАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДКАХ НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Как показали данные о содержании органического углерода в осадках плейстоцена, полученные при изучении грунтовых колонок и кернов глубоководного бурения, многие общие закономерности в седиментации органического вещества на севере Тихого океана, установленные для голоцена, прослеживаются и в плейстоцене. Роль широтной и циркумконтинентальной зональности проявлялась как на периферии, так и в центре региона. Вместе с тем свойственная плейстоцену смена осадков с разной степенью накопления диатомового материала и, очевидно, разной интенсивностью поступления и захоронения в осадках органического вещества [16, 29], выражена неодинаково. Весьма показательны в этом отношении характеристики содержания $C_{орг}$ в плейстоценовых отложениях по Беринговому [6, 7, 12, 19, 20], Охотскому морям, Курило-Камчатской области [1, 3, 4], зал. Аляска [14] и другим смежным районам севера Тихого океана [29, 42].

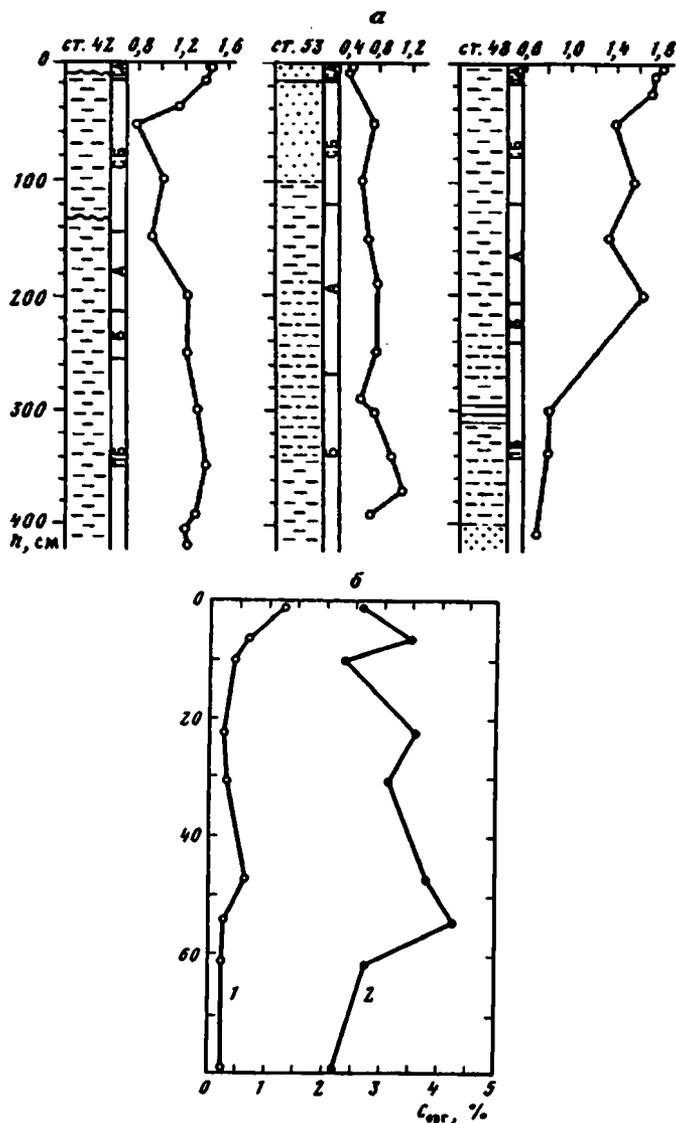
Номер скважины	Глубина моря, м	Глубина скважины, м	Мощность плейстоцена, м	Содержание $C_{орг.}$ %
<i>Берингово море</i>				
190	3875	627	152,9	0,3—0,7; (макс. 0,7, гор. * 15; 41,2; 77,2)
186	4522	928	292,3	0,5—0,9 (макс. 0,9, гор. 6; 7—15; 167—169; мин. 1165; 202,3)
185	2110	728	65,1	0,4—0,6
188	2649	638	286,7	0,5—0,3 (макс. 0,8, гор. 1)
<i>Тихий океан</i>				
192	3014, восточнее Камчатки	942	56	0,3—0,4
183	4708, южнее Алеутских островов	516	80,1	0,2—0,5 (макс. 0,5, гор. 4,2; 6,2; 34,2; 51,1; 60,1; мин. 0,1, гор. 60,9; 71,9)
179	3781, зал. Аляска	109	62,1	0,2—0,5 (макс. 0,5 гор. 3,1; 25,6; мин. 0,2 гор. 55,2, 62,1)
178	4218, зал. Аляска	794,5	197,4	0,3—0,6 (макс. 0,6, гор. 28,6; 34, 6; мин. 0,3, гор. 153,1; 175,4)
36	3273, северная Калифорния	116	44,2	0,3—0,4 (макс. 0,4, гор. 16,1; мин. 0,3, гор. 26,7; 32,2; 44,2)
47	2689, Поднятие Шатского	129	22,9	0,2—0,4

* Горизонты кернов в метрах.

В качестве примера можно привести некоторые новейшие данные по материалам глубоководного бурения (табл. 1).

Во многих скважинах, расположенных в северо-западной и северо-восточной котловинах с преобладающими глубинами свыше 4000 м, мощность плейстоцена обычно не превышает нескольких десятков метров, концентрация $C_{орг.}$ мала (0,1—0,2%). Колебания по вертикали крайне невелики [33].

Весьма показательны данные, полученные по материалам бурения в Японском море (рейс 127). Изменчивость в составе четвертичных отложений здесь, пожалуй, наибольшая для севера Тихого океана, и это хорошо прослеживается в содержании $C_{орг.}$ Так, для скв. 795 (глубина дна 3311,2 м) общая мощность плейстоцена несколько меньше 80 м. Максимальное содержание $C_{орг.}$ составляет 4,31% (глубина 54,1 м), минимальное — 0,15% (глубина 21,29 м). Резкие увеличения содержания $C_{орг.}$ установлены на горизонтах 4,61; 6,12; 22,23; 30,63; 37,23 и 47,16 м, где оно превышает 3%, что гораздо выше, чем в осадках голоцена. Малые (0,2—0,3%) концентрации $C_{орг.}$ также достаточно часты. Чередование повышенных и малых концентраций $C_{орг.}$ создает особый фон плейстоценовой аккумуляции органического вещества в Японском море (фиг. 6, а). Следует отметить, что в известной мере такая картина наблюдается и для седиментации органического углерода в доплейстоценовое время, что, несомненно, существенно для понимания некоторых особенностей осадочного процесса и палеогеографии не только непосредственно в япономорской области, но, по-видимому, и в смежных с ней районах. Возможно, что одними из причин подобных колебаний в седиментации органического вещества в Японском море являются особый характер водообмена вод Японского моря с океаническими, его неоднократные перемены колебания и их воздействие на биологическую продуктивность. В других районах этого нет, хотя изменчивость в плейстоценовой седиментации органического вещества также прослеживается по многим данным. О. К. Бордовский [6], например, приводит следующие результаты своих исследований в глубоководной части на западе Берингова моря (табл. 2).



Фиг. 6. Вертикальное распределение $C_{орг}$ в плейстоценовых осадках, %

a — в глубоководной котловине Японского моря ([42]), *б* — в Наваринском регионе Берингова моря [33]. 1, 2 — горизонты соответственно с минимальным и максимальным содержаниями $C_{орг}$. Индексы возраста: СА — субатлантика; СБ — суббореал; А — атлантика; Б — бореал; ПБ — пребореал. Гранулометрия осадков — традиционные обозначения

Примечательно, что на ст. 540 по результатам диатомового анализа в плейстоценовых слоях установлено не менее четырех горизонтов [16], хотя по вертикальному распределению $C_{орг}$ можно говорить с известной условностью о трех. Примерно такая же картина и на ст. 619. На Наваринском полигоне Берингова моря В. Я. Троцюк и М. М. Марина фиксируют весьма сходную картину (фиг. 6, б).

В океанических районах, как указывает Е. А. Романкевич [29], на глубинах, превышающих 3800—4000 м, в слоях, которые можно отнести к плейстоценовым, изменчивость в концентрациях $C_{орг}$ выражена по-разному в краевых и центральных

Таблица 2

Станция 540		Станция 619	
горизонт, см	$C_{орг}$, %	горизонт, см	$C_{орг}$, %
4—10	1,2	20—40	1,57
60—70	0,93	125—145	1,05
545—560	0,87	215—230	1,12
740—755	0,78	280—304	1,00
923—943	0,91	440—460	0,61
1620—1645	0,83	670—690	0,71
		865—885	0,68
		1250—1260	0,61
		1340—1350	0,71

Таблица 3

Станция 1019 (глубина 3920 м)		Станция 1081 (глубина 3940 м)	
горизонт, см	$C_{орг}$, %	горизонт, см	$C_{орг}$, %
0—5	0,48	0—4	0,52
15	0,18	29	0,28
59	0,35	63	0,57
200	0,23	162	0,32
265	0,36	189	0,50
360	0,27	301	0,46

частях глубоководных котловин. Для первых масштаб колебаний $C_{орг}$ составляет от 0,3 до 0,6%, иногда несколько больше. Весьма наглядны данные по некоторым скважинам глубоководного бурения на континентальном склоне к западу от Северной Калифорнии. В скв. 32 на глубине 4758 м мощность плейстоцена мала (7,9 м). Общий фон содержания $C_{орг}$ 0,3—0,4%. На поверхности он выше (0,8%). В другой более северной скв. 33 на глубине 4284 м плейстоцен имеет мощность 54,99 м, концентрации $C_{орг}$ 0,4—0,5%, т. е. практически не меняются, лишь на одном из горизонтов на границе с плиоценом они повышаются до 0,6%. О сходном фоне можно судить и по нашим данным, полученным в Аляскинской абиссальной равнине [13] (табл. 3). Для осадков типа красных глубоководных глин, развитых на глубинах около 4900—5000 м и более, содержание $C_{орг}$ находится в пределах 0,2—0,4%, колебания, как правило, очень малы. В целом концентрации $C_{орг}$ весьма выдержанные и свидетельствуют о заметном выравнивании в поступлении и преобразовании органического вещества на больших глубинах в Северо-Тихоокеанском регионе. Но материалы о раннем диагенезе и его влиянии на глубоководную седиментацию органического вещества все же свидетельствуют о том, что она протекает неодинаково и зависит от многих факторов, определяющих литологию осадков, состав и темпы поступления органических остатков на дно, региональные особенности биопродуктивности, биогеохимическую обстановку в отдельных районах. Если общие черты этого процесса были разобраны в известных публикациях Н. М. Страхова, то конкретное их рассмотрение применительно к северу Тихого океана находим в работах по седиментации и геохимии органического вещества О. К. Бордовского, А. П. Лищицына, Е. А. Романкевича, К. Эмери и других исследователей.

Исследование органического углерода в четвертичных отложениях тихоокеанского севера побудило обратить особое внимание на заметную роль процессов вертикальной циркуляции вод во многих особенностях седиментации $C_{орг}$ в регионе. В наибольшей степени эти особенности проявляются в мезомасштабе.

Вертикальную циркуляцию вод в свете ее роли в накоплении и распределении $C_{орг}$ в осадках, естественно, нельзя рассматривать оторванно от других осадкообразующих факторов. Но вместе с тем она прямо и косвенно отражается на многофакторности осадкообразования и способствует усилению неравномерности и контрастности обстановок седиментации органического углерода через изменчивость состава флоры и фауны, общей продуктивности органического вещества, его доставки на дно при непосредственном осаждении и биофильтрации. Нельзя не обратить внимание на то, что вертикальная циркуляция вод в связи с переменами климата и в гидрологическом режиме, порой достаточно резкими на тихоокеанском севере, по-разному отражается на продуцировании органического вещества и его последующей миграции. Даже при известной близости условий в определенных климатических и гидрологических зонах удается проследить различия на периферии и в центральных областях, разную степень выдержанности в продуцировании и накоплении органического материала и его захоронения в осадках.

Рассмотрев положение зон повышенного накопления $C_{орг}$, нельзя не отметить, что значительная их часть располагается не только в областях депрессий рельефа, круговых течений, где всегда сосредоточивается тонкий авто- и аллохтонный осадочный материал и соответственно органическое вещество, но и в областях интенсивной вертикальной циркуляции, в частности подъема подповерхностных вод. Известно, что эти зоны обусловлены фронтальным взаимодействием течений, т. е. имеют в своей основе гидрологическую природу и климатические предпосылки, или являются результатом топографического воздействия на динамику вод и весь ход биопродукционного процесса, осаждения органического вещества на дно и его захоронения в осадках. Роль топографии и сопряженного с ней подъема вод, особенно в условиях расчлененного рельефа, с точки зрения доставки на дно органического углерода в осадочном материале заслуживает не меньшего внимания, чем обычные представления о связях между гидродинамикой и накоплением $C_{орг}$ в тонких осадках. Топографический эффект подъема вод, следствием которого является обогащение поверхностных слоев биогенными элементами, планктоном, а при его отмирании — донных осадков $C_{орг}$, распространен достаточно широко на севере Тихого океана. Он, конечно, не столь значителен по масштабу проявления, как роль апвеллинга в Орегоно-Калифорнийском районе, но если брать в целом последствия влияния вертикальной циркуляции вод на седиментогенез органического углерода, то при всех их локальных отличиях и изменениях они почти повсеместно отражаются на реальной картине поступления и распределения органического углерода в четвертичных осадках. Судя по новейшим данным, новообразованное органическое вещество оседает в основном там, где оно воспроизводится. Дальнего его переноса в большинстве районов нет. Имеет место четкая сопряженность (пространственная и временная) зон интенсивной вертикальной циркуляции вод с зонами наибольших поступлений органического вещества в осадки и сосредоточения в них повышенных концентраций $C_{орг}$. На многих примерах этот процесс подробно разобран в апвеллинговых районах [36]. Исследователи подчеркивают, что вертикальная циркуляция вод как механизм активного перемещения органического вещества важна не только для повышения продуктивности фотического слоя, но и для убыстрения доставки остатков организмов после их отмирания в поверхностный горизонт донных осадков. Это связано с тем, что тонкие частицы органического вещества при биофильтрации вод поглощаются планктоном, увеличивают свою гидравлическую

крупность вследствие вхождения в состав пеллет или детритных остатков и оседают на дно с гораздо большей скоростью, чем при простом оседании в виде тонкой взвеси вместе с глинистым материалом. Кроме того, в переносе органического вещества по вертикали участвует и процесс даунвеллинга, опускания вод, который происходит в каньонах на континентальном склоне и также ускоряет доставку органических частиц в пределах континентального и островных склонов [24]. Таким образом, вертикальная циркуляция вод, которая в немалой степени определяется расчлененностью рельефа, оказывается существенным элементом системы, повышающей продуцирование органического вещества и скорость его поступления в осадок.

По-видимому, можно говорить о нескольких типах вертикальной циркуляции вод, влияющей на продуцирование и перенос органических частиц в регионе. Естественно, что наиболее важен и значителен апвеллинговый тип. Далее по значимости следует считать подъем вод вдоль протяженных континентальных склонов. Он хорошо выражен на западе и востоке Берингова моря, вдоль Камчатки. На северо-востоке Северо-Тихоокеанского региона имеет место своего рода наложение этого типа вертикальной циркуляции на апвеллинговый. Природа его достаточно сложная и не может быть сведена только к особенностям топографии дна.

Немалое значение, очевидно, имеет и общая циркуляция вод в зонах континентального склона, местные различия в распределении планктона и бентоса, фронтальные взаимодействия, которые иногда сопряжены с общей топографией склонов. Следует отметить, что данные, полученные в этом отношении при исследовании донных отложений на восточно-беринговоморском склоне, способствовали, в частности, более углубленной оценке роли континентальных склонов и сопряженной с ними вертикальной циркуляции вод в седиментогенезе органического вещества в море [12, 14]. В Охотском море и в известной мере на границе между северной и центральной частями Японского моря из-за особенностей мезорельефа сталкиваемся с несколько видоизмененным типом вертикальной циркуляции вод, которая проявляется по воздействию на продуктивность и накопление $C_{орг}$ в осадках не в суженных зонах, а наоборот, на относительно широкой акватории, где формируются области развития диатомовых осадков значительной площади. В известной мере сходную картину можно проследить и в глубоководных котловинах Берингова моря, где донные осадки с высоким содержанием $C_{орг}$ залегают в нижней выположенной части континентальных склонов и их подножий. Характер вертикальной циркуляции приобретает определенно специфические черты и в так называемых узловых районах, где происходит смыкание участков континентальных склонов разного простирания, усложняются вся динамика вод и структура осадочного процесса, включая продуцирование и седиментацию органического вещества. Примером может служить юго-восточная часть Берингова моря, где расположено плато Умнак, северо-западная часть моря южнее Анадырского залива, участки сочленения склона с хр. Ширшова и некоторые другие.

В зонах островных дуг проявление вертикальной циркуляции вод применительно к продуктивности органического вещества и его накоплению несколько различается. Иногда ее воздействие не усиливается, а даже ослабевает. Возможно, это зависит от ряда причин, в том числе от степени перемешивания вод в межостровных проливах, направления и скоростей течений, форм мезорельефа, включая пороги. На морских склонах островных дуг картина нередко иная. Здесь, как и на отдельных склонах глубоководных желобов со ступенчатым рельефом (Алеутский, Курило-Камчатский, Рю-кю), вертикальная циркуляция вод способствует повышенному накоплению органического материала [2, 15, 34].

Еще один тип вертикальной циркуляции вод, способствующий повышению продукционных процессов и накоплению в осадках $C_{орг}$ — это локальный подъем вод на глубоководных возвышенностях (поднятие Шатского), подводных горах (зал. Аляска, Императорские горы, Гавайский хребет, Южно-Китайское море),

их склонах. Это обуславливает некоторую пестроту в распределении $C_{орг}$ на больших глубинах абиссальных котловин.

Таким образом, сопряженная с рельефом вертикальная циркуляция вод оказывается весьма существенной и усложняет седиментацию органического вещества в глубоководных осадках севера Тихого океана. Естественно, что она проявляется на общем фоне крупномасштабных климатических и гидрологических процессов, происходивших в голоцене и плейстоцене, «моделируя» их. Значительные изменения в общем ходе четвертичного осадкообразования, вызванные сменой ледниковых и межледниковых эпох и особенно хорошо устанавливаемые на границе между голоценом и плейстоценом, по мере перехода от периферических областей к центральным, не привели к принципиальным переменам в ходе вертикальной циркуляции вод и вызывающих их факторов. Накопление $C_{орг}$ в отличие от ряда других характеристик донных осадков сохраняло свою общую схему. Для периода больших природных колебаний, которыми выделяется четвертичное время, неоген и палеоген, это является примечательной особенностью седиментации органического вещества [26, 35].

Список литературы

1. Безруков П. Л. О распределении органического вещества в осадках Охотского моря//Докл. АН СССР. 1955. Т. 103. № 2. С. 287—290.
2. Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины//Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 12. С. 97—129.
3. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря//Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15—95.
4. Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана//Межд. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 45—58.
5. Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время//Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1957. Т. 13. С. 377—385.
6. Бордовский О. К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М.: Наука, 1964. 128 с.
7. Бордовский О. К. Органическое вещество морских и океанических осадков в стадии раннего диагенеза. М.: Наука, 1974. 104 с.
8. Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество во взвеси и донных осадках Мирового океана//Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 35—103.
9. Богданов Ю. А., Левитан М. А. История накопления органического углерода//Океанология. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 252—260.
10. Галимов Э. М., Кодина Л. А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.
11. Гершанович Д. Е. Кремнекислота, карбонат кальция и органический углерод в глубоководных отложениях Японского моря//Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1956. Вып. 31. С. 72—79.
12. Гершанович Д. Е. Донные отложения центральных и восточных областей Берингова моря//Тр. ВНИРО. 1964. Т. 52. С. 31—81.
13. Гершанович Д. Е. Новые данные о накоплении органического вещества в современных осадках крайнего севера Тихого океана//Океанология. 1965. Т. 5. Вып. 2. С. 298—303.
14. Гершанович Д. Е., Котенев Б. Н., Новиков В. Н. Рельеф и донные отложения залива Аляска//Тр. ВНИРО. 1964. Т. 53. С. 83—134.
15. Гершанович Д. Е., Нейман А. А. Донные отложения и донная фауна Восточно-Китайского моря//Океанология. 1964. Т. 4. Вып. 6. С. 1089—1095.
16. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
17. Жузе А. П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплейстоценового возраста бореальной области Тихого океана//Основные проблемы микропалеонтологии и органического осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 5—27.
18. Левитан М. А., Богданов Ю. А. История биогенного кремнеаккумуляции//Океанология. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 231—252.

19. Лисицын А. П. Распределение органического углерода в осадках Берингова моря//Докл. АН СССР. 1955. Т. 103. № 2. С. 299—302.
20. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
21. Лисицын А. П. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого//Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 321—370.
22. Лисицын А. П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах//Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5—44.
23. Лисицын А. П. Лавинная седиментация//Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1982. С. 3—59.
24. Лисицын А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.
25. Марина М. М., Левитан М. А., Люцарев С. В. Органический углерод в голоценовых отложениях северо-западного шельфа Берингова моря//Океанология. 1984. Т. 24. Вып. 2. С. 285—288.
26. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 497 с.
27. Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
28. Романкевич Е. А. Органическое вещество в колонках донных отложений северо-западной части Тихого океана к востоку от Камчатки//Докл. АН СССР. 1957. Т. 116. № 3. С. 447—450.
29. Романкевич Е. А. Органическое вещество в осадках//Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М.: Наука, 1970. С. 107—158.
30. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
31. Романкевич Е. А. Органическое вещество в океаническом литогенезе//Накопление и преобразование современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1990. С. 3—20.
32. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
33. Троцок В. Я., Марина М. М. Органический углерод в отложениях Мирового океана. М.: Наука, 1988. 176 с.
34. фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов//Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 239—298.
35. Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 295 с.
36. Barber R. T., Smith R. L. Coastal Upwelling Ecosystems//Analysis of Marine Ecosystems. London; New York.; Toronto; Sydney: Acad. Press, 1981. P. 31—68.
37. Emery K. O. The Sea of Southern California. Modern Habitat of Petrole. New York.; London: John Willy and Sons, 1960. 266 p.
38. Niino H., Emery K. O. Sediments of shallow portions of East China and South China Sea//Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. P. 731—762.
39. Sharma G. D. Contemporary regimes of the Eastern Bering Sea. University of Alaska, 1974. P. 517—540.
40. Shepard F. P., Emery K. O., Gould H. R. Distribution of sediments on East Asiatic continental shelf. Allan Hadcock Foundation Publ. Occ. Paper 9. 1949.
41. Trask P. D. Origin and environment of source sediments of Petroleum. Houston: Gulf Publishing Company, 1932. 323 p.
42. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.) US Gov. print. off. V. V, VI, XVIII—XX, XXXI, LVI, LVII, LXXXVI, 127, 128. 1969—1990.

Институт океанологии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
21.VII.1993

УДК 553.32:551.353(264)

© 1994 Свальнов В. Н., Кулешов В. Н.

КАЛЬЦИЕВЫЙ РОДОХРОЗИТ В ОСАДКАХ ГВАТЕМАЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Обсуждаются новые данные о составе и распространении диагенетического карбоната марганца в колонках четвертичных осадков Гватемальской котловины.

Аутигенные карбонаты сложного состава довольно широко распространены в плейстоцен-голоценовых осадках озер, морей и области приконтинентального литогенеза океана [1, 7—10, 14, 15, 17, 18, 20, 22, 23, 25]. Для них характерно изменчивое содержание Mn, Ca, Mg и Fe. Полагают [9], в частности, что для формирования аутигенного карбоната марганца (родохрозита) благоприятные условия создаются в процессе диагенеза при невысоких содержаниях органического вещества в осадках. Такие условия наблюдаются в переходной зоне океана: от прибрежных — сильно восстановленных осадков к пелагическим — окисленным. Родохрозит, следовательно, является минералогическим критерием приконтинентального океанского литогенеза [13]. Новое подтверждение этого положения получено в предлагаемых материалах из Гватемальской котловины.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 41-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» проводилось комплексное изучение региональной изменчивости полей железомарганцевых конкреций, вмещающих их осадков и процессов седиментации [12]. Одним из районов работ была выбрана Гватемальская котловина. Геологический полигон в ее пределах имеет следующие координаты центральной точки: 6°30' с. ш., 92°00' з. д. Сбор осадков проводился на глубинах 3490—3740 м. Всего было получено 16 дночерпательных проб, 11 колонок осадков длиной до 412 см, подняты два монолита герметичной трубкой М. А. Волла. Кроме того, выявление закономерностей гемипелагической седиментации проведено на субмеридиональном профиле от 8°38,6' с. ш., 93°34,0' з. д. до 12°16,8' с. ш., 96°06,7' з. д., примыкающем с севера к участку детальных работ в Гватемальской котловине. На профиле были подняты шесть дночерпательных проб, шесть колонок осадков длиной до 382 см и один монолит с использованием герметичной трубки.

Отличительными чертами обследованной части Гватемальской котловины являются: интенсивное обогащение верхних 10—25 см осадков гидроксидами марганца, наличие крупных железомарганцевых конкреций на поверхности и в толще, широкое распространение продуктов кислого вулканизма, переход по северной периферии полигона пестроцветных осадков в сероцветные, относительно высокая их кремнистость и заметно варьирующая карбонатность. Поверхностный (гомогенный) слой разрезов представлен темно-коричневыми глинисто-радиоляриевыми илами, нередко обогащенными диатомеями, иногда слабоизвестковистыми. Местами распространены радиоляриево-диатомовые осадки. Мощность гомогенного слоя изменяется в пределах 2—11 см. Ниже вскрыта пестроцветная биотурбированная толща в разной степени окисленных осадков. Преобладающие оттенки цвета осадков — коричневый, светло-коричневый, палевый, а на ряде

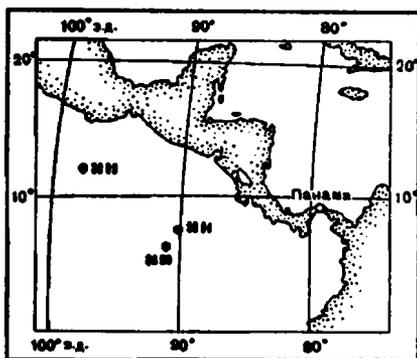
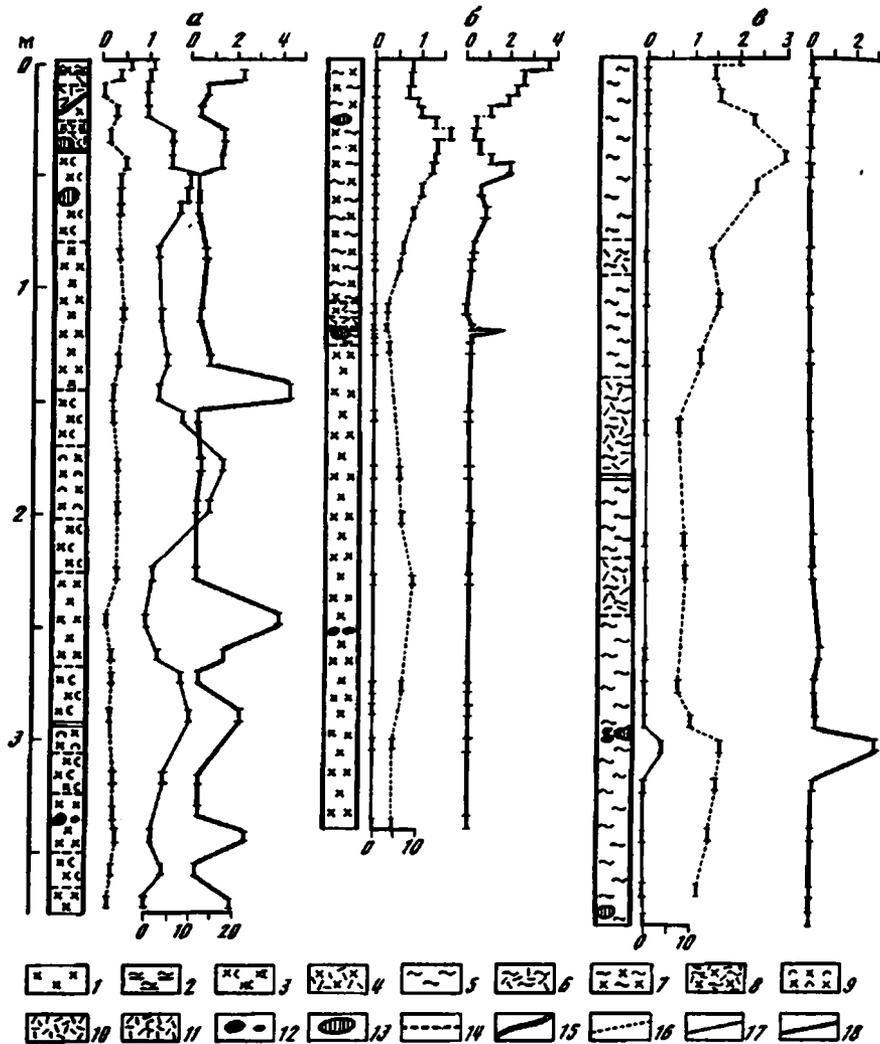
станций глубже 30—70 см залегают с постепенным переходом желтовато- и зеленовато-серые илы. Основу вскрытых четвертичных разрезов составляют глинисто-радиоляриевые осадки, часто слабоизвестковистые, местами обогащенные диатомеями. Встречаются также слои фораминиферо-кокколитовых илов, обогащенных радиоляриями, и радиоляриево-диатомовых отложений.

В исследованных колонках прослеживаются два уровня накопления вулканокластического материала, представленного туффитовыми кремнисто-глинистыми илами, слоями и линзами светло-серой тефры кислого состава. На большинстве станций линзы или слои тефры мощностью 2—6 см, а также перекрывающие их глинисто-радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые туффитовые или мощностью 3—19 см залегают в пределах горизонта 5—44 см. Второй уровень обогащения глинисто-радиоляриевых илов вулканокластикой прослеживается в интервале от 80 до 310 см.

На субмеридиональном профиле вскрыта в разной степени биотурбированная толща зеленовато-серых и серовато-зеленых осадков, вблизи поверхности дна окрашенных в коричневый (1—2 см) и коричневатый-серый (до 35 см) цвет. Поверхностный (гомогенный) слой разрезов представлен глинисто-радиоляриевыми илами, обогащенными диатомеями, и радиоляриево-диатомовыми осадками. Мощность гомогенного слоя варьирует в пределах 5—11 см. Колонки сложены диатомовыми, радиоляриево-диатомовыми, диатомово-глинистыми, глинисто-диатомовыми илами, нередко обогащенными радиоляриями. Довольно значительная часть вскрытой толщи приходится на радиоляриево-глинистые и глинисто-радиоляриевые осадки, иногда обогащенные диатомеями или слабоизвестковистые. Характерной чертой изученных колонок являются линзы и слои тефры кислого состава, а также перекрывающие их туффитовые кремнисто-глинистые осадки. Мощность пепловых слоев колеблется от 3 до 10 см, а туффитовых осадков — в пределах 5—40 см. Число уровней обогащения илов вулканокластическим материалом достигает трех-четырех.

Макро- и микроскопическое изучение собранных образцов позволило выявить стяжения и рассеянные мелкие агрегаты кристаллов аутигенного карбоната марганца на ст. 3850, 3884 и 3899 (фиг. 1). Химический состав стяжений определен на атомно-флюоресцентном спектроанализаторе Плазма-АФС и методами классической химии (аналитики Г. А. Грановская, В. В. Карпушина). Рентгеновское изучение воздушно-сухих препаратов выполнено на дифрактометре ДРОН-2 с CuK_α -излучением, графитовым монохроматором, Ni-фильтром, при 40 кВ и 20 мА, щели $0,5 \times 0,5$ мм (аналитики З. Н. Горбунова, Е. В. Покровская). Полный силикатный анализ осадков сделан Т. Г. Кузьминой рентгенофлюоресцентным методом на приборе VRA-30. На атомно-абсорбционном спектрофотометре ААs-403 в осадках определены Al, Fe, Mn, Ti, K, Ni, Co, Zn, Li, Cu, Pb, V, Cr, Mo (аналитик Н. Н. Завадская). При анализе CO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$ Н. П. Толмачевой использован метод сжигания [11]. Электронные микрофотографии получены В. А. Карловым на сканирующем микроскопе ISM-U3. Палеомагнитные исследования осадков проведены Ю. Ю. Ивановым. Расчленение разрезов по комплексам диатомей выполнено В. В. Мухиной. Для изучения изотопного состава углерода и кислорода использованы стяжения карбоната марганца, а также раковины планктонных фораминифер, извлеченных из стяжений и вмещающих осадков.

Подготовка проб для масс-спектрометрического анализа проводилась в вакууме по стандартной методике в ортофосфорной H_3PO_4 кислоте при комнатной температуре. Разложение проб стяжений и вмещающих осадков проводили в два этапа. Сначала предварительно растертую до пудры пробу опускали в кислоту и растворяли в течение 1 ч. Выделившийся за это время газ CO_2 собирали и удаляли из системы. Предполагалось, что эта порция газа соответствует продукту разложения кальцита. Затем пробу оставляли доразлагаться в системе в течение 2 сут. Выделившийся газ также собирали и удаляли из системы. Вторая порция газа должна соответствовать продукту разложения труднорастворимых карбонатов [24].



Фиг. 1. Литолого-геохимическая характеристика осадков (а — ст. 3850, гл. 3660 м; б — ст. 3884, гл. 3585 м; в — ст. 3899, гл. 4095 м)

1-9 — илы (1 — глинисто-радиоляриевые, 2 — то же, обогащенные диатомеями, 3 — то же, слабоизвестковистые, 4 — то же, туффитовые, 5 — глинисто-диатомовые, обогащенные радиоляриями, 6 — то же, туффитовые, 7 — радиоляриево-диатомовые, 8 — то же, туффитовые, 9 — известковисто-глинистые, обогащенные радиоляриями); 10 — тephра; 11 — то же, слабоизвестковистая; 12 — стяжения кальциевого родохрифта; 13 — железомарганцевые конкреции; 14, 15 — границы раздела (14 — постепенные; 15 — резкие); 16-18 — кривые содержания, %; 16 — SO_4 , 17 — CO_2 , 18 — $Mn_{\text{вал}}$

Результаты минералогического исследования изученных проб показывают, что в наших образцах труднорастворимые карбонаты представлены карбонатом марганца — кальциевым родохрозитом.

Очевидно, что используемая методика не лишена недостатков. Однако авторы считают ее вполне пригодной для решения поставленной задачи, а полученные изотопные данные достаточно представительными.

Масс-спектрометрические измерения велись на отечественном масс-спектрометре МИ-1201В. Воспроизводимость результатов измерений параллельных опытов не хуже $\pm 0,3\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав осадков. На ст. 3899 (12°16,3' с. ш., 97°06,0' з. д.; глубина 4095 м) мощность вскрытого четвертичного разреза составляет 382 см. Колонка в основном представлена (см. фиг. 1) серовато-зелеными и зеленовато-серыми пелитовыми глинисто-диатомовыми илами, обогащенными радиоляриями. В верхней части разреза (0—1 см) цвет осадков бурый. Местами встречаются открытые ходы илоедов. Ниже 120 см илы заметно биотурбированы, окраска их нередко становится мраморовидной за счет темно-серых каемок гидроксидов марганца, огибающих округлые осветленные участки — следы биотурбации. На глубинах 180—185 см залегают линзы светло-серой алевритово-псаммитовой тефры кислого состава. В интервалах 80—95, 140—180 и 220—245 см выявлены глинисто-диатомовые туффитовые илы (15—30% бесцветного вулканического стекла).

Стяжения карбоната марганца размером до 5 см обнаружены на глубинах 295—300 см. Одно из стяжений постепенно переходит в разложившуюся железомарганцевую конкрецию, из которой при диагенезе вынесен практически весь марганец. Внутренняя часть стяжений плотная, серого цвета, внешняя оболочка рыхлая, коричневатая-серая. В стяжениях встречены редкие скелетные остатки планктонных фораминифер, радиолярий и диатомей. Непосредственно выше горизонта со стяжениями (интервал 293—295 см) мелкие агрегаты карбоната марганца составляют около 3% площади шлифа, а ниже (гор. 300—302 см) — до 45%.

Глинисто-диатомовые илы колонки характеризуются довольно стабильным химическим составом (табл. 1, 2). Содержание остаточного органического углерода колеблется от 0,7 до 3,0% (см. фиг. 1), убывая вниз по разрезу, однако на глубинах 42—47 и 301—306 см наблюдаются относительные подповерхностные максимумы (соответственно 3,0 и 1,6%). Карбонатность осадков (в пересчете на CaCO_3) менее 1% и только непосредственно ниже горизонта со стяжениями достигает 8,3%. Здесь же выявлен пик марганца на фоне устойчиво низких концентраций, прослеживается некоторое обогащение илов ванадием. В поведении других проанализированных элементов аномалии не обнаружены. Распределение их в разрезе вполне адекватно отражает условия восстановительного диагенеза, а также смены типов осадков.

На ст. 3884 (7°27,0' с. ш., 92°43,8' з. д.; глубина 3585 м) получена колонка осадков длиной 340 см. Верхняя часть разреза (0—114 см) представлена пелитовыми радиоляриево-диатомовыми илами (см. фиг. 1). В интервале 0—11 см осадки темно-коричневые, ниже (11—22 см) на этом фоне выделяются желтовато-коричневые пятна. На глубине 22—29 см залегают рыжевато-серые илы, включающие железомарганцевую конкрецию размером $0,8 \times 1,5$ см. Глубже прослеживаются серые (до зеленовато-серых) осадки с примазками и разводами гидротроилита. В основании слоя темно-серый радиоляриево-диатомовый туффитовый ил (гор. 105—110 см) сменяется также туффитовым светло-серым псевдослоистым. В интервале 114—125 см обнаружена тонкослоистая пачка: 114—115 см — цементированная серая тефра псаммитово-алевритовой структуры, в кровле слоя отороченная пленкой гидроксидов марганца; 115—116 см — тефра желтовато-серая алевритово-псаммитовая; 116—119 см — серовато-рыжий радиоляриево-диатомовый

Химический состав основных типов изученных осадков (% от сухого вещества) *

Номер станции (координаты)	Горизонт, см	Тип осадка **	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
3850 (6°37,5' с. ш., 93°21,0' з. д.)	10—14	Т	67,6	0,32	12,4	3,16	0,97	1,50	1,06	3,38	7,2	97,59
	30—35	Тси	46,9	0,46	10,2	4,91	1,54	1,97	11,20	2,04	18,3	97,52
	130—135	ГРси	47,5	0,52	9,3	6,08	1,02	3,08	8,22	1,36	20,5	97,58
	340—345	ГР	50,0	0,56	10,1	6,19	2,80	3,53	5,18	1,47	17,8	97,63
3884 (7°27,0' с. ш., 92°43,8' з. д.)	0—5	РД	54,4	0,62	10,5	4,83	3,94	3,32	1,48	1,43	17,1	97,62
	12—16	»	48,3	0,56	9,7	5,27	2,27	3,22	6,25	1,35	20,6	97,52
	25—30	»	53,2	0,53	9,5	6,18	0,55	4,07	3,19	1,46	18,8	97,48
	55—60	»	54,7	0,49	9,5	5,03	0,86	4,14	2,74	1,67	18,4	97,62
	87—93	»	56,9	0,45	10,2	4,80	0,40	3,23	3,44	2,14	16,0	97,65
	119—120	ГРд	55,5	0,62	11,0	6,20	2,04	3,53	1,37	1,63	15,7	97,59
	125—130	ГР	59,1	0,57	10,6	8,08	0,42	2,96	1,38	1,85	12,5	97,46
	285—290	»	56,1	0,58	10,6	5,80	0,42	3,03	2,28	1,65	17,0	97,46
3899 (12°16,3' с. ш., 97°06,0' з. д.)	0—5	ГДр	55,0	0,60	12,5	6,30	0,25	3,38	1,11	1,55	16,7	97,39
	25—30	»	54,0	0,74	14,0	6,11	0,13	3,25	1,81	1,94	15,5	97,48
	105—110	»	56,4	0,78	12,7	5,92	0,19	3,67	1,43	1,99	14,5	97,58
	260—265	»	56,2	0,66	13,1	6,34	0,61	3,61	1,25	1,80	14,0	97,57
	290—295	»	54,0	0,79	15,0	6,63	0,58	3,59	1,84	2,01	13,0	97,44
	340—345	»	56,3	0,91	14,3	6,00	0,23	2,83	1,40	2,10	13,4	97,47
	377—382	»	57,1	0,63	13,2	6,82	0,26	3,70	1,03	2,11	12,7	97,55

* Аналитик Т. Г. Кузьмина (ИО РАН).

** Т — тефра; Тси — то же, слабоизвестковистая; илы: ГР — глинисто-радиоляриевый; ГРд — то же, обогащенный диатомеями; РД — радиоляриево-диатомовый; ГДр — глинисто-диатомовый, обогащенный радиоляриями.

Химический состав осадков после пересчета на бескарбонатное сухое вещество *

Горизонт, см	Тип осадка **	Al	Fe	Mn	Ti	K	Ni	Co	Cu	Zn	Li	Pb	V	Cr	Mo	CaCO ₃
Станция 3850																
0—5	ГРД	5,71	4,16	2,88	0,30	1,60	552	49	405	334	31	10	102	13	<10	2,23
5—8	ГРТ	6,00	4,13	2,41	0,27	1,98	589	47	428	303	33	20	122	13	<10	1,50
10—15	Т	6,39	1,99	0,66	0,20	2,37	210	32	380	106	26	43	36	22	—	<1
20—25	ГР	5,44	3,66	0,48	0,26	1,28	286	36	2410	194	19	52	73	52	—	<1
30—35	Тси	5,24	4,31	1,70	—	—	482	30	168	245	—	—	—	—	—	14,14
42—48	ГРси	5,98	3,92	1,62	0,38	0,93	617	51	2409	310	17	44	11	47	—	14,09
52—56	»	5,72	4,96	0,38	0,47	1,00	345	34	1411	291	29	53	105	88	—	24,15
57—63	»	3,26	5,62	0,56	—	—	296	19	138	326	—	—	—	—	—	21,73
63—68	»	5,81	4,96	0,40	0,38	1,38	376	42	1685	305	41	56	125	78	—	18,11
83—87	ГР	5,13	6,08	0,90	—	—	378	38	234	170	—	—	—	—	—	7,41
110—115	»	3,81	5,85	0,53	—	—	322	26	172	175	—	—	—	—	—	8,14
130—135	ГРси	3,18	5,45	1,16	—	—	383	27	218	221	—	—	—	—	—	1,98
143—150	ГР	5,32	4,43	4,81	0,43	0,67	147	120	1237	525	19	19	166	37	—	7,04
155—160	ГРси	3,36	5,71	0,49	—	—	250	30	150	257	—	—	—	—	—	19,75
177—182	ИГр	5,41	4,40	0,85	0,44	0,85	403	55	1205	221	26	79	74	75	—	40,25
195—200	»	4,97	5,22	0,62	—	—	304	22	113	427	—	—	—	—	—	32,59
224—230	ГР	5,87	5,60	0,45	0,42	1,40	369	48	1813	231	34	46	115	65	—	4,03
245—250	»	5,21	4,94	4,08	0,44	0,72	130	114	1150	432	15	26	183	28	—	<1
260—265	»	3,67	5,42	1,77	—	—	467	38	259	195	—	—	—	—	—	7,41
270—275	ГРси	5,05	5,91	0,52	—	—	270	36	143	287	—	—	—	—	—	18,77
287—292	4	4,72	5,88	2,86	—	—	644	50	216	408	—	—	—	—	—	23,70
315—320	»	5,83	5,13	0,51	0,35	1,23	377	33	477	431	41	33	61	29	<10	9,89
330—335	ГР	4,63	5,46	0,49	—	—	279	27	437	390	—	—	—	—	—	5,00
340—345	»	5,12	4,89	2,65	0,37	0,76	112	85	1021	389	20	44	139	153	—	5,03
355—360	ГРси	5,22	5,96	0,41	—	—	263	29	428	347	—	—	—	—	—	9,88
370—375	ГР	5,14	5,00	1,86	0,40	0,64	762	52	1310	305	16	49	124	86	—	2,01

Таблица 2 (продолжение)

Горизонт, см	Тип осадка **	Al	Fe	Mn	Ti	K	Ni	Co	Cu	Zn	Li	Pb	V	Cr	Mo	CaCO ₃
Станция 3884																
0—5	РД	4,86	4,02	3,66	0,27	1,16	750	44	445	609	33	<10	145	23	<10	<1
5—12	»	4,79	4,13	2,53	0,31	1,06	670	45	407	616	32	10	135	30	<10	<1
12—16	»	5,14	4,08	2,24	0,33	1,02	639	47	375	592	33	10	139	24	<10	3
16—20	»	5,16	4,21	1,91	0,30	1,11	560	47	366	594	35	10	135	33	10	2
20—25	»	4,70	4,47	1,17	0,30	1,04	440	35	355	587	32	10	95	23	10	1
25—30	»	4,53	4,32	0,51	0,25	1,22	490	32	272	670	37	10	120	26	10	1
30—35	»	4,88	4,14	0,42	0,30	1,43	680	39	499	703	41	10	205	30	<10	1
35—42	»	4,81	3,74	0,66	0,25	1,43	750	44	319	809	43	10	225	26	<10	1
42—46	»	5,05	3,91	1,25	0,27	1,39	840	49	435	721	44	10	150	26	<10	<1
46—50	»	4,68	3,42	2,01	0,24	1,26	800	46	259	686	41	10	130	17	<10	<1
55—60	»	5,08	3,61	0,81	0,26	1,43	830	50	336	642	40	10	85	23	<10	<1
65—70	»	5,25	3,50	0,95	0,25	1,61	730	44	409	589	41	10	95	33	<10	<1
80—85	»	5,52	3,47	0,36	0,23	1,87	370	30	216	401	42	10	60	36	<10	1
88—93	»	5,82	3,17	0,27	0,23	2,29	340	29	193	340	40	10	5	20	10	2
108—112	РДт	5,92	1,67	0,10	0,14	2,90	120	19	263	149	29	10	20	3	10	<1
118—119	»	5,45	4,40	0,38	0,24	1,61	310	28	308	302	35	10	60	13	<10	<1
119—120	ГРд	5,75	4,56	1,69	0,27	1,26	720	62	1270	350	33	10	55	20	<10	<1
120—122	ГР	5,58	5,60	0,38	0,27	1,56	350	32	336	333	40	10	30	49	<10	<1
125—130	»	5,52	5,22	0,30	0,27	1,87	400	51	590	381	43	10	70	53	<10	<1
155—160	»	6,52	4,87	0,18	0,36	1,65	340	32	293	346	51	10	105	66	<10	<1
180—185	»	4,68	3,74	0,18	0,23	1,09	280	28	418	464	56	10	275	66	<10	<1
200—205	»	5,45	4,73	0,28	0,27	1,35	420	29	261	515	53	10	190	36	<10	1
228—232	»	5,05	4,34	0,35	0,27	1,35	900	66	362	679	52	20	180	53	10	2
275—280	»	5,12	4,18	0,33	0,27	1,11	700	57	520	532	39	—	145	43	<10	<1
285—290	»	5,65	4,24	0,31	0,30	1,48	760	50	1450	508	46	30	145	59	<10	<1
300—305	»	6,22	4,95	0,27	0,33	1,61	400	29	370	416	54	30	85	56	10	<1
335—340	»	5,48	4,05	0,73	0,33	1,52	360	32	227	478	47	20	75	69	<10	1

Таблица 2 (окончание)

Горизонт, см	Тип осадка **	Al	Fe	Mn	Ti	K	Ni	Co	Cu	Zn	Li	Pb	V	Cr	Mo	CaCO ₃
Станция 3899																
0—3	ГДр	6,92	4,62	0,16	0,27	1,52	170	18	206	379	53	20	115	46	<10	<1
3—10	»	6,52	4,40	0,10	0,25	1,61	200	20	255	609	53	20	140	40	10	<1
15—20	»	7,22	4,48	0,10	0,25	1,61	310	27	265	412	61	20	155	53	<10	<1
25—30	»	7,49	4,21	0,08	0,30	1,65	250	19	233	508	64	20	170	59	30	<1
42—47	»	6,89	4,26	0,08	0,28	1,48	250	25	184	375	58	10	150	49	<10	<1
55—60	»	7,15	4,29	0,07	0,29	1,75	200	24	163	353	63	10	155	53	20	<1
84—89	ГДрт	6,72	3,50	0,09	0,21	2,11	160	24	139	394	54	10	105	36	20	<1
105—110	ГДр	6,55	4,10	0,14	0,25	1,91	240	27	197	438	63	10	150	63	<10	<1
130—135	»	6,82	3,83	0,14	0,21	1,91	410	32	208	390	56	20	160	53	20	<1
160—165	ГДрт	6,12	2,79	0,14	0,15	2,22	400	23	233	318	43	10	135	20	20	<1
210—215	ГДр	6,79	4,40	0,21	0,28	1,78	220	19	274	464	64	<10	155	36	<10	<1
225—230	ГДрт	6,45	4,10	0,18	0,25	2,16	260	22	293	440	58	10	180	40	20	<1
260—265	ГДр	6,55	4,48	0,46	0,27	1,48	340	22	336	447	58	10	145	36	<10	<1
275—280	»	7,05	4,42	0,28	0,27	1,48	290	22	336	454	60	10	155	46	10	<1
290—295	»	7,72	4,40	0,43	0,28	1,61	180	20	160	381	69	10	145	59	20	<1
301—306	»	7,44	4,11	3,33	0,36	1,76	283	24	194	358	77	11	207	69	22	8,28
318—323	»	7,36	4,56	0,27	0,27	1,69	210	24	182	258	74	20	145	66	20	<1
340—345	»	7,19	4,13	0,16	0,30	1,73	140	18	167	267	77	10	180	63	10	<1
365—370	»	6,85	4,21	0,19	0,27	1,65	420	26	225	335	65	10	175	53	20	<1
377—382	»	6,89	4,65	0,17	0,21	1,87	190	21	184	265	67	20	145	49	10	<1

* Содержания Al, Fe, Mn, Ti, K и CaCO₃ приведены в процентах, остальных элементов — в $n \cdot 10^{-4}\%$.

** Илы: ГРси — глинисто-радиоляриевый слабоизвестковистый; ГРт — глинисто-радиоляриевый туффитовый; ГДрт — глинисто-диатомовый туффитовый, обогащенный радиоляриями; РТг — радиоляриево-диатомовый туффитовый; ИГр — известковисто-глинистый, обогащенный радиоляриями. Остальные аббревиатуры см. в табл. 1. Аналитики Н. Н. Завадская, Н. П. Толмачева (ИО РАН).

ил туффитовый; 119—121 см — буровато-коричневый глинисто-радиоляриевый осадок, обогащенный диатомеями, включающий железомарганцевую конкрецию размером $1,5 \times 2,0$ см; 121—125 см — рыжеватого-серый глинисто-радиоляриевый ил.

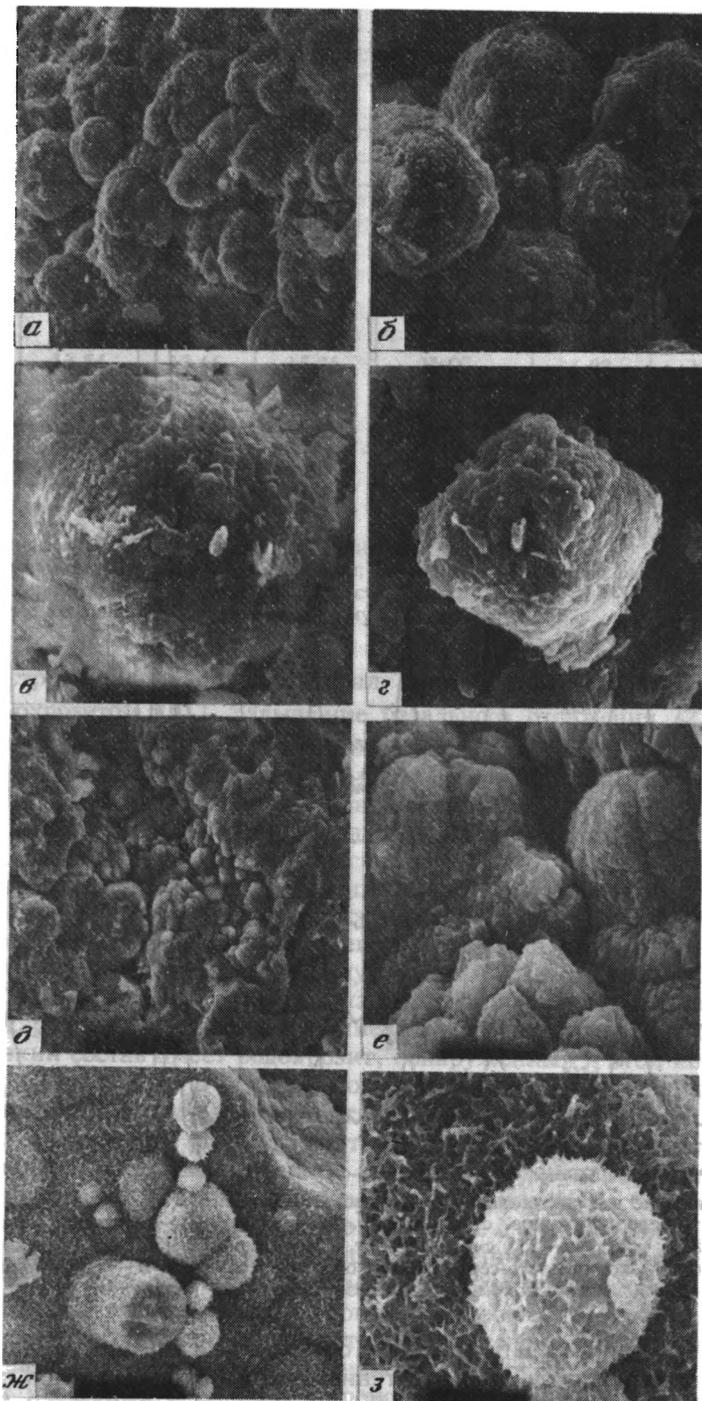
Горизонт 125—340 см сложен глинисто-радиоляриевыми осадками зеленовато-серого цвета, ниже 180 см — с голубоватым оттенком, примазками гидротроилита и слабым болотным запахом. Темно-серые слои и пятна обнаружены на глубинах 249—259, 265—266 и 285—290 см. В интервале 249—255 см среди глинисто-известкового ила, обогащенного радиоляриями, встречаются желтовато-серые уплотненные стяжения карбоната марганца размером до 1,5 см. Последние содержат до 15% скелетов радиолярий, 3% диатомей, детрит единичных планктонных фораминифер. Мелкие агрегаты аутигенного карбоната выявлены также на глубинах 48—50, 60—62 и 119—121 см (соответственно 20, 2 и 3% площади шлифа). Содержание детрита планктонных фораминифер во вмещающих илах не превышает 1%.

По химическому составу осадки ст. 3884 несколько обеднены относительно осадков ст. 3899 органическим веществом и алюминием, но обогащены марганцем (см. табл. 1, 2). Карбонатность глинисто-радиоляриевых и радиоляриево-диатомовых илов обычно составляет менее 1% CaCO_3 . Содержание остаточного органического углерода колеблется в пределах 0,25—1,64%. Максимум выявлен на глубине 30—35 см. Сравнительно повышенные концентрации марганца приурочены к осадкам с выделениями аутигенного карбоната (см. фиг. 1), а максимум его (3,66%) отмечен в слое 0—5 см. Глинисто-радиоляриевые илы (гор. 119—121 см), вмещающие также железомарганцевую конкрецию, обогащены кобальтом и медью.

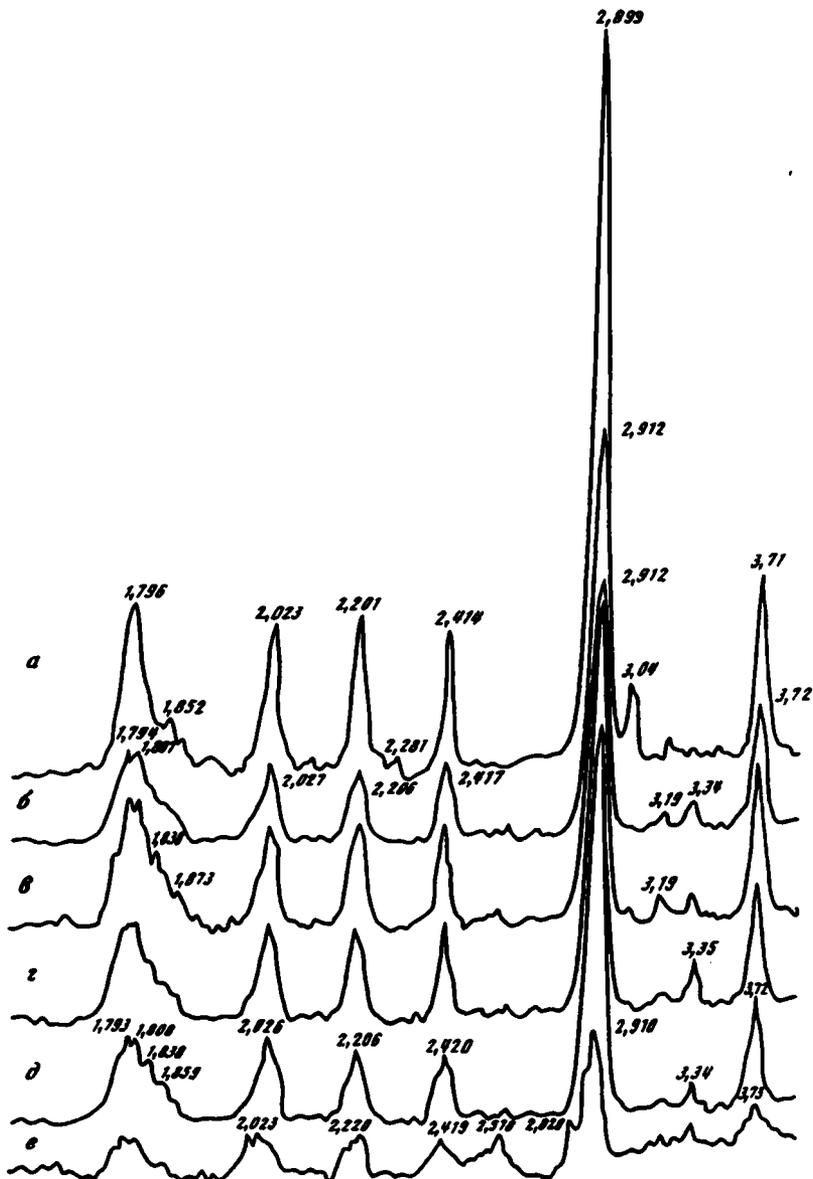
На ст. 3850 ($6^{\circ}37,5'$ с. ш., $93^{\circ}21,0'$ з. д.; глубина 3660 м) мощность вскрытого четвертичного разреза составляет 376 см (см. фиг. 1). Колонка в основном представлена в разной степени окисленными пелитовыми глинисто-радиоляриевыми илами, иногда слабоизвестковистыми, туффитовыми или обогащенными диатомеями. Цвет осадков варьирует от темно- до желтовато- и серовато-коричневого. В результате биотурбации и перераспределения гидроксидов марганца весьма часто наблюдается мраморовидная окраска. На глубинах 170—201 и 292—306 см залегают светло-коричневые и палевые известковисто-глинистые илы, обогащенные радиоляриями. Горизонты 8—22 и 30—36 см сложены светло-серой тефрой алевритово-пелитовой и псаммитово-алевритовой структур. Нижний пелловый слой включает железомарганцевую конкрецию размером 3×4 см. Еще одна конкреция (7×7 см) встречается среди глинисто-радиоляриевых илов слабоизвестковистых на глубине 56—63 см. В интервале 330—340 см светло-коричневые глинисто-радиоляриевые илы включают желтовато-белые стяжения карбоната марганца размером по длинной оси до 3 см. Рассеянные мелкие агрегаты аутигенного карбоната обнаружены также на глубине 146—148 см, где они составляют 3—5% площади шлифа. Вмещающий их глинисто-радиоляриевый ил содержит округлые выделения гидроксидов марганца (до 7%), детрит скелетов планктонных фораминифер (5—7%) и кокколиты (1—2%). В стяжениях карбоната марганца встречаются единичные радиолярии и около 2% детрита планктонных фораминифер.

Распределение элементов в колонке (см. табл. 1, 2) контролируется типами осадков и диагенетическими процессами. Содержание остаточного органического углерода колеблется в пределах 0,20—0,66%, слабо уменьшаясь вниз по разрезу. Карбонатность осадков крайне изменчивая и возрастает местами от менее 1 до 40% CaCO_3 . Обратная тенденция прослеживается в распределении марганца (см. фиг. 1). В целом же относительно ст. 3884 и 3899 осадки на ст. 3850 обеднены органическим веществом, но обогащены марганцем и карбонатом кальция.

Таким образом, выделения аутигенного карбоната марганца в изученных колонках наблюдаются в разных типах осадков на фоне содержания остаточного органического углерода 0,3—1,6%, при низкой карбонатности (CaCO_3 менее 1—8,3%) и концентрации марганца 0,4—4,5%.



Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки кальциевого родохрозита
a—e — сростки сфероидального родохрозита (*a* — увел. 500, *b* — увел. 1500, *в* — увел. 2500, *г* — увел. 2000, *д* — увел. 500, *е* — увел. 2500); *ж* — аутигенные глинистые минералы на контакте родохрозита с разложившейся железомарганцевой конкрецией, увел. 400; *з* — то же, увел. 2000



Фиг. 3. Рентгеновские дифрактограммы кальциевого родохрозита
a — желтовато-белое стяжение, ст. 3850, гор. 330—340 см; *b* — желтовато-серые уплотненные стяжения, ст. 3884, гор. 249—255 см; *в*—*e* — ст. 3899, гор. 295—300 см (*в* — коричневатое-серое рыхлое стяжение; *г* — коричневатая-серая рыхлая оболочка стяжения, *д* — серая плотная внутренняя часть стяжения, *е* — контакт родохрозита и железомарганцевой конкреции)

Состав аутигенного карбоната марганца. Изучение в иммерсии и шлифах показало, что аутигенный карбонат представлен шаровидными агрегатами с N_0 1,736 и N_0 1,545. В электронном сканирующем микроскопе отчетливо прослеживаются сростки сфероидальных выделений карбоната марганца (фиг. 2, *a*—*e*). На ст. 3899 на контакте его с разложившейся железомарганцевой конкрецией в сканирующем электронном микроскопе обнаружены выделения аутигенных глинистых минералов, иногда наследующих, вероятно, форму биогенных остатков (см. фиг. 2, *ж*, *з*).

Химический состав стяжений кальциевого родохрозита (% от сухого вещества) *

Компонент	Ст. 3899, гор. 295—300 см **			Компонент	Ст. 3899, гор. 295—300 см		
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	11,43	11,03	5,63	Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01
TiO ₂	0,19	0,17	0,10	NiO	0,05	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	4,01	2,82	2,34	ZnO	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃ _{вал}	1,90	1,76	1,07	Fe ₂ O ₃	1,74	1,60	0,94
MnO _{вал}	28,31	29,24	33,36	FeO ***	0,14	0,14	0,11
MgO ***	2,74	2,68	2,52	H ₂ O ⁺	3,07	0,58	1,79
CaO ***	13,54	13,66	15,76	H ₂ O ⁻	1,07	1,59	1,25
P ₂ O ₅	0,17	0,30	0,23	CO ₂ ***	29,20	30,00	32,50
Na ₂ O	1,22	1,30	0,60	Сорг	3,00	5,00	3,40
K ₂ O	0,52	0,43	0,34	MnO ₂	не обн.	0,21	0,17
BaO	0,06	0,01	0,03	MnO ***	28,54	29,15	33,77
SrO	0,05	0,04	0,04	Сумма	100,74	100,82	100,94

* Аналитики В. В. Карпушина, Г. А. Грановская (ГИН РАН).

** 1 — коричневатое-серое рыхлое стяжение; 2 — коричневатая-серая рыхлая внешняя оболочка стяжения; 3 — серая плотная внутренняя часть стяжения.

*** Исходные компоненты для расчета формулы родохрозита.

Рентгеноструктурный анализ показал (фиг. 3), что исследованные образцы сложены родохрозитом [21]. Завышение базального отражения (2,899—2,912 Å) относительно эталонной рентгенограммы (рефлекс 2,85 Å) свидетельствует об изоморфном замещении в родохрозите части ионов марганца ионами кальция и магния. Наиболее чистый родохрозит обнаружен на ст. 3850 (см. фиг. 3). Наличие родохрозита подтверждается результатами изучения химического состава аутигенных стяжений (табл. 3). После пересчета карбонатных компонентов на сумму 100% получены следующие приближенные формулы исследованного минерала: (Mn_{60,7}Ca_{32,5}Mg_{6,5}Fe_{0,3})CO₃ — рыхлое стяжение; (Mn_{60,4}Ca_{32,7}Mg_{6,6}Fe_{0,3})CO₃ — рыхлая внешняя оболочка стяжения; (Mn_{64,6}Ca_{32,4}Mg_{2,8}Fe_{0,2})CO₃ — плотная внутренняя часть стяжения.

Таким образом, по комплексу признаков в осадках Гватемальской котловины аутигенный карбонат представлен кальциевым родохрозитом с заметной примесью магния. Близкий состав имеет родохрозит, обнаруженный в этой котловине ранее [22] — (Mn₅₀₋₅₀Ca₂₀₋₅₀)CO₃. В скв. 503 (юг Гватемальской котловины) кальциевый родохрозит образует многочисленные стяжения в восстановленных осадках позднего миоцена — голоцена [16]. Эти авторы предполагают, что родохрозит формировался вблизи поверхности дна в результате взаимодействия бикарбоната наддонной и поровой вод с двухвалентным марганцем очень высокой концентрации.

Изотопные данные и их обсуждение. Подавляющее большинство имеющихся изотопных данных для современных карбонатно-марганцевых образований относится главным образом к озерным или морским осадкам. Собственно океанские марганцевые карбонаты в изотопном отношении изучены довольно слабо, что обусловлено недостаточной степенью обследования районов Мирового океана, где нахождение их наиболее вероятно.

Одним из известных бассейнов широкого развития карбонатов Mn в современных осадках является Гватемальская котловина. Имеющиеся в литературе изотопные данные [19, 23] относятся к карбонатам, отобранным именно в этом бассейне.

В работе [19] детально изучен вещественный и изотопный состав углерода и кислорода в 17 образцах богатых марганцем карбонатов, вскрытых скв. 503А и 503В. Общий предел вариаций изотопного состава в этих пробах (юг Гвате-

Изотопный состав углерода и кислорода осадков Гватемальской котловины

Номер анализа	Номер образца	Место отбора образца и его характеристика	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
2850	3884-250	Ст. 3884, гор. 249—253 см. Желтовато-серые карбонатные стяжения: кальцит родохрозит	-1,9 -1,6	35,2 35,5
2851	3899-1	Ст. 3899, гор. 295—300 см. Коричнево-то-серые рыхлые карбонатные стяжения: кальцит родохрозит	-2,6 -2,3	35,7 34,9
2852	3899-2	Там же. Коричнево-серая рыхлая оболочка карбонатного стяжения: кальцит родохрозит	-2,6 -2,3	35,3 36,9
2853	3899-3	Там же. Серая плотная внутренняя часть карбонатного стяжения: кальцит родохрозит	-2,3 -1,9	35,4 36,6
2854	3899-295	Там же. Желтовато-серое карбонатное стяжение с биогенными остатками: кальцит родохрозит	-3,0 -2,5	32,1 36,0
2855	3899-301-306	Там же, гор. 301—306 см. Зеленоватый темно-серый глинисто-диатомовый ил, обогащенный радиоляриями: родохрозит	-1,9	37,1
2856	3850-335	Ст. 3850, гор. 330—340 см. Желтовато-белое карбонатное стяжение: кальцит родохрозит	0 -1,1	33,3 36,3
2857	3899	Ст. 3899, гор. 295—300 см. Осадок, отмывтый от стяжений: родохрозит	-2,3	—
2858	3899	Там же. Карбонатное стяжение: кальцит родохрозит	-0,9 -1,0	— —
2859	3899	Там же, гор. 300—302 см. Осадок, промытый водой: родохрозит	-2,0	—

мальской котловины) составил от $-3,8$ до $-1,2\%$ для $\delta^{13}\text{C}$ и от $4,06$ до $5,99\%$ (относительно стандарта PDB) для $\delta^{18}\text{O}$. Изотопный состав марганцевых карбонатов, изученных в настоящей работе, оказался аналогичным (табл. 4): величины $\delta^{13}\text{C}$ меняются в пределах от $-2,5$ до $-1,1\%$, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $34,9$ до $37,1\%$ (относительно стандарта SMOW).

Приведенные изотопные данные существенно отличаются от свойственных озерным и морским карбонатам Mn в сторону более высоких величин $\delta^{13}\text{C}$. В настоящее время нет полной возможности сравнить изотопный состав изученных родохрозитов с аналогичными образованиями из других частей акватории Мирового океана. Имеющиеся в нашем распоряжении единичные изотопные данные для других находок океанских марганцевых карбонатов, например родохрозита из

Изотопный состав углерода и кислорода фораминифер из осадков Гватемальской котловины

Номер анализа	Номер образца	Место отбора образца	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
Фораминиферы (> 0,25 мм) из осадка				
3350	3850	Ст. 3850, гор. 330—340 см	2,0	29,9
3351	3884	Ст. 3884, гор. 248—253 см	1,0	30,0
3352	3899	Ст. 3899, гор. 295—300 см	0,5	31,2
Фораминиферы из стяжений				
3353	3850	Ст. 3850, гор. 335 см	0,6	32,8
3354	3884	Ст. 3884, гор. 250 см	-1,1	25,1

колонки ст. 82105 (гор. 15—25 см), расположенной на склоне Центрально-Американского желоба (поднятие Эльгарда), также характеризуются более легким изотопным составом: $\delta^{13}\text{C} = -6,0\%$ (образец изучен совместно с Л. Е. Штеренбергом и др. [16]).

Таким образом, родохрозиты осадков Гватемальской котловины существенно отличаются по изотопным характеристикам от аналогичных образований в сторону более высоких содержаний тяжелого изотопа ^{13}C . Это связано, по-видимому, со специфическими условиями образования карбонатов Mn в осадках этого бассейна.

Установлено, что практически все известные карбонатно-марганцевые образования (ископаемые и современные морские и озерные [2—6]) характеризуются низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$. Это обусловлено тем, что карбонаты Mn в осадочных толщах формируются на стадии диагенеза при активном участии изотопно легкой углекислоты. Последняя образуется при окислении органического вещества в толще самого осадка. Поэтому можно полагать, что формирование карбонатов Mn в осадках Гватемальской котловины при диагенезе происходило в несколько иных, достаточно специфических условиях, отличающихся тем, что роль CO_2 органического происхождения в этом процессе была незначительной. Образование марганцевых карбонатов происходило главным образом в результате растворения и переотложения биогенного карбоната кальция осадков (по-видимому, раковин фораминифер и известковых скелетных остатков других организмов).

Для некоторых проб, имеющихся в нашем распоряжении, удалось изучить разные генетические разновидности карбонатов марганца, заключенные в одной и той же пробе. Так, изотопный состав углерода родохрозита из вмещающего осадка и из карбонатного стяжения одного и того же интервала колонки 3899 оказался идентичным: $\delta^{13}\text{C}$ меняется в пределах $-2,5 + -2,0\%$ (ан. 2851, 2852, 2857, 2859). При этом в некоторых стяжениях их внутренняя часть отличается более высокими величинами $\delta^{13}\text{C}$ ($-1,9\%$, ан. 2853) по сравнению с внешней ($-2,3\%$, ан. 2852). Аналогичные результаты ранее были получены в работе [19]: для двух образцов из пяти изученных было обнаружено также постепенное утяжеление изотопного состава углерода от периферии к центру.

В целом изотопный состав карбонатно-марганцевого вещества не зависит от формы его нахождения в осадке (стяжения, дисперсное и др.). Наблюдаемые незначительные вариации величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ как в разных пробах, так и в пределах одного стяжения, связаны по всей видимости (как это предполагается в работе [19]), с локальными условиями (проницаемость осадка, физико-химическая неоднородность и др.) формирования Mn-карбонатов.

Для сравнения был изучен изотопный состав углерода и кислорода в фораминиферах, которые отбирались как из вмещающего осадка, так и из самих карбонатно-марганцевых стяжений (табл. 5). Здесь проявляется устойчивая разница в величинах изотопного состава фораминифер и марганцевых карбонатов

из стяжений. Первые в целом характеризуются более высокими величинами $\delta^{13}\text{C}$ (примерно на 2‰) по отношению к стяжениям. Это различие обусловлено, по-видимому, разным изотопным составом исходного бикарбоната и температурой формирования карбонатного вещества. Хорошо известно, что бикарбонат верхних горизонтов гидросферы, как правило, характеризуется более высокими величинами $\delta^{13}\text{C}$, что является следствием более высокой биопродуктивности приповерхностных горизонтов толщи воды. Поэтому карбонат фораминифер, образованный за счет бикарбоната верхних горизонтов гидросферы, должен иметь более высокие величины $\delta^{13}\text{C}$.

Изотопный состав кислорода в фораминиферах по сравнению с Мп-карбонатами вмещающего осадка, наоборот, незначительно обогащен легким изотопом ^{16}O и в целом характеризуется более низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (29—33‰), соответствующими равновесным для карбонатов, отлагающихся из приповерхностных горизонтов морской воды.



1. В Гватемальской котловине широко распространен аутигенный карбонат марганца, представленный кальциевым родохрозитом. Стяжения и микровыделения этого минерала тяготеют к разновозрастным восстановленным и слабоокисленным терригенно-биогеинным илом в зоне перехода от гемипелагических условий седиментации и миопелагическим.

2. Наряду с пиритом родохрозит может служить одним из надежных критериев разделения областей приконтинентального и пелагического типов литогенеза в океане.

3. Кальциевый родохрозит в изученных колонках формировался на фоне содержаний в осадках остаточного органического углерода 0,3—1,6% при низкой их карбонатности (< 1—8,3% CaCO_3) и концентрации марганца 0,4—4,5%.

4. Карбонатное вещество изученных родохрозитов было заимствовано из двух источников: осадочного карбоната кальция и изотопно легкой CO_2 органического происхождения. При этом первый является преобладающим и формируется в результате растворения и перераспределения известковых раковин фораминифер и скелетных остатков других организмов. Изотопно легкая же углекислота образуется вследствие окисления $\text{C}_{\text{орг}}$ и играет в процессе формирования аутигенных карбонатов подчиненную роль.

5. Источником Мп изученных стяжений служили вмещающие осадки, а иногда и Fe-Мп-конкреции, которые поставляли Мп при ремобилизации его в процессе диагенеза.

6. Основной чертой образования карбонатов Мп в осадках Гватемальской котловины является низкая геохимическая активность в этом процессе органического вещества, что и обусловило относительно высокие величины $\delta^{13}\text{C}$ в стяжениях.

Список литературы

1. Емельянов Е. М., Волков И. И., Розанов А. Г. и др. Процессы восстановительного диагенеза в осадках впадин//Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 131—155.
2. Кулешов В. Н., Штеренберг Л. Е. Изотопный состав Fe-Мп-конкреций оз. Красного (Карельский перешеек)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 92—104.
3. Кулешов В. Н., Домбровская Ж. В. Изотопный состав и условия образования Никопольских карбонатных марганцевых руд//Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 233—258.
4. Кулешов В. Н., Чистякова И. А. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ железомарганцевых конкреций Онежского залива Белого моря//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 126—130.
5. Кулешов В. Н., Домбровская Ж. В. Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Мангышлакского месторождения//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 50—62.

6. Кулешов В. Н., Горностаев Б. А., Чопоров Д. Я. и др. Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Безмошицкого проявления//Сов. геология. 1991. № 10. С. 34—39.
7. Лейн А. Ю., Логвиненко Н. В., Волков И. И. и др. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановительных осадков Калифорнийского залива// Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 2. С. 426—429.
8. Лейн А. Ю., Логвиненко Н. В., Сулержицкий Л. Л., Волков И. И. Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 1. С. 23—29.
9. Логвиненко Н. В., Волков И. И., Соколова Е. Г. Родохрозит в глубоководных осадках Тихого океана//Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 1. С. 204—207.
10. Мангейм Ф. Т. Геохимический профиль Балтийского моря//Вопросы геохимии и геохронологии океана. М.: Мир, 1965. С. 107—129.
11. Марина М. М., Левитан М. А., Люцарев С. В. Органический углерод в голоценовых отложениях северо-западного шельфа Баренцева моря//Океанология. 1984. Т. 24. Вып. 2. С. 285—288.
12. Розанов А. Г. Исследование железомарганцевых конкреций северной экваториальной части Тихого океана (41-й рейс научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев» 4 января — 23 апреля 1988 г.)//Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 3. С. 522—525.
13. Свальнов В. Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
14. Штеренберг Л. Е., Горшкова Т. И., Нактинас В. М. Карбонаты марганца в железомарганцевых конкрециях Рижского залива//Литология и полез. ископаемые. 1968. № 4. С. 63—69.
15. Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Васильева Г. А. и др. Сложный железомарганцевый карбонат в современных металлоносных осадках Тихого океана//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 1. С. 121—124.
16. Штеренберг Л. Е., Зеерев В. П., Лаврушин В. Ю. и др. Карбонаты марганца в осадках Центрально-Американского желоба (поднятие Эльгарда)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 9. С. 101—110.
17. Calvert S. E. The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments//Chem. Oceanography. L. etc. 1976. V. 6. P. 187—280.
18. Calvert S. E., Price N. B. Shallow water, continental margin and lacustrine nodules: distribution and geochemistry//Marine manganese deposits. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977. P. 45—86.
19. Coleman M., Fleet A., Donson P. Preliminary studies of manganese-rich carbonate nodules from leg 68, suite 503, Eastern equatorial Pacific//Init. Reports DSDP (U. S. Govt. printing office). 1982. V. 68. P. 481—489.
20. Hein J. R., O'Neil J. R., Jones M. G. Origin of autigenic carbonates in sediment from the deep Bering Sea//Sedimentology. 1979. V. 26. № 5. P. 681—705.
21. Krieger P. Notes on an X-ray diffraction study of the series calcite-rhodochrosite//Amer. Mineralogist. 1930. V. 15. № 1. P. 23—29.
22. Lynn D. S., Bonatti E. Mobility of manganese in the diagenesis of deep-sea sediments//Marine Geol. 1965. V. 3. № 6. P. 457—474.
23. Pedersen T. F., Price N. B. The geochemistry of manganese carbonate in Panama Basin sediments//Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. № 1. P. 59—68.
24. Walters H. J., Claypool J. G. E., Philip Ch. W. Reaction rates and ^{18}O acid preparation method//Geochim. et cosmochim. acta. 1972. V. 36. № 2. P. 129—140.
25. Zen E.-A. Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples of the west coast of Peru and Chile//J. Sediment. Petrol. 1959. V. 29. № 4. P. 513—539.

Институт океанологии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
7.XII.1992

УДК 552.54:551.312(470.3)

© 1994 Штеренберг Л. Е.

КАРБОНАТЫ В ОЗЕРАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В статье приведены результаты комплексного изучения особенностей осадконакопления в озерах северной части Русской плиты (Ленинградская область, Латвия, Литва, Эстония). Показано, что накопление карбонатов в этих водоемах происходит главным образом терригенным путем.

Вопросам, связанным с образованием карбонатов в современных континентальных водоемах северной гумидной зоны, посвящено большое число исследований, среди которых важное место занимают работы Н. И. Баранова [4], Т. Д. Бартош [5—7], А. А. Гарункштиса [8], И. Я. Даниланса [9—11], К. И. Лукашева и его сотрудников [13—16] и др.

Большой вклад в решение вопросов в карбонатакоплении в водоемах различных климатических зон, разных размеров и типов (озерных, морских, океанских) сделан Н. М. Страховым и его сотрудниками [24—28]. Особое внимание Н. М. Страхов уделил бассейнам влажной зоны. Среди них им выделены два существенно различных типа карбонатообразования. Первый свойствен опресненным внутриконтинентальным морям и заливам, а также озерам с мягкой водой; второй — озерам с жесткой водой, обычно вкрапленным среди водоемов первой группы. Часто такие водоемы на континенте приурочиваются к переходной полосе от зоны влажного климата к засушливой зоне, для которых они более характерны.

По мнению Н. М. Страхова, в пресноводных северных озерах с мягкой водой, обладающих малым щелочным резервом (0,5—1,5 мг/л) и большим количеством агрессивной CO_2 , создаются большие недосыщения раствора углекальциевой солью.

Органический мир, способный к выделению карбонатов, развит очень слабо (немногие виды гастропод и двустворок), но и те раковинные остатки, которые имеют место после гибели животного, полностью или почти полностью растворяются водой и осадок избавляется от карбонатной составляющей. Примером этого могут служить такие озера, как Ладожское, Онежское и др.

Резко отлжно карбонатообразование в озерах с жесткой водой, богатой Са и Mg. Эти озера располагаются обычно среди площадей развития карбонатных пород. Процесс накопления карбонатов наиболее характерно и ярко проявляется в озерах, расположенных по южной окраине влажной таежно-подзолистой зоны и в лесостепной полосе (озера северо-восточных штатов США и Западной Европы — Германия, Дания, Швеция, а в СНГ — чаще всего в Белоруссии, Северной Украине и Зауралье).

Благоприятные условия для карбонатообразования в таких водоемах оказываются в эпилимнионе, отвечающему, примерно, в прибереговой полосе зонам литорали и сублиторали. При летней стагнации (установленной вертикальной зональности воды), а иногда и в течение круглого года вода эпилимниона пересыщена CaCO_3 , и, следовательно, потенциально способна к его химическому осаждению. Здесь обитают известьевыделяющие фито- и зообентос. В профундали (гиполимнион) создаются наименее благоприятные условия для накопления CaCO_3 . Растительные и животные организмы в этих частях озер почти отсутствуют.

Вода гиполимниона изобилует свободной CO_2 в течение годового цикла и способна активно растворять поступающий на глубины каким-либо путем CaCO_3 .

Таким образом, озера влажной зоны с жесткой водой, по Н. М. Страхову, характеризуются химическим осаждением карбоната кальция из воды, биогенной садкой с помощью извествьывделяющих синезеленых водорослей и, наконец, биогенноосаждающимся кальцитом (CaCO_3) в форме раковин организмов.

Вместе с тем отличные представления об условиях образования карбонатов в пресноводных водоемах северной части Русской платформы высказаны рядом исследователей, занимавшихся изучением осадконакопления в озерах Ленинградской области, Белоруссии и Прибалтики (Эстония, Латвия, Литва).

Л. Л. Россолимо [22] полагал, что типы кальцийнакапливающих озер характеризуются седиментацией кальция в карбонатной форме, поступающего в озеро в виде гидрокарбонатов, преимущественно с подземными водами. Накопление кальция приобретает значение типологического показателя, когда в современных донных отложениях озер обнаруживается присутствие содержащих кальций веществ, свидетельствующих о преобладании процессов стабилизации этого элемента.

А. А. Гарункштис [8] считает, что определяющим процессы накопления осадков (в том числе и карбонатных) в озерах Литвы является химический состав заполняющих их вод. По его мнению, выпадение из наддонной воды гидротроилита и карбоната кальция обусловлено количеством остающихся в ней растворенных компонентов. Взвешенное вещество, поступающее в озера, А. А. Гарункштисом не учитывается и не рассматривается, а также «забываются» процессы, протекающие в самих осадках во время их накопления и преобразования на стадии диагенеза.

В одной из своих работ Т. Д. Бартош [5] рассматривает геологические аспекты и ресурсы пресноводных карбонатных образований голоцена в средней полосе европейской части СССР. Хотя исследования Н. М. Страхова, по мнению Т. Д. Бартош, позволили представить общую схему карбонатообразования в современных водоемах, все же «...ряд вопросов, касающихся карбонатообразования, еще не вполне ясен и до сих пор существуют различные мнения о главенствующих факторах, способствующих или препятствующих образованию карбонатов и выпадению их из пересыщенных бикарбонатных вод» [5, с. 20].

Рассматривая климатические особенности карбонатообразования, как нам представляется, Т. Д. Бартош не учитывает по существу данных Н. М. Страхова об особенностях этого процесса в районах, расположенных в северной гумидной зоне, где водосборы в основном представлены карбонатсодержащими породами и где появление подобных образований в озерах вовсе не связано с аридизацией климата.

Образование известковых (кальцитовых) залежей, по Т. Д. Бартош, происходит в результате поступления в озера подземных вод, богатых HCO_3^- и Са. Однако, судя по приводимым материалам, такой путь формирования в озерах современных карбонатных осадков Т. Д. Бартош не доказывает. Автором опускается влияние разбавляющего действия озерных вод, препятствующих достижению многократного перенасыщения компонентов карбонатной системы. На необходимость такого перенасыщения указывали О. А. Алекин, Н. П. Моричева [2] и другие исследователи. Структурное положение залежей (наличие карбонатных осадков на двух бортах озерных ванн), по нашему мнению, также противоречит представлениям Т. Д. Бартош. Утверждения о выпадении кальцита не совсем точны. Пересчитанные наши результаты химических анализов карбонатов, приводимые в работах Т. Д. Бартош [5—7], показали, что помимо CaCO_3 , оказывается, присутствует и MgCO_3 , содержание которого в отдельных случаях достигает 14—15% и более. Вероятно, Т. Д. Бартош не учла возможность образования озерных залежей карбонатов при их терригенной поставке с водосборных площадей, а также участие в этих процессах водорослей.

К. И. Лукашев с сотрудниками [13—16] утверждают, что накопление карбонатных осадков в озерах Белоруссии происходит только в литорали и сублиторали при круглосуточном перенасыщении воды карбонатами и отсутствии агрессивной CO_2 . Химически, по их данным, осаждаются только CaCO_3 . Легко растворимые формы магния, присутствующие в озерных осадках и переходящие в слабую солянокислую вытяжку, обязаны исключительно терригенному доломиту. По мнению этих исследователей, на запад от Белоруссии, в озерах Прибалтики и Польши карбонатообразование этого типа остается и в настоящее время преобладающим процессом осадконакопления. Одной из важных причин его является высокая карбонатность ледниковых отложений, в теле которых располагаются котловины современных водоемов.

Р. В. Николаева [20] рассмотрела вопрос о накоплении CaCO_3 в отложениях озер бывших Марийской и Татарской АССР, т. е. тех районов, где широко развиты карстовые процессы и водосборные площади в значительной степени сложены карбонатными породами. Из этой работы следует, что, несмотря на высокую общую жесткость воды, поступающей из источников, ручьев и т. п., в гипolimнионе многих озер ощущается явный дефицит CaCO_3 . Из 15 только два озера имеют положительные значения разности между CaCO_3 , найденной и рассчитанной по растворимости CaCO_3 . Интересно заметить, что даже в этих озерах Р. Н. Николаевой не удалось обнаружить явно хемогенный кальцит. В них лишь установлены битая ракушка и терригенно-карбонатные илы. Зато в прибереговых зонах других озер, где согласно расчетным данным садка карбонатов невозможна, ею установлены небольшие по размеру известковые корочки и инкрустации на зарослях подводной растительности.

Как видим, изложенный выше материал свидетельствует о существовании различных представлений об образовании карбонатов на дне озер северной части Русской плиты. Вероятнее всего, это связано с тем, что в большинстве рассмотренных выше работ при решении вопроса о карбонатообразовании в озерах авторы в своих выводах опирались главным образом на химические определения состава воды и осадков, опуская необходимость комплексного изучения их для решения этой сложной задачи.

Методы и объекты исследования. В отличие от предшествующих работ, посвященных изучению осадко- и карбонатообразования в озерах северной части Русской плиты, нами выполнено комплексное исследование ряда озер Ленинградской области, Латвии, Литвы и Эстонии.

Осадки и пробы воды из обследуемых озер отбирались со специально переоборудованной нами парусной лодки типа «Мева», к которой на транец подвешивался лодочный мотор. Лодка имела поддувные борта и обладала поэтому хорошей устойчивостью на воде. Отбор осадков проводился стратометром типа Перфильева. Придонная и поверхностная вода отбиралась батометром.

Анализы воды проводили в два этапа: в полевой и камеральный периоды. В полевой период в пробах воды определяли содержания различных форм железа, марганца, CO_2 , HCO_3^- , $\text{C}_{\text{орг}}$, SO_4^{2-} , кислорода, перманганатной окисляемости, замеряли рН и Eh, температуру и др., проводили первичное описание осадков, поднятых стратометром. В камеральный период в образцах воды по методу Сочевановой [23] определяли содержания магния, кальция и аморфного кремнезема. Механический анализ (водное отмучивание и расситовка) осадков, а также минералогическое их изучение (макро- и микроскопия, рентгеновский анализ с помощью дифрактометра и камеры Дебая — Шерера, термографический анализ, окрашивание прозрачно-полированных шлифов и др.) проведены автором. Содержания Fe, Mn, $\text{C}_{\text{орг}}$, CO_2 и других компонентов в осадках определены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

В геологическом строении изученного района принимают участие отложения юры, триаса, перми (светло-серые известняки), девона, представленного континентальными и лагунными отложениями (песчано-глинистый комплекс с про-

слоями песков, глин, мергелей и гипса), ордовика и силура (песчаники, аргиллиты, известняки, мергели).

В состав четвертичных отложений, перекрывающих плащом более древние породы, входят моренные глины, суглинки, супеси с валунами гнейсов и гранитов, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения.

Непосредственная близость Балтийского моря в значительной степени контролирует климатическую принадлежность территории Эстонии, Латвии и Литвы, отражая переходные черты между морскими и континентальными условиями. В этом районе господствует умеренный температурный режим (среднегодовая температура $4,2-6,9^{\circ}\text{C}$), повышенная влажность (140—195 дней в году с относительной влажностью около 80%), повышенное (650—950 мм/год) количество осадков. В Прибалтийском районе преобладают дерново-подзолистые, заболоченные и болотные типы почв, хотя на отдельных участках встречены и подзолово-глеевые. Район входит в зону смешанных лесов (наиболее распространена сосна). В Прибалтике широко развиты болота и торфяники (низинные, переходные, верховые).

Современная гидрографическая сеть принадлежит бассейну Балтийского моря и представляет собой многочисленные реки, довольно густо пересекающие эту территорию. Главными компонентами воды рек являются гидрокарбонаты кальция и магния.

Рассматриваемая территория весьма богата небольшими по размеру озерами (например, в Эстонии их около 1150, в Латвии — более 3000). Абсолютное большинство из них имеет очень малую ($< 0,5\text{ км}^2$) площадь зеркала воды и лишь очень небольшое число (42) можно отнести к средним с площадью около 100 га.

На указанной выше территории изучено 16 озер (в Эстонии 7, в Латвии 4, Литве 2 и Ленинградской области 3). Эти озера различаются между собой размерами, глубиной, морфологией и другими показателями. Судя по литературным материалам и полученным нами данным, Прибалтийский район характеризуется в общем сходным характером накопления осадков в озерах, что, вероятнее всего, связано с общностью геоморфологического и геологического строений, единой климатической зональностью, сходными процессами почвообразования и другими факторами.

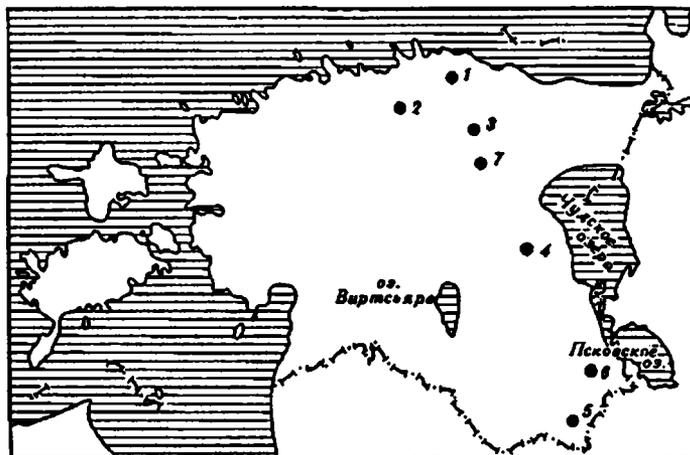
Рассматриваемая территория располагается в северо-западной части Восточно-Европейской равнины, на которой преобладают отметки ниже 120 м. Только очень небольшая часть занята приподнятыми участками с отметками 200—300 м. Район в основном мелкохолмистый и характеризуется частой сменой положительных и отрицательных форм рельефа, связанных с ледниковыми отложениями.

В работе А. Х. Мяземса [19] приведена развернутая гидробиологическая характеристика озер Эстонии. А. Х. Мяземс устанавливает 12 типов водоемов, различающихся прозрачностью и общей минерализацией воды, величинами pH, содержанием иона HCO_3^- , бихроматной окисляемостью, содержанием хлора, глубиной и рядом других показателей. Судя по этим данным, можно было предположить, что в озерах Эстонии, как и в озерах Латвии и Литвы, накапливаются весьма различные типы осадков. Однако обширный литературный материал и наши наблюдения позволяют значительно сузить типизацию озер Прибалтики.

Вероятнее всего, прав А. А. Горункштис [8], выделявший только три основных типа отложений (органогенные, терригенные и карбонатные), накапливающихся в современных водоемах.

Основываясь на результатах предшествующих и наших исследований, можно утверждать, что в озерах Прибалтийского района (Эстония, Латвия и Литва) происходит сходное накопление осадков. В этой связи считаем правомерным остановиться на характеристике озер Эстонии, распространяя полученные данные и на водоемы Латвии и Литвы.

Схематическое расположение изученных нами озер Эстонии приведено на фиг. 1. Литературные данные и в значительной степени результаты исследований,



Фиг. 1. Схема размещения изученных озер Эстонии; 1 — Виитна; 2 — Пургатели; 3 — Паркуни; 4 — Саадъярв; 5 — Кирикумяэ; 6 — Мустъярв; 7 — Янту Синиярв

проведенных А. Х. Мязметсом [19], позволили свести изученные озера в три группы: 1) Кирикумяэ, Виитна, Мустъярв, Пургатели; 2) Янту Синиярв; 3) Саадъярв, Паркуни.

Полученные результаты. Первая группа озер. Все водоемы этой группы обычно небольшого размера с малыми глубинами дна. Обычно берега у таких озер низкие, часто заболоченные. Минерализация воды низкая (9—13 мг/л). Согласно классификации О. А. Алекина [1], ее можно отнести к сульфатно-натриевому типу. Насыщенность поверхностной воды кислородом даже летом не достигает 100% и колеблется от 67 до 90%. Перманганатная окисляемость в этих озерах невысокая, хотя в сильно заболоченном оз. Мустъярв она равна 36—37 мг/л O_2 /л. Результаты определения содержаний Mn, различных форм железа, кремнезема, CO_2 и HCO_3^- в воде озер приведены в табл. 1. Судя по этим данным, углекислота присутствует на всех горизонтах, увеличиваясь к ее придонной части до 16—32 мг/л. Содержание HCO_3^- в воде небольшое (до 9 мг/л). Марганец в этих озерах нами не обнаружен. Наибольшее значение среди различных форм железа имеет связанное с органическими кислотами в сложные комплексные соединения. Содержание кремнезема в воде колеблется в пределах 2—3 мг/л. Во всех изученных нами озерах этой группы в литорали установлены песчаные осадки, но развиты они в разных озерах различно. В оз. Кирикумяэ это небольшие линзы и полосы, приуроченные к западному берегу. По гранулометрическому составу они относятся к мелкозернистым, несколько заиленным разностям. В оз. Мустъярв (наибольшая глубина 8,9 м) песчаные осадки почти полностью окаймляют узкой полосой побережье. На восточном берегу эти осадки образуют пляж. Пески представлены разными типами. Наиболее крупные из них сложены грубозернистыми разностями. В мелкой фракции песков (0,1—0,25 мм) озер первой группы явно преобладает кварц (76—82%). Плаггиоклазы составляют примерно 13%, а калиевые шпаты в среднем равны 10%. Единичны слюды (мусковит, биотит) и обломки карбонатов. В центральной части озер Кирикумяэ, Мустъярв, Виитна и Пургатели располагается торфянисто-сапропелевый ил. Под микроскопом видно, что компонентами этих отложений являются растительные остатки довольно хорошей сохранности. Основная масса, по-видимому, имеет гумусовую аллохтонную природу, хотя и не исключено участие в ней сапропелевого вещества, образовавшегося на месте в озерах. Подобные дистрофные и эвтрофированные водоемы с мягкой водой, как указано в ряде работ, богаты десмидиевыми водорослями. Минеральная примесь имеет тонкозернистую размерность.

Содержание биогенных компонентов в воде озер Эстонии (лето 1971 г.), мг/л

Озеро (станция)	Глубина отбора проб воды, м	pH	Eh, мВ	CO ₂	HCO ₃ ⁻	Fe ²⁺ + Fe ³⁺	SiO ₂
Кирикумяз (1)	0,20	5,2	+380	4,95	0	Следы	—
	2,30	6,3	+340	2,30	4,88	0,3	
Виитна (2)	0,20	6,8	+410	1,40	2,68	0,1	2,5
	6,00	6,6	+395	2,45	3,66	0,1	3
Мустьярв (1)	0,20	4,2	+490	14,00	0	0,4	2
	4,85	—	—	16,50	0	0,4	2,5
Пургатели (1)	0,20	—	—	2,10	3,66	0,05	2
	8,20	—	—	32,27	9,76	3	
Саадьярв (1)	0,20	8,20	—	0	183,0	0,1	2,5
	14,10	7,90	—	1,65	193,0	0,1	4,0
Паркуни (1)	0,20	8,35	+400	2,45	222,0	Следы	3
	0,40	8,20	+370	9,90	231,8	0,1	4
Янту Синиярв (1)	0,20	8,00	+405	2,30	270,8	0,05	4
	4,80	7,70	+400	2,30	268,4	0,05	4

Примечание. Прочерк в этой и следующих таблицах означает отсутствие данных. Fe²⁺ и Mn не обнаружены. В числителе приведены данные анализа проб, отобранных с поверхности воды, в знаменателе — с придонной части.

Зерна рассеяны среди органической массы и никаких скоплений не образуют. Содержания Fe, Mn и SiO₂ в осадках озер Кирикумяз, Виитна, Мустьярва и Пургатели очень низки. В отличие от этого явно повышены (40—41%) в них количества C_{орг} (табл. 2).

Полученные нами данные свидетельствуют о накоплении в этих озерах торфянисто-сапропелевых и торфянистых сапропелей.

Во вторую группу входит оз. Янту Синиярв. По А. К. Мязметсу [19], эти водоемы относятся к алкалитрофному типу. Озера этой группы находятся в Северной Эстонии, на возвышенности Пандиве. Питаются они главным образом грунтовыми и родниковыми водами. Для них характерны высокие содержания HCO₃⁻ (> 3,4 мг-экв/л) и низкое количество стойкого органического вещества (перманганатная окисляемость < 7 мг O₂/л). Согласно данным ряда эстонских исследователей, в оз. Янту Синиярв накапливается озерный мергель. Продуктивность фитопланктона низкая, так как большое количество кальция в воде несколько затормаживает миграцию ионов фосфора и железа.

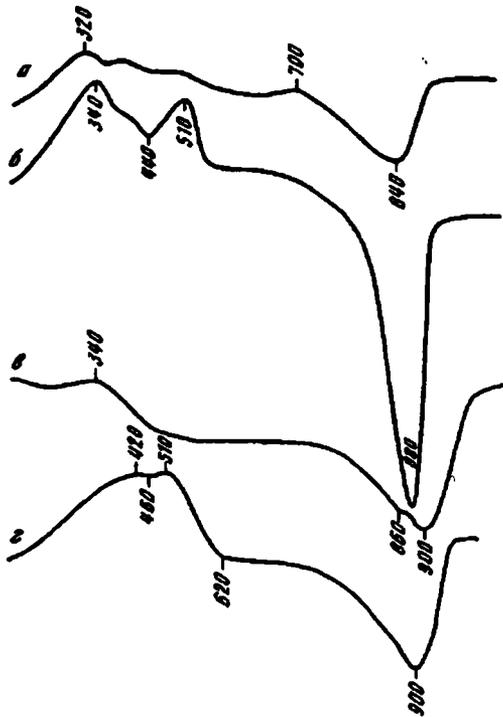
Озеро Янту Синиярв представляет собой небольшой по размеру водоем площадью 1,2 км². Он состоит из трех соединенных между собой плесов. Наибольшая глубина озера, по нашим замерам, достигает 5 м. Вода высокопрозрачная (видно дно), светло-зеленоватого цвета. В поверхностной части pH воды равен 8,0, в придонной — 7,7. Содержание HCO₃⁻, являющегося основным анионом, равно 270—268 мг/л. Марганец в воде не обнаружен. Из форм железа преобладает связанное с органическим веществом в комплексные соединения. Количество кремнезема в воде примерно одинаково как в поверхностной зоне, так и у дна, составляя 4 мг/л (см. табл. 1).

Ил, распространенный по всей акватории озера, имеет светло-серый цвет. Он очень мягкий и легко растирается пальцами руки при высыхании. В прибреговой зоне со дна были подняты карбонатные корки толщиной до 1—1,5 см, облегающие ветви и стволы крупных кустарников. Согласно определениям Н. П. Горбуновой (МГУ им. Ломоносова), корки эти обязаны своему происхождению синезеленым водорослям (*Microcoleus* и *Colothrix*).

Таблица 2

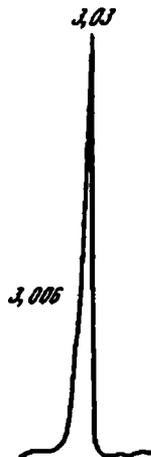
Содержание компонентов в осадках изученных озер Эстонии, %

Озеро, номер станции	Fe	Mg	P	C _r	CO ₂	SiO ₂ (аморф.)	Тип отложения
Кирикумяэ							
ст. 1	0,50	Нет	0,02	41,37	0,45	4,55	Торфянистый сапропель
ст. 2	0,39	»	0,02	Нет	Нет	—	Мелкозернистый песок
Виитна							
ст. 1	2,12	0,04	0,03	0,21	»	—	Среднезернистый песок
ст. 2	4,08	0,03	0,05	29,45	1,60	1,05	Торфянисто-сапропелевый ил
Мустьярв							
ст. 3	1,09	0,02	0,02	0,71	1,20	1,12	Грубозернистый песок
ст. 2	0,59	Нет	0,04	40,46	Нет	4,20	Торфянистый сапропель
Пургатели							
ст. 1	0,75	0,10	0,13	33,39	»	—	Торфянисто-сапропелевый ил
ст. 2	2,00	0,02	0,05	1,02	»	0,75	Мелкозернистый песок
Саадъярв							
ст. 2, обр. 1	1,15	0,06	0,06	5,64	18,45	—	Глинисто-известковый ил
ст. 3	0,47	0,03	Следы	3,74	37,55	—	Известковый ил
ст. 4	0,91	0,04	0,05	24,54	16,54	—	Сапропелевый глинисто-известковый ил
ст. 5	0,39	0,01	Следы	1,81	38,05	2,05	Известковый ил
ст. 7, обр. 1	0,67	0,02	»	5,02	34,35	—	»
обр. 2	1,88	0,03	»	4,88	35,00	—	»
Паркуни							
ст. 1, обр. 1	0,20	Нет	0,003	1,14	40,85	0,70	»
обр. 2	0,54	»	0,003	2,82	38,80	—	»
обр. 2а	0,43	»	0,04	11,42	12,55	—	Слабосапропелево-известковый, глинистый ил
ст. 2	0,99	0,01	0,10	16,04	0,35	1,30	Слабосапропелево-глинистый ил



Фиг. 2

Фиг. 2. Кривые нагревания ила и карбонатной корки оз. Янту Синиярв: а — ил; б — корка; в — фр. > 2,75 корки; г — фр. < 2,75 корки



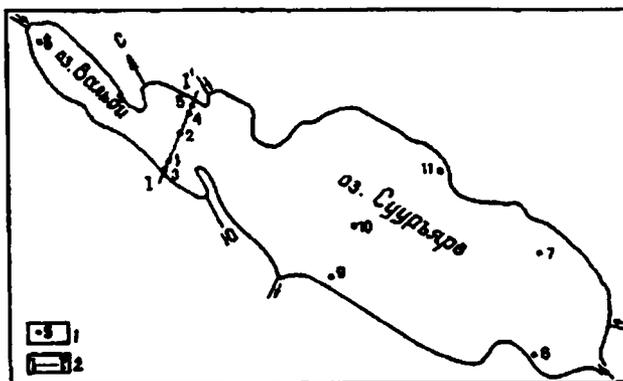
Фиг. 3

Фиг. 3. Дифрактометрическая кривая карбонатной корки (фр. < 2,75), Å

Химические анализы корки и ила оказались различными только по величине минерального нерастворимого остатка (табл. 3). Минеральный нерастворимый остаток ила равен 8%, а корки — 1,15%. Обращают на себя внимание чрезвычайно близкие содержания в них карбонатов и органического вещества ($C_{орг}$ корки равно 4,3%; $C_{орг}$ ила — 3,4%), что наводит на мысль о сходстве их генезиса. Согласно анализам в карбонатных илах и корке, помимо CaO присутствует и MgO.

Кривые нагревания (результаты термографического анализа) ила и корки оз. Янту Синиярв приведены на фиг. 2. Анализ корки (см. фиг. 2, б) указывает на наличие одного карбонатного минерала (эндотермический эффект при 880° С) и большого экзотермического максимума, связанного с разложением органического вещества водорослей, разделенного небольшой эндотермической остановкой при 440° С. Сдвиг основного эндотермического пика на кривой нагревания карбонатного ила оз. Янту Синиярв (см. фиг. 2, а) в область более низких температур по сравнению с кривой нагревания корки, вероятнее всего, обязан влиянию глинистой примеси [29].

Хотя рентгенодифрактометрическая кривая корки, как и кривая нагревания ее, свидетельствует о наличии кальцита (3,03 Å), некоторая асимметрия стороны пика, обращенной в область больших углов, позволяет предполагать присутствие здесь в качестве дополнительной фазы еще одного карбонатного минерала. Наличие в составе карбонатной корки ила и корки оз. Янту Синиярв двух разных по составу минералов кальцита (преобладает) и низкомагнезиального кальцита подтверждено и методом окрашивания прозрачно-полированных шлифов [30]. Для проверки вещества, слагающее корку, было разделено в тяжелой жидкости М-45 с помощью центрифуги на легкую (<2,75) и тяжелую (>2,75) фракции. На кривой нагревания



Фиг. 4. Расположение станций, где проведен отбор проб в оз. Саадъярв
1 — номер станции; 2 — литологический профиль

тяжелой фракции (см. фиг. 2, в) видны две эндотермические остановки, указывающие на присутствие двух фаз — кальцита и низкомагнезиального кальцита. В легкой фракции наблюдается эндотермический эффект при 900° С, отвечающий кальциту (см. фиг. 2, г).

На дифрактограмме легкой фракции (< 2,75) корки (фиг. 3) вырисовывается только один пик с d 3,03 Å. Пик этот несколько асимметричен. Его сторона, обращенная в область больших углов, в своей нижней части несколько скошена. Замер в точке искривления стороны пика указывает на наличие в качестве небольшой примеси — низкомагнезиального кальцита (d 3,006 Å). В тяжелой фракции (> 2,75) карбонатной корки, которой было меньше, чем легкой, рентгеновский анализ также указал на присутствие двух минералов.

Большое сходство по ряду показателей карбонатных корок на кустах и светло-серого ила, наполняющего дно оз. Янту Синиярв, позволяет предполагать их сходное образование. На это также указывают результаты растворения светло-серого ила в 1%-ной уксусной кислоте. После растворения в иле так же, как и в корке, оказались остатки синезеленых водорослей.

Как известно, вода озер, располагающихся в средних широтах, относящихся к гидрокарбонатному типу, претерпевает достаточно сложные сезонные изменения, связанные с переходом кальция и магния в карбонатные соли и их обратным растворением. Растворимость карбоната кальция значительно меньше, чем гидрокарбоната или сульфата кальция. Выпадение CaCO_3 из воды так же, как и растворение этой соли, определяется следующим уравнением:



С. И. Кузнецов [12] полагает, что осаждение из раствора CaCO_3 регулируется

Химический состав карбонатных образований оз. Янту Синиярв, %

Тип осадка	$\text{C}_{\text{орг}}$	Минеральный нерастворимый остаток	P_2O_5	FeO	MnO
Ил известковый	3,4	8,04	Нет	0,22	Нет
Корка известковая на кустарниках	4,32	1,15	0,32	»	»

Содержание компонентов в воде различных пунктов оз. Янту Синиярв, мг/л

Тип воды	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₂
Поверхностная (центральная часть озера)	38,2	16,9	270,8	2,30
Придонная (там же)	44,9	13,2	268,4	2,30
Придонная, вблизи берега, где найдены корки	37,4	15,2	269,3	2,30

физико-химическими условиями равновесия ионов Ca²⁺, HCO₃⁻ и молекулярной углекислоты CO₂ в воде и может быть выражено формулой Кольтгофа

$$K = \frac{Ca^{2+} HCO_3^- \alpha}{CO_2} = 1,13 \cdot 10^{-4},$$

где Ca²⁺ — концентрация ионов кальция, г·экв/л; HCO₃⁻ — концентрация ионов HCO₃⁻, г·экв/л; CO₂ — концентрация углекислоты, г·моль/л; α — активность ионов (величина, близкая к единице); K — константа равновесия. Согласно С. И. Кузнецову и другим исследователям, если найденная экспериментально константа K меньше константы равновесия, то садка карбоната кальция из воды происходить не будет и он будет растворяться. Если же K больше, то можно считать, что раствор перенасыщен по отношению к равновесному состоянию CaCO₃ и поэтому возможно его осаждение до тех пор, пока не устанавливается равновесное значение $K = 1,13 \cdot 10^{-4}$.

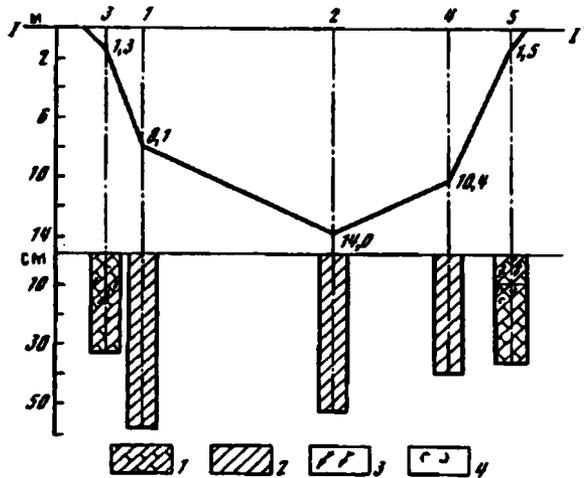
Нами было определено содержание Ca, Mg, HCO₃⁻ и CO₂ в воде оз. Янту Синиярв в ряде точек, и прежде всего вблизи кустов, на которых в настоящее время образуются карбонатные корки, а также в поверхностной и придонной водах (табл. 4).

По формуле Кольтгофа были рассчитаны величины K для тех точек озера, где отобраны пробы воды. Во всех случаях значения K оказывались достаточно близки между собой, укладываясь в интервал 6,0—6,3·10⁻⁴. Это, как видим, на два-полтора порядка ниже величины K (1,13·10⁻⁴). Понимая, что этот расчет достаточно приближенный, поскольку активность ионов α нами принята за единицу, все же полученные данные свидетельствуют о невозможности хемогенной садки из воды кальция в оз. Янту Синиярв. Вероятнее всего, процесс карбонатообразования в этом, да и других озерах Прибалтики, в которых создаются подобные условия (на водосборах развиты карбонатные породы, перекрытые торфянистой почвой, в озерах имеет место слабое поступление минеральных и органических компонентов с поверхностными водотоками и др.), обязано синезеленым водорослям, а не грунтовым водам, как предполагали А. Х. Мязметс [19] и ряд указанных выше исследователей.

Наиболее ярким представителем водоемов третьей группы, относимых к жестководным с мезотрофными чертами [19], является озеро Саадьярв, расположенное в 16 км к северу от г. Тарту. Это самое большое из озер

Таблица 3

CaO	MgO	CO ₂	Результаты условного пересчета на соли		Избыточные количества компонентов, остающиеся после пересчета на соли
			CaCO ₃	MgCO ₃	
44,51	0,62	35,80	79,65	1,30	CO ₂ 0,18 MgO 0,14
44,38	0,42	35,15	79,22	0,88	

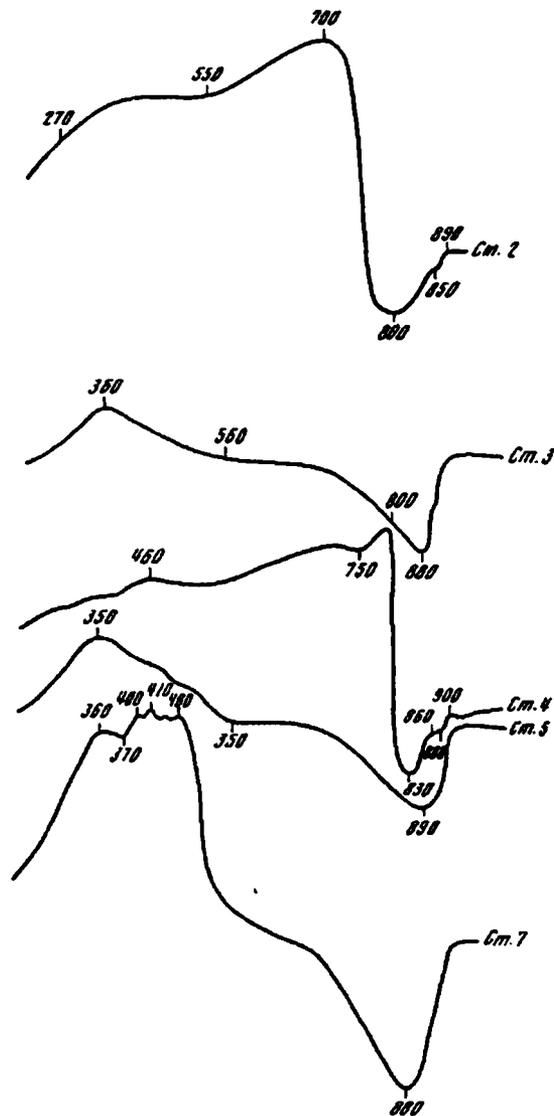


Фиг. 5. Литологический профиль через оз. Саадъяр по линии I—I' 1 — известковистый ил; 2 — глинисто-известковистый ил, участками сапропелевый; 3 — растительные остатки; 4 — раковины моллюсков

друмлиновой возвышенности, покрытой суглинистой мореной. Оно в соответствии с ориентировкой друмлинов вытянуто с северо-запада на юго-восток (фиг. 4). Длина озера равна 6 км, а наибольшая ширина — 1,8 км. Максимальная глубина его составляет 25 м. Площадь зеркала воды равна 7,07 км², а площадь водосбора — 25,1 км². Мощность накопленных в послеледниковое время осадков достигает 6 м, что отвечает скорости осадконакопления 1,3 мм/год. Подобную или близкую к ней величину скорости осадконакопления в озерах приводит многие исследователи. Озеро Саадъяр условно подразделяется на две части: юго-восточную — Сууръярв (Большое озеро) и северо-западную — Вальди. Берега Большого озера песчано-гравилитовые, иногда встречаются валуны и заторфованные участки. Берега северо-западной части (оз. Вальди) низкие, покрытые кустарником. В прибереговой зоне Большого озера в виде прерывистых полос незначительной ширины располагаются песчанистые осадки, доходящие до грубо- и крупнозернистых песков с гравием. Вода озера зеленовато-желтого, желто-зеленого цвета. Она, в отличие от первой группы озер, высокоминерализована (HCO_3^- до 200 мг/л) и относится к гидрокарбонатно-кальциево-магниевого типу (см. табл. 1). В воде озера содержится сравнительно мало органического вещества, среди которого преобладает автохтонное. Бихроматная окисляемость равна 5,4 мг O_2 /л. В поверхностной воде процент насыщения кислородом равен 87—96%, а на глубине 21—22 м — всего 20%. К придонной части воды по сравнению с поверхностной снижается величина pH (от 8,4 до 7,5), появляется CO_2 (до 1,65 мг/л). Железа в воде озера мало (до 0,2 мг/л). Оно представлено главным образом сложными органо-минеральными соединениями. В прибереговых частях озера (см. фиг. 4 и 5, ст. 3, 5 и др.) находятся серые и светло-серые карбонатные тонкозернистые илы, включающие зерна кварца, полевых шпатов, растительные остатки, имеющие хорошую сохранность, и более крупные обломки карбонатных пород. Среди осадков довольно много раковин моллюсков, относящихся к *Planorbudae*, *Limnaea* и *Viviparus*.

В состав карбонатов раковин входят слабоизмененный арагонит и кальцит. На изменение арагонита указывают несколько сниженные рефлексы ряда пиков и их асимметрия.

Содержание Fe, Mn, P, $\text{C}_{\text{орг}}$, CO_2 , SiO_2 в известковых осадках прибереговых станций (см. табл. 2) достаточно типично. Почти все компоненты, за исключением $\text{C}_{\text{орг}}$ и CO_2 , содержатся в небольших количествах. Даже если их пересчитать на



Фиг. 6. Кривые нагревания осадков оз. Саадъярв

бескарбонатное вещество, то Fe, Mn, P и $\text{SiO}_2(\text{аморф})$ будут на кларковом уровне или даже чуть ниже его. Несколько повышенное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ по сравнению с прибереговыми осадками других озер, вероятнее всего, связано с наличием здесь относительно крупных, устойчивых по отношению к разложению растительных остатков, попавших сюда аллохтонным путем главным образом из расположенных вблизи озера торфяников и болот. Осадки, находящиеся в более глубоких частях (в гиполимнионе) оз. Саадъярв (ст. 1, 2, 4), представлены глинисто-известковистыми илами и содержат больше, возможно, аллохтонного органического вещества. Под микроскопом видно, что оно представлено красной бурой комковатой основной массой, лишенной структурных компонентов и неясными остатками. Определить их трудно. Такое необычное и, казалось бы, запрещенное, по Н. М. Страхову [25], сонахождение карбонатных минералов и органического вещества может быть объяснено тем, что последнее здесь присут-

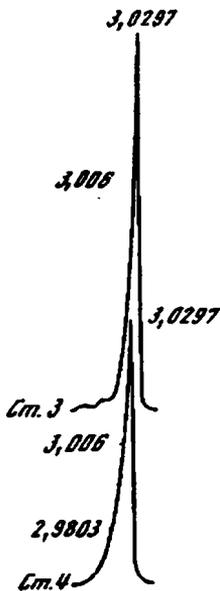
ствует главным образом не в свободном состоянии, а в виде гуматов кальция [3, 18, 21].

Связанные с Са гуминовые кислоты теряют свои агрессивные свойства и поэтому, несмотря на повышенное содержание $C_{орг}$ в профундали, здесь же накапливаются и перемещенные тонкозернистые карбонатные осадки.

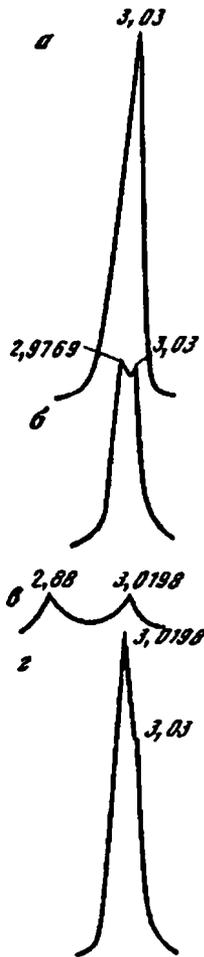
Применение комплекса методов (окрашивание прозрачно-полированных шлифов, рентгеновский, термический и химический анализы) позволило установить, что карбонатные осадки оз. Саадъярв сложены не одним кальцитом, как предполагали многие исследователи, а несколькими минералами. Окрашивание шлифов карбонатных илов, отобранных на разных глубинах озер, сразу же показало наличие разных минералов, приобретающих интенсивно красный цвет (кальцит), слабоокрашивающихся в малиновый цвет (низкомагнезиальный кальцит) и не окрашивающихся (высокомагнезиальный кальцит и протодоломит).

Кривые нагревания карбонатных илов, поднятых на мелководных ст. 3 и 5 (фиг. 6, б, з), достаточно сходны. На них имеется по одному четко выраженному в области 360—360° С экзотермическому максимуму, отвечающему разложению органического вещества, и по одной эндотермической остановке, которая может указывать на присутствие слабомагнезиального кальцита или тонкозернистого кальцита, сочетающегося с относительно большим количеством глинистой минеральной примеси. Более четко установить характер карбонатных минералов помогает рентгеновский анализ. На дифрактометрической кривой образца светло-серого карбонатного ила ст. 3 виден один главный пик — 3,0297 Å, отвечающий кальциту или кальциту с очень небольшой изоморфной примесью Mg (фиг. 7, а). Пик этот, как видим, слабоасимметричен. Его ветвь, направленная в сторону больших углов, несколько изогнута. И это позволяет в местах перегибов ветви пиков предполагать наличие карбонатов более сложного состава, чем кальцит. Замеры углов в местах перегибов на левой ветви кривой показали, что здесь помимо кальцита имеет место еще один карбонатный минерал — низкомагнезиальный кальцит, наибольшая интенсивность которого на рентгенограмме отвечает 3,006 Å. Вероятнее всего, именно этот карбонат при окрашивании комплексным реактивом шлифов приобрел слабовыраженную малиновую окраску. Кривая нагревания осадка (см. фиг. 6, в), поднятого на ст. 4 (глубина 10,4 м), отлична от тех же кривых осадков мелководных ст. 3 и 5 (глубины 1,3 и 1,5 м). Здесь, как видим, в области высоких температур вырисовывается ряд эндотермических остановок (750, 830 и 870° С), указывающих на наличие не одного, а нескольких карбонатов минералов, в том числе предположительно и высокомагнезиального кальцита. На рентгендифрактометрической кривой (см. фиг. 7, б) осадка ст. 4 видно, что основной рефлекс располагается в области 2,0297 Å, что отвечает кальциту. При рассмотрении конфигурации этого пика обращает на себя внимание некоторая его асимметрия. Его ветвь, обращенная в область высоких углов, имеет ряд слабых изгибов, позволяющих предполагать наличие и других, более магнезиальных карбонатов. Межплоскостные расстояния в точках перегиба ветви пика оказались равными 3,006 Å (низкомагнезиальный кальцит, окрашивающийся в слабомалиновый цвет) и 2,9803 Å (сравнительно высокомагнезиальный карбонат, не реагирующий на комплексный реактив). Следовательно, помимо кальцита в осадке ст. 4 присутствуют низко- и высокомагнезиальный кальциты. Таким образом, осадки, поднятые со дна оз. Саадъярв, представлены не только кальцитом, как предполагает абсолютное большинство исследователей, придерживающихся хемогенного образования карбонатов в озерах Прибалтики.

Нами так же, как и для оз. Янту Синиярв, были рассчитаны константы равновесия K по формуле Кольтгофа для ряда проб воды, отобранных на различных станциях и глубинах. Во всех случаях оказалось, что полученные величины K на два и даже три порядка ниже значения K Кольтгофа, что свидетельствует о невозможности прямого осаждения карбонатов из озерной воды. Все это дает право высказать предположение о главном образом терригенной природе кар-



Фиг. 7



Фиг. 8

Фиг. 7. Дифрактограммы иллита оз. Саадъярв

Фиг. 8. Дифрактограммы карбонатов, полученных в результате опытов а — водопроводная вода; б — 0,03 норм. раствор FeSO_4 ; в — 0,04 норм. раствор MnSO_4 ; г — 0,03 норм. раствор MgSO_4

бонатного материала, содержащего разные минералы в осадках оз. Саадъярв и других озерах Прибалтики, где на водосборах развиты карбонатосодержащие породы. По нашему мнению, такая точка зрения вполне правомерна, поскольку нами в прибреговых частях среди песчаных зерен оз. Саадъярв обнаружены и обломки карбонатов, которые, судя по минеральному составу, не отличаются в общем от карбонатов, находящихся в центральной и других частях этого водоема.

Если для оз. Саадъярв и, вероятнее всего, для многих других сходного типа водоемов Эстонии, Латвии и Литвы путь накопления карбонатов в основном явно терригенный, то механизм образования корок на кустах, находящихся на дне оз. Янту Синиярв, и, очевидно, самих илов оставался для нас неясным. Иначе говоря, признавая участие в этих процессах синезеленых водорослей, мы не знаем, какому из видов биогенной садки отдать предпочтение [17]. Для решения поставленной задачи нами были проделаны следующие опыты: выращенные на карбонатной корке (оз. Янту Синиярв) в водопроводной воде колонии водорослей (в первую очередь *Microcolous* и, возможно, также и *Colothrix*) были

рассажены в четыре колбы емкостью 200 мл. В колбы были залиты: а) водопроводная вода; б) на основе водопроводной воды 0,03 нормальный раствор FeSO_4 ; в) на основе водопроводной воды 0,04 нормальный раствор MnSO_4 ; г) на основе водопроводной воды 0,03 нормальный раствор MgSO_4 .

В течение двух недель рН воды в колбах поднялся до 8,9—10; Eh до +(460—480) мВ. На дне и стенках колб был виден тонкий налет карбонатного материала. Рентгенодифрактометрический анализ образовавшихся в колбах карбонатов приведен на фиг. 8. Когда синезеленые водоросли развивались в водопроводной воде, выпавший осадок оказался кальцитом (см. фиг. 8, а). При добавлении в воду FeSO_4 образуются два карбоната — кальцит и слабожелезистый кальцит (см. фиг. 8, б), что подтверждено и при окрашивании порошка комплексным реактивом. При добавлении в воду MnSO_4 в осадке также появляются два минерала, а именно слабо- и сильномарганцовистые кальциты (см. фиг. 8, в); и наконец, прибавление к исходной водопроводной воде раствора MgSO_4 ведет к появлению двух минералов (см. фиг. 8, г) низкомагнезиального кальцита (основной) и кальцита (второстепенный). Опыт этот, на наш взгляд, достаточно убедительно свидетельствует о том, что синезеленые водоросли при осаждении карбонатов осуществляют косвенную роль, подщелачивая среду (увеличивают рН). Таким образом, можно говорить о том, что садка карбонатов в оз. Янту Синиярв осуществляется не чисто химическим путем, а, вероятнее всего, биохимическим при участии синезеленых водорослей.

Добавим, что проведенное нами изучение озер Литвы, Латвии и Ленинградской области, результаты которого не вошли в настоящую статью, а также анализ литературного материала, посвященного карбонатообразованию в этих районах, также подтвердили существенную роль терригенного накопления карбонатов при второстепенной роли их биохемогенного генезиса.



Проведенное изучение особенностей карбонатообразования в озерах севера Русской плиты показало, что в водоемах с жесткой водой, располагающихся среди развитых на водосборах карбонатных породах, господствует не хемогенное, а терригенное накопление карбонатов, которые представлены не только кальцитом, но и другими минералами. Карбонаты эти часто сосуществуют в гиполимнионе с аллохтонной, явно нереакционной органикой.

Близкую точку зрения в общем высказали А. Бекер-Блокер и Э. Каллендер [31], изучившие один из южных заливов оз. Мичиган.

Анализ особенностей осадконакопления в озерах Миннесоты [32, 33] также дает возможность считать, что устанавливаемые в этих водоемах карбонаты, вероятнее всего, имеют терригенное происхождение. Помимо терригенных карбонатов в озерах северной части Русской плиты происходит их биохемогенное накопление. С одной стороны, это подмеченное ранее многими исследователями извлечение CaCO_3 из воды организмами для построения раковинного скелета, а с другой — появление карбонатов в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей. Процессы эти в общем развиты слабо и проявляют себя в полной мере только при благоприятных ситуациях (при отсутствии или резко подавленном поступлении терригенного материала, ослабленном накоплении кремнезема, незначительной роли в осадконакоплении органического вещества и др.).

Важны также данные, свидетельствующие об участии магния в сложении биогеннообразованных карбонатов. Если магниевая функция многих карбонатаживающих организмов (фораминиферы, водоросли и пр.) в морских бассейнах была известна, то наличие магния в составе новообразованных карбонатов в условиях пресноводных водоемов, по нашему мнению, ранее не рассматривалось.

В целом можно сказать, что терригории северо-запада Русской плиты, где на водосборах развиты карбонатные породы, а вода рек и озер существенно жесткая, основной путь накопления карбонатов в водоемах — терригенный.

Список литературы

1. *Алексин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 440 с.
2. *Алексин О. А., Моричева Н. П.* Карбонатно-кальциевое равновесие в воде Волги//Гидрохимические материалы. 1957. Т. 26. С. 71—96.
3. *Александрова Л. Н.* О природе и свойствах продуктов взаимодействия гуминовых кислот и гуматов с полутораксимами//Почвоведение. 1954. № 1. С. 14—29.
4. *Баранов В. И.* Лимнологические типы озер СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 276 с.
5. *Бартош Т. Д.* Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений в отложениях голоцена. Средняя полоса европейской части СССР. Рига: Зинатне, 1976. 268 с.
6. *Бартош Т. Д.* Голоценовые пресноводные известковые отложения Ленинградской области и вопросы четвертичной геологии//Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР. 1963. № 7. С. 25—37.
7. *Бартош Т. Д.* О распространении залежей голоценовых пресноводных известковых отложений в нечерноземной полосе европейской части СССР//Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР. 1963. № 9. С. 11—26.
8. *Гарункшис А. А.* Седиментационные процессы в озерах Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1975. 296 с.
9. *Даниланс И. Я.* Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1957. 152 с.
10. *Даниланс И. Я.* Условия голоценового пресноводного карбонатообразования на территории Латвии//Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН ЛатвССР. 1959. № 4. С. 41—56.
11. *Даниланс И. Я.* О влиянии физико-географических условий на пресноводное карбонатонакопление//Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. 1963. № 2. С. 5—9.
12. *Кузнецов С. И.* Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.
13. *Лукашев Г. И.* Геохимия четвертичного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1970. 295 с.
14. *Лукашев К. И., Жуховицкая А. Л., Хомич А. А.* Условия современного карбонатонакопления в озерных бассейнах Белоруссии//Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 2. С. 425—428.
15. *Лукашев К. И., Жуховицкая А. Л., Хомич А. А.* Карбонатно-кальциевое равновесие в озерном литогенезе гумидной зоны//Докл. I Междунар. геохим. конгресса. М., 1973. Т. IV. Кн. 1. С. 517—527.
16. *Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. и др.* Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 282 с.
17. *Маслов В. П.* Водоросли и карбонатоосаждение//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 12. С. 81—86.
18. *Минкина Ц. И.* Торфяные месторождения с карбонатами кальция в залежах (некоторые закономерности)//Материалы по изучению известковых отложений. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1963. С. 79—100.
19. *Мязметс А. Х.* Гидробиологическая характеристика озер Эстонии//Гидробиология и рыбное хозяйство внутренних водоемов Прибалтики. Таллинн: Валгус, 1969. С. 17—32.
20. *Николаева Р. В.* Накопление кальция в современных озерных отложениях//Накопление вещества в озерах. М.: Наука, 1964. С. 78—101.
21. *Пьявченко Н. И.* Агрохимические свойства торфяников Среднерусской лесостепи//Тр. Ин-та Леса АН СССР. 1955. Вып. 26. С. 153—161.
22. *Россолимо Л. Л.* Основы типизации озер и лимнологического районирования//Накопление вещества в озерах. М.: Наука, 1964. С. 5—46.
23. *Сочеванова М. М.* Ускоренный анализ осадочных горных пород с применением комплексометрии. М.: Наука, 1957. 160 с.
24. *Страхов Н. М.* Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах (опыт сравнительно-литологического исследования). М.: Изд-во АН СССР, 1951. 371 с.
25. *Страхов Н. М.* Очерки карбонатонакопления в современных водоемах//Памяти академика А. Д. Архангельского. Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 487—567.
26. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 210 с., 1960. Т. 2. 575 с.
27. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 509 с.
28. *Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Клязева Л. М. и др.* Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 787 с.

29. *Цветков А. И., Валяшихина Е. П., Пилюян Г. О.* Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964. 167 с.
30. *Штеренберг Л. Е., Гречин В. И., Соловьев А. А., Шурина Г. И.* К методике окрашивания карбонатных пород//Литология и полез. ископаемые. 1972. № 5. С. 127—132.
31. *Baker-Blocker A., Collender E., Josephson P.* Trace-element and organic Carbon of surface sediment from Grand Traverse Bay, Lake Michigan//Bull. Geol. Soc. America. 1975. V. 86. № 10. P. 1358—1362.
32. *Swain F. M.* Limnology and amino-acid content of lake deposits in Minnesota, Montana, Nevada and Louisiana//Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. № 4. P. 519—545.
33. *Swain F. M., Paulsen G. W., Ting F.* Chlorinoid and flavinoid pigments from aquatic plants and associated lake and bay sediments//J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. № 3. P. 561—598.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
21.IX.1992

УДК 553.43(571.5)

© 1994 Габлина И. Ф., Михайлова А. И.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА УДОКАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Рассмотрены закономерности размещения медного оруденения Удоканского месторождения, главные из которых заключаются в приуроченности оруденения к метаморфизованной красноцветной молассоидной формации, выполняющей крупный межгорный прогиб, и в контроле оруденения линзами сероцветных пиритсодержащих пород, служивших геохимическим барьером при орудобообразовании. Показано, что первичные руды, сформированные в до- и синметаморфическую стадии, испытали глубокую гипергенную переработку, приведенную к обогащению руд вторичными сульфидами.

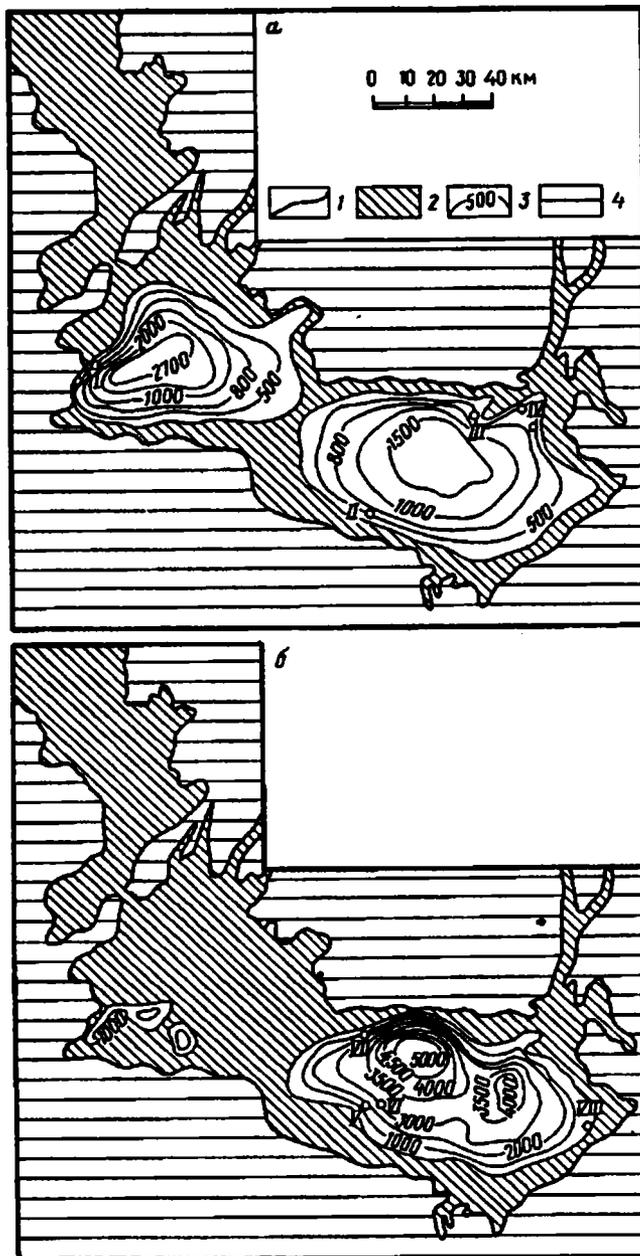
Удокан является одним из самых древних месторождений медистых песчаников и сланцев. Поэтому изучение условий его формирования важно не только с точки зрения развития теории стратиформного рудообразования, но и для восстановления особенностей геолого-геохимической обстановки в докембрии. Рассмотрению геологического строения, состава рудовмещающих пород и минеральных особенностей оруденения этого месторождения посвящены многочисленные работы [7, 8, 10—12, 15 и др.]. В то же время остается ряд нерешенных или дискуссионных вопросов, затрудняющих воссоздание полной картины его образования. К числу их относятся прежде всего вопросы о формационной принадлежности рудовмещающих отложений и условиях их осадконакопления, о первичных рудоконтролирующих факторах и роли наложенных процессов в формировании месторождения, о минеральной зональности оруденения и околорудных изменениях.

В настоящей статье, основанной на обобщении материалов предыдущих исследований и оригинальных данных, полученных авторами, предпринята попытка комплексного анализа закономерностей локализации оруденения Удоканского месторождения.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Удоканское месторождение приурочено к раннепротерозойской удоканской серии, выполняющей крупный Кодаро-Удоканский прогиб. Геотектоническая позиция последнего имеет различную трактовку: от протоплатформенной структуры (по А. М. Лейтесу) до миогеосинклинали (по Л. И. Салопу), но меденосные отложения удоканской серии, накопившиеся в его пределах, большинство исследователей относят к орогенным молассоидным образованиям.

Удоканская серия представляет собой 10—12-километровую толщу однообразных сероцветных пород, преимущественно алеврито-песчаного состава. Подчиненное значение имеют грубообломочные, а также карбонатные и глинистые породы. Фундамент прогиба сложен глубоко метаморфизованными кристаллическими породами чарской серии архея и зеленокаменно-измененными осадочно-вулканогенными отложениями трогового комплекса. Последний представляет собой образования шовных прогибов — рифтов, рифтогенных поясов [6]. По представлениям большинства исследователей, во время осадконакопления Кодаро-Удоканский прогиб был разделен поперечным поднятием на две почти равные по



Фиг. 1. Схематическая карта мощностей читкандинской (а) и сакуканской (б) свит в Кодаро-Удоканском прогибе [17] и расположение в пределах прогиба медепровалений

1 — контуры прогиба в современном эрозионном срезе; 2 — участки в пределах прогиба, на которых отложения свиты отсутствуют; 3 — изопахиты, м; 4 — территория, расположенная за пределами прогиба; I—VIII — месторождения и рудопроавления (I — Скульбан, II — Правый Ингамакит, III — Красное, IV — Хани-Сакукан, V — Удокан. VI — Саку, VII — Ункур, VIII — Бурпала)

площади подзоны (фиг. 1): Кодарскую (на северо-западе) и Удоканскую (на юго-востоке). Конседиментационное поперечное поднятие проявляется в уменьшении над ним мощности свит удоканской серии [18].

В Удоканской подзоне в разрезе серии снизу вверх выделяются икабийская, аянская, инырская, читкандинская, александровская, бутунская, сакуканская и

намингинская свиты. Максимальной мощности (10—12 км) удоканская серия достигает в центральных частях Кодарской и Удоканской подзон. По периферии и в районе погребенного поднятия она сокращается в 2—3 раза (см. фиг. 1).

Породы удоканской серии собраны в крупные брахискладки, усложненные последующими деформациями и разбитые разломами, вдоль которых происходило внедрение интрузивных массивов и дайковых тел.

Метаморфизованы породы в зеленосланцевой (кварц-хлорит-мусковит-эпидот-биотитовый парагенезис) и частично амфиболитовой (появление актинолита, роговой обманки, скаполита) фациях. Степень метаморфизма нарастает вниз по разрезу и к контактам с гранитогнейсами (по периферии прогиба). Исследователи связывают метаморфизм удоканских отложений с этапом раннепротерозойской гранитизации архейского основания и частично — с контактовыми воздействиями болев поздних интрузий, прорывающих удоканскую серию.

На породах удоканской серии в юго-восточной части прогиба залегают платформенные образования позднего протерозоя, кембрия и ордовика. На них с размывом и базальными конгломератами лежат юрские и меловые озерно-континентальные угленосные отложения, накопившиеся в отдельных узких грабенах [17].

Медное оруденение в Кодаро-Удоканском прогибе известно на нескольких стратиграфических уровнях удоканской серии: читкандинским (рудопоявления Правый Ингамакит, Красное и др.), александровском, нижнесаукаканском (Бурпала, Ункур и др.)¹, верхнесаукаканском (Удокан, Саку). Их пространственное расположение контролируется бортами прогиба и склоном поперечного поднятия (см. фиг. 1.).

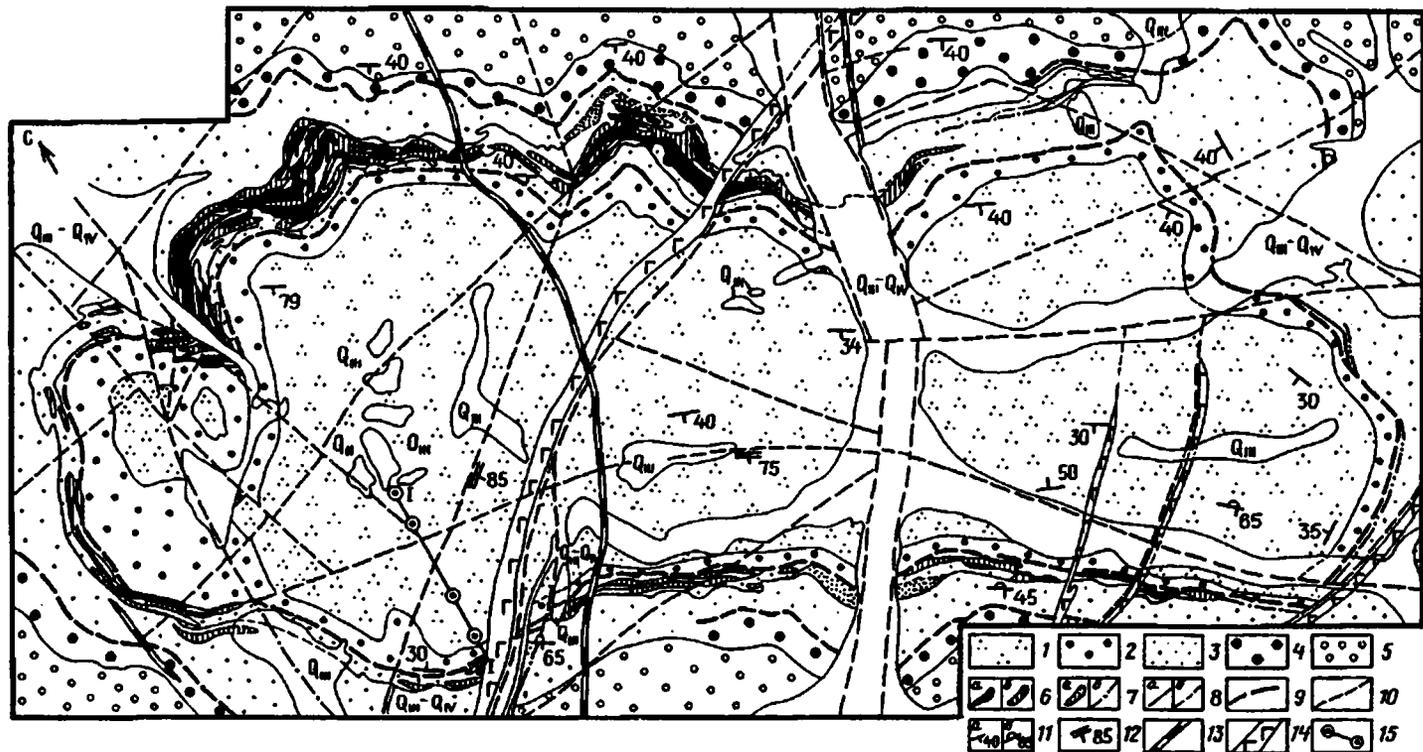
Удоканское месторождение приурочено к верхнему меденосному уровню удоканской серии — верхнесаукаканской подсвите. Оно находится в пределах Намингинской синклинали, расположенной в юго-западной части Кодаро-Удоканского прогиба. Намингинская синклиналь имеет форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении (фиг. 2). На юго-западе породы удоканской серии, слагающие синклиналь, прорваны габброидами Чинейского массива, на северо-востоке — Кеменским массивом гранитов кодарского комплекса. В строении месторождения принимают участие средняя и верхняя подсвиты саукаканской свиты, слагающие крылья синклинали, и намингинская свита, выходящая в ее ядре. Породы падают к центру структуры под углами от 12—20 до 35—42°. Лишь в центральной части южного крыла залегание пород опрокинутое с падением пластов на юго-запад под углами от 30 до 80°.

В районе месторождения распространены дайковые образования различного возраста и состава. Самой крупной является Главная дайка габбро-диабазов раннепротерозойского возраста мощностью 70—180 м, пересекающая все месторождение с северо-востока на юго-запад и круто падающая на северо-запад под углом 75—83°. Дайка габбро-диабазов и вмещающие осадочные породы пересекаются менее мощной (10 м) дайкой лампрофиров, относящейся условно к мезозойскому этапу активизации. Дайка лампрофиров в меридиональном направлении пересекает всю площадь месторождения и падает на запад под углом 55—68°.

Разрывные нарушения подразделяют на три основные системы: 1) северо-восточного направления, наиболее древние; 2) северо-западного и меридионального направлений, относящиеся предположительно к мезозою, 3) субширотного направления проблематичного возраста, большинство из которых подновлено в кайнозойе.

Отсутствие в районе месторождения послеордовикских отложений дает основание предполагать, что начиная с силура большая часть его территории служила областью разрушения. На рубеже палеозоя и мезозоя наступил этап тектонической

¹ В последнее время эти рудопоявления некоторыми исследователями относятся к читкандинскому уровню [1 и др.].



Фиг. 2. Геологическая карта удоканского месторождения (по Р. Н. Володину, В. Г. Евсюкову, В. С. Четчкину)

1—5 — отложения удоканской серии нижнего протерозоя (1 — намингинской свиты, 2—4 — верхней подсвиты сакуканской свиты соответственно надрудной, рудной и подрудной пачек; 5 — средней подсвиты сакуканской свиты); 6 — медные руды (а — богатые, б — бедные); 7 — песчаники с убогой минерализацией (а — относительно мощные, б — пласты небольшой мощности); 8 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — границы рудной пачки; 10 — разрывные нарушения; 11 — залегание пород (а — нормальное, б — опрокинутое); 12 — элементы залегания тектонических нарушений; 13 — дайки лампрофиров и кварцевых порфиров предположительно мезозойского возраста; 14 — дайки габбро-диабазов китайского интрузивного комплекса верхнепротерозойского возраста; 15 — линия разреза с нанесенными на нее буровыми скважинами. Q_{III-IV} — современные аллювиальные и верхнечетвертичные водно-ледниковые отложения, Q_{III} — верхнечетвертичные ледниковые отложения

активизации платформы, который привел к формированию расчлененного рельефа, существовавшего в юре и мелу [17]. К концу мезозоя территория была пенепленизирована. Кора выветривания этого времени местами сохранилась под покровами плиоценовых платобазальтов за пределами месторождения. В районе месторождения широко развиты останцы древних (доплиоценовых) поверхностей выравнивания со следами древних долин, переработанных ледниками [8, 12].

Со второй половины плиоцена начался новый период воздымания, сопровождавшийся усилением эрозионной деятельности и формированием эрозионного рельефа, который в среднечетвертичное время был переработан ледниками второго этапа оледенения.

Позднечетвертичное время ознаменовалось новейшими движениями, приведшими к формированию современного альпинотипного рельефа.

Медные руды Удоканского месторождения представлены сульфидной вкрапленностью, в значительной степени окисленной. Основными рудообразующими минералами являются сульфиды халькозинового ряда (джарлеит и дигенит), борнит, халькопирит и ковеллин. Большим распространением в рудах пользуются магнетит, гематит, пирит. Редко встречаются халькозин, анилит, молибденит, штроемерит, виттихенит, рутил, сфалерит, марказит, пирротин и др. Широко распространены на месторождении минералы зоны окисления, особенно оксиды и гидроксиды (гётит, псиломелан, реже тенорит, лепидокрокит), сульфаты (брошантит, халькантит, антлерит, ярозит) и карбонаты (малахит, азурит). Менее распространены силикаты, фосфаты, хлориды (тенардит). Сульфидные минералы образуют различной густоты вкрапленность и послойные скопления чаще всего на границах пород различного гранулометрического состава, вокруг обломков аргиллитов, алевролитов в песчаниках и подчеркивают первичные седиментационные текстуры пород. В то же время большая часть сульфидных образований имеет коррозионные формы выделения, наложенные на вмещающие породы. Менее распространен прожилковый тип оруденения. Мощность прожилков от 2 мм до 1,5 см, реже встречаются более мощные рудные жилы, развитые преимущественно вблизи дайковых тел. В них присутствуют те же основные сульфиды меди, что и во вкрапленных рудах.

Окисленные минералы наследуют текстурные особенности сульфидных руд, а также образуют налеты по трещинам и маломощные жилки в зонах дробления, налеты на стенках горных выработок.

Рудные залежи на большей части месторождения имеют форму линзообразных пластовых тел с довольно выдержанной мощностью и содержанием. На северном крыле синклинали, вблизи выхода на поверхность строение рудных тел усложняется в результате появления мощных раздувов, ответвлений, резких пережимов и выклиниваний. Наблюдаются раздувы рудных тел и увеличение общей мощности рудного горизонта и вблизи Главной дайки.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Средняя подсвета сакуканской свиты мощностью 1500—1600 м в районе месторождения характеризуется однообразным песчаниковым составом, косослойной текстурой пород и обилием слоек, обогащенных магнетитом.

Верхняя подсвета представлена переслаиванием средне- и мелкозернистых серых, иногда розоватых песчаников, нередко содержащих включения угловатых обломков и щебенки алевролитов, аргиллитов, и темно-серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Песчаники косослойные с прослойками естественного шлиха, в которых преобладают гематит, мартит, магнетит, сфен, развитые по обломкам титаномagnetита и хромита [5]. В значительно меньшем количестве в прослойках шлиха присутствуют обломки гранатов, циркона, турмалина, ди-стена, пироксенов и других минералов тяжелой фракции. В средней части подсветы выделяется линза переслаивания песчаников с алевролитами и аргиллитами, к которой приурочено медное оруденение (рудная пачка). Она имеет

четкое ритмичное строение, выражающееся в чередовании (снизу вверх) среднезернистых известковистых песчаников с обломками алевролитов и аргиллитов, мелкозернистых темно-серых кварцитовидных песчаников и прослоев аргиллитов и алевролитов мощностью от нескольких сантиметров до 5 м. В основании ритмов обычно наблюдаются поверхности размывов и линзы внутриформационных конгломератобрекчий. Мощность ритмов редко превышает 5—10 м. Линза переслаивания не выдержана по мощности и простираению. В северо-западном и юго-восточном направлениях (в районах центриклинального замыкания синклинали) она выклинивается вследствие исчезновения из разреза прослоев аргиллитов и алевролитов, которые фациально замещаются магнетитсодержащими средне- и мелкозернистыми песчаниками с включениями обломков алевролитов. Уменьшается их количество и в южном борту синклинали, где существенное распространение приобретают линзы внутриформационных конгломератобрекчий, иногда достигающие мощности до 10 м и протяженности более 500 м.

Максимальную мощность (~400 м) линза переслаивания имеет в северном борту Намингинской синклинали, где она располагается в 200—300 м ниже подошвы намингинской свиты. Во всех направлениях от этого места (на запад, юг, восток) рудовмещающая пачка уменьшается в мощности и диагонально смещается вверх по разрезу. Так, в южном борту синклинали она сокращается до 250—100 м и располагается в 120—150 м от подошвы намингинской свиты.

Максимальная мощность верхнесакуканской подсвиты составляет 600—650 м и наблюдается в северном борту синклинали. К юго-западу и востоку она сокращается до 200—300 м. В западном направлении за пределами Намингинской синклинали происходит существенное поглубление отложений подсвиты [15]. Перекрывается меденосная верхнесакуканская подсвита намингинской свитой преимущественно алевролитового состава мощностью 800—1000 м.

Региональный метаморфизм рудовмещающих отложений отвечает низшим ступеням зеленосланцевой фации. Породы сохранили первично-осадочные структуры и текстуры. Метаморфические преобразования выражаются в существенной перекристаллизации цемента песчаников и формировании характерного для этой фации парагенезиса минералов (кварц, полевой шпат, мусковит, хлорит, эпидот, биотит).

Контактный метаморфизм, связанный с Кеменским массивом гранитоидов, выражается главным образом в эпидотизации, проявленной на территории всего месторождения, а наиболее интенсивно — в ореоле 300—400 м от контакта. В экзоконтакте Кеменского массива гранитоидов (несколько метров) песчаники сакуканской свиты ороговикованы. Экзоконтактные изменения, связанные с дайкой габбро-диабазо, развиты в пределах 15—20 м от контакта и выражаются в проявлении новообразований амфибола, полевого шпата, увеличении количества эпидота.

ОБСТАНОВКА ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

До настоящего времени сохранилось представление, высказанное Ю. В. Богдановым и др. [10], что рудовмещающие отложения Удокана сформированы в условиях дельты крупного водотока, несущего свои воды и осадочный материал с севера, где располагалась суша (Чарский выступ), на юг — в сторону предполагаемого морского бассейна. Однако более поздними работами были установлены факты, противоречащие представлениям об одностороннем направлении сноса. К числу их относятся:

1. Характер распределения мощностей отложений верхнесакуканской подсвиты (см. фиг. 1), исходя из которого область седиментации в период осадконакопления рудовмещающей толщи представляла собой замкнутый бассейн. Контуры его

были близки к современным границам Удоканского прогиба, а зона максимального прогибания располагалась в северной части [16, 17]. Аналогичная закономерность прослеживается и в распределении мощностей собственно рудоносного горизонта, имеющего форму линзы с раздувом в северном борту синклинальной структуры месторождения и постепенно выклинивающейся в южном, восточном и западном направлениях.

2. Характер распределения литофаций рудовмещающих отложений. Наиболее тонкозернистые алеврито-песчаные фации верхнесауканской подсвиты развиты в северной, наиболее прогнутой, части бассейна, во всех направлениях от которой они постепенно сменяются более грубообломочными, песчаными образованиями. В западной части Кодаро-Удоканской зоны появляются даже гравелиты и конгломераты [15 и др.], указывающие на близость источника сноса.

Приведенный материал свидетельствует о формировании рудовмещающих отложений в замкнутом конседиментационном бассейне асимметричной формы — со смещением к северу центром прогибания, где накапливались наиболее тонкозернистые осадки. Снос материала мог осуществляться со всех сторон. Ближе всего к Удоканскому месторождению береговая линия бассейна, по-видимому, располагалась на юге и западе.

Петрографический состав рудовмещающих обломочных пород свидетельствует о формировании их в значительной мере за счет разрушения вулканогенных комплексов. Песчаники сауканской свиты содержат 15—30% обломочной породы — кислых эффузивов, яшм, гранофилов. Аналогичный состав имеют гальки пуддингов и гравелитов из средней подсвиты сауканской свиты [2, 9]. Наряду с обломками кислых вулканических и изверженных пород в песчаниках сауканской свиты сохранились единичные обломки пироксена и роговой обманки, а также установленные в последнее время реликты хромита, частично замещенного магнетитом и приуроченного к прослойкам естественного шлиха [5]. Указанные минералы свидетельствуют о присутствии в области сноса ультраосновных магматических пород, обломки которых большей частью не сохранились в метаосадочных отложениях сауканской свиты из-за их неустойчивости в условиях катагенеза. В частности, основные и средние плагиоклазы при катагенезе подвержены внутрислойному растворению и альбитизации, а титаномагнетит — разложению на гематит и сфен. Продукты разложения указанных минералов (альбит, гематит, сфен) широко распространены в песчаниках сауканской свиты.

По мнению В. С. Федоровского [18], источником обломочного материала могли служить породы главного зеленокаменного пояса, расположенного западнее Кодаро-Удоканского прогиба — в Средневитимской горной стране, а также вулканоплутонических и железисто-кремнистых образований трогового комплекса, развитого непосредственно в обрамлении прогиба. В тех и других широко распространены габброиды и ультрабазиты — потенциальные источники титаномагнетита и хромита. По мнению В. М. Бурмистрова [2], метаэффузивы трогового комплекса отличаются от обломков эффузивов, содержащихся в сауканской свите, более высокой степенью метаморфизма, исходя из чего автор считает их менее вероятным источником сноса. Все же, судя по конфигурации Удоканского бассейна в средне- и верхнесауканское время (см. фиг. 1), обломочный материал для рудовмещающих отложений мог поступать из всего обрамления бассейна. Погрубление обломочного материала в западной части Кодаро-Удоканского прогиба свидетельствует о том, что здесь область сноса располагалась ближе всего.

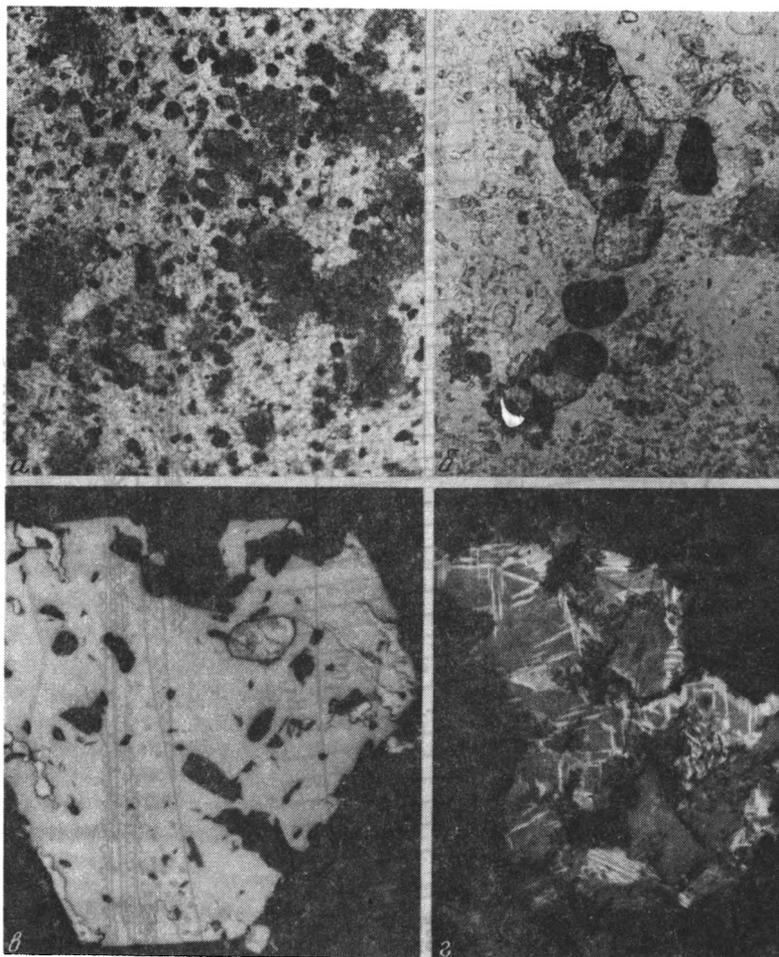
Как следует из приведенной выше характеристики, медное оруденение удоканской серии приурочено к крупной межгорной впадине — Кодаро-Удоканскому прогибу. Пространственное расположение медепроявлений в пределах последнего контролируется бортами прогиба (см. фиг. 1). Наиболее крупное Удоканское месторождение, по-видимому, примыкает к южному склону погребенного поднятия, разделяющего Кодаро-Удоканский прогиб на две части.

В отношении формационной принадлежности рудовмещающих отложений Удокана высказаны различные точки зрения. Многие исследователи (А. И. Лейтес, М. Е. Бердичевская, Н. В. Сочава, Ю. В. Богданов, В. П. Феоктистов и др.) относят их к красноцветной орогенной формации, сформированной в субазральной обстановке и утратившей свой первоначальный облик в процессе метаморфизма. По представлениям Э. Ф. Гринталя [7] и В. С. Салихова [14], сероцветная окраска рудовмещающей толщи является первичной и обусловлена восстановительной средой седиментогенеза. И. Ф. Габлина [4] на основании минералогеохимических критериев (соотношение FeO/Fe_2O_3 и присутствие минералов-индикаторов) в удоканской серии выделила комплексы первично-сероцветных и первично-красноцветных пород, чередующиеся в разрезе. Верхняя часть разреза удоканской серии, вмещающая Удоканское месторождение (средне- и верхнесакуканская подсвиты и намингинская свита), отнесена к первично-красноцветным отложениям. Минералами-индикаторами окислительной обстановки их формирования являются аутигенные гематит и магнетит, рассеянные в породах. Гематит и магнетит образовались в процессе катагенеза и метаморфизма за счет первичных тонкодисперсных оксидов железа (пигментирующего вещества) по схеме: ферригидрит — гидрогематит(?) — гематит — магнетит. Утрата первично-красноцветной окраски обусловлена укрупнением кристаллов гематита в результате собирательной перекристаллизации, которая начинается в катагенезе [4]. Переход гематита в магнетит возможен при температуре около $400^\circ C$, что соответствует температурным условиям зеленосланцевой фации метаморфизма. Стимулирующее воздействие на такой переход оказывают восстановители, роль которых могут выполнять H_2 , CO , сульфиды. Наши исследования показали, что максимальное содержание метаморфогенного магнетита на Удокане характерно для известковистых и рудоносных песчаников, т. е. для пород, содержащих восстановители. Индикатором восстановительной обстановки, в которой формировались первично-сероцветные породы, является пирит,

ФАКТОРЫ ПЕРВИЧНОГО КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Как показали проведенные нами исследования, пачка переслаивания, к которой приурочено медное оруденение на Удокане (рудная пачка), содержит от одной до трех линз пиритсодержащих пород. Пирит образует тонкую вкрапленность в прослоях наиболее тонкозернистых пород — леавролитов и аргиллитов (фиг. 3, а), что дает основание отнести его к синдиагенетическим образованиям. В песчаниках он нередко обогащает отдельные тонкие прослойки и напоминает перекристаллизованные скопления обломочных зерен. Наличие диагенетического и кластогенного пирита свидетельствует о восстановительной обстановке седиментации и диагенеза этих пород. Наряду с сингенетическими выделениями пирита в песчаниках рудной и подрудной пачек присутствуют более поздние (катагенетические и метаморфогенные) образования пирита в форме метакристаллов. Зоны распространения катагенетического пирита образуют ореолы вокруг сингенетических пиритсодержащих линз, имеют расплывчатые границы, не совпадающие с литологическими.

Линзы пород с пиритом кулисообразно смещаются снизу вверх по разрезу с севера, где рудная пачка имеет максимальную мощность, на юг. В плане зона распространения пиритсодержащих пород имеет форму широкой полосы, протягивающейся в меридиональном направлении и выклинивающейся в стороны западного и восточного флангов месторождения. В том же направлении (на запад и восток) выклинивается и медное оруденение. С юга и севера оно обрывается зонами денудации на крыльях Намингинской синклинали. Медное оруденение в форме халькопирита, борнита и халькозина окаймляет пиритовые линзы в плане и разрезе (фиг. 4, а). Наличие двух и более линз с пиритом приводит

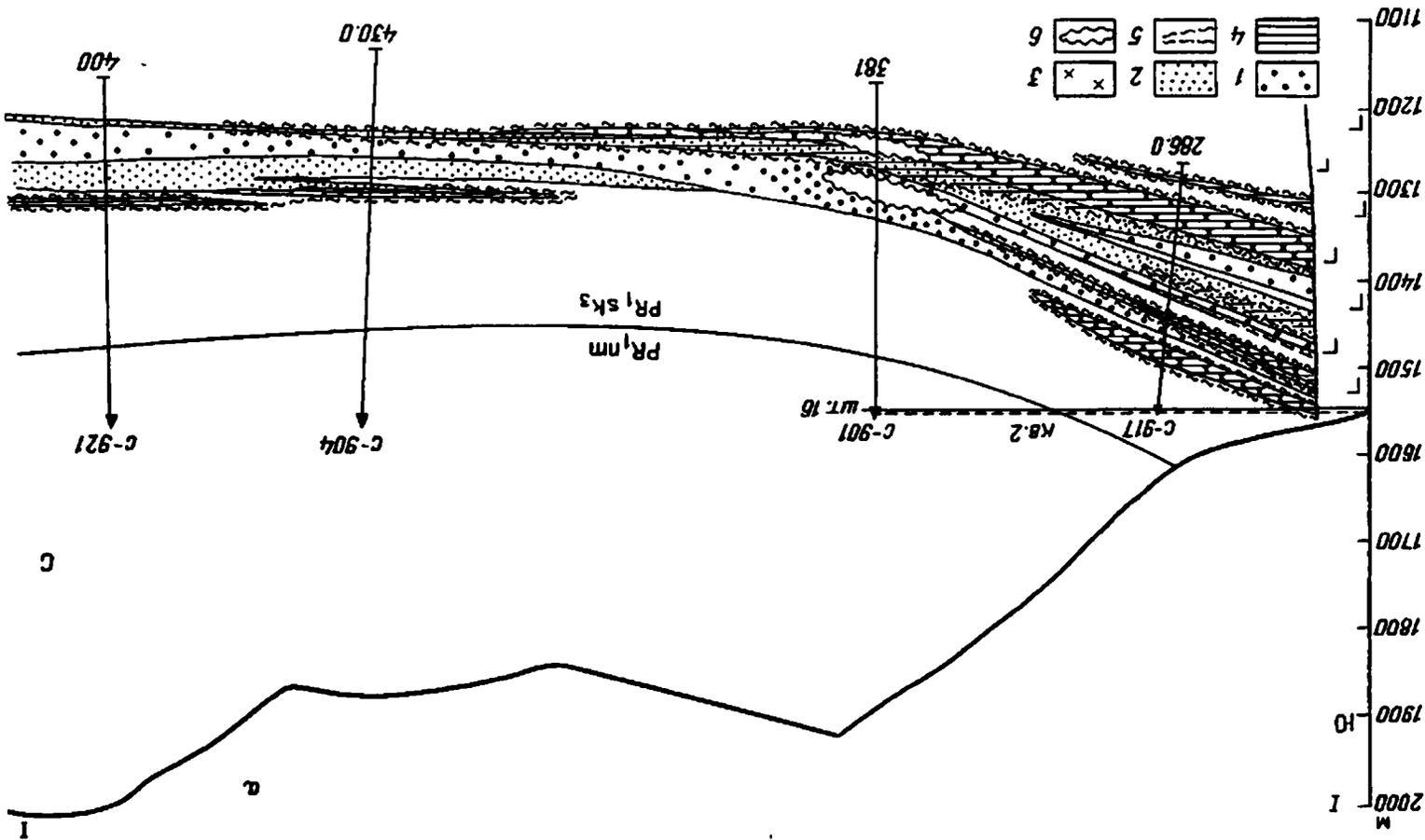


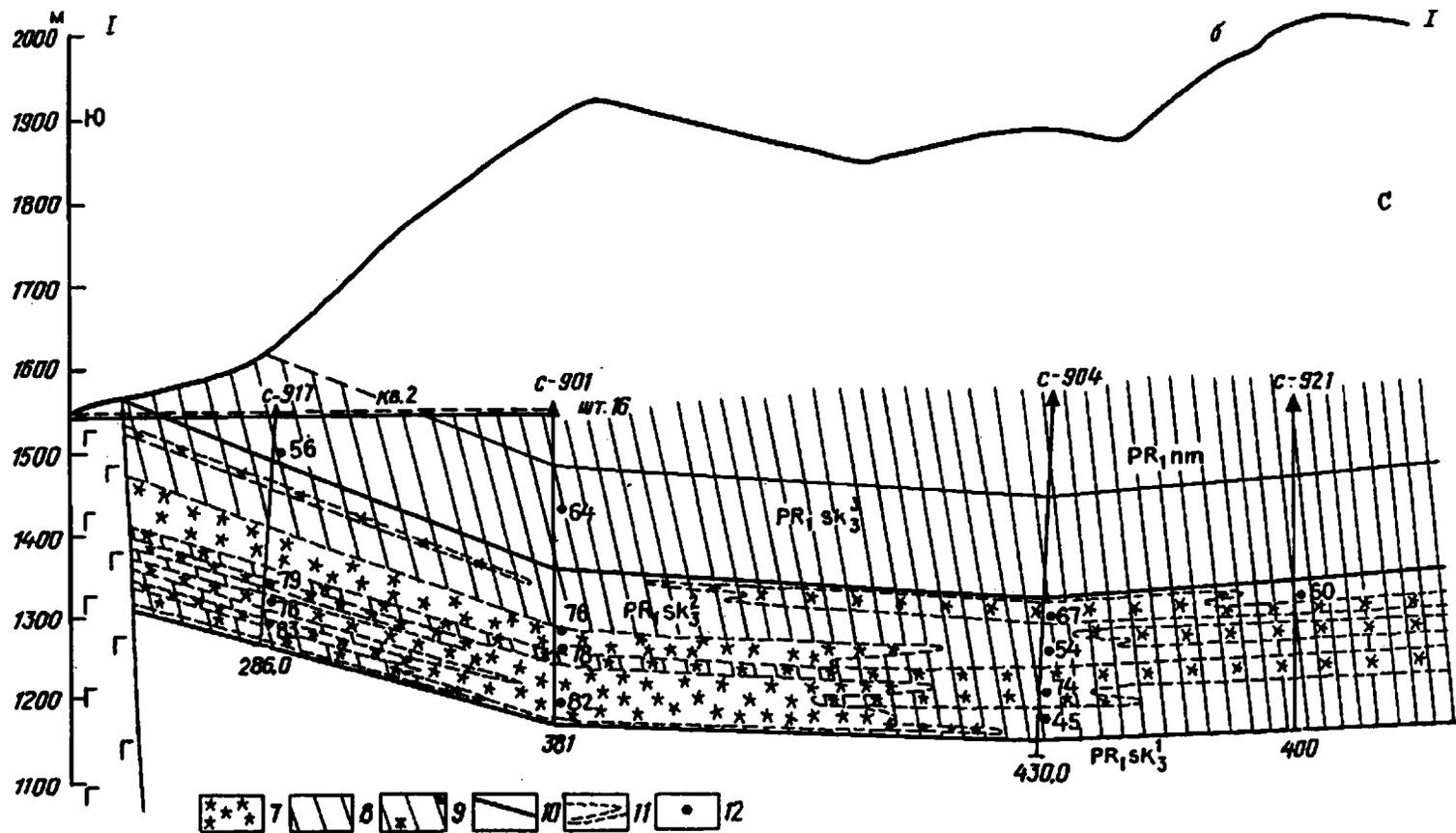
Фиг. 3. Микрофотографии шлифов (*a, б* — без анализатора) и аншлифов (*в, з*)

a — тонкая вкрапленность пирита в эпидотизированном аргиллите. В участках эпидотизации (серое) пирит замещается эпидотом, увел. 200; *б* — замещение пирит-халькопиритового парагенезиса эпидотом в рудоносном песчанике, увел. 200; *в* — включение кристалла борнита (светло-серое), частично замещенного ковеллином (темно-серое) в метакристалле магнетита (серое), магнетит с краев замещается поздним гематитом (белое), увел. 200; *з* — замещение борнита (серое) дигенитом (светло-серое) и ковеллином (темно-серое), сопровождающееся выделением пластинок реакционного халькопирита (белое), увел. 200

к формированию многоярусного медного оруденения. При этом пирит замещается медьсодержащими сульфидами в последовательности: халькопирит, борнит (\pm сульфиды халькозинового ряда).

Таким образом, медное оруденение Удоканского месторождения контролируется прослоями первично-сероцветных пиритсодержащих пород в толще красноцветных континентальных отложений, утративших при метаморфизме свою первичную окраску. По-видимому, линзы пиритсодержащих пород служили восстановительными барьерами при осаждении сульфидных руд. Роль осадителей меди могли играть как сероводород, присутствовавший в первично-сероцветных прослоях, так и диагенетические выделения пирита. Известно, что сульфиды железа(II) могут служить восстановителями для двухвалентной меди, находящейся в растворе. Это происходит в условиях, когда Eh растворов, содержащих медь, превышает пределы устойчивости пирита. Кроме того, вытеснение железа медью обусловлено большим сродством меди к сере по сравнению с железом. Распро-





Фиг. 4. Схема минеральной зональности оруденения (а) и околорудных изменений (б) южного фланга Удоканского месторождения (уч. Снежный): 1—3 — минеральные зоны первичных сульфидных руд (1 — пиритовая, 2 — пирит-халькопиритовая, 3 — борнитовая); 4 — вторичные сульфиды (минералы халькозинового ряда, ковеллин); 5 — контуры распространения вторичных сульфидов; 6 — зоны выщелачивания; 7 — окварцованные породы; 8 — чередование кальцитизированных и бескарбонатных песчаников; 9 — то же с редкими прослоями окварцованных пород; 10 — границы рудной пачки; 11 — контур зон вторичного изменения пород; 12 — содержание SiO_2 в породах, %

странность реакций восстановления меди пиритом в природе подтверждается повсеместно наблюдаемыми в рудах медистых песчаников и сланцев структурами замещения пирита медными сульфидами.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Самым ранним сульфидным минералом в рудах является пирит. Все указанные выше морфогенетические типы пирита (кластические скопления, диагенетическая тонкая вкрапленность, метакристаллы) замещаются сульфидами меди, а также магнетитом, эпидотом и другими метаморфическими минералами.

Среди сульфидных медных минералов нами выделяется несколько разновозрастных парагенетических ассоциаций, которые могут быть отнесены к разным стадиям литогенеза и метаморфизма вмещающих пород, а также к гипергенезу. Все они четко разделяются на две основные группы: до- (или синметаморфические) и постметаморфические. Критерием разделения являются их взаимоотношения с метаморфическими минералами вмещающих пород (биотитом, эпидотом, магнетитом и др.). Сульфиды раннего парагенезиса представлены халькопиритом, борнитом стехиометрическим, дигенитом и халькозином с примесью тетрагональной формы Cu_2S . Они замещаются метаморфическими минералами вмещающих пород (см. фиг. 3, б), содержатся в них в виде включений (см. фиг. 3, в), или ассоциируются с ними, образуя сульфидно-эпидотовые или сульфидно-биотитовые гнезда.

К позднему парагенезису относятся джарлеит, низкотемпературный дигенит, анилит, спинокопит, яроуит, ковеллин. Сульфиды меди позднего парагенезиса имеют коррозионные формы выделения и замещают все прочие сульфидные минералы и аутигенные образования вмещающих пород, в том числе метаморфические. Они ассоциируют с поздним гематитом и вместе с ним развиваются по магнетиту. Наиболее активно они замещают борнит, что сопровождается разделением реакционного халькопирита, образующего пластинки и решетку типа распада твердого раствора, которые расположены вдоль фронта замещения (см. фиг. 3, з).

Сульфиды раннего парагенезиса отнесены нами к стадиям катагенеза и метаморфизма [3]. Параметры их устойчивости соответствуют pT -условиям низших фаций метаморфизма. Сульфиды раннего парагенезиса образуют симметричную минеральную зональность, выражающуюся в смене пиритовых руд халькопиритовыми, а затем борнитовыми от внутренней части рудных тел к их кровле и подошве (см. фиг. 4, а).

Поздний парагенезис широко развит на Удоканском месторождении. Сульфиды позднего парагенезиса слагают раздувы рудных тел вблизи выхода их на поверхность и накладываются на различные зоны раннего парагенезиса (см. фиг. 4, а), нарушая первичную зональность. При этом возникают неравновесные ассоциации (джарлеит + халькопирит, дигенит + халькопирит и др.), которые свидетельствуют о резком изменении физико-химической обстановки рудообразования и отсутствии последующих высокотемпературных воздействий. По параметрам устойчивости сульфиды позднего парагенезиса и возникшие неравновесные ассоциации отвечают условиям гипергенеза и могут быть отнесены к образованиям зоны вторичного сульфидного обогащения.

ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РУД

Таким образом, проведенный нами парагенетический анализ и выявленные особенности минеральной зональности рудных залежей подтверждают подвергнувшее сомнению [10] предположение А. Юргенсона, Ф. П. Кренделова и др. о широком развитии на Удокане процессов вторичного сульфидного обогащения, связанных с длительной гипергенной переработкой первичных сульфидных руд, выведенных на поверхность, возможно, еще в палеозое. На распределение ми-

нералов зоны вторичного сульфидного обогащения оказывают влияние различные факторы: формы современного и древнего рельефа, состав, слоистость и характер залегания вмещающих пород, а также первичная сульфидная зональность и морфология рудных тел. Поэтому на месторождении отсутствует четкая вертикальная вторичная зональность.

Воздействие поверхностной переработки первичных руд выразилось также в интенсивном окислении сульфидов. Минералы зоны окисления развиты на всех без исключения гипсометрических уровнях месторождения. По данным Удоканской ГРЭ, средняя степень окисленности руд на поверхности составляет около 70%, на уровне —260 м — 31%, на уровне —670 м — около 10%.

Процессы окисления, а также выщелачивания сульфидных руд максимально развиты в участках месторождения с наиболее сглаженными формами рельефа, относящимися к реликтам древней поверхности выравнивания.

Существенную роль в окислении сульфидных руд играет трещиноватость вмещающих пород. Границы распределения окисленных руд, в целом повторяющие контуры современной поверхности, образуют глубокие карманы в зонах разломов. Нередко они сопровождаются интенсивным выщелачиванием рудных минералов.

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

На фоне существенных региональных и контактовых изменений рудовмещающих отложений в районе месторождения отмечаются локальные околорудные изменения: карбонатизация, окварцевание и др. Наиболее четко проявлено окварцевание, на которое указывается в работах Г. А. Юргенсона [19], П. П. Петровского [13 и др.] Нами проведены детальные исследования характера распространения окварцованных пород, в результате которых установлено, что зона окварцевания контролируется ритмически построенной рудной пачкой и практически не выходит за ее пределы (см. фиг. 4, б).

Внутри рудной пачки окварцевание носит послыйный характер и чаще всего приурочено к прослоям тонко- и мелкозернистых песчаников, располагающихся в подрудных частях ритмов. Мощность таких прослоев варьирует от 0,1 до 2 м.

Содержание SiO_2 в зонах окварцевания составляет 74—83%, в то время как за их пределами не превышает 45—64%.

Окварцевание пространственно совпадает с пиритовой, халькопиритовой и борнитовой зонами сульфидных медных руд, достигая максимального развития в участках залежей с мощным борнитовым оруденением. Интенсивное окварцевание сохраняется и в зонах выщелачивания оруденения (см. фиг. 4).

Окварцованные песчаники имеют светлую, слегка зеленоватую окраску, плотную массивную текстуру, кремневидный облик. По составу это чаще всего полевошпат-кварцевые породы, состоящие из обломочных зерен кварца, плагиоклаза, микроклина, несущих следы внутрислойного растворения и регенерации, и серицитового, кварцево-серицитового или кварцевого цемента с чешуйками мусковита, реже биотита. Цемент, поровый и пленочно-поровый, составляет 10—40% пород, распределен неравномерно. Сформирован он, вероятно, при перекристаллизации первичной глинистой или алевроитоглинистой массы.

Окварцевание проявляется в развитии тонко- и мелкозернистых мозаичных агрегатов кварца с отдельными более крупными зернами. Поздний кварц характеризуется отсутствием инородных включений, прямолинейными контурами зерен. Кварцевые агрегаты замещают кварцево-серицитовый цемент пород, нередко захватывая и обломочные зерна. В пиритизированных разностях окварцованных песчаников эпигенетический пирит (или халькопирит) встречается обычно в тесной ассоциации с новообразованным мелко- и среднезернистым кварцем и мусковитом. В зонах борнитовых руд новообразованный кварц нередко ассоциирует с борнит-эпидиотowymi гнездами. Вблизи разрывных нарушений окварцевание проявляется в развитии многочисленных тонких кварцевых прожилков.

Степень окварцевания пород находится в определенной зависимости от их гранулометрического состава, совпадая с областями развития относительно тонкозернистых отложений. Погрубление обломочного материала песчаников и постепенное выклинивание на восточном и западном флангах месторождения пачки переслаивания (содержащей прослойки алевролитов и аргиллитов) сопровождается снижением интенсивности окварцевания и преобладанием в породах процессов кальцитизации.

Парагенез позднего кварца с метаморфогенными генерациями сульфидов (пирит, халькопирит, борнит) и метаморфическими силикатами (мусковит, эпидот) свидетельствуют скорее всего о метаморфической природе процессов окварцевания².



Основные закономерности размещения оруденения Удоканского месторождения заключаются в следующем:

1. Приуроченность месторождения к склону конседиментационного поднятия в крупном межгорном прогибе.

2. Связь с моласоидной красноцветной формацией, накопившейся в результате разрушения метаморфических и вулканических (кислых и основных) комплексов, содержащих ультрабазиты и утратившей первичную окраску при метаморфизме.

3. Контроль оруденения линзами первично-сероцветных пиритсодержащих пород в толще метаморфизованных красноцветов.

4. Зональное распределение первичных сульфидных минералов вокруг линз пиритсодержащих пород в последовательности: халькопирит — борнит — халькозин, отражающей падение концентрации сульфид-иона и возрастание содержания меди в направлении от первично-сероцветных пород к красноцветным.

5. Специфический набор сульфидов в первичных рудах (халькопирит-стехиометрический борнит — дигенит-халькозин — тетрагональный Cu_2S), отражающий относительно высокотемпературные условия образования (или преобразования) руд, соответствующие pT -условиям зеленосланцевой фации метаморфизма.

6. Наличие в пределах месторождения зон окварцевания, контролируемой областью распространения тонкозернистых пород (аргиллитов, алевролитов) в рудной пачке и связанных предположительно с процессами метаморфизма.

7. Глубокая переработка первичного оруденения гипергенными процессами, проявленными во вторичном обогащении, окислении и выщелачивании сульфидных руд.

Список литературы

1. Апольский О. П., Бурмистров В. Н., Четкин В. С. О структурных особенностях локализации некоторых месторождений медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 63—70.
2. Бурмистров В. М. О генезисе и составе грубообломочного материала кеменской серии удоканского комплекса Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. №5. С. 1201—1204.
3. Габлина И. Ф. Минералогические и литологические особенности медного оруденения в осадочных толщах // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). М.: Наука, 1989. С. 78—93.
4. Габлина И. Ф. Минералого-геохимические критерии выделения красноцветных формаций в метаморфических толщах докембрия в связи с их меденосностью // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 95—109.
5. Габлина И. Ф., Ермилов В. В. Новые данные о магнетитах рудовмещающих отложений Удокана // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 119—123.

² П. П. Петровский [13] связывает их с метасоматическим воздействием гидротермальных растворов.

6. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов// Сов. геология. 1970. № 12. С. 121—122.
7. Гринваль Э. Ф. Генезис и формационная принадлежность Удоканского месторождения меди// Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1973. Вып. 43. С. 52—55.
8. Кренделев Ф. П., Бакун Н. М., Володин Р. М. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 247 с.
9. Лавровиц Н. Н. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 147—153.
10. Медистые отложения Олемо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 322 с.
11. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 223 с.
12. Окисленные руды Удокана/Под ред. Ф. П. Кренделева. Новосибирск: Наука, 1987. 102 с.
13. Петровский П. П. Постседиментационные изменения осадочных пород и пространственная неоднородность их развития в связи с рудоносностью Удоканского рудного поля//Рудоносные и рудные формации Забайкалья и смежных регионов (тез. докл.). Чита, 1989. С. 153—155.
14. Салихов В. С. Красноцветные отложения и осадочное меденакопление//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. №8. С. 82—89.
15. Стратифицированные месторождения меди СССР. Л.: Недра, 1973. 312 с.
16. Федоровский В. С. Объем и границы меденосной удоканской серии докембрия Восточной Сибири//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 11. С. 104—119.
17. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1972. 130 с.
18. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
19. Юргенсон Г. А. Особенности метаморфизма отложений верхней части удоканской серии в Удоканском рудном районе//Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1968. С. 95—98.

Институт литосферы РАН,
Москва

Поступила в редакцию
10.XI. 1993

УДК 553.94:551.735(477.8)

© 1994 Шульга В. Ф.

КАРБОНОВЫЕ УГЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЬВОВСКО-ВОЛЫНСКОГО БАССЕЙНА

Приведены результаты формационного анализа угленосных отложений нижнего и среднего карбона Львовско-Волынского бассейна: методика исследования, состав, строение, угленосность, палеогеографические обстановки накопления формации и отдельных ее частей — угленосных подформаций. Подчеркивается значение проведенного исследования для познания процессов образования и сравнительного анализа верхнепалеозойских угленосных формаций склонов щитов и примыкающих к ним прогибов, прогнозной оценки угленосности и условий отработки угольных залежей, повышения эффективности и качества поисково-разведочных и горно-эксплуатационных работ на уголь. Отмечается необходимость изучения единой угленосной мегаформации Львовско-Волынского и Люблинского бассейнов.

Открытие Львовско-Волынского каменноугольного бассейна является значительным достижением отечественной угольной геологии послевоенного периода. Особенности геологического строения, угленосности, качества угольных пластов, условия образования угленосных отложений этого бассейна рассмотрены в ряде монографий [3—5, 8, 16, 17, 22, 23]. В самое последнее время нами проведен комплексный формационный анализ ниже- и среднекарбонных угленосных отложений бассейна, основные результаты которого излагаются в статье.

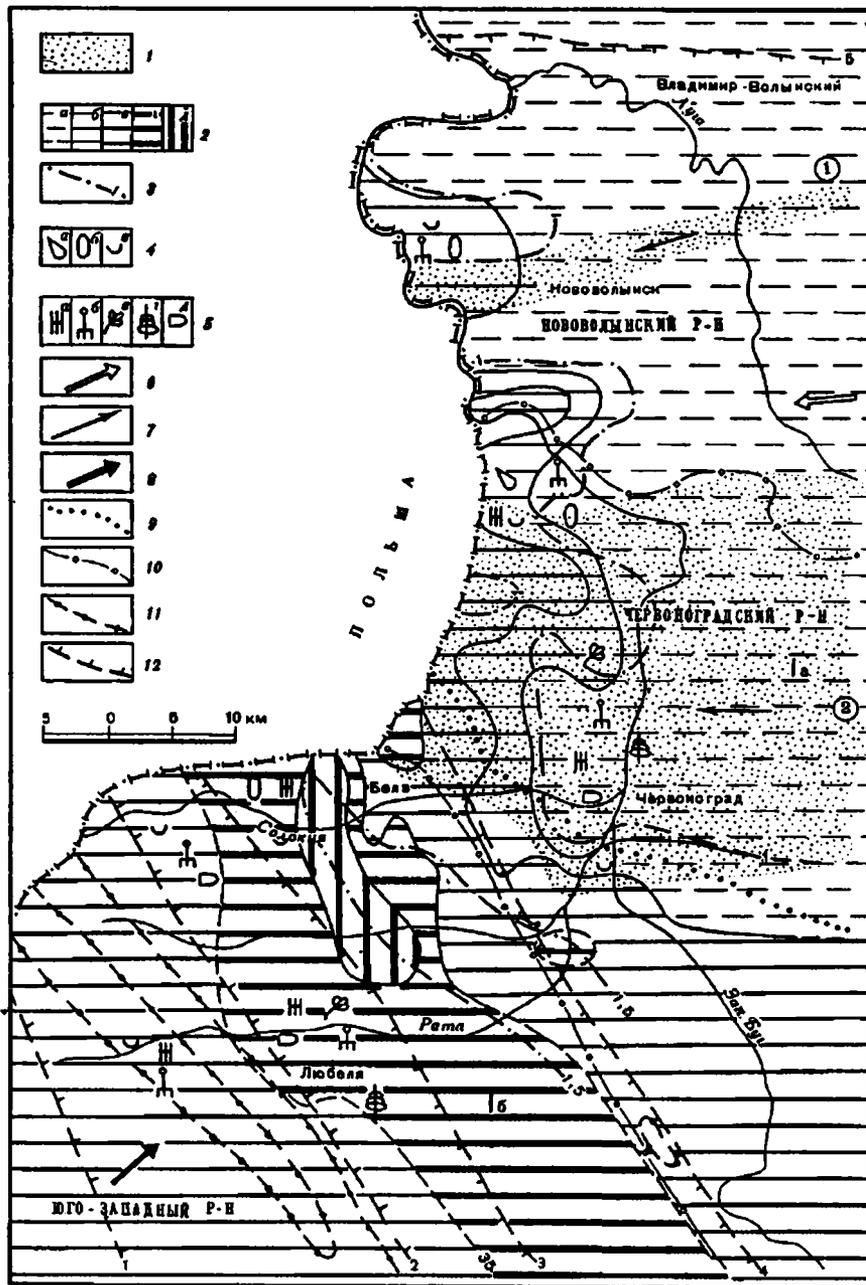
Угленосная формация располагается на крайнем северо-западе Украины в пределах Львовского палеозойского прогиба и западного погруженного склона Украинского щита (УЩ) на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Площадь развития угленосных отложений протягивается в субмеридиальном направлении вдоль государственной границы с Польшей на расстояние более 120 км при ширине от 5 до 50 км. В пределах бассейна с севера на юг выделяются Нововолинский и Червоноградский углепромышленные районы, а также Юго-Западный угленосный район (фиг. 1).

Фиг. 1. Литолого-палеогеографическая карта Львовско-Волынского бассейна времени формирования нижней угленосной подформации (средний визе — поздний серпухов)

Литолого-палеогеографические зоны и подзоны: 1 — море мелкое, лагуны, приморские озера, заболоченные приморские низменности: 1а — подзона менее активного опускания (градиент мощности 5 м/км), повышенного распространения песчано-алевритовых осадков устьев и низовьев рек (25—30%), пониженного распространения алеврито-глинистых, углистых осадков торфяных болот (0,9%), приморских озер, лагун (20—25%); 1б — подзона более интенсивного опускания (градиент мощности 6,5—7,5 м/км) повышенного распространения глинистых, углистых осадков торфяных болот (1,2%), приморских озер, лагун (30—35%), пониженного распространения песчано-алевритовых осадков устьев и низовьев рек (4—10%).

1 — устья рек (песчаники, алевриты); 2 — число угольных пластов (а — до 20, б — 20—25, в — 25—30, г — 30—35, д — > 35); 3 — общий коэффициент угленосности, %; 4 — фауна (а — неморские двусторки, б — морско-лагунная, в — морская); 5 — флора (а — членисто-стебельные — каламиты, б — плауновидные, в — птеридоспермы, г — папоротники, д — кордаиты); 6 — основное направление сноса материала; 7 — направление течений; 8 — направление трансгрессий моря; 9 — 11 — границы (9 — литолого-палеогеографических подзон, 10 — угленосных районов, 11 — современного развития подформаций); 12 — тектонические нарушения.

Современные тектонические нарушения: 1 — Рава-Русский разлом, 2—4 — зоны надвигов (2 — Нестеровская, 3 — Бутынь-Хлевчанская, 4 — Белз-Милытинская); 5 — Северный (Владимир-Волынский) разлом. *Палеоречные системы* (арабские цифры в кружках): 1 — Луцкая, 2 — Горохово-Ровенская



Фиг. 1

Развитие речной сети	Ширина зоны углеобразования, м	Угленосность	Преобладающие органические вещества наплавления, вещества углей	Цикличность	Литологический состав	Флора	Фауна "следы жизни"	Конкреции
Широкое	Более 100	Высокая. Коэффициент общей угленосности 2%, промышленной - 0,3%. Развито до 40 устойчивых и относительно устойчивых пластов среднего и средней сложности строения. Рабочих пластов - 8	Обводненные и периодически обводненные проточные легкие торфяные болота	Отчетливая мелкая и средняя. Среди циклов преобладают аллювиально-озерно-лагунные мощностью 8-20 м	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, многочисленные пластовые угли и редкие пласти известняков	Членистоногие, плауновидные, птеридоспермы	Широкое развитие немарских обустварок. Обширное представление лагуной, марско-лагуной и марской фауны. Широкое развитие зобов, иловодов и морских рожниц жидкотельных. В низах подформации широкое развитие морских двустворчатых (пасидоний) и гониатитов	Широкое развитие жабланов, прослов. Лодыженное содержание $FeSO_4$
Ограниченное	Более 200	Сравнительно слабая. Коэффициент общей угленосности - 1%, промышленной - 0,1%. Развито до 45 устойчивых пластов преимущественно простого строения. Рабочих пластов - 4	Обводненные сильно обводненные застойные торфяные болота	Более или менее отчетливая. Среди циклов преобладают морские. Мощность циклов весьма изменчива от 5-7 до 25-30 метров	Аргиллиты, алевролиты, известняки, песчаники, многочисленные пласты углей	Плауновидные, членистоногие, птеридоспермы	Разнообразная преимущественно стеновалинная фауна прибрежной зоны моря. Ограниченное развитие следов жизнедеятельности организмов	Широкое развитие конкреционных прослов, лимз. Повышенное содержание $CaCO_3$, $MgCO_3$



Фиг. 2. Сравнительная характеристика подформаций угленосной формации Львовско-Волынского бассейна

1 — уголь; 2 — известняк; 3—4 — коэффициент угленосности (3 — общий, 4 — промышленный); свиты: vl — владимирская, us — устиужская, rg — порицкая, bz — бужанская, mg — морозовичская, рш — паромовская, kr — кречевская, iv — иваничская, lš — лишнянская

Отложения каменноугольной системы с перерывом залегают на терригенно-эвапоритово-карбонатной формации среднего и верхнего девона. В основании карбона располагается терригенно-карбонатная формация турне — среднего визе (хоревская, куличковская и олесковская свиты) мощностью до 120 м. Выше залегают параличская угленосная формация, относимая по возрасту к среднему визе и серпуховскому ярусу нижнего карбона, а также башкирскому ярусу среднего карбона. Выше со значительным перерывом располагается среднеюрская терригенная пестроцветная формация, на которой залегают эвапорито-карбонатная формация верхней юры.

Ранее [20, 21] к угленосной формации относили весь разрез карбона Львовского палеозойского прогиба. Исходя из анализа условий образования каменноугольных отложений мы считаем, что такой формацией является лишь часть разреза, расположенная выше мощной (до 115 м) толщи известняков с прослоями аргиллитов (олесковская свита — $У_0$), практически не содержащей угольных пластов. В формационном плане это имеет принципиальное значение, определяя в общем регрессивно-трансгрессивную направленность процессов образования угленосной формации Львовско-Волынского бассейна. В ее составе выделяются две более мелкие части (подформации), характеризующиеся определенными особенностями состава, строения, угленосности, условиями образования (фиг. 2): нижняя — слабоугленосная болотно-морская регрессивная и верхняя — высокоугленосная аллювиально-озерно-болотно-лагунная регрессивно-трансгрессивная. Границей между ними является пласт известняка N_2 или вмещающая его толща аргиллитов с посидониевой и гониатиновой фауной.

Расположение бассейна, с одной стороны, на погруженном склоне УЩ, а с другой — в непосредственной близости к складчатому сооружению Карпат, определило общий региональный наклон пород карбона на юго-запад под углом $1-2^\circ$, распространение линейной складчатости, а также широкое развитие дизъюнктивных нарушений, связанных с подвижками кристаллического фундамента (см. фиг. 1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Опыт работ в Московском и Донецком бассейнах [9, 11, 24, 33] показывает, что в бассейнах с относительно высокой степенью разведанности исследования, направленные на выявление состава, строения, угленосности и условий накопления формаций должны опираться на региональное крупномасштабное геологическое картирование. Характерно для него значительное число относительно равномерно распределенных на площади точек наблюдений, изучение сравнительно небольших по мощности разновозрастных частей разреза.

Применявшаяся нами методика исследований состоит из двух основных частей. Первая предусматривает крупномасштабное (1 : 25 000) картирование угольных пластов, включающее составление литолого-стратиграфических профилей формации, детализационных морфологических разрезов и крупномасштабных карт морфологии пластов угля. Вторая часть включает в себя крупномасштабное (1 : 100 000) палеогеографическое картирование, предусматривающее подробное литогенетическое описание разрезов, составление литогенетических и фациальных профилей, палеогеографических карт. При этом осуществлялся комплекс литолого-фациальных, фациально-циклических, фациально-геохимических, конкреционных, фациально-палеоэкологических, палеотектонических, палеопотамических исследований. Палеогеографические карты строились для трех этапов формирования циклов, вмещающих угольные пласты (седиментационные циклы 1-го порядка): 1) конца регрессии и широкого заболачивания местности; 2) максимума регрессии моря и наибольшего развития торфяных болот и сапропелевых озер; 3) конца максимума трансгрессии моря перед его регрессией [9, 25, 33]. На картах показаны палеогеографические области, направления сноса материала, течений палеорек, а также регрессий и трансгрессий моря; современные границы распространения циклов и угольных пластов, генетический контур нулевой мощ-

Группы фаций и фации угленосной формации

Фации (число литогенетических типов)	Условные обозначения
<i>Преимущественно континентальная группа</i>	
Песчаных и алевритовых осадков устьев и низовьев рек (11)	УР
Алевритовых, песчаных и глинистых осадков пойм рек (7)	Пр
Алевритовых и песчаных осадков зарастающих водоемов (3)	Вз
Глинистых и алевритовых осадков заболоченных приморских низменностей (4)	Нзп
Углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот и сапропелевых озер (1)	Бзз
Углистых осадков торфяных болот и сапропелевых озер	Бт
<i>Переходная группа</i>	
Глинистых и алевритовых осадков приморских озер, сильно опресненных лагун и заливов (7)	Оп
Глинистых и алевритовых осадков лагун (3)	Л
Алевритовых и песчаных осадков подводных гряд (1)	Гп
<i>Морская группа</i>	
Глинистых и карбонатных осадков прибрежного мелкого моря (18)	Мпм
Глинистых и карбонатных осадков относительно удаленной от берега зоны мелкого моря (2)	Моу
<i>Группа фаций разного генезиса</i>	
Переслаивание алевритовых и глинистых осадков водоемов разного характера — приморские озера, лагуны, заливы, прибрежное мелкое море (3)	Вр

ности пласта, линии расщеплений, контуры распространения рабочей мощности пласта, син- и эпиторфяных замещений и размывов пласта; текстуры пород, фауна, флора, конкреции и другие генетические признаки.

Учитывая широкое развитие палеорек в период накопления угленосной формации и их большое влияние на образование угольных пластов, в масштабе 1 : 100 000 были закартированы области развития аллювиально-дельтовых отложений.

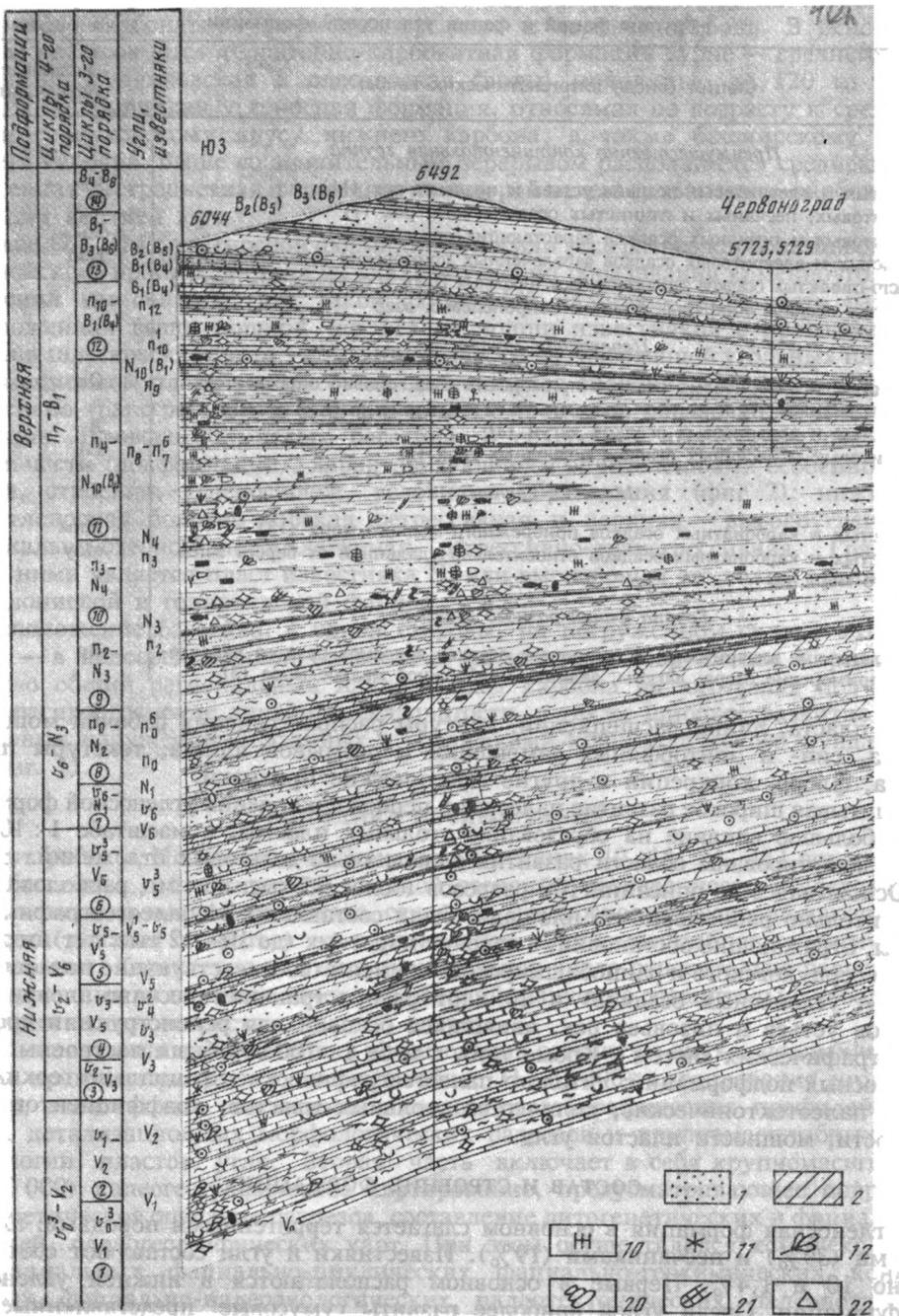
Основываясь на описании 100 разрезов (более 35 тыс. пог. м), расположенных относительно равномерно на площади, были составлены 24 палеогеографические карты, отражающие обстановки, в течение коротких (до 10—12 тыс. лет) отрезков позднеерпуховского и раннебашкирского времени (соответствующие по мощности 5—8 м угленосных осадков) и 20 карт распространения песчано-алеваитовых осадков устьев и низовьев рек, явившихся основой для реконструкции древних гидрографических систем¹. Кроме того, в м-бе 1 : 100 000 были построены карты угленосных подформаций: литолого-палеогеографические, фациально-геохимические, палеотектонические, количества угольных пластов, коэффициентов угленосности, мощности пластов угля.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ФОРМАЦИИ

Угленосная формация в основном складывается терригенными породами: алевритами (39%) и песчаниками (19%). Известняки и угли составляют соответственно 10 и 1,4%. Первые в основном располагаются в нижней угленосной подформации. Среди углей наиболее развиты гумусовые, представленные кларено-дюренами и дюрено-кларенами. Широко распространены также гумусо-сапропелевые и сапропелевые угли (богхеды, кеннель-богхеды).

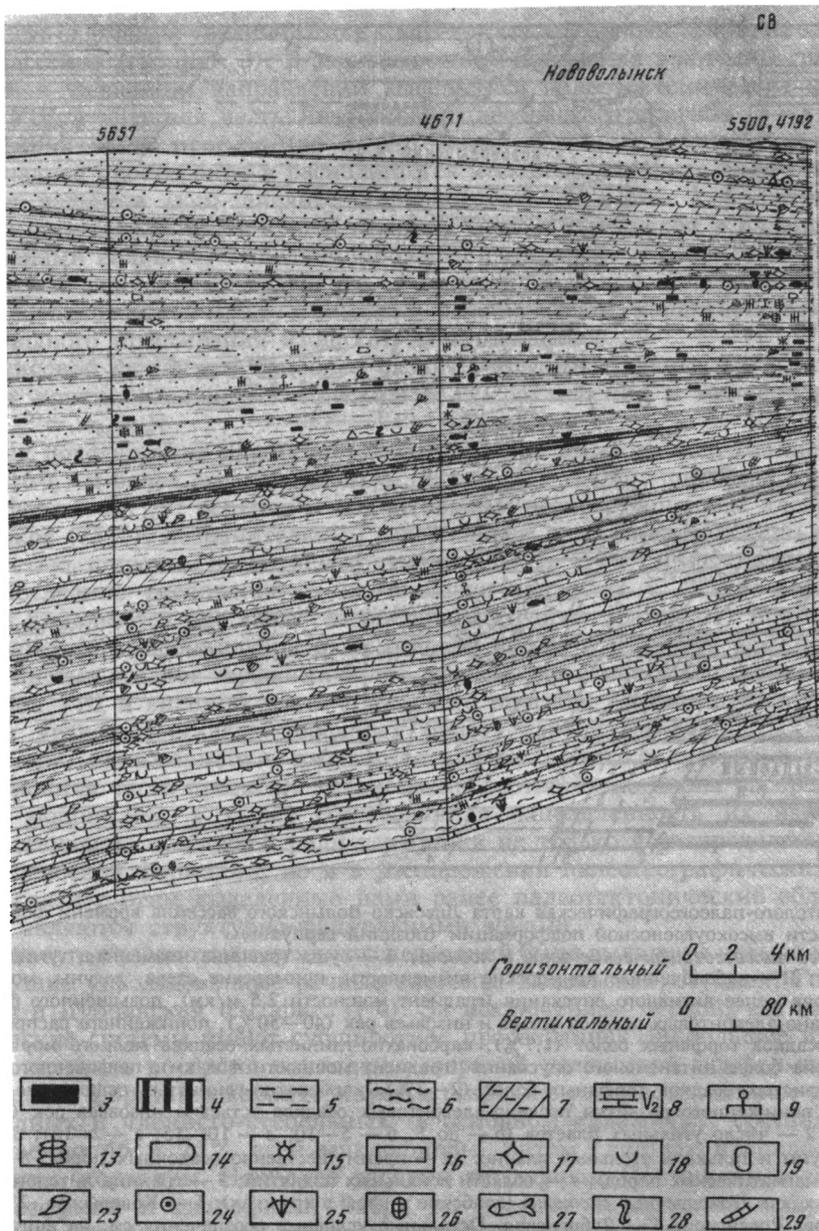
Формация является сложным полифациальным образованием. В ней выделены четыре группы фаций, объединяющие (кроме углей) 11 фаций и 60 литогенетических типов (табл. 1).

¹ В описании разрезов принимали участие В. И. Гарун, Б. И. Лелик, С. С. Савенок, Е. А. Сковородникова.



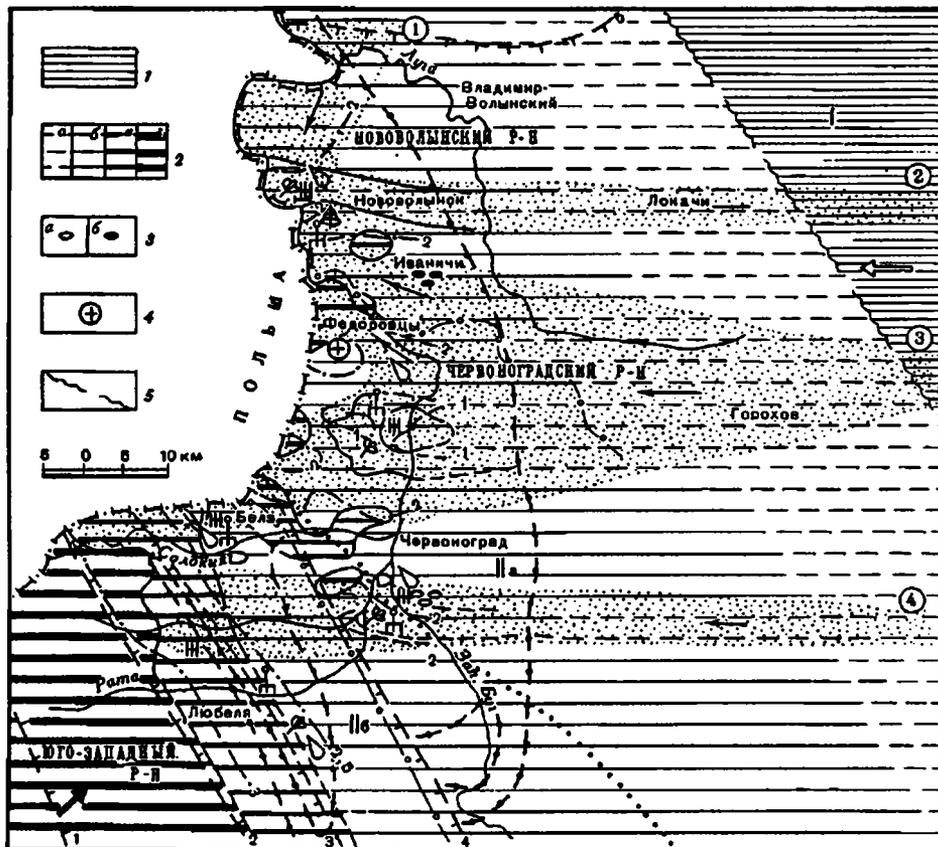
Фиг. 3 (левая часть)

Литогенетические типы и фации закономерно сменяются в разрезе, образуя многократно повторяющиеся парагенетические ассоциации — генетические седиментационные циклы. К элементарным циклам (первого порядка) относятся занимающие сотни квадратных километров, устойчивые по мощности (не менее 3—5 м) ассоциации литогенетических типов и фаций, свидетельствующие о



Фиг. 3. Фациально-палеоэкологический профиль угленосной формации по направлению Нововольнск — Черноград — Рава-Русская

1—7 — фации (1 — устье, низовьев, пойм рек, 2 — зарастающих водоемов, заболоченных приморских низменностей, 3 — торфяных болот и сапропелевых озер — угольные пласты, 4 — заиляющихся торфяных болот и сапропелевых озер — углистые аргиллиты, 5 — приморских озер, лагун, подводных гряд, 6 — мелкого моря, 7 — частое чередование фаций зарастающих водоемов, заболоченных приморских низменностей, приморских озер, лагун); 8 — пласты известняков; 9—15 — флора (9 — плауновидные, 10 — каламиты, 11 — клинолистники, 12 — птеридоспермы, 13 — папоротники, 14 — хордаиты, 15 — стигмарины); 16—29 — фауна (16 — неморские двустворки, 17 — морские двустворки, 18 — брахиоподы, 19 — лингулы, 20 — гастроподы, 21 — наутилоидеи, 22 — гониатиты, 23 — кораллы, 24 — криноидеи, 25 — мшанки, 26 — трилобиты, 27 — рыбы, 28 — ходы илюедов, 29 — норки роющих животных). Черным цветом показаны наиболее эвригалинные формы



Фиг. 4. Литолого-палеогеографическая карта Львовско-Волинского бассейна времени формирования верхней части высокоугленосной подформации (поздний серпухов)

Литолого-палеогеографические зоны и подзоны: I — суша (равнина низменная, гумидная, денудационная); II — заболоченные приморские низменности, приморские озера, лагуны, море мелкое: IIa — подзона менее активного опускания (градиент мощности 2,5 м/км), повышенного распространения песчано-алевритовых осадков устьев и низовьев рек (40—50%), пониженного распространения углистых осадков торфяных болот (1,7%), карбонатно-глинистых осадков мелкого моря (3—8%); IIб — подзона более интенсивного опускания (градиент мощности 4 м/км), повышенного распространения углистых осадков торфяных болот (2—3%), карбонатно-глинистых осадков мелкого моря (8—12%), пониженного развития песчано-алевритовых осадков устьев и низовьев рек (30—40%); I — суша; 2 — число угольных пластов (a — до 5, б — 5—10, в — 10—15, г — > 15); 3 — экзотические валуны и гальки в угольных пластах (a — преимущественно осадочных пород, б — преимущественно магматических пород); 4 — области локальных поднятий; 5 — граница литолого-палеогеографических зон. *Палеоречные системы* (арабские цифры в кружках): 1 — Ковельская, 2 — Луцкая, 3 — Горохово-Ровенская, 4 — Дубненская. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

смене более глубоководных условий накопления осадков менее глубоководными и повторном переходе к более глубоководным обстановкам. В нижней угленосной подформации преобладают морские циклы весьма изменчивой (от 5 до 30 м) мощности, в верхней — аллювиально-озерно-лагунные, озерно-лагунные мощностью 8—20 м. Циклы высокого порядка состоят из сочетания более мелких циклов, повторяющихся и закономерно изменяющихся (от преобладающего регрессивного характера к трансгрессивному или наоборот) вверх по разрезу. В угленосной формации, являющейся седиментационным циклом 6-го порядка, установлено два цикла 5-го порядка (соответствующие угленосным подформациям), пять — 4-го порядка, 14 — 3-го порядка, свыше 20 — 2-го порядка и более 100 — 1-го порядка (см. фиг. 2 и фиг. 3).

Мощность формации увеличивается к юго-западу, превышая 1300 м на западной окраине бассейна (см. фиг. 3). В зависимости от изменения величины градиента мощностей в указанном направлении выделяются палеотектонические области: 1) склон УЩ и внешняя часть Львовского палеозойского прогиба (3—5 м/км), 2) внутренняя часть прогиба (до 6—7,5 м/км). Граница между ними имеет северо-западное простирание и располагается несколько севернее Белз-Миятинской зоны надвигов (юго-западнее Червонограда) (см. фиг. 1 и фиг. 4). На периферии внутренней части прогиба (между Белз-Миятинской и Бутынь-Хлевчанской зонами надвигов) выделяется область шириной 8—12 км, отличающаяся более низкими значениями градиента мощностей (2 м/км). Для зоны шириной до 20 км, расположенной между Сокалем и Червоноградом, характерно изменение северо-западного простирания изопахит на субширотное.

В угленосной формации наиболее развиты континентальные (47%) и переходные от континентальных к морским (32%) отложения и менее — морские (21%).

Нижняя подформация характеризуется довольно высоким содержанием известняков (16%) и более ограниченным — песчаников (14%), широким развитием морских фаций (28%); верхняя — значительным распространением алевролитов и песчаников (75%), незначительным содержанием известняков (0,2%), высокой угленосностью, широким развитием континентальных (57%) и переходных (33%) фаций. Последние располагаются на площади зонально. С северо-востока на юго-запад выделяются две зоны северо-западного простирания: 1) повышенного распространения песчано-алевритовых осадков устьев и низовьев рек, пониженного — углистых осадков торфяных болот, карбонатно-глинистых осадков мелкого моря (склон УЩ и внешняя часть Львовского прогиба; 2) повышенного распространения углистых осадков торфяных болот, карбонатно-глинистых осадков мелкого моря, пониженного — песчано-алевритовых осадков устьев и низовьев рек (внутренняя часть прогиба). Установлены соответствие плана распределения фаций и мощностей, а также согласованная направленность их изменений, свидетельствующие о ведущей роли тектоники не только в распределении мощностей угленосной формации, но и в расположении палеогеографических обстановок. В связи с этим выделенные нами ранее палеотектонические области по существу являются структурно-фациальными зонами.

В результате палеопотамических исследований были выявлены четыре крупные долгоживущие унаследованные речные системы: Ковельская, Луцкая, Горохово-Ровенская и Дубненская (см. фиг. 1, 4). За исключением первой, все палеогидрографические системы имеют субширотное простирание. Наибольшее их оживление происходило во время накопления верхней угленосной подформации.

Угленосная формация характеризуется широким распространением остатков плауновидных и членисто-стебельных (в основном каламиты), составляющих соответственно 46 и 25% всей макрофлоры. Затем следуют птеридоспермы, папоротники, кордаиты. Наиболее развиты гигрофиты. Подчиненное значение имеют мезофиты и гидрофиты. Вверх по разрезу содержание макрофлоры сначала увеличивается, достигая своего максимума в средней части угленосной формации (низы лишнянской свиты, средняя и верхняя части бужанской свиты), а затем уменьшается. Верхняя угленосная подформация отличается от нижней большим развитием остатков гидрофитов (каламитов) и мезофитов, меньшим — гигрофитов.

В отложениях формации наиболее распространены двустворчатые моллюски (32%), среди которых преобладают неморские (20%) и брахиоподы (27%). Менее развиты криноидеи, кораллы, гастроподы, наутилоидеи, аммоноидеи, рыбы, мшанки, трилобиты. В известняках широко представлены фораминиферы. Большую часть макрофауны составляет прикрепляющийся бентос (47%). Менее развит зарывающийся, неподвижный и подвижный бентос, составляющий соответственно 20, 20 и 4% макрофауны. В угленосной формации широко представлены ходы илоедов и норки роющих животных. Вверх по разрезу содержание фауны

сокращается, а число «следов жизни» увеличивается. Исключением являются неморские двустворки, рыбы и аммоноидеи.

В направлении от мелких водоемов к более глубоким установлены четыре сменяющихся экологических комплекса двустворчатых моллюсков: 1) многочисленные неморские прикрепляющиеся, свободнолежащие и подвижные формы (*Najadites*, *Curvirmula*, *Anthraconaja*, *Carbonicola*) — фауна устьев и низовьев рек, зарастающих водоемов, приморских озер, сильно опресненных лагун и заливов. Биоценозы преимущественно моно- и политаксонные; 2) относительно многочисленные зарывающиеся, прикрепляющиеся, свободнолежащие формы (*Nuculavus*, *Palaeoneilo*, *Phestia*, пектиниды, *Posidonia*) — фауна лагун. Биоценозы преимущественно моно- и политаксонные; 3) многочисленные стеногалинные псевдопланктонные, зарывающиеся формы (*Posidonia*, *Palaeoneilo*, *Nuculopsis*, *Phestia*, пектиниды, *Edmondia*, *Selenomyalina*) — фауна прибрежного морского мелководья. Биоценозы моно-, олиго- и политаксонные; 4) малочисленные стеногалинные, преимущественно зарывающиеся формы (*Palaeoneilo*, *Nuculopsis*, пектиниды) — фауна мелкой удаленной от берега зоны моря. Биоценозы преимущественно поли- и олиготаксонные. Подобные экологические комплексы установлены также и для брахиопод.

В направлении от суши к морю происходит закономерное изменение фитоориктоценозов. В континентальной, переходной и морской группах фаций их содержание равно соответственно 68, 26 и 6%. Однако это сокращение происходит неравномерно. Первый максимум развития фитоориктоценозов (60%) соответствует песчано-алевритовым и глинистым отложениям пойм рек и в меньшей степени — заболоченных приморских низменностей. Здесь преобладают моно- таксонные ориктоценозы стигмарий хорошей сохранности и аппендиксов, секущих породы, стволов каламитов, листьев и стеблей птеридоспермов и политаксонные фитоориктоценозы стигмарий и аппендиксов, стволов каламитов, стеблей и листьев плауновидных, птеридоспермов, папоротников. Это автохтонные и ги-поаллохтонные фитоориктоценозы. Второй максимум распространения орикто- ценозов (25%) связан с алеврито-глинистыми отложениями приморских озер, сильно опресненных лагун и заливов. Преобладают аллохтонные фитоорикто- ценозы, широко представленные всеми типами обеих выделенных групп. Весьма редко встречаются стигмарии хорошей сохранности и аппендиксы, секущие породы. Далее по мере удаления от берега число и разнообразие типов фито- ориктоценозов уменьшается. Широкое развитие листьев кордаитов в аргиллитах фации прибрежного мелкого моря, по-видимому, связано с транспортировкой их воздушным путем.

Для угленосной формации характерно значительное развитие конкреций. Коэффициент конкрециенности в среднем равен 0,6%, колеблясь для циклов 3-го порядка от 0,1 до 4,6%. Наиболее распространены конкреционные линзы и прослои (54%), менее — образования неправильной формы. Большая (68%) часть конкреций располагается в аргиллитах кровли угольных пластов, меньшая — в аргиллитах и алевролитах почвы. В последнем случае преобладают конкреции неправильной формы. По данным В. П. Стасива, содержащиеся в угленосной формации конкреции являются поликомпонентными и полиминеральными образованиями, представленными сидеритом, сидероплезитом, анкеритом, пистомезитом. Морфология и состав конкреций закономерно меняются от суши к морю. В области болот, лагун, прибрежных аккумулятивных форм (подводных гряд) образовались конкреции в основном неправильной формы. В морских осадках формировались преимущественно конкреционные линзы и прослои, причем основная их масса образовалась в прибрежной мелководной зоне. В направлении от суши к морю происходит увеличение в конкрециях содержания CaCO_3 и MgCO_3 , и уменьшение — FeCO_3 . Аналогичная направленность изменения химического состава конкреций отмечается вниз по разрезу при переходе от верхней подформации к нижней, отличающейся более мористым характером, а также в латеральном направлении с востока на запад (от области сноса к морю).

Угленосность карбоновой угленосной формации

Подформация	Число угольных пластов		Мощность угольных пластов, м		Коэффициент угленосности, %	
	общее	рабочих	общая	рабочая	общий	промышленный
Верхняя	23	7	6	5,6	2	0,9
Нижняя	27	1	6	0,7	1	0,1
В целом по формации	50	8	12	6,3	1,4	0,5

УГЛЕНОСНОСТЬ

В формации развито до 88 пластов и прослоев угля (в среднем 50 пластов), из которых рабочей мощности достигают 30 [8]. Угольные пласты относятся к категории тонких и весьма тонких. Наиболее часто они имеют мощность 0,2—0,4 м. Средняя мощность рабочих пластов составляет 0,7—0,9 м. Редко их мощность достигает 2,25 м. Наибольшее количество тонких пластов расположено в нижней угленосной подформации. В целом пласты характеризуются относительной выдержанностью на площади, неустойчивой мощностью, простым и сложным строением. Степень метаморфизма углей увеличивается на юго-запад в направлении возрастания мощности формации: от длиннопламенных и газовых в Нововолынском районе, до жирных и коксовых — в Юго-Западном.

Приведенные в табл. 2 данные наглядно подтверждают известное ранее положение о возрастании вверх по разрезу как общей, так и промышленной угленосности [17]. Это происходит неравномерно и носит четко выраженный циклический характер (см. фиг. 2). Нижние, реже средние (регрессивные) части циклов 4-го порядка характеризуются более высокой угленосностью (общей и промышленной), чем верхние. Наиболее высокой угленосностью отличается средняя часть цикла п₇-в₁, соответствующая верхней половине бужанской свиты — основной промышленно-угленосной свиты бассейна, расположенной в верхней угленосной подформации. Снизу вверх циклически, согласно с коэффициентами угленосности, изменяется также число пластов угля на 50 м разреза.

Существенные изменения угленосности отмечаются и по площади бассейна. Причем это явление имеет направленный (зональный) характер. Как следует из данных, приведенных на фиг. 1, 3, число угольных пластов нижней подформации увеличивается с северо-востока на юго-запад (в направлении возрастания мощности угленосных отложений), достигая своего максимума на северо-западе Юго-Западного района. Далее к юго-западу намечается уменьшение числа пластов в разрезе подформации. В целом с северо-востока на юго-запад выделяются зоны слабой, значительной и максимальной угленосности, с развитием соответственно до 30 и более пластов угля. Границы зон имеют в общем северо-западное простирание и извилистую конфигурацию, в значительной степени обусловленную снижением угленосности в областях деятельности широтных палеогеографических систем. Изложенные выше особенности изменения угленосности подтверждаются также сходным характером изменения коэффициента общей угленосности и суммарной мощности угольных пластов.

Подобно нижней угленосной подформации, увеличение угленосности верхней подформации также происходит с северо-востока на юго-запад (см. фиг. 4). Однако наряду со сходством общей зональной направленности изменения угленосности отмечаются и различия. Сравнивая фиг. 1 и 4, можно сделать вывод о смещении к югу на 10—15 км зоны максимальной угленосности верхней

подформации по сравнению с нижней. Установленное явление характерно также и для промышленной угленосности. При переходе от нижней угленосной подформации к верхней максимумы промышленной угленосности смещаются вверх по разрезу в юго-западном направлении. Второе отличие заключается в том, что в нижней подформации с северо-востока на юго-запад число угольных пластов, их суммарная мощность, коэффициент угленосности вначале возрастают, а затем уменьшаются. Для верхней подформации это явление не характерно. На крайнем западе современной области распространения верхней подформации уменьшение угленосности не установлено. По сравнению с нижней подформацией зона значительной угленосности имеет прерывистый характер, связанный с более интенсивной деятельностью палеорек. Возрастание количества угольных пластов к юго-западу связано с региональными расщеплениями угольных пластов, обусловленными тектоническими процессами, вызывавшими неравномерное прогибание области торфонакопления, а также появлением новых пластов угля (см. фиг. 3).

Изложенные выше особенности вертикального и латерального изменений состава, строения и угленосности формации обусловлены условиями ее образования (см. фиг. 2).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ФОРМАЦИИ

В результате проявления бретонской фазы герцинского орогенеза в пределах Львовского палеозойского прогиба, зародившегося в начале раннего девона, прекращается образование терригенно-эвапорито-карбонатной формации среднего и верхнего девона и на длительное время (турне — начало среднего визе) устанавливается континентальный режим с размывом девонских образований и накоплением терригенных отложений. Лишь временами континентальные условия сменялись морскими и происходило образование известняков. Активизация тектонических процессов сопровождалась вулканической деятельностью и образованием в Люблинском бассейне (окрестности Недзвицы—Люблина, а также Коука — Влодавы — Лукова) покровов базальтов [10, 35]. Денудационные процессы обусловили пенепленизацию территории бассейна, образование кор выветривания. В этот период сформировалась маломощная терригенно-карбонатная формация (хоревская и куличковская свиты). Последовавшая после этого обширная трансгрессия моря обусловила повсеместное накопление мелководных, преимущественно карбонатных осадков (олесковская свита) на территории Львовско-Волинского и Люблинского бассейнов [14, 17, 35].

Вторая половина среднего визе знаменует начало нового этапа развития Львовского палеозойского прогиба. Существенно меняются тектонический режим, палеогеографические обстановки накопления осадков, их состав и строение разреза. Тектонические движения становятся менее контрастными, охватывают обширные площади и характеризуются значительной частотой, обусловившей многочисленные трансгрессии и регрессии моря на фоне общей его регрессии. Относительно быстрые перемещения береговой линии приводили к частой смене одних обстановок осадконакопления другими. При этом наиболее существенным явилось развитие обстановок, обусловивших формирование угольных пластов. На протяжении весьма продолжительного периода от середины визе и, по крайней мере, до среднего карбона включительно, на территории бассейна формировались относительно мощные терригенные полифациальные циклически построенные толщи с прослоями углей и известняков. Тектонический режим, палеогеографические обстановки осадко- и торфонакопления претерпели определенные изменения, которые обусловили особенности строения и угленосности разреза и явились критериями для выделения в угленосной формации двух подформаций. Для времени образования нижней подформации были характерны: широкое развитие морских обстановок, кратковременность регрессий моря и осушений местности, ограниченность распространения палеоторфяников, слабое развитие

палеорек, верховья которых располагались на востоке в области УЩ, в отдельные периоды покрываемого морем. Изучение различных фаунистических групп показало, что морские бассейны в период накопления нижней угленосной подформации широко сообщались не только с бассейнами Западной Европы, но и с восточно-европейскими морями [6, 7, 31, 32, 34].

Ширина зоны углеобразования превышала 200 км². Основное торфонакопление происходило в условиях сглаженного рельефа и влажного тропического климата в обстановке заболоченных площадей, расположенных на открытом побережье мелкого моря. Относительно более благоприятными для формирования торфяников условиями характеризовалась южная часть бассейна (см. фиг. 1, подзона 1б), находящаяся юго-западнее Червонограда в пределах внутренней части Львовского прогиба. В результате более интенсивного опускания территории и связанного с этим большого привноса терригенного материала в пределах этой части бассейна создаются условия компенсированной седиментации, благоприятствующие широкому заболачиванию местности и образованию палеоторфяников. Наиболее оптимальными для торфонакопления условиями отличалась северо-западная часть Юго-Западного района (между Белз-Милятинской и Бутынь-Хлевчанской зонами надвигов), характеризующаяся наиболее стабильным тектоническим режимом. Далее к юго-западу, по мере увеличения морских и переходных обстановок, условия для углеобразования становятся менее благоприятными. Промышленная угленосность имеет локальный характер, приурочена к занимающим более высокое гипсометрическое положение восточной и центральной части бассейна, а также связана с активной деятельностью гидрографических систем, поддерживающих компенсационный режим седиментации (пласт у₆ на юге Червоноградского района).

Общая регрессивная направленность, обусловленная восходящими движениями в области УЩ, приводила к отступлению моря в юго-западном направлении. При его отступлении происходило постепенное расширение континентальных обстановок осадконакопления и сокращение морских. В связи с этим условия, благоприятные для формирования торфяников, возникли все чаще и распространялись к юго-западу на все большие площади. С этим связана отмеченная ранее миграция угленосности (в том числе промышленной) в указанном направлении при переходе от древних отложений к более молодым, намечающиеся расщепления угольных пластов.

Начальный этап образования угленосной формации завершился в середине позднесерпуховского времени крупной морской трансгрессией с накоплением известняка N₃ и мощной толщи аргиллитов, знаменуя собой смену палеогеографических обстановок от преимущественно морских и переходных (лагунных, заливных) — нижняя угленосная подформация, к континентальным и переходным (приморские озера, сильно опресненные лагуны и заливы) — верхняя подформация.

Накопление верхней подформации происходило на фоне дальнейшего общего подъема местности и отступления моря на юго-запад, определивших сокращение ширины зоны углеобразования до 100—150 км, широкое развитие континентальных обстановок, оживление четырех крупных речных систем, привнос большого количества терригенного материала из области размыта, расположенной в бутанское время на западном склоне УЩ в 50—60 км восточнее современной границы распространения подформации. Изучение состава обломочных отложений палеорек, а также экзотических включений в угольных пластах позволило установить неоднородный состав пород области сноса и выделить две терригенно-минеральные провинции: гранат-апатит-цирконовую (Нововолынский и Червоноградский районы) и апатит-циркон-гранатовую (Юго-Западный район) [30]. Материнское вещество углей накапливалось в обширных торфяных болотах и сапропелевых озерах, располагавшихся в пределах заболоченных низменностей на лагунно-заливном, дельтовом побережье. Сопряженный, унаследованный ха-

² В пределах украинской части бассейна.

раक्टर тектонических движений обусловил (как и в период накопления нижней подформации) существование двух структурно-фациальных зон и соответствующих им зон углеобразования: склон УЩ и внешняя часть прогиба (зоны слабого и значительного углеобразования) и внутренняя часть прогиба (зона максимального углеобразования). В связи с регрессивной направленностью седиментации условия, благоприятные для формирования торфяников, распространялись далее к юго-западу на все большие площади. Этим объясняется смещение в указанном направлении зоны максимальной угленосности верхней подформации по сравнению с нижней.

Устойчивая регрессивная направленность седиментации была прервана серией значительных морских трансгрессий в раннебашкирское время, определивших в целом регрессивно-трансгрессивный характер образования верхней угленосной подформации. В связи с тем что верхние части указанной подформации отсутствуют в Львовско-Волынском бассейне из-за мезозойского размыва, можно предполагать, что процесс накопления верхней аллювиально-озерно-болотно-лагунной угленосной подформации на указанной территории, как и на соседней площади Люблинского угольного бассейна, завершился обширной морской трансгрессией и формированием пачки известковых аргиллитов с известняком S_1 [35]. В указанном бассейне параличская формация вверх по разрезу сменяется лимнической (лимнофлювиальной) угленосной формацией вестфала. В целом нижняя параличская ниже- и среднекарбоновая угленосная формация Львовско-Волынского бассейна и верхняя лимническая среднекарбоновая формация Люблинского бассейна являются частями единой карбоновой угленосной мегаформации, занимавшей до посткарбоновых размывов обширную территорию. Нижняя слабоугленосная подформация Львовско-Волынского бассейна образовалась в начальную стадию пульсирующего опускания Львовского прогиба. Ее формирование связано с неблагоприятными для промышленного углеобразования условиями, что весьма характерно для начального периода накопления угленосных формаций. В этом смысле она является аналогом первой аллювиально-озерно-болотной слабоугленосной подформации юрской угленосной формации Южной Сибири [19], аячгинской подсвиты Печорского бассейна [12], ашлярикской свиты Карагандинского бассейна [13], нижней слабоугленосной болотно-морской подформации нижекарбоновой угленосной формации Донбасса [25]. Дальнейшему этапу развития прогиба, характеризующемуся более благоприятными условиями для промышленного углеобразования, соответствует верхняя высокоугленосная подформация Львовско-Волынского бассейна и лимническая угленосная формация, развитая в пределах Люблинского бассейна.

ЗНАЧЕНИЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НАУЧНЫХ И ПРАКТИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ

Изложенные выше результаты формационного анализа угленосных отложений бассейна расширяют и уточняют наши представления об особенностях состава, строения, угленосности, условиях осадко- и угленакопления начальных этапов образования верхнепалеозойских регрессивных, регрессивно-трансгрессивных параличских угленосных формаций склонов щитов и примыкающих к ним прогибов. Представляется возможным не только детально охарактеризовать крупный ранне- и среднекарбоновый этап углеобразования на юго-западной окраине ВЕП, но и осуществить сравнительный анализ угленосных формаций других бассейнов. Так, сравнение нижекаменноугольных формаций Львовско-Волынского и Донецкого бассейнов показало значительное сходство литолого-фациального состава, циклического характера строения, угленосности и характера ее вертикального и латерального изменения, мощности, строения и состава пластов угля, условий образования угленосных подформаций, обстановок осадко- и торфонакопления, свидетельствующих, по-видимому, о существовании причинных явлений общего порядка, обусловивших направленный, периодический характер процесса накоп-

ления формаций [27]. Это имеет важное значение для решения конкретных вопросов поисков, разведки и разработки угольных месторождений. В частности, исходя из установленного в Львовско-Волинском бассейне явления миграции угленосности вверх по разрезу в юго-западном направлении, перспективной для поиска угольных пластов рабочей мощности нижней подформации, является внешняя часть Львовского прогиба, а пластов верхней подформации — его внутренняя часть³. Палеореконструкции древних речных систем не только способствовали установлению неоднородности состава и расположения области сноса в пределах УЩ, но и явились научной основой для прогнозирования пораженности угольных пластов размывами, степени развития труднообрушаемых кровель, обводненности и загазованности горных выработок, для разработки мероприятий по выявлению и предотвращению влияния указанных горно-геологических факторов на условия эксплуатации угольных залежей [28]. В результате формационного анализа были составлены «Методическое руководство по документации размывов угольных пластов» [26], а также «Атлас литогенетических типов угленосных отложений бассейна» [33], являющийся продолжением работы, начатой ранее Л. Н. Ботвинкиной, Ю. А. Жемчужниковым, П. П. Тимофеевым, А. П. Феофиловой, В. С. Яблоковым [2], по составлению подобных атласов основных угольных бассейнов [1, 18, 29]. Представляя собой наглядное методическое пособие, атлас дает возможность осуществлять сравнительный анализ литологических, литогенетических типов и фаций угленосных отложений Львовско-Волинского бассейна с таковыми других угольных бассейнов. С целью внедрения результатов формационного анализа в практику разведочных и эксплуатационных работ для геологоразведочных и угледобывающих организаций бассейна составлены коллекции литологических, литогенетических типов, фауны, флоры и минеральных включений, которые способствуют повышению квалификации геологоразведчиков, шахтных геологов, улучшению документации керна скважин, подземных горных выработок и в конечном счете оказывают положительное влияние на эффективность и качество поисково-разведочных и горно-эксплуатационных работ на уголь.

Проведенное исследование показывает, что формационный анализ является важнейшим направлением изучения угленосных отложений. Ближайшая задача — сравнительный анализ каменноугольных угленосных отложений Львовско-Волинского и Люблинского бассейнов. Осуществление таких совместных с польскими геологами исследований позволит выявить общий историко-геологический процесс образования единой угленосной мегаформации и тем самым решить обширный круг научных, методических и практических вопросов.

Список литературы

1. Александров А. В., Желинский В. М., Коробицына В. Н. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна. М.: Наука, 1968. 226 с.
2. Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А., Тимофеев П. П. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 368 с.
3. Бражникова Н. Е., Ищенко А. М., Ищенко Т. А. и др. Фауна и флора каменноугольных отложений Галицийско-Волинской впадины. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 410 с.
4. Бобровник Д. П., Болдырева Т. А., Ищенко А. М. та і н. Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн. Київ: Вид-во АН УРСР, 1968. 144 с.
5. Бартошинская Е. С., Бык С. И., Муромцева А. А. и др. Угленосные формации карбона юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1983. 172 с.
6. Богословская М. Ф., Шульга В. Ф. Первые находки аммоноидей рода *Eumorphoceras* в карбоне Львовско-Волинского бассейна // Докл. АН Украины. 1992. № 11. С. 92—96.

³ Угольные пласты рабочей мощности во внешней зоне прогиба в последнее время были обнаружены при геологосъемочных работах [15].

7. *Вдовенко М. В.* Визейский ярус — западное расчленение и корреляция (по данным изучения фораминифер): Дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Киев: Ин-т геол. наук. АН УССР, 1977. 276 с.
8. *Вырвич Г. П., Гишавили Э. П., Дубич Э. Г. и др.* Каменные угли Львовско-Волынского бассейна. Львов: Вища шк., 1978. 174 с.
9. *Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др.* Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959—1960. 332 с.
10. *Желиховски А. М.* Тектоника Люблинского бассейна//Угленосные формации: Тр. 8-го Междунар. конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 5. М.: Наука, 1979. С. 113—119.
11. *Корсак О. Г., Шульга В. Ф., Нагорный Ю. Н. и др.* Методика прогнозной оценки условий разработки угольных пластов Донбасса на больших глубинах. Препринт АН УССР. № 85—13. Киев, 1985. 59 с.
12. *Македонов А. В., Сарбеева Л. И., Юдина М. А. и др.* История угленакопления в Печорском бассейне. М.; Л.: Наука, 1965. 247 с.
13. *Петренко А. А.* Каменноугольные отложения Карагандинского бассейна//Тр. Лабор. геол. угля. 1957. Вып. 7. С. 189—212.
14. *Пожички Ю.* Главные черты геологического развития Люблинского каменноугольного бассейна//Угленосные формации: Тр. 8-го Междунар. конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 5. М.: Наука, 1979. С. 165—174.
15. *Решко М. Я., Храпкин С. Г., Забигаило В. Е.* Состояние и перспективы развития угольной базы Львовско-Волынского бассейна//Проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых Запада Украинской ССР. Тез. докл. Т. II. Львов, 1989. С. 98—100.
16. *Стратиграфия УРСР. Т. V. Карбон.* Київ: Наук. думка, 1969. 410 с.
17. *Струев М. И., Исаков В. И., Шпакова В. Б. и др.* Львовско-Волынский каменноугольный бассейн. Геолого-промышленный очерк. Киев: Наук. думка, 1984. 191 с.
18. *Слатвинская Е. А., Ошуркова М. В., Лавров Б. В. и др.* Литогенетические типы отложений угленосного карбона Большой Караганды. Л.: Недра, 1984. 191 с.
19. *Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 207 с.
20. *Терентьев Е. Е.* Львовско-Волынский бассейн//Угленосные формации верхнего палеозоя СССР. М.: Недра, 1975. С. 54—75.
21. *Федущак М. Ю.* Особенности фациального состава волынской угленосной формации//Геология и геохимия горючих ископаемых. 1977. Вып. 48. С. 51—56.
22. *Федущак М. Ю., Куширук В. О., Бартошиньска Є. С.* Атлас мікроструктур вугілля Львівсько-Волыньського басейну. Київ: Наук. думка, 1974. 103 с.
23. *Федущак М. Ю., Радченко Л. В.* Качественные показатели углей продуктивных пластов карбона Львовско-Волынского каменноугольного бассейна. Киев: Наук. думка, 1988. 152 с.
24. *Шульга В. Ф.* О фациальном исследовании угленосных отложений южного крыла Подмосковского бассейна//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 6. С. 84—94.
25. *Шульга В. Ф.* Нижнекарбоновая угленосная формация Донецкого бассейна. М.: Наука, 1981. 175 с.
26. *Шульга В. Ф.* Методическое руководство по документации размылов и внедрений терригенных пород в угольных пластах Львовско-Волынского бассейна. Препринт АН УССР № 88—2. Киев, 1988. 42 с.
27. *Шульга В. Ф.* Методика изучения и сравнительный анализ нижнекарбоновых угленосных формаций Донецкого и Львовско-Волынского бассейна//Угленосные формации и закономерности размещения угольных бассейнов. Тез. докл. Т. I. Львов, 1991. С. 22—23.
28. *Шульга В. Ф., Караваев В. Я., Гарун В. И.* Влияние древних гидрографических систем на условия эксплуатации угольных месторождений Львовско-Волынского бассейна//Геология, поиски и разведка твердых горючих ископаемых. Геологопромышленная оценка угольных месторождений. Тула, 1986. С. 31—35.
29. *Шульга В. Ф., Игнатченко Н. А., Зайцева Л. Б.* Угленосные отложения и угли нижнего карбона Доно-Днепровского прогиба//Атлас литогенетических типов пород и углей. Киев: Наук. думка, 1987. 136 с.
30. *Шульга В. Ф., Караваев В. Я., Маничев В. И. и др.* Экзотические включения в угольных пластах Львовско-Волынского бассейна//Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 168—171.
31. *Шульга В. Ф., Богословская М., Гарун В. И.* Об аммоноидеях в каменноугольной угленосной формации Львовско-Волынского бассейна//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 1. С. 61—67.

32. Шульга В. Ф., Есин Д. П. Некоторые особенности распределения остатков рыб в каменноугольных отложениях Львовско-Волынского угольного бассейна//Тектоника и стратиграфия. 1992. Вып. 32. С. 74—78.
33. Шульга В. Ф., Лелик Б. И., Гарун В. И. и др. Атлас литогенетических типов и условия образования угленосных отложений Львовско-Волынского бассейна. Киев: Наук. думка, 1992. 176 с.
34. Эйно́р О. Л., Алекса́нтри-Садо́ва Т. А., Бете́хтина О. А. и др. Взаимоотношения и историческое развитие палеобиостратиграфических подразделений каменноугольных морей и суши Северного полушария//Стратиграфия карбона и геология угленосных формаций СССР. М.: Недра, 1979. С. 116—126.
35. Karbon Lubelkiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu geologicznego. CXXII. Warszawa, 1988. 276 s.

Институт геологических наук
АН Украины, Киев

Поступила в редакцию
15.IV.1992

УДК 552.5:551.7.022(574.4)

© 1994 Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н.

**ФОРМАЦИИ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ (хр. ЧИНГИЗ,
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

На основе реконструкции первоначального взаиморасположения отдельных формаций и формационных рядов вкрест простираения каледонских структур хр. Чингиз, изучения вещественного состава, текстурных и фациальных особенностей разнообразных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов среднего кембрия — среднего ордовика охарактеризованы три различные обстановки седиментации: 1) бассейны с корой океанического типа; 2) островодужные поднятия, их склоны и подножия; 3) обстановка тектонического скупивания, связанная с общим усложнением конседиментационных структур.

Как известно, современные активные окраины отличаются наибольшей сложностью тектонических процессов и многообразием седиментационных обстановок [1, 3, 4], отражающих изменения геодинамических условий формирования различных толщ в переходной зоне континент — океан как в пространстве, так и во времени. Для выяснения полной картины особенностей осадконакопления в таких обстановках, не всегда доступных непосредственному наблюдению, важное значение имеет изучение древних аналогов. Одними из них могут служить каледониды хр. Чингиз на востоке Центрального Казахстана, представлявшие в раннем палеозое активную окраину Казахстано-Сибирского, или Центрально-Азиатского, палеоокеана [2], с исключительно широким набором разнофациальных типов пород. Этот район имеет очень сложное покровно-чешуйчатое строение, расшифровка которого [7, 8, 11, 12] позволила провести палинспастические реконструкции, выстроить латеральные ряды конседиментационных структур, характеризующихся определенными вещественными комплексами, установить их природу и общие закономерности развития [9, 12].

На фиг. 1 показано реконструированное взаиморасположение отдельных формаций и формационных рядов вкрест простираения каледонских структур хр. Чингиз. Из этой фигуры видно, что среди формаций, распространенных в чингизских каледонидах, много вулканогенных. По особенностям состава, степени дифференцированности вулканических продуктов и характеру извержений они разделяются на две главные группы (например, колонки 4, 10, 12, 14—16, 33 и 3, 27—29, 31, 32а, 34 и др.) и отвечают двум основным классам древних структур Казахстана [5] — бассейнам с корой океанического типа, имевшим меланократовое основание из пород габбро-гипербазитового комплекса, и вулканическим поднятиям, сходным с современными островодужными. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации часто подчинены вулканогенным, однако более информативны и дают возможность судить о фациальных обстановках в пределах различных частей основных палеоструктур. Остановимся на кратком описании наиболее представительных конкретных примеров, ограничившись формационными рядами среднего кембрия и верхнего кембрия — среднего ордовика. Эти ряды достаточно полные, построены относительно просто и соответствуют двум крупным и принципиально одинаковым циклам в тектоническом развитии региона.

Все разнообразие чингизских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций среднего кембрия — среднего ордовика можно отнести к трем типам седиментации, характеризующим три различные геодинамические обстановки: 1) бассейнов с океанической и субокеанической корой краевоморского типа; 2) островодужных поднятий, их склонов и подножий; 3) тектонического скупивания, связанные с общим усложнением главных структур и возникавшие в основном в окружении островодужных поднятий.

БАССЕЙНЫ С КОРОЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

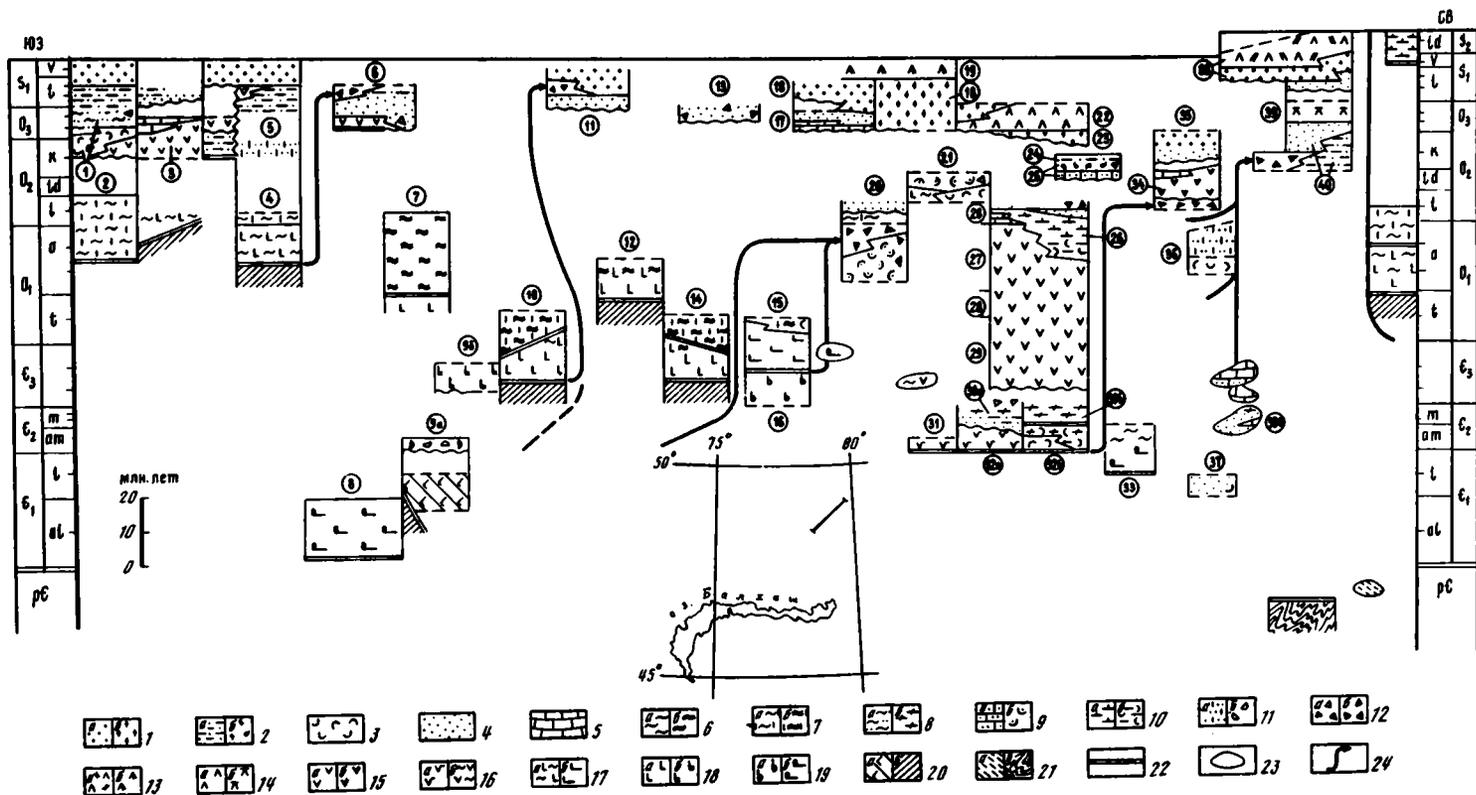
Для подобных палеоструктур наиболее характерны кремнистые формации, которые парагенетически тесно связаны с базальтами офиолитовой ассоциации, сменяют их вверх по разрезу и обычно слагают на них осадочный чехол. Особенно четко парагенез базальтовых и кремнистых формаций выражен в ранее- и среднеордовикских комплексах. Как правило, они сильно тектонизированы и сохранились лишь фрагментарно в составе тектонических пластин, чешуй или отдельных отторженцев внутри олистостромовых толщ. Тем не менее особенности строения сохранившихся кремнистых разрезов и их сравнение позволяют достаточно определенно судить об условиях осадконакопления в разных частях древних бассейнов.

Фтанито-яшмовая формация аренига — лланвирна (см. фиг. 1, колонку 7) залегает на ферробазальтах. Ее отличительной особенностью является переслаивание темно-вишневых яшм и фтанитов. В горах Ушкызыл наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Темно-вишневые тонкослоистые яшмы с тонкими слоями фтанитов 5—7 м
 2. Фтаниты серые и черные тонкослоистые. Слоистость обусловлена различной степенью обогащения слоев углеродистым материалом. Фтаниты почти не содержат остатков радиолярий, но богаты конодонтами. Среди них имеются отдельные прослои светлых фарфоровидных разностей, отличающихся наличием примеси тонкого пеплового материала кислого состава 70 м
 3. Глинисто-кремнистые сланцы слабоуглеродистые, пиритинозные с большим количеством радиолярий, отличающиеся тонкослоистыми, микросланцеватыми текстурами 20 м
 4. Темно-вишневые радиоляриевые яшмы, в нижней части марганцовистые. Яшмы обладают массивными текстурами 50 м
 5. Сургульные радиоляриевые яшмы, образующие слои мощностью 3—20 см, разделенные глинистыми примазками. На поверхностях напластования наблюдаются крупные бугорковые иероглифы типа капель геля, а также следы ползания червей 70 м.
- Общая видимая мощность формации около 200 м.

Присутствие в составе фтанито-яшмовой формации остатков планктонной фауны, появление сверху следов ползания илоедов свидетельствуют об относительно глубоководной обстановке седиментации. Наличие лишь очень тонких слоев, обогащенных глинистым и тонким пепловым материалом, позволяет говорить об удаленности разреза как от континентальных массивов, так и от островодужных поднятий. Накоплению кремнистых пород, расцвету радиоляриевого планктона способствовала, видимо, вулканическая деятельность. Смена фтанитов яшмами снизу вверх по разрезу отражает, по-видимому, постепенное расширение бассейна и улучшение циркуляции водных масс.

Яшмово-базальтовая формация конца раннего ордовика (см. фиг. 1, колонку 4) представлена зеленокаменно измененными базальтами, чаще всего без четкого шарового строения. Среди вулканитов спорадически встречаются маломощные прослои и линзы яшм, а также кремнисто-железистых пород. Базальты слабо дифференцированы, по химическому составу наиболее близки ферробазальтам океанов и низкомагнезиальным базальтам, характерным для некоторых окраинных морей [1]. Свообразными породами являются кремнисто-железистые образования, встречающиеся в кровле потоков базальтов на границе с яшмами. Они слагают непротяженные (3—10 м) горизонты и линзы мощностью 0,5—1 м и обладают флюидально-полосчатой текстурой с включениями обломков базальтов, яшм, а также плагиоклаза размером до 1—2 см, вытянутыми субпараллельно



Фиг. 1

флюидальности. Возможно [10], они являются продуктом подводной газогидротермальной деятельности, связанной с базальтовым вулканизмом.

Яшмы образуют пласты и линзы мощностью 0,3—3 м и обладают вишневой окраской, полосчатой, линзовидно-полосчатой (из-за диагенетических преобразований), иногда брекчиевой текстурой. В последнем случае обломки яшм, фрагменты частично растащенных слоев яшм цементируются кремнисто-железистой гелевидной массой, сходной по составу с кремнисто-железистыми породами, которые образуют секущие жилообразные тела в подстилающих базальтах. Нередко в яшмах отмечается примесь тонкого пеплового материала (гематитизированное стекло, кристаллокласты) или слои мощностью 1—2 мм, редко 1—2 см градационно-слоистых или однородных тонкозернистых тефроидов. Тефрогенный материал, представленный кварцем и альбитом, приносился из удаленного источника глубоководными течениями (микрослоистые разности) или являлся результатом пеплопадов (слои с однородной текстурой). Яшмы содержат многочисленные остатки радиолярий, изредка спонгий.

Переслаивание ферробазальтов и рудоносных осадков позволяет говорить о накоплении формации вблизи активной тектонической зоны (разлом, зона спрединга?) на значительном расстоянии от проявлений эксплозивного вулканизма (островная дуга?), поставивших в бассейн тонкозернистую тефру кислого состава. Возможно, источник эксплозий с течением времени приблизился к области бассейновой седиментации, в результате чего вверх по разрезу стали появляться горизонты тонкозернистых тефроидов, и яшмово-базальтовая формация сменилась туффито-яшмовой.

Туффито-кремнистая формация верхов кембрия — тремадока (см. фиг. 1, колонки 10 и 14) слагает чехол существенно базальтовых формаций. В ее составе развиты грязно-зеленые тонкозернистые кремнистые туффиты и туффелиты с пирокластикой кислого состава, среди которых прослеживаются маломощные горизонты зелено-красных полосчатых яшм с редкими радиоляриями, а также фтанитов и углеродисто-кремнистых сланцев. В горах Токай кремнистые породы содержат меньше пирокластики и включают более богатый комплекс органических

Фиг. 1. Додевонские формационные ряды хр. Чингиз (с элементами палинспастической реконструкции)

1—19 — формации: 1 — нижнемоляссовые карбонатно-терригенная и терригенная (а), карбонатно-вулканогенно-терригенная (б), 2 — флишоидные терригенная (а) и тефрогенно-терригенная (б), 3 — тефротурбидитовая, 4 — терригенная, карбонатно-терригенная неритмичные, 5 — рифогенных известняков, 6 — яшмовая (а), фтанито-яшмовая (б), 7 — туффито-яшмовая (а), туффито-кремнистая (б), 8 — терригенно-туффито-кремнистая (а), туффито-карбонатно-кремнистая (б), 9 — терригенно-карбонатная (а), терригенно-туффитовая (б), 10 — терригенно-карбонатно-кремнистая (а), кремнисто-туффитовая (б), 11 — кремнисто-туффито-терригенная (а), карбонатно-терригенно-тефрогенная (б), 12 — олистостромовые с обвальными глыбовыми накоплениями (а) и фрагментами тектонических покровов (б), 13 — андезит-базальт-дацит-риолитовая (а), трахиандезит-оливин-базальтовая (б), 14 — трахибазальт-трахиандезитовая (а), трахи-андезитовая (б), 15 — базальт-андезит-дацитовая (а), андезит-дацит-риолитовая (б), 16 — базальт-риолитовая (а), яшмово-андезито-базальтовая (б), 17 — яшмово-базальтовая (а), карбонатно-кремнисто-базальт-андезит-базальтовая (б), 18 — базальтовая (а), базальт-диабазовая (б), 19 — щелочно-базальтовая (а), карбонатно-базальтовая (б); 20 — зеленые сланцы по базальтам и туффитам (а), меланжированный габбро-гипербазитовый комплекс (б); 21 — метасаммитовые кварциты (а), зеленые сланцы, порфириоиды, кварциты (б); 22 — тектонические граниты; 23 — глыбы — олистостромах и меланже; 24 — направление и время шарьирования.

Цифры в кружках — свиты и географические привязки безымянных толщ: 1 — кувская, 2 — горы Отызбес, 3 — бабанская, 4 — балгашокинская, 5 — горы Кызылкаин, 6 — верховья р. Самсы, 7 — ушкызыльская, 8 — балкыбекская, 9 — район к югу от гряды Кызылжал, 10 — горы Токай, 10—11 — левобережье р. Балкыбек к западу от гряды Кызылжал, 12 — гряда Кызылжал, 13 — южный склон хр. Акчатау, 14 — к северу от гор Токай и горы Шапактас, 15 — к северо-востоку от гор Коксенгир, 15—16 — гряда Караадыр к югу от гор Токай, 17 — акдомбакская, 18 — альпеиская, 19 — жумакская, 20 — горы Шапактас, 21 — р. Шаткалан, 22 — намасская, 23 — талдыбойская, 24 — сарагадская, 25 — бестамская, 26 — найманская, 27 — сарышокинская, 28 — маматская, 29 — карагутуйская, 30 а, в — чингизтауская и майданская, 30 б — чингизтауская, 31 — коксенгирская, 32 а — зербкызыльская, 32 б — зербкызыльская и майданская, 33 — окпектинская, 34 — абаевская, 35 — к юго-востоку от гор Зербкызыл, 36 — правобережье р. Аягуз, 37 — едрейская, 38 — доненжальская, 39 — жартауская, 40 — карагачская. На врезке показано положение формационного профиля

остатков — радиолярий, спикул губок, беззамковых брахиопод и конодонтов. Отсутствие вулканомиктового материала, тонкая зернистость тефроидов и туффитов, представляющих собой осадки пеплопадов, бескарбонатность разрезов и появление яшм заставляют предполагать образование формации в относительно глубоководных частях бассейна, не столь удаленных от вулканического поднятия, как области накопления яшмово-базальтовой и, особенно, фтанито-яшмовой формаций. Вероятно, туффито-кремнистая формация является промежуточным звеном между разрезами центральных участков бассейна и рассмотренными ниже формациями подножий и склонов островодужных поднятий (фиг. 2).

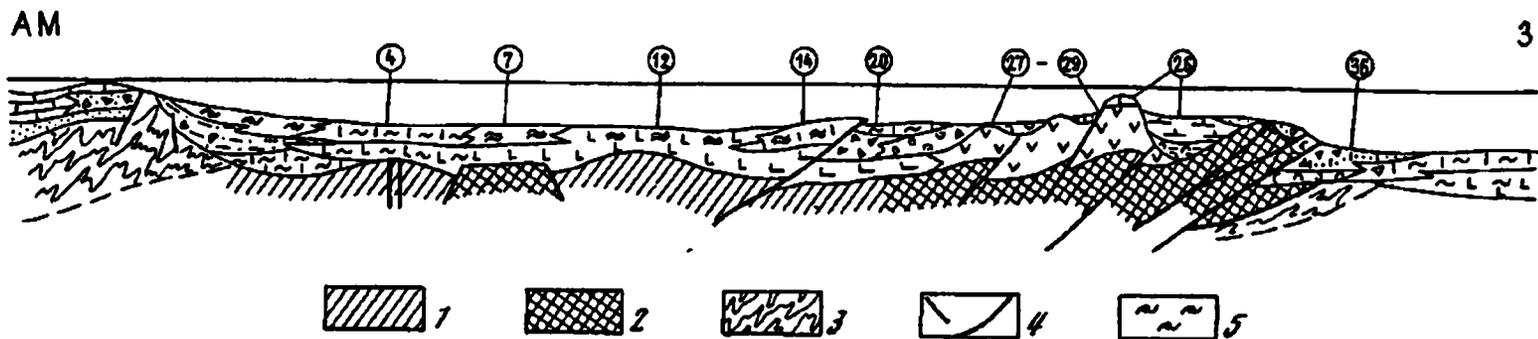
ОСТРОВОДУЖНЫЕ ПОДНЯТИЯ

Разрезы, характеризующие этот тип палеоструктур, имеют на Чингизе гораздо лучшую сохранность, чем бассейновые комплексы, и отличаются большим разнообразием. В периоды активизации островодужного вулканизма получили распространение преимущественно пирокласто-осадочные формации, которые по латерали и вертикали были тесно связаны с дифференцированными вулканическими комплексами и образовались в основном в результате их размыва и за счет пирокластического материала. Подобные формации обычно составляют непрерывные латеральные ряды, отражающие степень переработки и дальность переноса кластики от центров извержений, а также степень разбавления ее карбонатным или кремнистым материалом. Другая группа формаций накапливалась в обстановке отмирания вулканических дуг, свойственной, для подводного хр. Кюсю-Палау в Филиппинском море [13], который потерял свою магматическую активность и испытал постепенное погружение. Рассмотрим обе ситуации главным образом в рамках двух вулканических эпох.

Карбонатно-терригенно-тефрогенная формация амгинского яруса среднего кембрия (см. фиг. 1, колонку 9а) залегает несогласно с размывом на милонитизированных базальтах нижнего кембрия, слагавших фундамент краевой части среднекембрийской островной дуги. Нижние 400—500 м разреза формации сложены зелеными, табачно-зелеными полимиктовыми песчаниками, которые выше постепенно сменяются пачкой мощностью около 500 м вулканогенно-осадочных пород — тефроидов, туфопесчаников, туффитов с пирокластикой основного и кислого состава. По всему разрезу спорадически встречаются непротяженные линзы и оползневые глыбы обломочных и органогенно-обломочных известняков.

В основании формации присутствует горизонт конглобрекчий, а также грубо- и разнозернистых песчаников, состоящих из обломков плагиоклаз-актинолит-эпидотовых сланцев и базальтов подстилающего комплекса. В песчаной фракции брекчий присутствуют, кроме того, вулканы андезитового и дацитового состава, гранитоиды, гранофиры, известняки, а также зерна кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Столь разнообразный состав обломочной фракции конглобрекчий свидетельствует об их базальном характере и формировании за счет фундамента дуги, частично метаморфизованного, прорванного гранитами и представленного вулканическим комплексом преимущественно базальтового состава с небольшим участием средних и кислых эффузивов. Слабая окатанность обломочного материала свидетельствует о его быстром захоронении.

Вышележащие песчаники образуют слои мощностью 3—10 см, отличающиеся инверсионным и маятниковым типом градационной слоистости с изменением гранулометрии от грубопесчаной с примесью гравия до мелкопесчаной. Особенности текстур позволяют относить песчаники к осадкам незрелых турбидных потоков, накапливавшихся в верхней части палеосклона. Вверху пачки присутствует горизонт калькаренитов, содержащих до 30—50% зерен плагиоклаза, кварца, частично карбонатизированных вулкаников кислого, среднего и основного состава, а также туфопелитов. Изредка встречаются единичные зерна серпентинитов, эпидота, апатита, роговой обманки, измененного биотита. Присутствие в составе калькаренитов довольно крупных обломков раковин, отсутствие сор-



Фиг. 2. Палинспастический профиль для раннего — начала среднего ордовика

1—3 — комплексы основания: 1 — меланократового (кора океанического типа), 2 — зон тектонического сжатия, 3 — блоков с корой континентального типа; 4 — разломы; 5 — фтанитовая формация. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1
 AM — Актау-Моинтинский массив, З — Зайсанский бассейн

тировки обломочного материала, его хорошая окатанность, небольшое количество цемента свидетельствуют о мелководных условиях седиментации. В верхах этой пачки встречена экзотическая глыба известняков с трилобитами среднего кембрия. При этом во вмещающих песчаниках наблюдается шлейф из известнякового щебня. Некоторые разности песчаников обладают обильным карбонатным цементом, содержащим включения органогенного детрита. Очевидно, экзотическая глыба известняков близка по возрасту вмещающим карбонатно-терригенным отложениям и была лишь незначительно перемещена вниз по склону из более мелководной зоны островного шельфа. Размыв этих известняков на мелководье давал начало калькаренитам, а обвалы и оползни поставляли материал в верхнюю часть склона в виде глыб и отторженцев, сопровождавшихся шлейфами щебнистого материала.

В средней части разреза формации в песчаниках появляется пирокластический материал контрастного состава, количество которого вверх постепенно увеличивается. Это кристаллокласты кварца и альбита, эпидота, титаномагнетита, а также литические фрагменты, представленные базальтами и андезито-базальтами, измененным вулканическим стеклом. Тефроиды включают экзотическую глыбу розовых известняков и известковистых гравелитов, состоящих из прекрасно окатанных на мелководье зерен базальтов, вторичных кварцитов по вулканитам кислого состава, туффитов. В верхней части разреза в тефроидах и туффитах появляются четкие признаки градационной слоистости, свойственные относительно зрелым тефротурбидитам, что говорит об углублении обстановки седиментации, возможно, о постепенном погружении части островодужного поднятия. В тонкозернистых туффитах встречены редкие радиоларии. Спорадически ритмичность тефроидов нарушается появлением линз туфоконгломератов, состоящих из обломков пород среднего и кислого состава, туффитов, иногда кварцитов. Завершают разрез формации органогенные известняки с четко выраженными текстурами оползания осадка в не полностью консолидированном состоянии. Известняки содержат включения шлаковых корок, глыбы эффузивов базальтового состава и прослои, обогащенные полимиктовым обломочным материалом.

Таким образом, накопление карбонатно-терригенно-тефрогенной формации происходило в верхней части склона островной дуги, вероятно, на террасе рядом с уступками, сложенными вулканитами в основном базальтового состава с относительно небольшой долей пород кислого и среднего состава, а также ультрабазитами и гранитами. Здесь же имелись карбонатные отмели и банки, обломочный материал с которых, а также отдельные оползневые глыбы периодически попадали на верхнесклоновую террасу с терригенной седиментацией. С течением времени на островодужном поднятии проявилась вулканическая деятельность риолит-базальтового состава с высоким коэффициентом эксплозивности. Пирокластический материал при этом выносился автокинетическими потоками на склон и отлагался в виде тефротурбидитов.

Туффито-карбонатно-кремнистая формация майского яруса (см. фиг. 1, колонки 30 а, б) сменяет вулканиты контрастной базальт-риолитовой формации, участвующей в строении среднекембрийской островной дуги, или с размывом перекрывает прорывающие их граниты. В составе формации преобладают зелено- и пестроцветные полимиктовые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты с пирокластикой кислого состава, тяготеющие к ее нижней части, которые сменяются выше и частично по латерали тонким ленточным или флишеподобным чередованием глинистых и кремнистых туффитов, фтанитоидов и известняков. Разрезы часто нарушены оползневыми процессами. Формация отличается четкой направленностью фациальных изменений по вертикали, отражающих постепенное затухание вулканической активности и одновременное углубление обстановки седиментации. Не менее четко проявлена и латеральная зональность, которая выражается в изменении состава осадочной кластики в зависимости от состава подстилающих пород, а также в смене фациального облика осадков, связанного с их отложением на разных формах палеорельефа

в виде серии террас и горстов на вершине и склоне погружающейся островной дуги.

В основании более южных разрезов (р. Кольденен, см. колонку 30а) развиты крупно- и грубозернистые бесструктурные песчаники, состоящие из обломков риолитов и кварца с небольшой примесью обломочных биотита и карбоната, которые через 0,5—1 м сменяются близкими по составу, но лучше сортированными песчаниками, обладающими пологоволнистой слоистостью прибрежно-морского типа или грубой потоковой слоистостью, характерной для аллювиально-делювиальных накоплений. Среди песчаников прослеживаются линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов, состоящих из хорошо окатанных галек и гравия гранитов, риолитов, кремнистых туффитов. Слои с потоковой слоистостью обогащены щебнем. Карбонатный обломочный материал также концентрируется в отдельных линзах. Мощность этой пачки около 10 м. Выше количество карбонатного материала постепенно увеличивается и песчаники сменяются пачкой тонкого (1—2 см) чередования органогенно-детритовых известняков с примесью кристаллоклад кварца и известковистых туффитов с пирокластикой кислого состава. В известняках имеются обильные остатки трилобитов и гастропод. Мощность пачки 4—5 м. Более верхние части разреза восстанавливаются по отдельным олистолитам и олистоплакам, залегающим среди глинистых алевролитов недалеко от места первоначального осадконакопления (мощности только видимые):

1. Тонкое чередование вишневых туфоалевролитов (слои по 5—20 см), туфопесчаников, красноцветная окраска которых вызвана большим количеством фрагментов гематитизированного стекла, и известковистых туфоалевролитов с карбонатными конкрециями (слои по 2—3 см), часто спаянными в конкреционные плиты 10—15 м
2. Розовые калькарениты с примесью гематитизированной гялокластики, отличающиеся невыдержанной слоистостью и многочисленными следами взмучивания и перемыва осадка . . . 5—7 м
3. Серые микритовые известняки 1—2 м
4. Тонкое ритмичное чередование серых микритовых известняков и микрослоистых фтанитоидов с примесью тонкой гялокластики кислого состава и остатками спикул губок 3—5 м

Северо-восточнее вдоль р. Кольденен разрез формации отличается грубообломочным составом, большей мощностью и отсутствием признаков карбонатности. Видимо, он накапливался ниже по склону палеодуги. В основании — мелко- и среднегалечные конгломераты грязно-зеленого цвета с хорошо окатанной галькой кислых эффузивов, туффитов и кварцитов, слагающие крупные волнистые серии (25—30 м), которые выше сменяются песчаниками с отдельными прослоями пудинговых конгломератов и гравелитов, обладающими крупной волнистой слоистостью прибрежно-морского типа (120—130 м). Верхняя часть разреза здесь также восстанавливается по олистоплакам. Выделяется пачка (0—15 м) зеленых туфопесчаников с прослоями и линзами гравия вулканомиктового состава и фрагментами оползших косослойчатых грубозернистых калькаренитов с примесью кристаллоклад кварца. Далее следуют вишневые микрослоистые туффиты с тонкими (2—3 см) прослоями кремнистых туффитов с радиолитями, которые через 2—3 м зеленеют и сменяются пачкой мощностью 15—20 м оливково-зеленых, серых и черных тонкослоистых фтанитоидов и туфосилицитов.

Северные разрезы туффито-карбонатно-кремнистой формации (горы Зербкызыл, колонка 30б) характеризуются наиболее глубоководными фациями и более обильной примесью пирокластического материала. В основании здесь отсутствуют базальные конгломераты и какие-либо признаки размыва, тефротурбидиты нижележащей базальт-риолитовой формации (колонка 32б) согласно сменяются мелко- и среднезернистыми туфами кислого состава и пеплистыми калькаренитами. По простиранию этот горизонт замещается оползевыми брекчиями, состоящими из карбонатно-тефрогенного матрикса и обломков известняков с трилобитами. Выше снова следуют оползевые брекчии мощностью 10—15 м, но состоящие из вишневых и голубовато-зеленых туфосилицитов. Верхнюю часть разреза образуют тонкослоистые мелкозернистые туффиты с признаками послей-

ных оползаний и включениями глыб зеленокаменно измененных базальтов из базальт-риолитовой формации. Завершает разрез, как и в районе р. Кольденен, пачка зеленых и серых кремнистых туфопелитов, кремней и фтанитоидов. Однако она отличается существенно большей мощностью (около 200 м) и содержит внизу прослой турбидитов, грубая фракция в которых представлена обломочным карбонатом, а мелкая и тонкая — тефрой кислого состава.

Необходимо еще раз подчеркнуть фациальную изменчивость рассмотренной формации, большое влияние на осадконакопление оползневых процессов, возникавших, видимо, при блоковом погружении отдельных частей островодужного поднятия. Другой особенностью является тонкая слоистость отложений, вызванная скорее всего не широким развитием отложений автокинетических потоков, а пульсационно-прерывистым характером эксплозивной и гидротермальной деятельности на конечных этапах развития кремнекислого вулканизма, которая накладывалась на фоновую терригенную и карбонатную седиментацию.

Новая, самая мощная и длительная вспышка островодужного вулканизма фиксируется на Чингизе непрерывно дифференцированной *базальт-андезит-дацитовой формацией верхнего кембрия — нижнего ордовика* (см. фиг. 1, колонку 29—27). Вверху она представлена сложным, изменчивым сочетанием лав, агломератовых туфов, туфовых брекчий с кристаллокластическими туфами, тефроидами и туффитами. Изредка встречаются непротяженные линзы органогенно-обломочных известняков и калькаренитов, содержащие маломощные слои карбонатно-кремнистых пород с остатками спикул губок.

На некоторых участках, представлявших ранее вулканические центры, преобладают лавы и грубообломочные туфы. Иногда подводящие каналы фиксируются цепочкой некков. Чаще сохраняются фрагменты построек стратовулканов, образованных переслаиванием литокластических туфов с редкими покровами лав. Они находятся в сложных фациальных соотношениях с пирокласто-осадочными породами типа тефроидов и туффитов, являющихся продуктами перемыва и переотложения пирокластического материала вулканов центрального типа в наземных и мелководных, а также в более глубоководных условиях на бортах депрессий, примыкавших к вулканическим постройкам, которые возвышались в виде островной гряды. Так, на восточном крыле Найманской синклинали в верхней части разреза 27 среди туфов различаются литокластические, агломератовые, литокристалло-, кристаллокластические и пепловые разности. Они нередко содержат включения вулканических бомб размером до 1 м. Туфы обладают беспорядочной текстурой, иногда с признаками грубой стратификации. В разностях, отложенных через толщу воды при пеплопадах, намечается градационная сортировка материала. Для тефрогенных пород характерны более пестрые окраски, отчетливо слоистые текстуры, часто с градационной сортировкой материала; типичны многочисленные следы оползания неконсолидированных осадков, внутриформационные размывы, внедрение и закатывание грубого материала в тонкий. Фация течений фиксируется косослойчатыми текстурами. Тефроиды, представляющие собой продукты перемыва тефры в мелководных и прибрежных условиях, отличаются прерывистой нечеткой слоистостью, часто постепенными изменениями зернистости, наличием следов размыва, не оформленного в слои тонкозернистого материала. Иногда среди них встречаются признаки грубой потоковой слоистости, отражающей деятельность временных потоков.

Тефроиды более глубоководных обстановок являются осадками незрелых турбидных потоков, характеризующимися флишеподобным ритмичным строением и градационной сортировкой материала. Мощность ритмов 0,7—2 м. В основании каждого ритма с резким контактом и признаками размыва залегает крупнозернистый тефроид, который постепенно сменяется среднезернистым, содержащим обычно обрывки пластов и «лепешки» туфопелитов. Завершается ритм тонкозернистым тефроидом или туфопелитом. В кровле туфопелиты нередко отличаются микрогоризонтальной или потоковой слоистостью. Микрослойчатые разности отражают, видимо, деятельность контурных течений, переотлагавших тефроген-

ный материал, который поступал лишь в периоды эксплозий. Тефроиды по составу не отличаются от туфов и состоят из фрагментов основной массы лав среднего, редко кислого состава, кристаллокласт плагиоклаза, иногда с подчиненным количеством кристаллокласт пироксена, в кремнекислых разностях — кварца, а также рогулек, обломочков эпидотизированного и хлоритизированного вулканического стекла, наибольшее количество которого отмечается в тонкозернистых разностях. Рудный минерал часто концентрируется в виде шлиха в пределах отдельных слоев.

В вышележащем комплексе пород (см. фиг. 1, 2, колонку 26) выделяются два формационных типа. Более западный (западное крыло Найманской синклинали) представлен преимущественно терригенным разрезом *терригенно-карбонатно-кремнистой формации позднего аренига*. Это 250-метровая толща зеленовато-серых песчаников, пудинговых конгломератов и гравелитов. В низах песчаники кварцевые, выше аркозовые. Чередуются горизонтально- и волнисто-слоистые разности. Слоистость подчеркивается обогащением отдельных прерывистых слоев хорошо окатанным гравием и галькой или углеродисто-глинистым материалом. В гальке преобладают вулканиды кислого состава, а также рогово-обманковые и жильные граниты, неокатанные обломки и глыбы органогенных известняков. По простирацию наряду с обломками известняков прослеживается маломощный горизонт косослоистых калькаренитов. Вверх по разрезу грубость обломочного материала уменьшается, появляются прослой алевролитов, начинают преобладать горизонтально-слоистые текстуры. Накопление этой части формации происходило в мелководной обстановке островного шельфа после прекращения в его пределах вулканической деятельности, когда стали преобладать процессы размыва вулканидов и прорывающих их гранитов.

Восточнее (восточное крыло Найманской синклинали) разрез более глубоководный, его мощность возрастает до 1000 м. Здесь вулканогенно-осадочные породы базальт-андезит-дацитовой формации постепенно сменяются отложениями *кремнисто-туффитовой формации среднего аренига* и более молодой *терригенно-карбонатно-кремнистой формации*, лишенной терригенной компоненты. Внизу наблюдаются светло-серые тонкослоистые тефроиды, туфопелиты с пирокластикой кислого состава, являющиеся осадками течений типа контуритов, и среднезернистые преимущественно полевошпатовые, кварц-полевошпатовые песчаники с единичными зернами гранитов, которые были отложены скорей всего зерновыми потоками. Затем следуют серые тонкослоистые кремнистые туфопелиты, известковистые туффиты с прослоями фтанитов, содержащими тонкостенные раковины брахиопод, граптолиты и конодонты. Их сменяют калькарениты с текстурами турбидитов и редкими остатками перетолженных трилобитов. Мощность ритмов 20—30 см. Разрез завершается горизонтом радиоляриевых фтанитов и граптолитовых кремнистых туфопелитов. По-видимому, эти породы накапливались в депрессии, возникшей в результате неравномерного блокового погружения позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги после прекращения интенсивной вулканической деятельности и перед началом процессов тектонического разрушения с формированием лланвирнских олистостромов (см. ниже).

Последний пример иллюстрирует особенности седиментации в приостроводужном прогибе, возникшем в заключительный этап позднекембрийско-среднеордовикского тектономагматического цикла на тыловом склоне островной дуги, сложенной андезит-дацит-риолитовой формацией (см. фиг. 1, колонку 34). Этот задуговой прогиб служил ловушкой для больших объемов обломочного материала. Выполняющие его среднеордовикские формации — терригенно-карбонатная, тефрогенно-терригенная и терригенная (см. колонку 24—25) характеризуются значительными мощностями, ритмичным флишеподобным строением, обилием вулканогенного материала, интенсивным проявлением оползневых процессов.

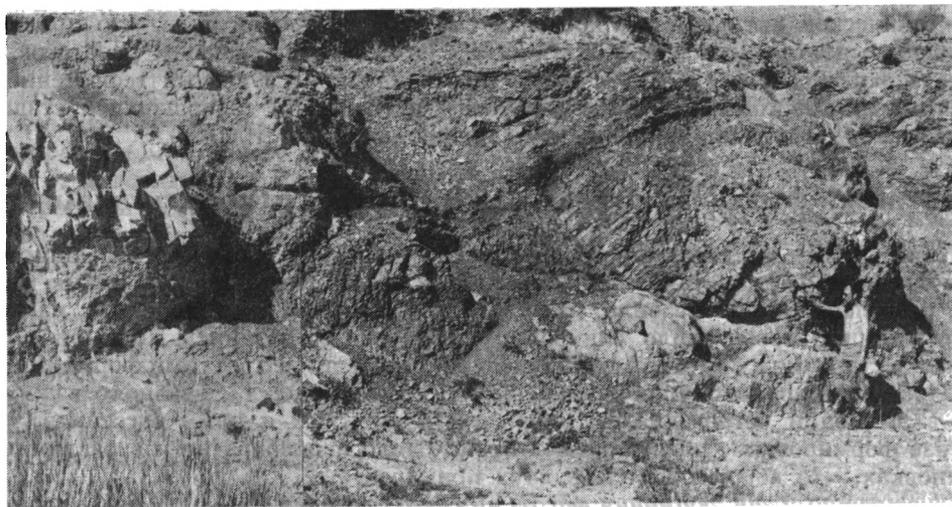
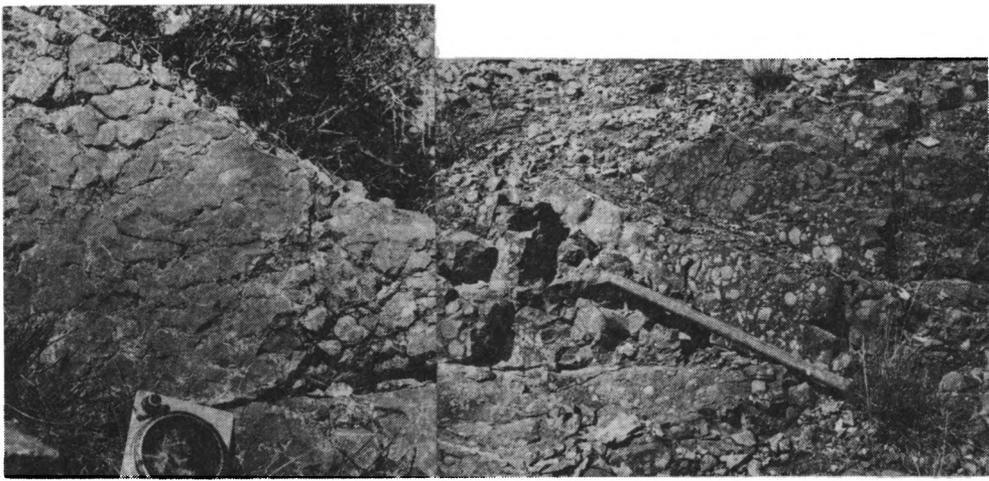
Терригенно-карбонатная формация начинается с аркозовых песчаников (40—50 м), отлагавшихся в прибрежных, частично наземных условиях, которые трансгрессивно залегают на раннеордовикских гранодиоритах или вулканидах

базальт-андезит-дацитовый формации верхнего кембрия — нижнего ордовика. Вверх по разрезу они сменяются 180-метровой пачкой карбонатных пород, слагающих основную часть формации. Карбонатные породы образуют слои мощностью 0,5—0,7 м, различающиеся составом и текстурными особенностями. Наблюдается переслаивание пеллетовых известняков, органогенно-обломочных известняков с ходами илоедов, микритовых известняков, калькаренитов и карбонатных брекчий. Органогенно-обломочные известняки состоят из обломков раковин брахиопод, гастропод, члеников криноидей, мшанок. В целом это продукты перемыва и переотложения на мелководье осадков мшанково-брахиоподовых отмелей внутренней части островного шельфа, венчавших по соседству вершины вулканических построек. В калькаренитах в том или ином количестве присутствует терригенная кластика, представленная обломками кристаллов кварца и плагиоклаза алевритовой размерности. Среди обломков карбонатов преобладают интракласты, в меньшем количестве присутствуют пелетты, обломки оолитов. В калькаренитах в основании пластов развита крупная волнистая слоистость прибрежно-морского типа, которая выше сменяется горизонтальной. Брекчии представляют собой результат взламывания неконсолидированного осадка в тектонически неспокойные периоды. Видимо, этот же процесс обусловил поступление и основной части интракласт в калькарениты. Венчающая пачка является переходной к вышележащей флишовой формации и представлена в основном калькаренитами комковатой текстуры, которая возникла в результате встряхивания и оползания не полностью консолидированного осадка. В целом накопление терригенно-карбонатной формации происходило в тектонически нестабильной обстановке островодужного шельфа, в основном защищенного от привноса терригенного материала, в период временного прекращения вулканической деятельности. Вероятно, это была отмель, отделенная от вулканического архипелага приливом.

Флишовая тефрогенно-терригенная формация (1300—2000 м) состоит из грязно-зеленых туфопесчаников, туфогравелитов, туффитов, тефроидов, характеризующихся четкой градационно-ритмичной слоистостью и присутствием маломощных горизонтов грубообломочных микститов. В обломках отмечается как тефрогенный, так и вулканомиктовый материал, а также карбонатный. Мелкозернистые породы содержат обильные остатки граптолитов.

В основании формации непосредственно выше калькаренитов залегают микститы, или «дикий» флиш [6]. При этом сначала между обломками подстилающих калькаренитов появляются глинистые примазки, выше обломки карбонатных пород начинают «плавать» в мелкозернистом матриксе микстита (фиг. 3, а), представляющем собой известковистый алевролит, который состоит из обломочков кварца, плагиоклаза и карбоната. Далее вверх по разрезу матрикс микстита становится более грубым, в нем появляется примесь пирокластического материала, включения становятся более крупными и разнообразными по составу (см. фиг. 3, б). Присутствуют олистоплаки и олистолиты органогенно-обломочных известняков, калькаренитов, песчанистых калькаренитов из подстилающей терригенно-карбонатной формации, а также единичные олистолиты гиалокластитов. Олистоплаки карбонатных пород обычно имеют комковатую, конгломератовидную текстуру, возникшую из-за оползания не полностью консолидированного осадка. Видимо, микститы накапливались в условиях интенсивно погружавшегося склона, формировавшегося на месте шельфа островной дуги. При этом главное осадкообразующее действие оказывали оползневые процессы. По нашим данным, неравномерное погружение было связано с затуханием вулканической активности в прилегающей части среднеордовикского островодужного поднятия и миграцией вулканизма к северо-востоку.

«Дикий» флиш сменяется выше тефрогенным флишем. Мощность ритмов 0,15—0,5 м. Преобладает песчаный элемент. В основании каждого ритма с эрозионным контактом залегает грубозернистый песчаник, реже туфогравелит с пирокластикой среднего состава и разнообразной вулканомиктовой кластикой



Фиг. 3. «Дикий» флиш в основании тейрогенно-терригенной формации среднего ордовика (правый берег р. Шаган). Видны различная степень дезинтеграции карбонатных пород (а) и крупные глыбы известняков (б)

(базальты, андезиты, риолиты, плагиоклаз, кварц, пироксен, известняки, туфопелиты с радиоляриями). Постепенно грубость материала уменьшается, породы обогащаются тонкой гиалокластикой. При этом в туфопесчаниках появляется конволютная слоистость. Венчается ритм мелкозернистым тейроидом (элементы АБВГ модели А. Бумы). Некоторые ритмы разделены прослоями туфоалевролитов, отличающихся тонкой горизонтальной или косой слойчатостью (осадки контурных течений). В основании вышележащего ритма обычно присутствуют обрывки пластов этих тонкослоистых туфоалевролитов. Такая последовательность спорадически нарушается отдельными горизонтами микститов, имеющих подводно-оползневое происхождение или представляющих собой осадки пастообразных потоков. Микститы состоят из обломков тейрогенных пород, близких по составу к матриксу, лишь изредка среди них встречаются небольшие глыбки базальтов. Кроме того, встречена вогнутая линза, грубозернистым бесцементным тейроидом, который содержит обрывки пластов взмученных и размывших в неконсолидированном состоянии туфопелитов. Видимо, это фация подводных русел. В целом нижняя часть формации может быть интерпретирована как отложения верхней

(проксимальной) части подводного конуса выноса обломочного материала, располагавшегося внизу склона и у подножия среднеордовикской островной дуги.

В средней части разреза характер градационно-ритмичной слоистости меняется. Грубо- и среднезернистые ритмы, близкие к вышеописанным или с выпадением элементов ВГ, расслоены довольно мощными (7—8 м) пачками однородных бесструктурных туфопелитов и тонкозернистых туфов, представляющих собой пелагические осадки, возникшие при осаждении пепла через толщу воды. Среди туфопелитов встречаются лишь маломощные (5—7 см) прослои тефроидов с тонкой косою слойчатостью течений. Грубозернистые ритмы эродированы тонкозернистыми осадками, а иногда и вложены в них. Видимо, слои тонкозернистых туфов и туфопелитов, прерываемые осадками течений, характеризуют фоновую пелагическую седиментацию, лишь спорадически прерывавшуюся деятельностью незрелых турбидных потоков, которые выносили в постепенно углублявшийся прогиб грубый туфрогенный и вулканомиктовый материал.

В верхней части разреза тефрогенно-терригенной формации число и мощность грубых ритмов снова увеличиваются, появляются отдельные олистолиты туфов и тефротурбидитов среднего состава. Видимо, в оползание вовлекались незадолго до того отложенные осадки. Это свидетельствует о новом всплеске вулканической и тектонической активности в пределах смежной островной дуги, что привело к усилению деятельности автокинетических потоков и оползневых процессов, а также к формированию новой лопасти подводного конуса выноса тефрогенного и вулканомиктового материала в задуговом прогибе. На завершающей стадии прогиб заполнялся лишь терригенными флишоидами (до 1000 м).

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СКУЧИВАНИЯ

Предыдущими исследованиями [7, 8, 11] было доказано, что большинство рассмотренных формаций слагает в настоящее время серию тектонических пластин, разделенных, как правило, мощными олистоострововыми толщами, накопление которых происходило синхронно с покровообразованием (см. фиг. 1). Изучение строения олистоостровов, их состава, парагенезов с другими формациями позволяет расшифровать многие особенности этого процесса, игравшего важную роль в эволюции островодужных поднятий и смежных с ними бассейнов. На Чингизе формирование олистоостровов происходило неоднократно и в различных обстановках, что хорошо видно на двух примерах.

Олистоострововая формация верхов нижнего ордовика (см. фиг. 1, 2, колонку 20) возникла, по нашим представлениям, в результате тектонического сжатия на краю позднекембрийско-раннеордовикского бассейна. В составе олистоострова (видимая мощность не менее 1000 м) выделяется относительно мелкообломочный матрикс, в который включены олистолиты, олистоплаки, а также крупные тектонические отторженцы (200×1000 м) различных более древних пород. В нижней части наблюдается чередование голубовато-зеленых кремнистых туффитов, грязно-зеленых туфопесчаников и глинизированных туфов среднего состава, а также плохо сортированных гравелитов, состоящих из обломков кремнистых туффитов и туфосилицитов. Спорадически встречаются невыдержанные по простиранию прослои конглобрекций с обломками вмещающих туфопесчаников, реже кварцитов и известняков. Во всех породах отмечаются следы оползания и взламывания неконсолидированного осадка, включения размером 0,5—3 м глыб кварцитов и известняков с фауной верхнего кембрия, а также гиалокластитов. Вокруг глыб в матриксе наблюдаются шлейфы более мелких обломков того же состава угловатой формы, более интенсивные оползневые текстуры. Видимо, оползание осадков провоцировалось перемещением крупных глыб.

Выше по разрезу в матриксе олистоострова преобладают мелкозернистые туффиты, туфоалевролиты и туфоаргиллиты с включениями щебня и обломков (микститы, или диамиктиты). Здесь находятся наиболее крупные пластины и олистоплаки. В верхней части формации исчезают глыбы и олистоплаки, а в

матрикс появляются более четкие признаки сортировки материала, более выдержанная ненарушенная слоистость. Однако и здесь встречены отдельные горизонты глинистых микститов с включениями мелкого щебня туфосилицитов. В составе обломочного материала матрикса преобладают кристаллокласты альбитизированного плагиоклаза, в меньшем количестве калиевого полевого шпата и кварца. Литические фрагменты присутствуют реже и представлены туфопелитами, туфосилицитами, базальтами, вулканитами среднего состава. В единичных зернах обнаружены кремнистые породы, граниты и вулканиты кислого состава. В целом преобладает вулканомиктовый материал, большая его часть была привнесена с находившегося северо-восточнее островного вулканического поднятия (см. фиг. 1, 2, колонку 29—27). Обломки и обрывки пластов туфосилицитов и туфопелитов представляют собой результат оползания фоновых осадков и их «вспарывания» высокоплотностными гравитационными потоками.

Заключенные в матрикс олистолиты, олистоплаки и тектонические пластины представлены тремя ассоциациями пород.

1. Афировые базальты, туфосилициты, яшмы, фтаниты и вторичные кварциты по ним из базальтовой, кремнисто-базальтовой и туффито-кремнистой формаций верхнего кембрия — тремадока (см. колонку 14).

2. Гиалобазальты, базальты, риолиты, криноидные обломочные известняки с примесью пирокластики основного и кислого состава, содержащие остатки трилобитов верхнего кембрия. Эта ассоциация относится к карбонатно-кремнисто-базальт-андезит-базальтовой и карбонатно-базальтовой формациям аналогичного возраста (см. колонку 15).

3. Андезиты с крупными вкрапленниками зонального плагиоклаза, пироксена и роговой обманки, а также их туфы, туфопелиты, известняки с примесью пепла, близкие в целом к породам островодужной базальт-андезит-дацитовой формации (см. колонку 29—27).

Состав матрикса и чужеродных для разреза включений показывает, что его формирование происходило недалеко от подножия позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги в период затухания в ее пределах вулканической деятельности, которая проявлялась лишь периодическими выбросами тefры (ср. с разрезом 26). Крупноглыбовый островодужный материал имеет обвальное-оползневое происхождение. Участие же в строении олистострома пластин и отторженцев, сложенных краевыми бассейновыми фациями, несомненно связано со становлением тектонических покровов. Наиболее возможной причиной покровообразования могло служить расширение морского дна внутренних частей окраинного бассейна — тылового по отношению к островной дуге (см. фиг. 2) — с соответствующим омоложением его коры (спрединг). На это указывает симметричное расположение фрагментов более древних базальтовых формаций относительно более молодой (см. фиг. 1, колонки 10, 12 и 14).

Олистостромовая формация начала среднего ордовика (см. фиг. 1, основание колонки 34) имеет мощность свыше 1500 м и накопилась перед фронтом островной дуги в результате шарьирования и разрушения островодужных комплексов, охватывающих возрастную интервал от среднего кембрия до раннего ордовика [7, 12]. Матрикс олистострома относительно тонкозернистый, как правило, обильный, хотя встречаются участки, где олистолиты прилегают друг к другу практически без цемента. В видимом основании матрикс представлен зеленовато-серыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с рассеянной хорошо окатанной галькой туффитов, известняков и роговообманковых гранитов. Породы обладают косослоистыми текстурами прибрежно-морского типа, которые выше сменяются горизонтально-слоистыми, отвечающими прогрессирующему углублению обстановки осадконакопления. В более верхних частях разреза матрикс состоит из табачно-зеленых однородных алевролитов, содержащих линзы и невыдержанные прослойки мелкозернистых полимиктовых песчаников. На некоторых участках песчаники преобладают, при этом в них появляется градиционная сортировка материала, характерная для осадков автокинетических потоков. Вблизи

олистолитов матрикс обогащен щебнем пород, слагающих эти включения. В составе обломочной фракции песчаников и алевролитов преобладают альбит и кварц, в меньшем количестве присутствуют вулканиды среднего и кислого состава, туффиты и туфосилициты, очень редко метаморфические породы. Обломочная фракция образована в основном за счет относительно зрелого вулканомиктового материала, возникшего при размыве и переносе продуктов разрушения дифференцированных вулканических серий. Меньшее значение имел эдафогенный туфитовый материал.

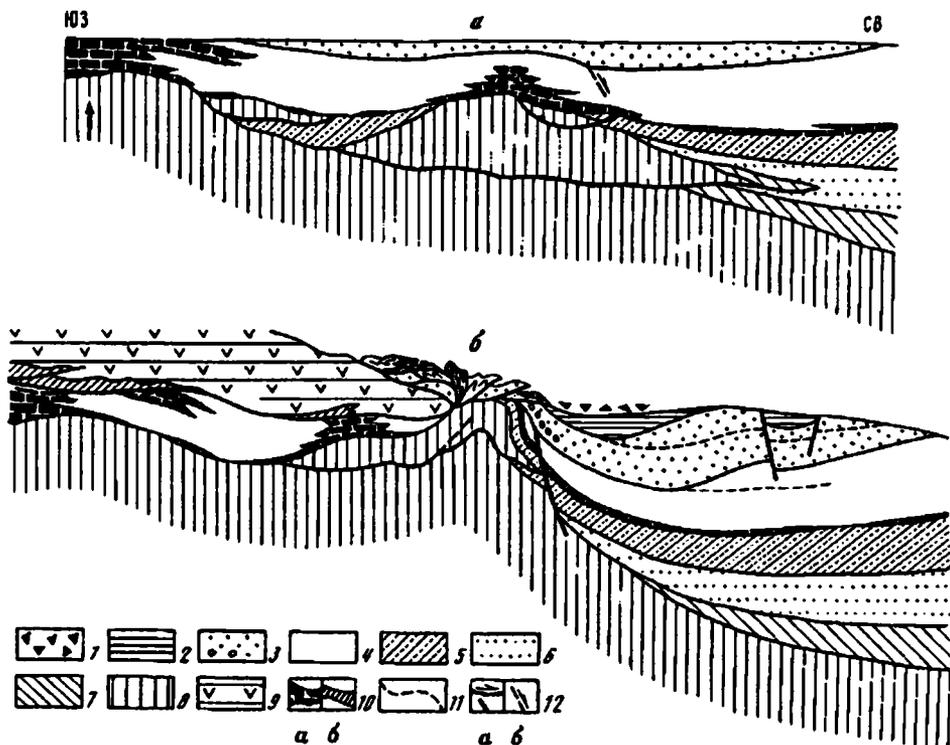
Олистолиты и олистоплаки также представлены фрагментами дифференцированных формаций островодужного типа: базальт-риолитовой среднего кембрия (см. фиг. 1, колонки 31, 32) и более молодой базальт-андезит-дацитовой (колонка 29-27). Кроме того, встречены отдельные олистолиты пирокластоосадочных формаций, которые слагали чехол вулканических поднятий, потерявшие свою активность (колонки 30 и 26). Все перечисленные отторжения возникли перед фронтом шарьирования, который с течением времени смешался с юго-запада на северо-восток [7, 8]. Покровообразование началось с расчленивания постепенно погружавшегося островодужного поднятия и образования в результате этого микститовой толщи, формировавшейся в мелководной обстановке (фиг. 4). В дальнейшем покровы продвинулись в относительно более глубоководную обстановку бывшего склона островной дуги, в результате чего произошло значительное усложнение структуры с общим утолщением коры, послужившей «фундаментом» для нового вулканогенного комплекса (см. фиг. 1, колонку 34).



Подводя итог изложенному материалу, необходимо еще раз подчеркнуть, что в каледонидах хр. Чингиз в течение среднего кембрия — среднего ордовика господствовали три главных типа седиментации, характеризующие три основные геодинамические обстановки. В первом типе преобладало пелагическое, преимущественно кремнистое конденсированное осадконакопление, практически лишенное поступления какого-либо обломочного аллохтонного материала. Типичны планктонная фауна, а также бескарбонатность осадков. Видимо, этот тип седиментации был присущ для достаточно обширных и относительно глубоководных краевоморских бассейнов. Характерны фациальная выдержанность осадков и устойчивые мощности отдельных пачек и слоев.

Второй тип является полной противоположностью первому: седиментация осуществлялась в обстановке интенсивного, часто лавинного поступления обломочного материала тифтогенного и вулканомиктового происхождения. Типичны осадки различных гравитационных потоков, оползневые накопления мелководных известняков. Повсеместно отмечаются фациальные замещения, контрастные изменения мощностей, смена относительно мелководных осадков с бентоносной фауной более глубоководными турбидитами как по латерали, так и по вертикали. Этот тип осадконакопления фиксирует контрастный рельеф островодужных поднятий, их склонов и подножий как в периоды вспышек вулканической активности, так и в эпохи относительного покоя.

Третий тип осадконакопления наиболее сложный. Он реализовывался в обстановке сближения двух первых зон седиментации при сокращении разделявшего их пространства вследствие тектонического сучивания. В результате получили распространение олистостромовые комплексы. В некоторых из них матриксом служили осадки, характерные для нижних частей и подножий островодужных склонов (второй тип седиментации), а среди олистолитов преобладают отложения бассейновых обстановок (первый тип). Известны случаи и обратных соотношений. Другие олистостромы возникли при смешении разнофациальных (и разновозрастных) островодужных образований в процессе миграции самих островных дуг.



Фиг. 4. Палеопроекции, иллюстрирующие погружение склона позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги (а) и начало олистостромообразования (б) на примере Найманской синклинали

1 — гравийно-глыбовые микститы, валунно-галечные конгломераты и конглобрекции (O₂l₁₋₂); 2, 3 — терригенная формация (O₂l₁): 2 — полимиктовые гравелиты, конглобрекции, разнозернистые песчаники, 3 — кварц-плагиоказовые песчаники, внизу кварцевые, местами с полимиктовыми конгломератами и пудинговыми гравелитами; 4—6 — терригенно-карбонатно-кремнистая и кремнисто-туффитовая формация (O_{1a2-3}): 4 — темные тонкоплитчатые кремнистые, иногда известковистые туффиты с прослоями тефроидов кислого состава, 5 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы и фтаниты с горизонтами туффитов, 6 — кремнисто-хлоритовые алевритовые туффиты с тонкими прослоями кварц-полевошлатовых и кремнеобломочных песчаников; 7, 8 — тефроидная фация (O_{1a1-2}) базальт-андезит-дацитовой формации: 7 — тефроиды и туффиты с пластами конгломератов, туфо-алевролитов, туффитов, туфов среднего и кислого составов, 8 — разнообломочные тефротурбидиты, туфы, вулканические брекчии среднего состава и продукты их размыва, кремнистые туффиты; 9 — андезитовые туфы, вулканические брекчии, реже лавы, прослои и линзы вулканомиктовых песчаников и тефроидов E₃²⁻³ базальт-андезит-дацитовой формации; 10 — известняки, калькаренины O_{1a3} (а) и E₃² (б); 11 — маркирующие горизонты; 12 — конседиментационные (а) и зарождающиеся (б) разломы

В целом на Чингизе развиты практически все осадочные комплексы, характерные для современных активных окраин. Однако нередко они интенсивно дислоцированы, и их первоначальное положение сильно затушевано или изменено многократно наложившимися тектоническими процессами. Как видно из фиг. 1, третий тип седиментации, связанный с одним из таких процессов, появился на Чингизе лишь в конце раннего ордовика, и с течением времени его роль возрастала. Это отражает, по-видимому, этапы постепенного усложнения структуры чингизских каледонид и возникновения обширного чешуйчато-покровного сооружения на месте бывлой активной окраины Центрально-Азиатского палеоокеана.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований № 9305-8952.

Список литературы

1. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика)//Тр. ГИН. 1984. Вып. 396. 222 с.
2. *Дергунов А. Б., Моссаковский А. А., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н.* Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана// Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53—67.
3. *Конихов А. И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
4. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
5. *Никитин И. Ф., Фрид Н. М., Звонцов В. С.* Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике//Сов. геология. 1990. № 10. С. 38—48.
6. *Ротараш И. А., Клепиков Н. А., Гредюшко Е. А.* Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория//Геотектоника. 1980. № 4. С. 52—62.
7. *Самыгин С. Г.* Каледонские шарьяжи хр. Чингиз (Восточный Казахстан)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 3. С. 709—713.
8. *Самыгин С. Г.* Центральный и Восточный Казахстан//Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 180—188.
9. *Самыгин С. Г., Перфильев А. С., Рихтер А. В.* Тектоническое скупивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого//Строение сейсмофокальных зон и связанных с ними структур. М.: Наука, 1987. С. 132—150.
10. *Сафонов В. Г., Хераскова Т. Н.* Новый генетический тип железисто-кремнистых пород//Литология и полез. ископаемые. 1988. № 4. С. 126—129.
11. *Сизачева Н. Н., Самыгин С. Г., Либерман С. М.* Тектоническое скупивание в каледонидах Северо-Западного Предчингизья (Центральный Казахстан)//Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989. С. 164—175.
12. Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. М-б 1:2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.
13. *Хейс Д.* Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геологические характеристики и структура// История и происхождение окраинных и внутренних морей. 27-й МГК. Доклады. Т. 6. Ч. II. М.: Наука, 1984. С. 30—44.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
8.VI.1992

УДК 552.18 : 551.762(571.5)

© 1994 Симанович И. М., Андриянов Н. Г.

НАЧАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ВЕРХОЯНСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

В пределах Южно-Верхоянского синклиория установлен широкий спектр постседиментационных преобразований терригенных толщ верхоянского комплекса — от глубинного эпигенеза до метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Существует четкий тектонический контроль распределения зон постседиментационного преобразования на площади: наиболее высокий метаморфизм характерен для зон влияния скрытых глубинных разломов север-северо-восточного простирания. Зоны относительно высокого метаморфизма являются секущими по отношению к стратиграфическим границам и плекативным структурам.

Верхоянская складчатая зона (вместе с Вилуйской синеклизой) является классическим объектом для изучения постседиментационной зональности в мощных толщах терригенных пород. А. Г. Коссовская считает, что для изучения постседиментационных преобразований «...комплекс терригенных отложений юго-востока Вилуйской впадины и Западного Верхоянья представляет весьма удачный объект. Как в платформенной, так и в геосинклинальной зоне здесь наблюдается общий фациально-генетический ряд формаций, а первичный состав обломочного материала идентичен» [3, с. 169]. Этот вывод можно распространить и на верхоянский комплекс пермо-карбонового и триасового возраста Северного и Южного Верхоянья, представленный мощными однородными ритмично построенными терригенными толщами. В 1955 г. А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым была опубликована первая схема постседиментационной зональности Вилуйской синеклизы и Западного Верхоянья [4]. На позднее опубликованной карте зональности [5] можно видеть, что зона начального эпигенеза¹ охватывает меловые и юрские толщи Вилуйской синеклизы, зона глубинного эпигенеза характерна для триасово-юрских толщ западной части Верхоянской складчатой зоны (ВСЗ), зона метагенеза приурочена к пермским отложениям осевой части ВСЗ. Четвертая зона (метагенеза—шиповидных структур) развита в породах нижней перми пятнами и также приурочена к осевой части ВСЗ (табл. 1).

В 1973 г. Н. Г. Андриянов [1] установил, что в пределах Южно-Верхоянского синклиория по породам терригенного комплекса узкими зонами развит метаморфизм биотитовой и даже ставролитовой ступеней метаморфизма (см. табл. 1). Этот вывод подтвержден в работе [6]. Позднее, на примере Северного Верхоянья (Хараулах) О. В. Япаскурт [8] также установил подобную постседиментационную зональность (см. табл. 1). Таким образом, в пределах ВСЗ и Вилуйской впадины литогенез терригенных толщ достаточно хорошо изучен и в целом можно говорить об уникальном типическом разрезе с огромным размахом интенсивности постседиментационных преобразований терригенных толщ.

В этой связи представляется интересным и важным рассмотреть характер перехода от глубинного эпигенеза к метаморфизму терригенных толщ на примере Южного Верхоянья.

¹ Термины *эпигенез* и *катагенез* мы считаем равноценными для постдиагенетических преобразований осадочных пород.

Зоны постседиментационного изменения в породах Виллойской синеклизы и ВСЗ

Виллойская синеклиза и Западное Верхоянье [4]	Северное Верхоянье, Хараулах О. В. Япаскurt, 1987	Южное Верхоянье [1, 6]
<p>Начального эпигенеза — неизмененного глинистого цемента</p> <p>Глубинного эпигенеза — измененного глинистого цемента и начальных кварцево-мозаичных структур песчаников</p> <p>Метагенеза — сложных кварцитовидных структур и серицитово-хлоритового цемента</p> <p>Метагенеза — шиповидных структур и мусковитового цемента (фация зеленых сланцев)</p>	<p>—</p> <p>Глубинного катагенеза — конформно-регенерационных структур</p> <p>Начального метагенеза — бластических структур на контактах кварцевых зерен</p> <p>Метагенеза — структур дифференциального скольжения и шиповидных образований</p> <p>Начального метаморфизма — массовых бластических, шиповидных структур и сегрегационных текстур с метаморфогенным мусковитом</p> <p>Метаморфогенного биотита — в метапесчаниках и бластопсаммитовых кварцево-сланцевых сланцах</p>	<p>—</p> <p>Глубинного эпигенеза и начального метагенеза — конформно-регенерационных структур, гидрослюдисто-хлоритового цемента и слабого развития квиважа</p> <p>Метагенеза (серицит-хлоритовой ступени) — начального бластеза на контактах кварцевых зерен, развитого квиважа</p> <p>Метаморфизма (биотитовой ступени) — бластопсаммитовых и лепидобластовых структур</p> <p>Метаморфизма (ставролитовой ступени) — эпидот-амфиболитовая фация</p>

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Как показано в работе [8], в тектонически мобильных условиях Верхоянской многоэпизодной синеклизы (пассивная окраина континента) происходило накопление огромных масс полимиктовых терригенных пород, по-видимому, в результате лавинной седиментации в авандельтовых конусах выноса, что предопределило флюидный облик толщ. Уже отмечалось, что в целом удивительно однообразные толщи комплекса представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с преобладанием тех или иных разновидностей на разных стратиграфических уровнях. Наличие тиллитоподобных отложений (конглобрекций), обедненность толщи фаунистическими остатками, обилие органического вещества в составе пород, почти полное отсутствие карбонатных прослоев позволяют предположить наличие холодного влажного климата времени накопления терригенных отложений. Южно-Верхоянский синклиниорий с запада по серии разломов отделяется от терригенно-карбонатных образований рифея — нижнего палеозоя хр. Сетте-Дабан. В строении этой структуры участвуют породы верхоянского терригенного комплекса от карбона до нижнего триаса, смятые в линейные складки северо-восточного простирания, осложненные мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Кроме того, установлена мелкая складчатость второго этапа, пространственно связанная с зонами влияния глубинных разломов. Эти зоны, выделяемые по ряду признаков (изоклиналиная складчатость, интенсивный квиваж, сгущение разрывных нарушений), трассируются, в пределах рассматриваемой территории, с северо-запада на юго-восток и контролируют положение зон постседиментационного преобразования. Широко распространены также открытые разрывные нарушения, многие из которых сопровождаются обильными гидротермальными проявлениями и являются рудоконтролирующими.

На изученной территории интенсивно проявлен магматизм. Здесь известны массивы гранитоидов, наиболее крупными из которых являются Уэмяхский и Тарбаганахский. Массивы имеют многофазное строение. В районе развиты также многочисленные дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов, для которых доказан доинтрузивный возраст. Установлено также добатолитовое происхождение большей части гидротермальных проявлений и в частности золотого оруденения.

Верхоянский комплекс в пределах района в общих чертах имеет следующее строение.

Средний карбон. Экачанская свита. Делится на три подсвиты. Нижняя подсвита представлена крупнозернистыми известковистыми алевролитами и мелкозернистых алевролитов. Присутствует фауна брахиопод и пелеципод среднекаменноугольного возраста. Мощность подсвиты 400—450 м. Средняя подсвита — черные тонкопунктирно-слоистые или массивные алевролиты. Мощность 250—300 м. Верхняя подсвита сложена преимущественно мелкозернистыми алевролитами с редкими конкреционными стяжениями кремнисто-алевролитового и кремнисто-карбонатного состава. Мощность 250—350 м. Общая мощность свиты 900—1100 м.

Верхний карбон. Суркечанская свита. Представлена грубослоистыми крупнозернистыми алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых горизонтально-слоистых песчаников. Отмечается фауна продуктид каменноугольного возраста. Мощность 200—250 м.

Нижняя пермь. Халышская свита. Нижняя граница свиты проводится по основанию крупнозернистых алевролитов, в которых встречается фауна продуктид нижнепермского возраста. В нижней части разреза преобладают мелкозернистые песчаники с маломощными прослоями гравелитов. Вверх по разрезу — преимущественно алевролиты, черные и темно-серые с отдельными пачками песчаников. В кровле свиты — пласт серых мелко- и среднезернистых песчаников (до 50 м). Общая мощность свиты 650—750 м.

Бонсалчанская свита. В разрезе свиты преобладают черные алевролиты с отдельными пластами серых мелко- и среднезернистых песчаников. В средней части — пласт песчаников мощностью до 50 м. В песчаниках обилие уплощенных обломков глинистых сланцев. Встречаются линзы гравелитов и конгломератов с хорошо окатанной галькой. Мощность до 1200 м.

Верхняя пермь. Общая мощность верхнепермских отложений составляет приблизительно 3 км. Подразделяется на три свиты.

Менкеченская свита. Внизу — разнородные полимиктовые песчаники, иногда косослоистые, с подчиненным количеством прослоев черных глинистых сланцев. Выше по разрезу — чередование прослоев черных глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями сильно известковистых песчаников. Мощность свиты 1100—1300 м.

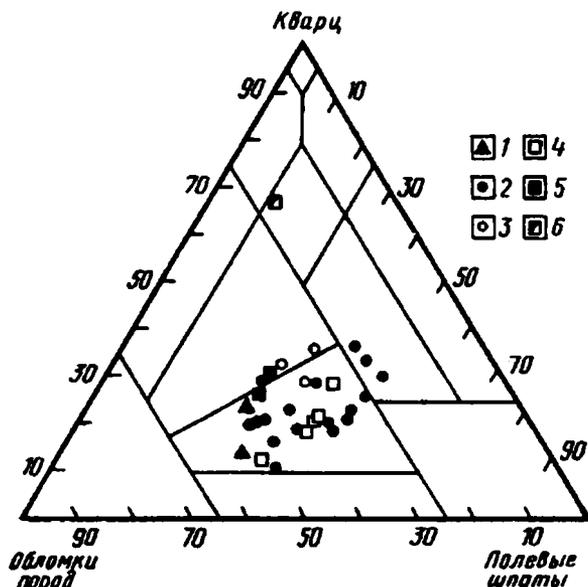
Чамбинская свита. Сложена массивными серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями черных глинистых сланцев, алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 1000—1200 м.

Имтачанская свита. Свита сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками, чередующимися с пластами глинистых, углисто- и песчано-глинистых сланцев. Разрез венчается пластом (15—20 м) светло-серых песчаников с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 600—900 м.

Нижний триас на территории исследованного района развит ограниченно и представлен в основном средне- и крупнозернистыми светло-серыми песчаниками и гравелитами.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Как уже отмечалось, циклически построенные разрезы на разных стратиграфических уровнях верхоянского терригенного комплекса сложены в основном песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами.



Фиг. 1. Классификационный треугольник песчаных пород Южно-Верхоянского синклиория

1 — средний и верхний карбон; 2 — нижняя пермь; 3 — нижняя пермь, метапесчаники; 4 — верхняя пермь; 5 — нижний триас; 6 — средний триас

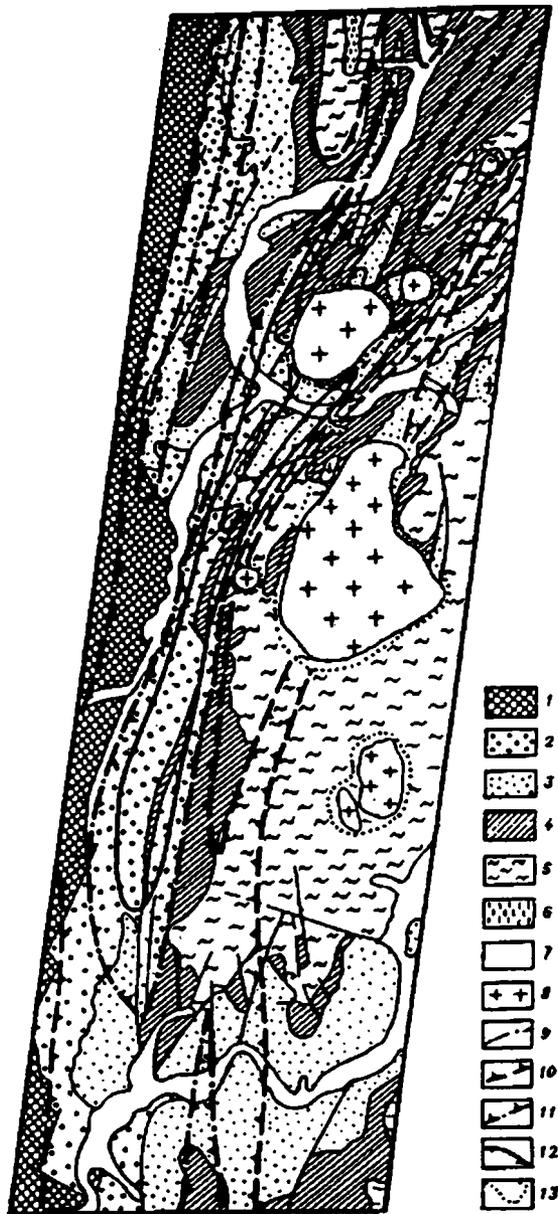
В относительно слабо преобразованных разностях полимиктовые песчаники массивные, реже неясно-горизонтально-слоистые, серые. Главными породообразующими компонентами являются обломки пород, полевые шпаты (альбит, реже — калиевый полевой шпат) и кварц, отмечаются единичные деформированные и измененные листочки мусковита и биотита. Сортированность обломочных зерен обычно плохая, окатанность также невысокая, что указывает на одноцикличность и быстрое накопление осадков. Аллотигенные акцессорные минералы представлены цирконом (преобладает), турмалином, гранатом, ильменитом, титаномagnetитом, роговой обманкой и пироксеном. Присутствует незначительное количество глинистого материала в виде пленочного и порово-пленочного цемента.

Среди обломков пород можно выделить несколько групп: кремнистые и кремнисто-слистые, кислые эффузивы и микрограниты, альбитофиры, глинистые сланцы и алевролиты, эффузивы среднего и основного состава. Даже в слабо преобразованных разностях отмечается кливаж в виде неровных ветвящихся поверхностей, трассируемых включениями черного органического вещества, содержание которого в породах в среднем составляет 0,2%².

Алевролиты присутствуют в пачках чередования с темно-серыми глинистыми сланцами. Цвет их серый, текстуры как правило, массивные или неясно-горизонтально-слоистые, в различной степени раскливажированные, плитчатые. По составу обломочных компонентов близки к песчаникам. Содержание глинистого цемента невелико (до 5%), углистое вещество присутствует в заметном (до 2%) количестве. Последнее вместе с глинистыми минералами цементирует обломочные зерна, в результате чего структура породы имеет сложный сетчатопетельчатый облик.

Глинистые сланцы алевролитистые темно-серые, иногда почти черные из-за обилия (до 3%) органического вещества, часто тонколистоватые в результате кливажа. Основная масса пород представлена гидрослюдисто-хлори-

² Описание вторичных структур, глинистых и аутигенных минералов приведено в следующем разделе.



Фиг. 2. Схема метаморфической зональности Южно-Верхоянского синклиория

1 — терригенно-карбонатный комплекс хр. Сетте-Дабан; 2 — средний и верхний карбон; 3—4 — нижняя пермь (3 — халыинская свита, 4 — бонсалачанская свита); 5 — верхняя пермь; 6 — нижний триас; 7 — четвертичные отложения; 8 — массивы гранитоидов; 9 — разломы; 10 — граница зон эпигенеза и метагенеза; 11—12 — изограды (11 — биотита, 12 — ставролита); 13 — зоны контактового изменения

товым матриксом в сложной смеси с углистым веществом. Терригенные зерна алевритовой размерности составляют 10—30%.

Об эволюции состава песчаников по стратиграфической шкале можно судить по классификационному треугольнику (фиг. 1), построенному по методике В. Д. Шутова [7]. Большинство фигуративных точек попало в поле кварц-полевошпатовых граувакк, часть — в поле полевошпат-кварцевых граувакк и гра-

увакковых аркоз. Песчаник нижнетриасового возраста характеризуется высоким содержанием кварца. В составе полевых шпатов верхнего карбона и нижней перми резко преобладает плагиоклаз; калиевые полевые шпаты появляются в верхнепермских отложениях. На этом рубеже изменяется состав обломков: если в каменноугольных и нижнепермских песчаниках преобладает кислая ассоциация (кремнистые и кислые эффузивные породы, альбитофиры), то в верхнепермских в заметном количестве появляются обломки средних и основных эффузивов. Соответственно возрастает роль хлорита в цементе этих пород.

ЗОНЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Существуют объективные трудности в выработке единой системы градаций постседиментационного преобразования от эпигенеза до сравнительно высоких ступеней метаморфизма. Они связаны с тем, что фации (или зоны) эпигенеза и метагенеза не соответствуют по своему содержанию метаморфическим фациям [2], так как в относительно слабо преобразованных породах не устанавливаются минеральные равновесия, на которых основан принцип выделения метаморфических фаций. Поэтому при выделении градаций постседиментационных изменений использован нейтральный термин ступень и соответствующее ему понятие зона (на площади и в разрезе). В основу выделения ступеней (зон) преобразования из-за ограниченности минералогических данных положен комплекс признаков: минеральные парагенезы, характер преобразования терригенных компонентов, постседиментационные структуры пород, кливаж.

В пределах изученной части Южно-Верхоянского синклиория (фиг. 2) нами выделены следующие зоны (ступени) постседиментационного преобразования:

1. Глубинный эпигенез и начальный метагенез.
2. Метагенез (серицит-хлоритовая субфация).
3. Метаморфизм:
 - а) биотитовая ступень; Фация зеленых сланцев
 - б) ставролитовая ступень
(эпидот-амфиболитовая фация).

Глубинный эпигенез и начальный метагенез. Изменения песчаных пород этой зоны определяются структурами растворения обломочных зерен под давлением, а также аутигенными минералами: гидрослюдой, хлоритом, пиритом, анатазом, турмалином, альбитом, эпидотом.

Кроме обычных для эпигенеза структур растворения выделяются характерные структуры, обусловленные кливажом. Трещинки кливажа (при наблюдении в шлифе) в общем субпараллельны между собой, но крайне извилистые и невыдержанные. Обломочные зерна, контактирующие через поверхность кливажа, как правило, взаимно растворены: контакты их имеют вид типичных структур растворения под давлением. Следовательно, при развитии кливажа часть вещества породы переходила в раствор. Поверхности кливажа видны отчетливо, так как заполнены непрозрачным черным веществом (аморфными оксидами железа и титана, а также органикой). Отмечаются также структуры дифференциального скольжения между обломочными зёрнами.

Обломочный кварц на этой стадии преобразования не изменен и сохраняет унаследованные типоморфные признаки кластогенного минерала.

Полевой шпат, как правило, представлен альбитом, свежим или серицитизированным. Нередко зерна альбита регенерированы. Отмечаются также вторичные выделения альбита, ксеноморфные по отношению к обломочным зернам, иногда выполняющие поровые пространства. Размер выделений новообразованного альбита достигает 1 мм.

Среди аутигенных минералов титанистой группы наиболее характерен рутил, встречающийся в виде призматических кристалликов размером 0,002—0,01 мм, образующих сложные сагенитовые сростания (чаще всего по обломкам альбитофинов). Нередко скопления рутила отмечаются в промежутках между зёрнами.

Присутствуют также скопления частично раскристаллизованного (до анатаза) лейкоксена, размером 0,05—0,1 мм.

С обломками альбитофиров тесно ассоциируют выделения апатита и турмалина.

Иногда в поровых промежутках между зернами отмечаются ксеноморные, неправильной лапчатой формы выделения эпидота с яркой аномальной интерференционной окраской.

В поровых промежутках и виде пленочного цемента развиты гидрослюда политипа 2M, в смеси с хлоритом в различных пропорциях. Глинистый цемент, как правило, составляет не более 5% объема пород.

Структуры глинистых сланцев определяются в основном кливажом. Трещинки кливажа, четко обрисованные органическим веществом (с мелкими выделениями пирита), расположены густо, огибают обломочные частицы; структуры в результате этого имеют своеобразный «микроочковый» облик.

Относительно крупные, порядка десятых долей миллиметра, кристаллики пирита наиболее характерны для слоев и линз, обогащенных алевроитовым и мелкопесчаным материалом, но содержащих значительное количество органического вещества.

Таким образом, к зоне (ступени) глубинного эпигенеза и начального метагенеза мы относим породы, структуры и минеральные парагенезы которых сформировались процессами глубинного эпигенеза и лишь незначительно видоизменились наложенными процессами начального метагенеза, генетически связанного с процессами складкообразования и метаморфизма.

Метагенез (серицит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев). Граница с вышеописанной зоной проводится по появлению интенсивного кливажа как в сланцевых, так и в песчаных разностях, а также по начальным проявлениям метаморфизма обломочного кварца и рекристаллизованно-грануляционному бластезу его зерен. В минералах, входящих в название субфации, не выявлено признаков, отличающих эту зону от предшествующей. Возможно, более детальное химическое и рентгеноструктурное изучение серицита и хлорита позволило бы использовать их как индекс-минералы. Настоящий же мусковит появляется лишь в зоне метаморфизма.

В песчаных породах зоны метагенеза достаточно хорошо сохраняются как первично-кластогенные, так и глубинно-эпигенетические структуры (растворения под давлением). Метагенетические структуры сформировались в условиях динамометаморфизма. Кливаж, отчетливо проявленный в сланцах, в песчаниках выявляется по сериям ветвящихся поверхностей, трассируемых включениями органического вещества. Характерными аутигенными минералами зоны метагенеза являются альбит, хлорит, серицит, эпидот, пирит, турмалин и сфен. Альбит развивается как в виде новообразованных порфиробластических выделений, так и при замещении более основных разностей обломочных плагиоклазов. Следует также отметить, что породы зоны метагенеза очень сильно насыщены аутигенным пиритом, который может служить также дополнительным критерием ее выделения (пирит в гораздо меньших количествах встречается в породах более высоких и низких ступеней метаморфизма).

Глинистые минералы представлены гидрослюдой мусковитового типа (2M). В некоторых образцах наблюдается примесь деградированных гидрослюд, возможно, с разбухающими пакетами. Почти во всех образцах присутствует каолинит. Его количество предположительно оценивается на уровне 5%. Содержание хлорита (судя по рентгенограммам, существенно магнезиевого) в пределах 5—10%.

Таким образом, помимо пирита наиболее отчетливым минеральным критерием выделения зоны являются преобразования обломочного кварца. Метаморфизм обломочного кварца [6] проявлен в самой начальной форме: на основании статистических подсчетов распределения типоморфных признаков почти не выявляется никаких специфических черт, отличающих его от неметаморфизованного обломочного кварца. В зернах кварца из пород зоны метагенеза отмечается повышенная встречаемость грануляционной мозаичности, что генетически связано

с другим явлением — развитием структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза на границах его зерен. В связи с низким содержанием обломочного кварца в породах взаимные контакты его зерен встречаются не часто, поэтому хорошо выраженные рекристаллизационные соотношения довольно редки. Однако сам факт их присутствия свидетельствует об относительно повышенных температурах преобразования пород, так как миграция границ кварцевых индивидов является термически активируемым процессом.

М е т а м о р ф и з м. Изограда *биотитовой зоны* легко устанавливается как в полевых условиях, так и при изучении шлифов по массовому появлению новообразованного биотита.

Породы зон метаморфизма по облику и структурам существенно отличаются от описанных выше. Так, песчаники выглядят как серые сланцеватые породы, иногда явно гнейсовидного облика. Они грубоплитчатые по сланцеватости, на плоскостях которой часто наблюдаются обильные выделения слюд. Структура пород обусловлена рассланцеванием и трансформацией обломочных компонентов, а также формированием аутигенных минералов, в том числе порфиробластических выделений. Такие структуры можно описать терминами *бластосаммитовая* или *лепидобластосаммитовая*. Реликты обломочных зерен обычно хорошо различимы. Наибольшей перекристаллизации подверглись обломки пород.

Обломочный кварц в песчаных породах глубоко метаморфизован, что выражается в почти полном отсутствии включений минералов и минералообразующей среды, а также слабой и единообразной дефектности. Наблюдаются линзочки кварца явно аутигенного происхождения, особенно часто — за крупными зернами, в «теневых» зонах.

Относительно мелкие (до 0,2—0,3 мм) зерна плагиоклаза скорее всего имеют обломочный генезис. Для них характерно четкое двойниковое строение. Отмечаются крупные (до 1—2 мм) выделения плагиоклаза, имеющие типичный порфиробластический облик. Форма их таблитчатая, но с невыраженной кристаллографической огранкой. Полисинтетическое двойниковое строение в этих зернах как бы смазано, и они обычно серицитизированы или эпидотизированы. По составу соответствует олигоклазу № 25—29. Характерно слабо выраженное зональное строение, при этом периферические зоны представлены альбитом, который наименее подвержен вторичным изменениям.

Обломки пород почти полностью перекристаллизованы в кварц-полевошпатовый матрикс.

Биотит присутствует почти во всех образцах (1,5—22 об. %). Форма выделений биотита неправильно-пластинчатая, ксеноморфная по отношению к обломочным зернам. Некоторые крупные (до 1 мм) выделения биотита замещают целые группы обломочных зерен и образуют типичные порфиробласты. Биотит интенсивно плеохроирует по схеме: *Ng* — коричневый, *Np* — бледный желтовато-коричневый. Двупреломление высокое, угасание прямое. Показатели преломления биотита *Nm* — 1,625—1,630 в зоне биотита и значительно выше (*Nm* ~ 1,660) в зоне ставролита. Данные рентгеноструктурного изучения биотита (из зоны биотита) позволяют судить о полной триоктаэдричности минерала (в октаэдрах отсутствуют Fe^{3+} [6] и Al^{3+} [6]). Это следует из практического отсутствия рефлексов 002 ($d = 5,0 \text{ \AA}$); об этом же свидетельствует высокое значение линии 060 с $d = 1,543 \text{ \AA}$ и $1,542 \text{ \AA}$. Почти равные интенсивности рефлексов 004 и 005, а также достаточно высокое значение рефлекса 060 ($d = 1,543 \text{ \AA}$) свидетельствуют о примерно равных соотношениях Fe^{2+} и Mg^{2+} в октаэдрах, т. е. об умеренной железистости минерала (табл. 2). Параметры элементарных ячеек изученных биотитов близки:

$$\text{Обр. 6302/2 } b_0 = 9,258 \text{ \AA}; \quad c \approx c_0 \cdot \sin \beta \approx 10,029 \text{ \AA}$$

$$\text{Обр. 6308 } b_0 = 9,252 \text{ \AA}; \quad c \approx c_0 \cdot \sin \beta \approx 9,95 \text{ \AA}$$

Пластинки биотита в породах ориентированы или в направлении сланцеватости, или же перпендикулярно к ней. Некоторые выделения биотита частично замещены

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности рефлексов биотита

Обр. 6308				Обр. 6302/2			
<i>d hkl</i>	<i>I</i>						
9,97	95	1,815	2	9,98	82	2,223	5
4,94	2	1,682	26	7,05	4	2,178	10
3,706	22	1,542	15	4,66	3	2,092	2
3,344	100	1,507	2	4,55	3	2,046	48
3,177	13	1,481	2	4,23	3	1,998	14
2,975	2	1,443	14	3,70	20	1,918	2
2,926	7	1,370	15	3,531	8	1,897	2
2,770	3	1,330	2	3,31	100	1,850	2
2,714	4	1,317	3	2,98	10	1,828	2
2,626	15	1,263	12	2,925	8	1,818	20
2,515	51	1,224	2	2,818	14	1,682	2
2,436	11	1,138	2	2,715	4	1,627	2
2,272	2	1,124	2	2,622	12	1,543	13
2,222	6	1,069	7	2,522	45	1,443	13
2,179	11	—	—	2,444	9	1,358	12
2,019	51	—	—	2,307	2	1,226	3
1,914	2	—	—	2,293	2	1,153	3
1,850	2	—	—	2,275	4	1,123	5

бледно-зеленым слабо плеохроирующим хлоритом с низкой аномальной интерференционной окраской.

Содержание новообразованного мусковита составляет от 5 до 10%. Это или отдельные удлинённые листочки длиной до 0,5 мм, или пучки тончайших листочков, которые вытянуты по сланцеватости пород и оггибают обломочные зерна или порфиробластические выделения.

Минералы *эпидот-цоизитового* ряда встречаются лишь в некоторых образцах (до 1—2%). Выделения эпидота (цоизита) присутствуют в виде мелких (до 0,03 мм) бочковидных зерен, обычно с низкой аномальной интерференционной окраской. Отмечаются ксеноморфные агрегатные скопления этого минерала (до 0,5 мм), при этом ядро таких агрегатов характеризуется высокой аномальной интерференционной окраской. Сфен тесно ассоциирует с эпидотом. Обычно присутствует в виде агрегатов мельчайших (<0,01 мм) зернышек, полупрозрачных, с очень высокими рельефом и двупреломлением.

Пирротин в незначительных количествах присутствует примерно в половине изученных образцов. Он образует или отдельные неправильные плохо окристаллизованные зернышки размером 0,005—0,02 мм, или же ажурные неправильные агрегаты этих же зернышек. В отраженном свете цвета темной бронзы, с красноватыми рефлексами, магнитен.

Апатит — единичные плохо окристаллизованные призматические зерна размером 0,02—0,05 мм. Двупреломление очень низкое.

Порфиробластические выделения граната очень редки и приурочены к зоне ставролита. Характерны микропйкилитовые включения обломочных зерен. В шлифах бледно-розовый, в протолочках розовый. Показатели преломления составляют $N \sim 1,800—1,802$. По-видимому, гранат представлен альмандином.

Отмечаются единичные выделения аутигенного турмалина.

В некоторых образцах присутствуют линзовидные и неправильные выделения крупных кристаллов кальцита.

Метаалевролиты и глинистые сланцы филитовидные. Сильно рассланцованные темно-серые породы с неровноплитчатой или листоватой отдельностью. Обилие ориентированных слюд (мусковита) на плоскостях сланцеватости придает

им шелковистый блеск. На плоскостях сланцеватости хорошо заметны «узелки» порфиробластических выделений размером до 2 мм.

Породы сложены новообразованными слюдами (мусковитом и биотитом), кварцем, полевыми шпатами, углистым веществом. Порфиробласты представлены минералами ряда рабдофанит — монацит — бастнезит и, реже, ставролитом (в ставролитовой зоне метаморфизма). В заметном количестве присутствуют пирит и пирротин.

Обломочные зерна кварца и полевых шпатов в редких случаях распознаются вполне отчетливо (их размер составляет 0,02—0,15 мм, зерна сильно вытянуты по сланцеватости в результате интенсивного растворения). Чаще полевые шпаты отсутствуют, а кварц представлен линзовидными образованиями, для которых невозможно распознать происхождение (первично-обломочное или аутигенное). Скорее всего это сложные комбинации метаморфизованных уплощенных обломочных зерен и выросшего в направлении сланцеватости новообразованного кварца.

Выделения мусковита сильно удлинены, четко ориентированы по сланцеватости и огибают крупные зерна кварца и порфиробласты. Мусковит переполнен тонкодисперсным черным органическим веществом, придающим породам темно-серый цвет.

Биотит содержится обычно в незначительных (до 5%) количествах и редко ассоциирует с мусковитом, чаще замещает кварц-полевошпатовые образования.

Порфиробласты ряда рабдофанит — монацит — бастнезит встречаются в сланцах различных ступеней метаморфизма, но приурочены лишь к самым верхам верхнего карбона. В интенсивно преобразованных породах (биотитовая и ставролитовая зоны) по сланцеватости с обеих сторон порфиробластических выделений обычно присутствуют «теневые» дворники, выполненные новообразованным кварцем. Порфиробласты нередко повернуты под углом к направлению сланцеватости (структуры вращения). Эти факты скорее всего свидетельствуют о дометаморфическом формировании редкоземельных рабдофанитовых конкреций, в ходе метаморфизма преобразованных в монацит, который в свою очередь частично или полностью замещен редкоземельным карбонатом. Следовательно, можно предположить диагенетическое происхождение конкреций водных фосфатов редких земель, которые развиты лишь на определенном стратиграфическом уровне, впоследствии преобразованных по ряду монацит — бастнезит. Таким образом, описанные выделения не являются типичными метаморфогенными порфиробластами так называемых узловатых сланцев.

Ставролит обычно представлен единичными таблитчатыми или удлиненно-призматическими выделениями размером 0,1—0,4 мм, приурочен к зоне самого интенсивного преобразования пород (ставролитовая зона). Зерна ставролита вытянуты по сланцеватости пород. Отмечается плеохроизм в золотисто-желтых тонах. Присутствуют крестообразные двойники. Оптически положительный, удлинение положительное. Двупреломление низкое (0,012), при этом наблюдается его заметная дисперсия. Ставролит переполнен включениями углистого вещества, затрудняющими его диагностику. В отличие от минералов ряда монацита вокруг порфиробластических выделений ставролита, как правило, не образуются теневые дворники, выполненные метаморфизованным кварцем. По-видимому, выделения ставролита, как, впрочем, и биотита, являются «истинно-порфиробластическими» в отличие от «ложно-порфиробластических» зерен редкоземельных фосфатов.

Пирит и пирротин являются обычными минералами в филлитовидных сланцах. Чаще всего они образуют линзовидно-вытянутые (до 1,5 мм) неправильные выделения, приуроченные к линзочкам кварца.

В целом структуру сланцев можно охарактеризовать как бластоалевритовую — до лепидобластовой порфиробластической.

Следует отметить также изменения осадочных и метаосадочных пород в экзоконтактных ореолах гранитоидов. Приконтактные роговики хорошо отличаются от продуктов зонального преобразования как по характерным структурам,

так и по новообразованным минералам (кордиерит, андалузит, амфиболы). Контактный метаморфизм наложен в разных участках на породы всех известных в районе ступеней зонального метаморфизма (см. фиг. 2), что однозначно доказывает добабитовое происхождение зонального (динамотермального) метаморфизма.

ФАКТОРЫ И СТАДИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Существует несомненный тектонический контроль распределения зон постседиментационного преобразования на площади (см. фиг. 2). Зоны наиболее высокого метаморфизма приурочены к зонам влияния скрытых глубинных разломов север-северо-восточного простирания. В южной части района, где разломы сходятся в единый пучок, биотитовая и ставролитовая зоны достигают наибольшей (20—25 км) ширины. Эти зоны являются секущими по отношению к стратиграфическим границам и пликативным структурам.

Нельзя не отметить элементов вертикальной зональности зон постседиментационного преобразования. Относительно глубокому изменению подвергнуты породы верхнего карбона — нижней перми; верхнепермские и триасовые породы не захватываются по крайней мере на изученной территории, метаморфизмом биотитовой и ставролитовой ступеней. По-видимому, зоны постседиментационного преобразования как крупные геологические тела имеют сложное строение, и их форма контролируется двумя главнейшими факторами: глубиной преобразования и основными тектоническими структурами района — скрытыми глубинными разломами (см. фиг. 2).

Для воссоздания последовательности событий постседиментационного преобразования необходимо рассмотреть историю тектонического развития региона, в которой выделяется четыре этапа: основной складчатости, порфиритовый (малых интрузий), метаморфический и батолитовый. С первым этапом связано формирование основных пликативных структур, при этом территория оформилась как горная страна. В это время образуется большое количество межпластовых кварцевых жил. Следующий этап начинается заложением трех систем нарушений: двух сколовых (субмеридиональной и субширотной) и отрывной (северо-западной). По этим трещинам внедрялись порфириновые интрузии субширотного и северо-западного простираний, которые пересекают пластовые кварцевые жилы и метаморфизуют их. Несколько позже внедрились дайки гранит-порфиров по субмеридиональным трещинам. Порфириновый этап закончился гидротермальной деятельностью: кварцевые жилы залечивают субширотные сколы и отрывы.

Следующий этап — метаморфический. В зонах влияния продольных глубинных разломов проявилась вторая фаза складчатости. Складчатость интенсивная изоклиная, часто запрокинутая. Оси мелких складок этих зон обычно простираются под небольшими углами к пликативным структурам первой фазы складчатости. Субпластовые кварцевые жилы и дайки порфиритов смяты в мелкие складки, т. е. вторая фаза складчатости проявилась после внедрения добатолитовых интрузий.

Динамотермальный метаморфизм генетически связан со второй фазой складчатости. По-видимому, причинами метаморфизма в зонах влияния глубинных разломов являются большое боковое сжатие и высокие температуры. Максимальные значения этих параметров можно оценить по присутствию в породах ставролита в ассоциации с мусковитом и кварцем, что позволяет сопоставить эту зону с низкотемпературной субфацией эпидот — амфиболитовой фации [2]. Следовательно, температуры метаморфизма ставролитовой зоны превышали 500° С; пределы устойчивости субфации по давлению составляют 3—6,5 кбар. С метаморфическим этапом связаны кварцевые жилы, заполняющие кливажные трещины.

Последний, батолитовый этап, как уже отмечалось, проявился лишь в ороговиковании пород в узком экзоконтактном ореоле гранитных интрузий.

Очевидно, эпигенетические преобразования пород приурочены к доинверсионной стадии развития миогеосинклинали и, согласно представлениям А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [4], контролировались мощностью перекрывающих толщ. Можно предположить, что начально-метагенетические процессы обусловлены первой фазой складчатости, а динамотермальный метаморфизм связан со второй фазой. Такая трактовка предусматривает три обособленные стадии постседиментационного преобразования пород региона, не считая контактного метаморфизма. Однако на самом деле, очевидно, все было не так просто.

Так, невозможно представить формирование мощных пластовых кварцевых жил (выполнения полостей и метасоматических), связанных с первым этапом складчатости, в результате перераспределения кремнекислоты в процессе начального метагенеза. Скорее всего кремнекислота выносилась в зону начального метагенеза из зоны метаморфизма, существовавшей на первом этапе складчатости, но не выходящей на уровень поверхности современного эрозионного среза.

Нам представляется, что тектонические и метаморфические процессы орогенной стадии развития Верхоянской миогеосинклинали происходили взаимосвязанно, постепенно и непрерывно. Конкретные проявления этих процессов, спроектированные на поверхность современного среза, очевидно, не всегда правильно отражали их истинную последовательность. Так, например, поступление значительных порций кремнекислоты из глубинных зон, а также внедрение даек диоритовых порфиритов могли опережать постепенный подъем теплового фронта, особенно интенсивный в зонах влияния глубинных разломов. Подъем температуры в глубинных зонах, вероятно, отразился и в позднем развитии анатектической гранитизации, с чем и связано относительно позднее внедрение гранитных интрузий.

Таким образом, мы склоняемся к представлению о двух стадиях постседиментационного преобразования терригенных пород верхоянского комплекса. Первая, доинверсионная стадия — глубинный эпигенез. Вторая, постепенно развивавшаяся на протяжении орогенной стадии развития геосинклинали, наложила на региональный план глубинного эпигенеза всю гамму зон постседиментационного преобразования — от начального метагенеза до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма включительно.

Один из авторов статьи (Н. Г. Андриянов) считает, что динамотермальный метаморфизм (биотитовая и ставролитовая зоны) локален и приурочен лишь к зонам влияния глубинных разломов. Однако можно предположить, что метаморфизм регионален, а зоны влияния глубинных разломов являлись проводниками тепла, что и отразилось в конфигурации метаморфической зональности. Анализируя карту зональности (см. фиг. 2), легко представить, что зоны относительно высокого метаморфизма погружаются под зоны метагенеза и эпигенеза (аналогично чередованию антиклинальных и синклиналильных структур), однако нет данных о том, насколько круто уходят эти зоны в глубину.

Нет никаких прямых доказательств существования на глубине, под уровнем современной эрозионной поверхности, зон более интенсивного метаморфизма. Если же допустить существование на глубине метаморфических пород амфиболитовой фации (выше изограды силлиманита), мы должны предположить и возможность анатексиса, практически всегда взаимосвязанного с условиями амфиболитовой фации. Н. Л. Добрецов и др. считают, что «...для гранитных тел с глубокими корнями следует ожидать наиболее четко проявляющуюся конформность их контактов и метаморфических изоград регионального плана. Перемещенные массы гранитного расплава, потерявшие такую связь с глубокими корнями, напротив, не могут существенно оказаться на общей картине распределения температур в метаморфических толщах, поскольку их влияние практически ограничивается запасами аккумулярованного тепла» [2, с. 111].

Именно такими *перемещенными массами*, по-видимому, являются гранитные интрузии на рассматриваемой территории, а их контактовое воздействие

(в узких ореолах) на вмещающие породы разных зон постседиментационного изменения является третьей стадией литогенеза терригенных пород Южно-Верхоянского синклинория.

Список литературы

1. Андриянов Н. Г. Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклинория//Новости геологии Якутии. Вып. 3. Якутск: 1973. С. 72—74.
2. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
3. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья//Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 63. 204 с.
4. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья//Докл. АН СССР. 1955. № 6. С. 1085—1088.
5. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины//Тр. ГИН. 1956. Вып. 34. 276 с.
6. Симанович И. М. Кварц песчаных пород//Тр. ГИН. 1978. Вып. 314. 155 с.
7. Шутов В. Д. Классификация песчаников//Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86—103.
8. Япаскурт О. В. Литогенез в осадочных бассейнах миегосинклиналей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 152 с.
9. Япаскурт О. В. Катагенез осадочных горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1991. 120 с.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
28.IV.1993

УДК 551.32:552.5

© 1994 Юров Ю. Л.

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

С использованием новой методики представления данных показана ведущая роль процессов хрупкого дробления горных пород в формировании бимодальных гранулометрических распределений в осадочных образованиях Кольского полуострова: примитивно-криогенной коре выветривания и морене. Прослежены стадии преобразования исходного бимодального распределения в унимодальное в результате солифлюкционного смещения дисперсного материала. Сопоставление на основе единой методики описания земных и лунных отложений позволило лучше понять их природу.

Длительность периода континентального развития и происшедшие за это время изменения климата определили многообразие осадочных объектов в пределах Кольского полуострова, а сравнительно спокойный тектонический режим способствовал их сохранности. Такое положение дает возможность в пределах относительно небольшой территории изучить разнообразный спектр осадочных образований и на основе их сопоставления прийти к интересным выводам. Особое значение подобное исследование может приобрести в случае применения нового методического подхода. При изучении континентальных отложений гранулометрический состав зачастую служит единственным источником информации о важнейших процессах их формирования. Так, в работе [9] с использованием новой методики описания гранулометрического состава была показана ведущая роль процессов хрупкого дробления горных пород в формировании примитивно-криогенного элювия щелочных пород. В настоящей статье продолжено освоение методического подхода указанной работы, но с применением компьютера и на материале других осадочных образований.

Чтобы избежать терминологической неясности, существует необходимость определить с использованием теории вероятностей [1] ряд понятий, применяемых при описании гранулометрического состава. Используемые, как правило, таблицы для представления результатов гранулометрических анализов (в одном столбце — размерные интервалы фракций, а в параллельных — их массовые доли, в процентах или в долях единицы, в соответствующих природных образованиях) с первого взгляда наводят на мысль о группированном статистическом ряде. Различие заключается в том, что в группированных статистических рядах указываются статистические частоты, p_i^* , а в таблицах — массовые доли. Однако можно показать, что различие это носит чисто формальный характер. Хотя сам процесс гранулометрического анализа мало напоминает статистическую схему испытаний, полученные в ходе него результаты могут быть соотнесены с соответствующими абстрактными схемами. Это относится к результатам, выполненным как по счету частиц (переносится каждая отдельная частица в соответствующую фракцию), так и в единицах массы (переносится бесконечно малая масса в разряд, соответствующий частице, у которой эта масса изъята). Границы разрядов, в гранулометрии фракций, могут даваться в любом виде: либо в линейных размерах, либо в их логарифмах. Первое удобнее применять в тексте, второе — на чертежах и при вычислениях. Возможность однозначного перехода от одной размерности к другой свидетельствует, что суть их одна, а многообразие логарифмических

Гранулометрический состав примитивно-криогенной коры выветривания габбро

Номер фракции	Граничные размеры фракции, мм	Логарифмы граничных размеров	Массовые доли фракций образцов примитивно-криогенной коры выветривания		
			обр. В 42.6 (глубина 0,0—0,2 м)	обр. В 42.5 (глубина 0,4—0,6 м)	обр. В 42.3 (глубина 0,8—1,0 м)
1	0,0002 *	-8,517	0,0240	0,0382	0,0431
2	0,002	-6,215	0,0829	0,0902	0,1051
3	0,01	-4,605	0,2348	0,2536	0,2493
4	0,05	-2,996	0,0195	0,0248	0,0207
5	0,063	-2,764	0,0416	0,0557	0,0435
6	0,10	-2,303	0,0315	0,0433	0,0348
7	0,16	-1,833	0,0161	0,0221	0,0178
8	0,20	-1,609	0,0365	0,0495	0,0416
9	0,315	-1,155	0,0196	0,0280	0,0225
10	0,40	-0,916	0,0379	0,0490	0,0412
11	0,63	-0,462	0,0440	0,0543	0,0426
12	1,00	0,0	0,0738	0,0763	0,0643
13	1,60	0,470	0,0693	0,0651	0,0591
14	2,50	0,916	0,2695	0,1499	0,2144
	10,00	2,303			

* Наименьший размер частиц указан условно.

шкала, обозначенных греческими буквами, — явление избыточное. По мнению автора, наиболее удобной и простой является шкала на основе натурального логарифма. Чтобы облегчить восприятие приводимого с ее помощью материала, можно всегда, где есть необходимость, указывать наряду со значениями логарифмов линейные размеры, а то и просто ограничиваться последними. В настоящей работе логарифмическая шкала обозначена как z , т. е. $z = \ln x$ (где x — линейный размер частиц, мм). Таблица 1 иллюстрирует описанные группированные статистические ряды, но имеет некоторые отличия от подобных таблиц, используемых в гранулометрическом анализе. Для удобства применения вероятностных методов массовые доли фракций даются в долях единицы, а не в процентах. Все результаты анализов отвечали требованию, предъявляемому к точности ситового анализа: потеря массы не превышала 0,02 [4, с. 101]. Это дало основание для представления их в приведенном виде, т. е. таким образом, что сумма массовых долей всех фракций для каждого образца равняется точно единице, как и должно быть по смыслу используемой размерности, и наконец, в табл. 1, как и в последующих, указаны не размерные интервалы, а граничные размеры, соответственно смещенные относительно массовых долей фракций (что экономнее, так как набор сит печатается один раз, и понятнее).

Графической иллюстрацией группированного статистического ряда служит многоугольник распределения. Неважно, как построена эта фигура: в виде ли

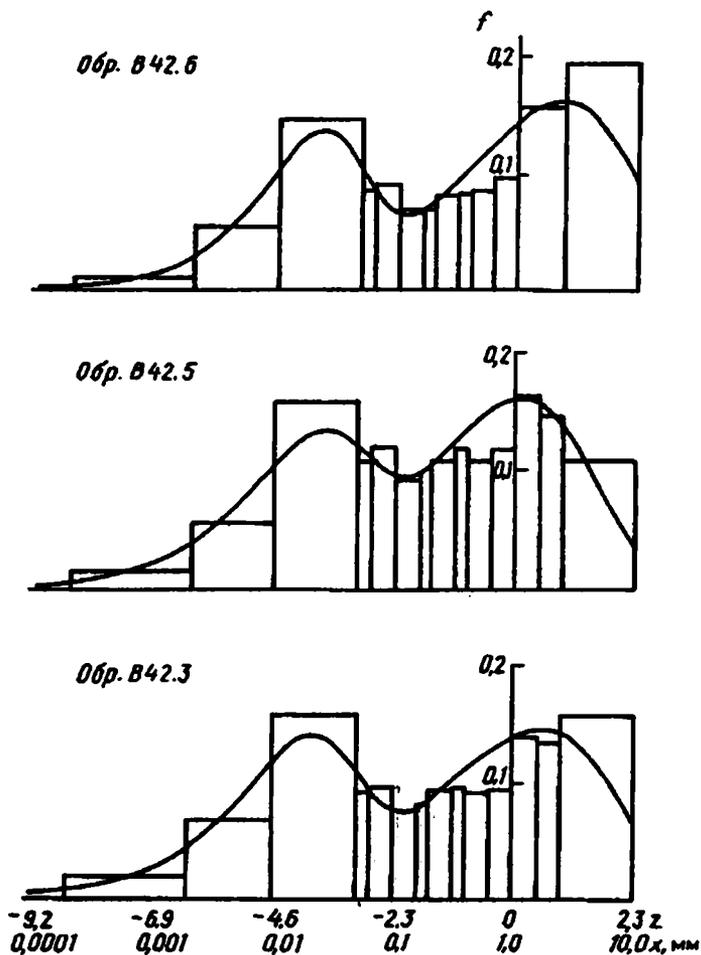
Плотности частоты гранулометрического состава примитивно-криогенной коры выветривания габбро

Номер фракции	Граничные размеры фракций, мм	Размерные интервалы (логарифм)	Плотности частоты образцов примитивно-криогенной коры выветривания габбро		
			обр. В 42.6	обр. В 42.5	обр. В 42.3
1	0,0002	2,302	0,010	0,017	0,019
2	0,002	1,610	0,051	0,056	0,065
3	0,01	1,609	0,146	0,158	0,155
4	0,05	0,232	0,084	0,107	0,089
5	0,063	0,461	0,090	0,121	0,094
6	0,10	0,470	0,067	0,092	0,074
7	0,16	0,224	0,067	0,098	0,079
8	0,20	0,454	0,080	0,109	0,092
9	0,315	0,239	0,082	0,117	0,094
10	0,40	0,454	0,083	0,108	0,091
11	0,63	0,462	0,095	0,118	0,092
12	1,00	0,470	0,157	0,162	0,137
13	1,60	0,446	0,155	0,146	0,133
14	2,50	1,387	0,194	0,108	0,155
	10,00				

ломаной линии или ступеньками, или же, наконец, сглаженной кривой, но если она строится в координатах, у которых по оси ординат отложены проценты или массовые доли, то это — многоугольник распределения, а не гистограмма. Использование подобной фигуры для суждения о законе распределения случайной величины, если строго не соблюдается условие постоянства величины разрядов, может привести к ошибкам, имеющим катастрофический характер [5, 19].

Ориентировочное представление о законе случайной величины можно получить, используя таблицу плотностей частоты f_i (табл. 2). Значения величин, составляющих подобные таблицы, находятся путем деления каждой статистической частоты, p_i , на величину соответствующего ей разряда $\Delta z = \ln x_{i+1} - \ln x_i$. Найденная в результате величина безразмерна, так как безразмерны величины, от деления которых она получена. Графической иллюстрацией подобных таблиц служат гистограммы, представляющие совокупности прямоугольников, каждый из которых характеризует определенный разряд, фракцию (фигура). Площадь прямоугольника в соответствующем масштабе равняется статистической частоте p_i разряда (в гранулометрии — массовой доле фракции), а его основание — величине разряда (для гранулометрии — разрядному интервалу фракции). Как таблицы плотностей частоты, так и гистограммы в предлагаемой схеме представления результатов гранулометрических анализов призваны прежде всего служить определению числа слагаемых j в уравнении

$$D = \sum a_j p_j$$



Гистограммы и теоретические кривые плотности распределения гранулометрического состава примитивно-криогенной коры выветривания габбро

где D — суммарная функция распределения $F(x) = P\{X < x\}$; D_j — функции распределения, описывающие отдельные слагаемые и имеющие вид $D_j = 1 - R_j$, причем $R_j = \exp - (x/k_j)^{n_j}$ — уравнения Розина — Рамлера.

Определение коэффициентов, входящих в уравнения, наиболее рационально произвести с учетом решаемых задач, их литологической направленности. В этом случае, a_j — коэффициент, описывающий долю данной составляющей в общем распределении. Очевидно, что $\sum a_j = 1$; k_j — модальный размер, так как при $z = \ln k_j$, производная данной составляющей, $D_j'(z)$, имеет максимум; n_j — коэффициент сортированности: чем он больше, тем круче D_j и более сжата $D_j'(z)$ относительно оси z .

Число слагаемых в исходном распределении соответствует числу максимумов на гистограммах или, что то же самое, в таблицах плотностей частоты. Как следует из фигуры и табл. 2, приводимые в них данные характеризуют распределения, состоящие из двух слагаемых, так как имеют два максимума, моды, разделенные минимумом. Колебания между максимумами, имеющими близкие значения, и минимумом достигают величины последнего. На эту основную закономерность накладываются отклонения, имеющие случайный характер и величину на порядок меньшую.

Коэффициенты теоретических уравнений гранулометрического состава примитивно-криогенной коры выветривания габбро

Номер образца	a_1	k_1	n_1	a_2	k_2	n_2	n	χ^2/N
B42.6	0,2970	0,0218	1,036	0,7030	2,3850	0,623	0,746	0,0235
B42.5	0,3150	0,0211	0,869	0,6850	1,1452	0,638	0,711	0,0319
B42.3	0,3380	0,0185	0,896	0,6620	1,7613	0,591	0,694	0,0261

Выделение составляющих исходных распределений с помощью компьютера — процедура весьма не сложная. Для этой цели на «Бэйсике» была написана программа. Автор не является специалистом в области программирования, поэтому данная программа здесь не приводится, но рассмотрение основных шагов ее реализации представляется целесообразным. После произвольного выбора значения a_1 , массовые доли тонких фракций p_i^* , сумма которых была менее этой величины, делились на нее. В результате находилась совокупность массовых долей фракций тонкой составляющей, $p_{i,r}^*$. Последовательным вычитанием из единицы величин $p_{i,r}^*$ определялись значения $R_{i,r}^*$. Далее, на основе соотношения, $\ln \ln(1/R) = n(\ln x - \ln k)$, полученного двойным логарифмированием уравнения Розина—Рамлера, используя пары значений $R_{i,r}^*$ и $z_i = \ln x_i$, методом наименьших квадратов вычислялись коэффициенты n_1 и k_1 . Для определения коэффициентов более грубого слагаемого все делалось точно так же, но на основе массовых долей фракций, не использованных при вычислении первой составляющей.

После определения всех шести коэффициентов их подстановкой в уравнение $R = R_1 + R_2$ вычислялись теоретические частоты распределения: $p_i = R_i - R_{i+1}$. Используя теоретические (p_i) и исходные (p_i^*) частоты, определялись величины $\chi^2/N = \sum (p_i^* - p_i)^2/p_i$. Из всех возможных наборов коэффициентов отбирался тот, для которого величина χ^2/N имела наименьшее значение. Результаты вычислений для образцов примитивно-криогенной коры выветривания габбро приводятся в табл. 3. Применение непосредственно критерия Пирсона χ^2 для оценки соответствия теоретических уравнений экспериментально полученным данным в гранулометрическом анализе затруднено тем, что не определено число испытаний N . Однако для выбора между однотипными теоретическими уравнениями, описывающими один и тот же набор экспериментальных величин, можно вполне обходиться значением $\chi^2/N = \sum (p_i^* - p_i)^2/p_i$.

Для более общего случая, когда приходится делать выбор между теоретическими уравнениями с различным числом составляющих, можно попытаться оценить величину N . Так как допустимая погрешность гранулометрического анализа составляет менее 0,02, а представить испытание, хотя и гипотетическое, но в реальности все-таки возможное, по величине меньшей погрешности — чрезвычайно трудно, то можно считать, что число испытаний, которое соответствует одному реальному гранулометрическому анализу, будет менее 50. (Если единицу разделить на величину большую 0,02, то получится величина менее 50.) Значит, величина χ^2 будет меньше произведения $(\chi^2/N)50$ и, если при данном числе степеней свободы вероятность p , соответствующая величине $(\chi^2/N)50$, не мала (см. приложение 3 в работе [1]), то вероятность, соответствующая χ^2 , при тех же условиях будет еще выше и можно признать расхождение между теоретическим и действительным распределениями несущественными и отнести их на счет случайных причин. По сравнению с критерием согласия, предлагаемым Р. Шлеером [18], использование критерия χ^2 или $(\chi^2/N)50$ при исследовании гранулометрического состава представляется предпочтительней, так

Коэффициенты теоретических уравнений гранулометрического состава осадочных образований Хибин

Номер образца	a_1	k_1	n_1	a_2	k_2	n_2	n	χ^2/N
A1.1	0,7100	0,1103	0,504	0,2900	3,3096	1,867	0,900	0,027
A1.2	0,8150	0,0758	0,524	0,1850	3,3621	1,975	0,793	0,017
A1.3	0,4840	0,0594	0,641	0,5160	4,2379	1,490	1,079	0,017
A5.3	0,0830	0,0311	0,607	0,9170	4,6740	2,029	1,911	0,002
A5.4	0,5280	0,0301	0,675	0,4720	2,2982	1,421	1,027	0,002
A5.5	0,7980	0,0434	0,700	0,2020	3,3483	1,528	0,868	0,048
A5.6	0,6070	0,0460	0,611	0,3930	2,8949	1,707	1,042	0,037
A2.2	0,3900	0,4462	0,873	0,6100	3,5585	2,008	1,565	0,021
(A2.2)	0,0670	0,0338	0,989	0,9330	2,4322	1,013	1,013	0,038)
A2.3	0,3700	0,3956	0,813	0,6300	4,0758	1,943	1,525	0,024
(A2.3)	0,0770	0,0339	0,906	0,9230	2,9302	0,941	0,939	0,043)
A2.4	0,4400	0,4128	0,935	0,5600	3,5696	2,031	1,549	0,032
(A2.4)	0,0830	0,0386	1,111	0,9170	2,2656	0,971	0,983	0,040)
A6.1	0,3380	0,0401	1,186	0,6620	1,9505	1,150	1,163	0,019
A6.2	0,6730	0,0512	1,185	0,3270	2,1860	1,231	1,201	0,064
A6.3	0,3120	0,0414	0,987	0,6880	3,2669	1,080	1,051	0,034
A8.2	0,2250	0,0290	0,954	0,7750	1,7528	1,030	1,013	0,031
A8.3	0,2800	0,0349	1,104	0,7200	1,4305	0,956	0,998	0,042
A8.1	1,0000	0,4791	0,711	—	—	—	0,711	0,072

Примечание. A1(1, 2, 3) — образцы элювия с вершины горы Ньорпахк (1—3 соответственно верхняя, средняя и нижняя зоны коры выветривания); A5 (3, 4, 5, 6) — образцы элювия с вершины плато Расвумчорр (3 — материал с поверхности, 4—6 — соответственно верхняя, средняя и нижняя зоны коры выветривания); A2..., A6..., A8..., — образцы солифлюкционных отложений; A2 — южный склон горы Ньорпахк, A8 — то же юго-западный; A6 — северный склон горы Лявочорр; A2.2 — материал, лежащий непосредственно под глыбами курума; A2.3, A6.2, A8.2 — образцы средних зон солифлюкционных отложений; A2.4, A6.3, A8.3 — образцы из контакта с подстилающими горными породами; A6.2 — материал с поверхности солифлюкционной террасы; A8.1 — материал солифлюкционной оплывины.

как последний учитывает всю совокупность отличий между опытным и теоретическим распределениями.

Чтобы убедиться в применимости предлагаемого метода проверки соответствия теоретических результатов экспериментальным данным, рассмотрим более подробно гранулометрический состав обр. B42.6. Помимо предложенного бимодального распределения (табл. 3) для него могут быть определены параметры унимодального распределения Розина — Рамлера. Соответствующие коэффициенты равняются: модальный размер k 0,897, и коэффициент сортированности n 0,515. Для определяемого ими теоретического унимодального распределения меры отличия от экспериментальных данных составляют: $\chi^2/N = 0,367$ и $(\chi^2/N) = 18,350$. Последней величине при числе степеней свободы $r = 14 - 3 = 11$ соответствует вероятность, лежащая в интервале от 0,05 (19,68) до 0,10 (17,28) (см. приложение 3 в работе [1]), так что делать вывод о непротиворечии теоретического уравнения опытным данным нет никакого основания. В то же время для бимодального распределения $(\chi^2/N)_{50} = 1,30$. Этой величине при числе степеней свободы $r = 14 - 7 = 7$ соответствует вероятность, большая 0,90 (2,83) (см. приложение 3 в работе [1]). В данном случае уже можно отнести отклонение теоретического распределения от наблюдаемого на счет случайных причин и из двух видов распределений (уни- и бимодального) остановить свой выбор на последнем.

Описываемый метод представления гранулометрического состава осадочных образований дает возможность определить коэффициент n , равный $\sum a_i n_i$, и характеризующий их общую сортированность. Предлагаемый коэффициент, учитывая возможные различия в числе мод гранулометрических распределений, обеспечивает объективное сопоставление на основе данной характеристики ли-

тологических объектов. По сравнению с аналогичными величинами, перечисленными в весьма подробной сводке [13] и широко используемыми по настоящее время, указанный коэффициент выгодно отличается тем, что основывается на всей сглаженной совокупности экспериментальных данных. В настоящей работе вычисленные величины данного коэффициента приводятся в таблицах.

В упоминавшейся ранее статье [9] метод выделения в гранулометрическом составе осадочных образований его составляющих был реализован на примере объектов осадочного чехла Хибин. В то время автор не располагал возможностью решения сформулированной задачи с помощью компьютера, и приведенные в статье коэффициенты характеризуют теоретические распределения, в отношении которых нет оснований утверждать, что их отличие от экспериментальных данных из всех возможных вариантов — минимальное. В настоящее время посредством машинного перебора вариантов и их сравнения по величине χ^2/N и эта часть общей задачи успешно решена. Результаты ее решения представлены в табл. 4. В силу изложенных обстоятельств они несколько отличаются от приведенных в статье [9], но отличия эти вполне укладываются в предлагаемые схемы формирования гранулометрического состава.

Применение компьютера позволило посмотреть на приводимые ранее данные под иным углом зрения и дало возможность вскрыть дополнительные, ранее не замеченные, черты. Обращает на себя внимание различие теоретических распределений приповерхностных образцов криогенного элювия. Материал с горы Ньюрпахк значительно более грубый, чем с плато Расвумчорр. Модальный коэффициент слагаемого, описывающего более тонкую часть гранулометрического состава, в первом случае находится в пределах от 0,06 до 0,11, а во втором — от 0,03 до 0,05. Обусловлено это скорее всего различием минерального состава исходных пород: в точке А1 исходными породами являются грубозернистые хибиниты, обогащенные устойчивым калиевым полевым шпатом, а в точке А5 — йолиты, богатые неустойчивым нефелином. Особенно ярко выделенная черта проявляется при сравнении результатов приповерхностных образцов: 0,11 и 0,03. Однако в этом случае может иметь место также наложение криогенной сортировки элювия, приводящей к образованию морозобойных пятен, медальонов и тому подобных приповерхностных образований. Важной чертой, уже отмеченной ранее и в настоящей работе получившей подтверждение, является вертикальная дифференциация по гранулометрическому составу профиля примитивно-криогенных кор выветривания, существование трех субгоризонтальных зон: верхней, средней и нижней. Из перечисленных зон наибольшее количество тонких частиц характерно для средней зоны. Указанная дифференциация бывает очевидна уже при полевом исследовании на уровне сопоставления количеств мелкозема и крупнообломочного материала и, как видим, результаты аналитических исследований мелкозема подтверждают наблюдения в поле.

Применение обобщенного коэффициента сортированности показывает, что сортированность в пределах примитивно-криогенной коры выветривания в наибольшей степени присуща приповерхностным зонам, где указанный коэффициент может достигать 1,911. Связано это с вымыванием тонких продуктов выветривания в толщу отложения. Однако, чтобы этот процесс получил свое наиболее яркое развитие, необходима некоторая заданность начальных условий. По-видимому, играют роль не только определенная разница в устойчивости к выветриванию различных минералов исходных пород, но и их количественное соотношение, достаточно высокое содержание неустойчивых минералов. Учет совокупности этих факторов и позволяет понять, почему максимальная величина коэффициента сортированности присуща образцу из приповерхностной зоны примитивно-криогенной коры выветривания йолитов, а минимальная — образцам коры выветривания габбро.

Проведение расчетов на компьютере дало возможность выявить дополнительную особенность гранулометрического состава солифлюкционных отложений. Как следует из табл. 4, для каждого образца из точки А2 были определены две бимодальные теоретические кривые и соответственно приводятся два набора

коэффициентов (один набор в скобках). Наборы, приведенные в скобках, характеризуются меньшей долей тонкой составляющей, меньшей величиной ее модального размера и большей величиной коэффициентов сортированности и X^2/N . Большие величины последнего заставляют считать, что наборы коэффициентов вне скобок лучше описывают соответствующие опытные данные. В то же время, так как коэффициенты эти не столь уж велики, то, исходя из знания места солифлюкционных отложений в общей схеме литогенеза, можно предположить, что распределения, приведенные в скобках, относятся к исходному продукту хрупкого дробления горных пород, претерпевшему затем глубокие преобразования в результате вязкопластичного смещения курума. Близость модальных коэффициентов, приведенных в скобках, к величинам таковых криогенного элювия подтверждает подобное предположение.

Приводимые данные о солифлюкционных отложениях выстраиваются в закономерный ряд, хорошо согласующийся с процессами их формирования. Первоначально продукты хрупкого дробления горных пород в процессе солифлюкционного смещения утрачивают наиболее тонкие частицы. В результате этого сортированность тонкой составляющей возрастает, но модальный размер еще остается в исходных пределах (обр. А6). Дальнейший сброс тонких частиц в результате развития солифлюкционного процесса приводит к увеличению модального размера тонкой составляющей, хотя еще можно выявить следы первоначального распределения (обр. А2). И наконец, происходит кардинальное изменение исходного бимодального распределения продуктов хрупкого дробления горных пород в унимодальное, являющееся уже отражением вязкотекучего процесса солифлюкционного оплывания (обр. А8.1).

Сравнение сортированности примитивно-криогенной коры выветривания и солифлюкционных отложений показывает, что в целом более сортированным является материал, слагающий последние. Так, для всей толщи курума характерна величина обобщенного коэффициента сортированности выше 1,5. Разжижение и оплывание материала снижают его сортированность, доводя величину обобщенного коэффициента до 0,711.

Гранулометрический состав примитивно-криогенной коры выветривания габбро отличается от такового элювия щелочных пород не только худшая сортированность, но и меньшая величина модального размера более тонкой составляющей. Вызвано это также различием в минеральном составе исходных пород — тонкая составляющая элювия габбро определяется продуктами дробления плагноклазов, тогда как в элювии щелочных пород ведущую роль играют К—Na полевые шпаты. В соответствии с данными, приводимыми в табл. 3, наибольшее количество тонких частиц и наименьшие величины коэффициентов модального и сортированности присущи образцу из контакта отложений с исходными горными породами, а не из центральной части профиля коры выветривания. Однако это не опровергает установленную закономерность существования трех зон и приуроченности наибольшей выраженности процессов выветривания к средней из них, а только подтверждает полевые наблюдения о субгоризонтальном характере развития этих зон, осложненном многочисленными затеками, «карманами» и другими проявлениями криогенеза.

Для сопоставления гранулометрического состава осадочных образований, сформировавшихся в условиях холодного влажного климата, и отложений ледового литогенеза рассмотрим гранулометрический состав морен. Исходные результаты гранулометрических анализов, на основании которых получены данные табл. 5 и 6, взяты из работы [6]. То, что гранулометрическому составу морен присуще бимодальное распределение частиц, известно давно [14] и данные, приводимые С. А. Стрелковым и Б. И. Кошечкиным, подтверждают, что морены Кольского п-ова не являются исключением из правила. Однако применение для анализа новой методики позволило сравнить по этому свойству морены как между собой, так и с другими осадочными образованиями.

Обращает на себя внимание четко прослеживаемая с глубиной тенденция как к огрублению более тонкой составляющей (k , возрастает с 0,09 до 0,12), так и

Плотности частоты гранулометрического состава морены

Номер фракции	Граничные размеры фракций, мм	Размерные интервалы (логарифмы)	Плотности частоты образцов морен*		
			обр. 75-63/4 (глубина 2,5 м)	обр. 75-63/5 (глубина 3,9 м)	обр. 75-63/6 (глубина 5,2 м)
1	0,0002	-8,517	0,020	0,033	0,026
	0,002	-6,215			
2	0,01	-4,605	0,060	0,053	0,043
	0,05	-2,996			
3	0,063	-2,764	0,281	0,266	0,273
	0,10	-2,303			
4	0,16	-1,833	0,163	0,149	0,189
	0,315	-1,155			
5	0,40	-0,916	0,140	0,140	0,178
	0,63	-0,462			
6	1,00	0,0	0,075	0,081	0,078
	1,60	0,470			
7	2,50	0,916	0,072	0,085	0,056
	10,00	2,303			
8			0,081	0,098	0,061
9			0,093	0,077	0,070

* Образцы отобраны из стенки карьера, расположенного в 1 км к северу от о. Травяного.

Таблица 6

Коэффициенты теоретических уравнений гранулометрического состава морен

Номер образца	a_1	k_1	n_1	a_2	k_2	n_2	n	χ^2/N
75-63/4	0,7740	0,0877	0,735	0,2260	3,4581	1,611	0,933	0,0210
75-63/5	0,8145	0,0952	0,626	0,1855	3,2706	2,167	0,912	0,0253
75-63/6	0,8560	0,1150	0,678	0,1440	3,8209	2,177	0,894	0,0215

к увеличению ее доли (увеличение a_1 с 0,77 до 0,86). Допущение о субаэральном диагенезе, преимущественно физико-химическом измельчении в приповерхностных условиях исходного моренного материала с последующим вымыванием тонких частиц в нижележащую толщу, хорошо согласуется с этой закономерностью. На возможное вымывание более тонких частиц указывает также снижение общего коэффициента сортированности n , с 0,93 (в верхней зоне) до 0,89 (в самой нижней). Та же направленность этого вероятного процесса прослеживается и по коэффициенту сортированности тонкой составляющей n_1 . Выраженность процессов субаэрального диагенеза, как видно из приводимых величин, невелика, но привлечение математических методов дает основание утверждать их существование.

Сопоставление гранулометрических составов морен и примитивно-криогенных кор выветривания выявляет их общую черту: бимодальность распределений. Сходство распределений прослеживается не только в общих чертах, но и заметно в частностях, в каждой из выделяемых групп фракций. Это вызвано идентичностью

Плотности частоты гранулометрического состава лунного реголита

Номер фракции	Граничные размеры фракций, мм	Плотности частоты		Граничные размеры фракции, мм	Плотности частоты (обр. 71061.1)
		обр. 60009.456	обр. 60009.457		
1	0,002	0,075	0,049	0,002	0,078
2	0,010	0,168	0,116	0,020	0,151
3	0,020	0,181	0,155	0,045	0,165
4	0,045	0,187	0,210	0,075	0,165
5	0,075	0,179	0,180	0,090	0,169
6	0,090	0,163	0,187	0,150	0,138
7	0,150	0,150	0,174	0,250	0,102
8	0,250	0,124	0,158	0,500	0,050
9	0,500	0,085	0,108	1,000	0,088
10	1,000	0,065	0,068	2,000	0,097
11	2,000	0,066	0,134	4,000	0,111
12	4,000	0,101	0,072	10,000	0,066
	10,000			40,000	

Примечание. Данные по обр. 60009.456 и 60009.457 взяты из работы [17], а по обр. 71061.1 — из работы [15].

Таблица 8

Коэффициенты теоретических уравнений гранулометрического состава лунного реголита

Номер образца	a_1	k_1	n_1	a_2	k_2	n_2	n	χ^2/N
60009.456	0,7800	0,0881	0,744	0,2200	4,3180	1,125	0,828	0,0449
60009.457	0,7670	0,1287	0,806	0,2330	3,5059	1,680	1,010	0,0279
71061/1	0,6070	0,0727	0,820	0,3930	6,0550	0,902	0,852	0,0148

физической природы ведущих процессов их формирования, тем, что и в том, и в другом случае основная роль принадлежит процессам хрупкого дробления горных пород. Однако есть и различия, которые определяются большей выраженностью сопутствующих процессов при формировании примитивно-криогенной коры выветривания. Тонкая составляющая морен как количественно (a_1 в пределах от 0,77 до 0,86), так и по модальному размеру ($k_1 = 0,09—0,12$) превосходит аналогичные показатели криогенного элювия ($a_1 = 0,08—0,82$ и $k_1 = 0,02—0,11$). Обращает также внимание больший разброс параметров, связанных с примитивно-криогенной корой выветривания. Данную особенность можно объяснить тем, что так как рассматриваемый объект в настоящее время находится в стадии интенсивного развития, выраженности формирующих его процессов присуще известное колебание.

Сходство морен и примитивно-криогенных кор выветривания по гранулометрическому составу при поверхностном подходе может быть истолковано в качестве дополнительного аргумента в пользу предложения о их совместном рассмотрении [2]. То, что образования эти генетически различны, было исчерпывающе показано

в работе [10], а в отношении бимодальности распределения частиц по размерам можно привести в качестве дополнительного примера другой тип отложений, гранулометрии которых она также присуща, но в отношении которых ледниковый генезис исключается. Табл. 7 и 8, содержащие данные по лунному реголиту, иллюстрируют изложенное выше.

Сравнив гранулометрию перечисленных трех типов осадочных образований (примитивно-криогенной коры выветривания, морены и лунного реголита) приходим к выводу об их чрезвычайном сходстве, определяемом как общим характером распределений, так и частностями, его составляющими. Сопоставляя между собой условия развития этих природных объектов, следует соотнести сходство составов с существованием физического процесса, общего для рассматриваемых отложений. Исходя из общих положений физики измельчения [8] в качестве такового процесса надлежит признать хрупкое дробление исходных горных пород и слагающих их минералов. Параметры тонкой составляющей (а именно она определяет и общий характер распределений) связаны, по-видимому, с величиной опасной трещины Гриффитса. Так как для многих минералов относительно близки межатомные расстояния и порядок снижения прочности в результате развития микротрещин, то и пределы указанной величины также должны мало отличаться друг от друга. Согласно работе [8] для кварца величина опасной трещины Гриффитса лежит в пределах 1,5—600 мкм. Совпадение с модальным размером тонкой составляющей исследуемых образцов весьма красноречиво. В соответствии с их природой группы фракций, выделяемые в составе рассмотренных отложений, можно, несколько условно, определить: более тонкую — как составляющую минеральных осколков, а более грубую — как составляющую минеральных зерен.

Сравнение гранулометрии земных и лунных образцов не является занятием сугубо отвлеченным. Выводы, которые можно сделать на его основе, вносят вклад в познание как тех, так и других. В отношении земных объектов из такого сравнения следует, что бимодальность гранулометрического состава сама по себе не дает оснований для отнесения осадочных объектов к моренам. В то же время отсюда вытекает вывод, что бимодальность распределения отнюдь не обязательно будет следствием перемешивания зрелого и незрелого реголитов [16].

Понимание неизбежности формирования бимодального распределения измельченного материала приходит через непосредственный опыт каждого, кто хоть раз дробил горные породы в ступе пестиком. Практически невозможно без многократного просеивания раздробить пробу, если ее объем превышает некоторую величину, при которой он может быть распределен, «размазан», очень тонким слоем по стенкам ступки. При определенном соотношении тонких и грубых частиц первые, будучи устойчивыми к хрупкому дроблению, образуют массу заполнителя, воспринимающего основные нагрузки и как следствие — общая скорость измельчения резко снижается. Выход из положения — просеивание образца и последующее дробление лишь оставшегося на сите материала. В рассмотренных обстановках осадкообразования природа лишена возможности просеивать измельченный материал, но обладает несравненно большим запасом времени для реализации того же процесса дробления горных пород. Так что не удивительно, что среди образцов лунного реголита есть такие, у которых грубый максимум сведен до положения «хвоста» и прослеживается четко лишь максимум осколков (обр. 60009.454 и 60009.458 [17]). Попытки выделить в их составе две составляющие приводят к очень большим значениям коэффициента X^2/N .

Определенный вклад в понимание механизма формирования бимодального гранулометрического состава в результате дробления горных пород вносит работа Х. Л. Аллинга [11]. В ней описано, как первоначально унимодальные распределения порообразующих минералов в результате дробления на первом этапе образуют дополнительный максимум в области тонких частиц. Затем тонкий максимум становится основным, а первоначальный, постепенно уменьшаясь, через стадию «хвоста» сходит на нет. В процессе измельчения оба максимума (тонкий увеличиваясь, грубый уменьшаясь) сдвигаются в сторону более тонких

частиц. К сожалению, работу Х. Л. Аллинга иллюстрируют лишь графики. Численные данные не приводятся, а это исключает применение нашей методики и, стало быть, количественное сопоставление экспериментальных данных с природными образованиями.

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что бимодальность гранулометрического состава осадочных образований служит отражением не каких-либо специфических условий осадкообразования, а более общего физического процесса, каковым является хрупкое дробление горных пород и минералов. Используемая методика позволяет разделить подобные распределения на составляющие осколков и минеральных зерен и оценить их параметры. Бимодальный гранулометрический состав, как правило (речь идет о вероятностной характеристике), присущ лунному реголиту, моренам и криогенному элювию, т. е. тем отложениям, в формировании которых хрупкое дробление играет ведущую роль. В природных условиях, в которых происходит формирование перечисленных отложений, вероятность дробления частиц зависит не только от их размера, как это исследуется в моделях А. Н. Колмогорова [3] и А. Ф. Филипова [7], но и от времени, степени завершенности процесса дробления. По мере накопления продуктов дробления, тонких частиц вероятность разрушения крупных минеральных фрагментов снижается. Учет этой особенности даст возможность предложить математическую модель формирования бимодального распределения частиц по размерам в качестве промежуточного продукта хрупкого дробления горных пород. Конечным результатом этого процесса, правда, труднодостижимым даже за геологические промежутки времени, будет какое-то унимодальное распределение в соответствии с какой-либо из предложенных ранее математических схем [3, 7, 12].

Наложение иных природных процессов на хрупкое дробление горных пород приводит к искажению бимодального распределения частиц по размерам. Примененная методика на примере формирования солифлюкционных отложений Хибин позволила не только выявить указанные преобразования бимодальных распределений, но и проследить их направленность. По мере активизации транспортных процессов наблюдается сброс тонких частиц, первоначально приводящий к возрастанию сортированности, затем к увеличению модального размера составляющей осколков и, наконец, к формированию унимодального распределения, которое по виду уже весьма далеко от гранулометрического распределения продуктов хрупкого дробления горных пород в природных условиях.

Список литературы

1. *Вентцель Е. С., Овчаров Л. А.* Теория вероятностей и ее инженерные приложения. М.: Наука, 1988. 480 с.
2. *Евзеров В. Я.* О характере выветривания горных пород Кольского полуострова в антропогене// Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 121—130.
3. *Колмогоров А. Н.* О логарифмически нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении// Докл. АН СССР. 1941. Вып. 31. № 2. С. 99—101.
4. *Коузов П. А.* Основы анализа дисперсного состава промышленных пылей и измельченных материалов. Л.: Химия, 1974. 280 с.
5. *Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
6. *Стрелков С. А., Кошечкин Б. И.* Рельеф и строение рыхлого покрова Печенгского и Мончегундского никеленосных районов// Заключительный отчет по теме. Т. 2. Фонды Карельского филиала РАН. Апатиты, 1976. 195 с.
7. *Филипов А. Ф.* О распределении размеров частиц при дроблении// Теория вероятностей и ее применение. 1961. Т. 6. Вып. 3. С. 299—318.
8. *Ходаков Г. С.* Физика измельчения. М.: Наука, 1972. 307 с.
9. *Юров Ю. Л.* Гранулометрический состав примитивно-криогенной коры выветривания и склоновых отложений Хибин// Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1986. № 3. С. 66—71.
10. *Юров Ю. Л.* Примитивно-криогенная кора выветривания и склоновые отложения среднегорных массивов Кольского полуострова// Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 1. С. 86—92.

11. *Alling H. L.* Grain analyses of minerals of sand size in ball mills//*J. Sediment. Petrol.* 1944. V. 14. № 3. P. 103—104.
12. *Bennet J. G.* Broken coal//*J. Inst. Fuel.* 1936. V. 10. № 49. P. 22—39.
13. *Folk R. L.* A review of grain-size parameters//*Sedimentology.* 1966. V. 6. № 2. P. 73—93.
14. *Dreimanis A., Vagners U. J.* Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basalt tills// Till. A Symposium. Columbus. Ohio Univ. Press, 1971. P. 237—250.
15. *Heiken G.* Petrology of lunar soils//*Riv. Geophys. and Space Physics.* 1976. V. 13. № 4. P. 567—587.
16. *McKay D. S., Fruland R. M., Heiken G. H.* Grain size and the evolution of lunar soils//*Proc. Fifth Lunar Sci. Conf.* N. Y.: Pergamon Press, 1974. P. 887—906.
17. *McKay D. S., Morris R. V., Dungan M. A. et al.* Comparative studies of grain size separates of 60009//*Proc. Seventh Lunar Sci. Conf. V. 1. Regolith Study.* N. Y.: Pergamon Press, 1976. P. 295—313.
18. *Schleyer R.* The goodness-of-fit to ideal Gauss and Rosin distributions: a new grain-size parameter// *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. № 5. P. 871—880.
19. *Wolff R. G.* The dearth of certain size of materials in sediments//*J. Sediment. Petrol.* 1964. V. 34. № 2. P. 320—327.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
12.II.1993

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.57 : 550.4(477.62)

© 1994 Курило М. В.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО КОМПОНЕНТАМ ПОРОД
УГЛЕННОЙ ФОРМАЦИИ ДОНБАССА

Выяснение форм нахождения элементов-примесей и их связь с породообразующими минералами имеет важное значение как для теории метаморфогенного рудообразования, так и для решения прикладных задач экологического характера. Во-первых, потенциальная рудоносность той или иной осадочной породы определяется не столько валовым содержанием в ней рудных компонентов, сколько формой нахождения элементов в породе, энергией их связи с породообразующим веществом. Так, сорбированные на поверхности минералов элементы могут легко переходить в раствор, в то время как извлечение тех или иных ионов из кристаллической решетки потребует больших энергетических затрат [3]. В то же время в свете проблемы рационального использования природных ресурсов и охраны окружающей среды от того, в какой минеральной форме находятся элементы-примеси, большинство из которых являются токсичными, зависит вредность производства, имеющего дело с породами.

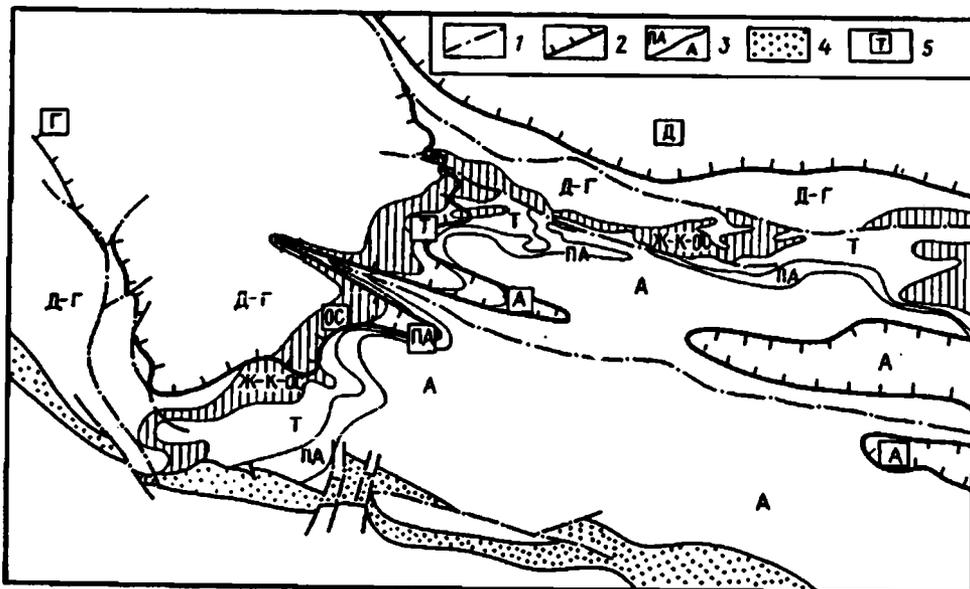
Оба эти аспекта имеют самое непосредственное отношение к Донецкому бассейну, где локализованы и разрабатываются крупные месторождения рудного и нерудного сырья. Поэтому вопросы генезиса, прироста запасов и рационального использования полезных ископаемых имеют первостепенное значение для этого региона. Однако формы нахождения фоновых концентраций рудных элементов-примесей в породах угленосной формации Донбасса до сих пор изучены довольно слабо. Скудные сведения о формах нахождения ртути приведены в работе [1], но эти данные касаются только ртути в углях и не затрагивают других элементов и углевещающих пород.

Таблица 1

Общая характеристика полевого фактического материала

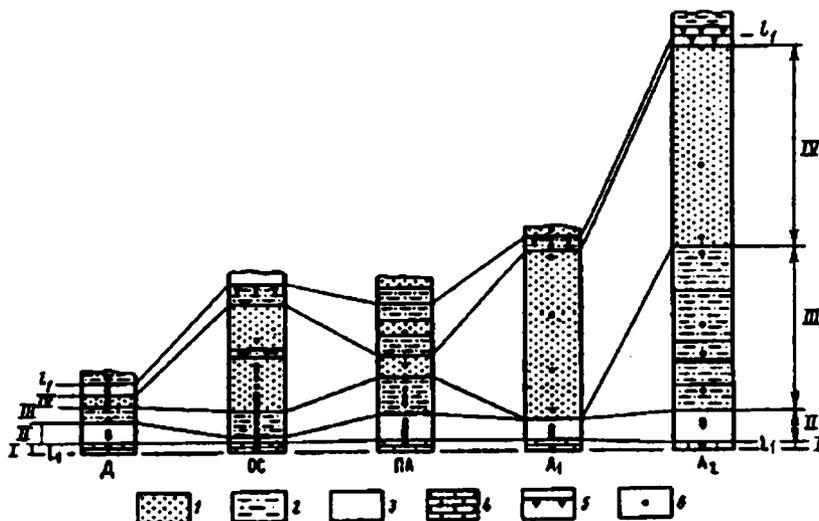
Участок	Число опробованных скважин	Число проб для исследований	Глубина отбора проб, м	Марка углей алмазной свиты
Петровский	10	210	648—435	Д (длинно-пламенные)
Самарский-капитальный	5	127	1402—1180	Г (газовые)
Селидовский	9	218	784—311	Г (газовые)
Поле шахты 13-бис	8	204	835—697	ОС (отошенно-спекающиеся)
Комиссаровский	5	121	600—150	T ₁ (тощие)
Поле шахты «Анненская»	5	125	980—500	T ₂ (тощие)
Шахтерский-глубокий	10	200	475—223	ПА (полуантрациты)
Фашевский-нижний	5	215	930—628	A ₁ (антрациты)
Глубокий	9	194	572—111	A ₂ (антрациты)
Суланский-1	5	103	390—100	A ₂ (антрациты)

Примечание. Кроме вышеперечисленных в различных районах Донбасса скважинами были изучены следующие участки: Ломоватский (верхний) — марки угля ОС—Т (глубина отбора 740—600 м); Первомайский — марка угля Г (глубина отбора 530—255 м); поле шахты им. Абакумова — марка угля Г (глубина отбора 831—750 м); поле шахты «Максимовская» — марка угля Ж (глубина отбора 150—10 м).



Фиг. 1. Геологическая схема Донецкого бассейна

1 — разрывные нарушения; 2—3 — контуры (2 — выхода подошвы алмазной свиты на дневную поверхность, 3 — распространения различных марок углей); 4 — девонские, турнейские и визейские образования; 5 — участки отбора проб



Фиг. 2. Сопоставление литологических колонок алмазной свиты (C_2^1) в интервале между известняком L_1 и угольным пластом l_1

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — известняк; 5 — угольный пласт. I—IV — литологические горизонты (I — известняк L_1 , II — аргиллит, III — алевролит, IV — песчаник)

В связи с этим нами была поставлена задача установить основные формы нахождения в породах типоморфных для Донбасса рудных элементов (ртути, свинца, цинка, меди и лития), а также выяснить влияние стадий постдиагенетических преобразований на изменение этих форм. В качестве объекта исследований выбраны отложения алмазной свиты (C_2^1) среднего карбона Донбасса в стратиграфическом интервале между известняком L_1 и угольным пластом l_1 . Изученный интервал представлен осадками полного цикла седиментации: известняк — аргиллит (глинистый сланец) — алевролит (песчано-глинистый сланец) — песчаник — уголь.

Опробование выполнено на углеразведочных участках (табл. 1, фиг. 1), характеризующихся различной степенью постдиагенетических изменений пород и метаморфизма углей алмазной свиты.

Состав пород, глинистой фазы и содержание рудных элементов

Место отбора, номер скважины	Порода	Марка угля	Состав		Содержание элементов, %									
			фракция 0,01— 0,001 мм	глинистая фаза	Hg, $n \cdot 10^{-7}$		Zn, $n \cdot 10^{-3}$		Pb, $n \cdot 10^{-3}$		Cu, $n \cdot 10^{-3}$		Li, $n \cdot 10^{-3}$	
					порода	фракция	порода	фракция	порода	фракция	порода	фракция	порода	фракция
Старобельская площадь (4051)	Аргиллит	Д	Глинистая фаза, кальцит, сидерит, кварц	Каолинит, гидро- слода, Fe-монтмо- риллонит, хлорит	50	200	4	6	2	4	1,5	3	2	4
	Песчаник	»	Глинистая фаза, кварц, полевой шпат, кальцит, си- дерит	Каолинит, гидро- слода, хлорит, сме- шанослойные гидро- слодисто-монтмо- риллонитовые обра- зования	48	120	8	15	3	4	2	3	3	5
Первомайский уча- сток (4115)	Аргиллит	Г	Глинистая фаза, кварц, сидерит, по- левой шпат	Гидрослюда, каоли- нит, хлорит	54	380	10	20	3	5	4	6	2	4
	Песчаник	»	Глинистая фаза, кварц, кальцит, по- левой шпат	Каолинит, гидро- слода, хлорит	70	260	3	5	2	3	2	3	3	3
Максимовский участок (4061)	Аргиллит	Ж	Глинистая фаза, си- дерит, кварц	Гидрослюда, каоли- нит, хлорит	72	220	7	10	2	4	3	5	3	5
	Песчаник	»	Глинистая фаза, кварц, сидерит, по- левой шпат	То же	34	200	6	10	3	5	3	4	—	3
Участок шахты 13- бис (313)	Аргиллит	ОС	Глинистая фаза, кварц, полевой шпат, сидерит, кальцит	»	20	180	10	20	3	3	3	4	3	5
	Песчаник	»	Глинистая фаза, кварц, полевой шпат, сидерит	Гидрослюда, каоли- нит	24	120	3	5	3	4	1	3	—	—
Комиссаровский участок (718)	Аргиллит	Т	То же	Гидрослюда, хлорит	48	240	6	10	1,5	4	3	6	4	6
	Песчаник	»	Глинистая фаза, кварц, полевой шпат, доломит	То же	56	140	3	5	2	3	1,5	2	—	—

Таблица 2 (окончание)

Место отбора (номер скважины)	Порода	Марка угля	Состав		Содержание элементов, %									
			фракция 0,01— 0,001 мм	глинистая фаза	Hg, $n \cdot 10^{-7}$		Zn, $n \cdot 10^{-3}$		Pb, $n \cdot 10^{-3}$		Cu, $n \cdot 10^{-3}$		Li, $n \cdot 10^{-3}$	
					поро- да	фрак- ция	поро- да	фрак- ция	поро- да	фрак- ция	поро- да	фрак- ция	поро- да	фрак- ция
Участок шахты Тернопольская (3564)	Аргиллит	ПА	То же	»	116	500	4	10	2	5	1,5	5	2	3
	Песчаник	»	Глинистая фаза, кварц, полевой шпат	»	46	400	8	15	2	5	4	5	2	3
Участок Фашев- ский-нижний (2718)	Аргиллит	A ₁	Глинистая фаза, кварц, доломит, кальцит	»	134	260	10	15	5	7	3	4	2	3
	Песчаник	A ₁	Глинистая фаза, кварц, полевой шпат, сидерит	Гидрослюда	74	320	4	10	3	5	3	5	—	—
Участок Глубокий (25115)	Аргиллит	A ₂	Глинистая фаза, кварц, доломит, по- левой шпат	Гидрослюда, хлорит	60	100	8	15	4	6	3	4	4	6
	Песчаник	A ₂	Глинистая фаза, кварц, доломит	Гидрослюда	18	112	5	15	3	5	1,5	3	—	—

Для того чтобы исключить возможность попадания проб с какой-либо наложенной минерализацией, участки выбраны по возможности на значительном удалении от рудных полей, сводов антиклинальных складок и крупных разрывных нарушений, благоприятных для миграции металлоносных флюидов.

Исследованные участки охватывают интервал групп углефикации от длиннопламенных углей (Д) до антрацитов (А₂). На каждом из участков было опробовано от 5 до 10 углеразведочных скважин. По каждому горизонту на участке отобрано от 3 до 80 частных проб.

Сопоставление стратиграфических колонок алмазной свиты по изученным участкам (фиг. 2) показывает, что опробованные четыре литологических горизонта сравнительно выдержаны по простираанию и вкрест простираания региона.

Породы Петровского месторождения, расположенного на северном моноклиальном склоне Донбасса, характеризуются начальной стадией катагенеза, угли относятся к марке Д. Этот участок формировался практически в платформенных условиях и по своему тектоническому положению несколько отличается от других, локализованных внутри складчатого Донбасса. Мощности всех литологических горизонтов колеблются в пределах от 2 до 5 м и вполне сопоставимы между собой.

Участок Самарский-капитальный расположен в западной части Кальмиус-Торецкой котловины, восточнее г. Александровка. Породы участка моноклиально падают на северо-восток. По своим технологическим показателям угли относятся к марке Г.

Селидовский участок, выделяемый нами условно, объединяет ряд шахтных полей, расположенных в юго-западной части Кальмиус-Торецкой котловины, которые сменяют друг друга по простираанию: Новгородские-1, 2, 3, «Россия» и «Украина». Пласты угля относятся к марке Г.

Поле шахты 13-бис находится на юго-восточном фланге Кальмиус-Торецкой котловины между двумя надвигами — Французским и Итальянским. Породы участка достаточно полого погружаются в северо-западном направлении и характеризуются сравнительно небольшими мощностями глинистых отложений в кровле известняка и значительной (30 м и более) мощностью песчаного горизонта. По своим углехимическим характеристикам угли принадлежат марке ОС.

Участок Комиссаровский находится в западной части Селезневской синклинали. Породы полого (под углом 8°) погружаются в западном направлении. Угли алмазной свиты участка относятся к марке Т₁. Северо-западнее Комиссаровского участка расположено поле шахты «Анненская». Породы участка имеют западное и юго-западное падение под углом 6—15°. Промышленные пласты угля по своим технологическим свойствам относятся к марке Т₂.

Участок Шахтерский-Глубокий расположен на южном крыле Чистяково-Снежнянской котловины. Угли относятся к марке ПА. Мощности аргиллитового, алевролитового и песчаного горизонтов примерно равны и составляют 6—10 м.

Участок Фащевский-нижний находится в Боково-Хрустальной котловине между Главной и Северной антиклиналями Донбасса. Он имеет сравнительно мощную (до 40 м) песчаную пачку и небольшой объем глинистых слоев. Характерно, что во всех пяти скважинах участка отсутствует горизонт алевролитов и песчаник залегает непосредственно на аргиллите (см. фиг. 2). Угольные пласты участка соответствуют марке А₁.

Участок Глубокий расположен на западном центроклинальном замыкании известняка L₁ в Шахтинско-Несветаевской котловине. Он характеризуется наибольшей степенью метаморфизма углей, относящихся к марке А₂. Все породы окрашены в темный, почти черный цвет, очень плотные. Мощность всех горизонтов намного больше, чем в других участках, разрез как бы разстанут. Аргиллиты состоят из глинистой массы (75—90%) и кластического материала (10—25%), а алевролиты соответственно 25—40 и 60—75%. В песчаниках количество кластического и глинистого материала составляет соответственно 70—95 и 5—30%. Кластический материал во всех разновидностях представлен в основном кварцем, реже полевыми шпатами, обломками эффузивных пород. Из акцессорных минералов встречаются зерна циркона, турмалина, сфена.

В зависимости от стадий постдиагенетических преобразований состав глинистой фазы изменяется (см. табл. 2). Так, на стадии образования углей марки Д основным компонентом глинистой фазы является каолинит с примесью диоктаэдрической гидрослюда, в меньшем количестве хлорита, железистого монтмориллонита и смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований. На стадии изменения, соответствующей углям марок Г, Ж, ОС, основным компонентом цементующего глинистого материала становится диоктаэдрическая гидрослюда с примесью хлорита и каолинита.

На метagenетической стадии трансформации (угли марок Т, ПА, А₁₋₂) в составе глинистой составляющей практически исчезают каолинит, монтмориллонит и смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые образования. Здесь широко развита ассоциация диоктаэдрической гидрослюда и хлорита. Карбонатная составляющая цемента представлена доломитом, реже кальцитом, сидеритом. Известняк сложен кальцитом и доломитом с небольшой примесью сидерита. Терригенная некарбонатная примесь представлена глинистым и углистым веществом, количество которого достигает 20%. Глинистый материал известняков имеет гидрослюдисто-хлоритовый состав. Химические анализы тонкодисперсных фракций из пород различных зон постдиагенетических изменений приведены в табл. 3.

Формы вхождения элементов устанавливались корреляционно-факторным анализом с учетом данных по минеральному составу пород. Исходная информация составила 2000 полуколичественных спектральных и атомно-абсорбционных анализов по четырем пластам (известняк, аргиллит, алевролит, песчаник), опробованных на 16 шахтных участках с различным марочным составом углей. Массив данных состоял из 32 выборок, в которые наряду с вышеперечисленными включены также 2000 анализов на углерод и углекислый газ и 250 полных химических анализов.

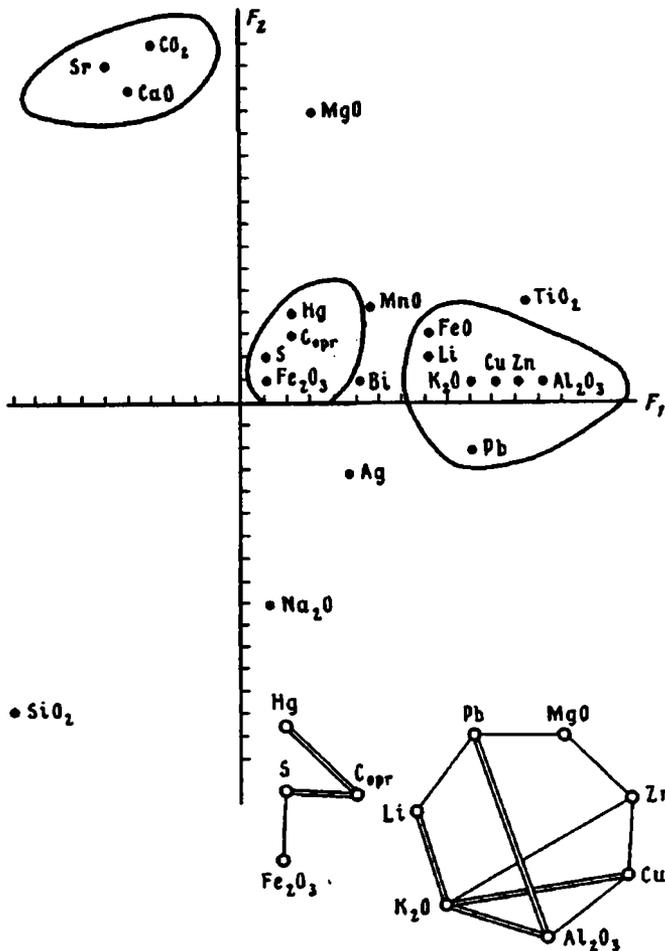
Матрица значений средних содержаний петрогенных компонентов и рудных элементов стала объектом факторного анализа по методу главных компонент [4]. В результате выявились три основных

Таблица 3

Химический состав глинистых минералов (фракция <0,001 мм) из пород алмазной свиты

Участок (скважина и глубина)	Минерал (порода)	Компонент, %													Σ
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ P	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	
Петровский (4051; 503)	«Кучерявичик» (каолинит)	46,75	0,83	37,44	0,15	0,21	0,05	0,68	0,35	0,77	0,30	0,44	0,10	12,3	100,49
Ломоватский (4264; 622)	Песчаник (гидролюда)	47,81	0,52	27,15	2,14	0,95	0,10	1,17	0,58	1,81	6,90	0,98	1,13	9,29	99,63
Комиссаровский (718; 263)	То же	47,12	0,81	24,35	3,12	2,66	0,02	0,40	0,82	1,89	5,20	0,05	0,85	9,00	97,29
Фашевский (2718; 925)	Глинистый сланец (гидролюда)	48,85	0,82	24,30	1,53	0,33	0,78	2,57	2,40	2,46	5,40	0,22	0,22	8,97	99,15
Сулинский (7753; 391)	То же	49,59	0,97	30,01	0,29	5,08	0,10	0,25	1,66	2,73	4,33	0,14	0,66	7,05	99,69
Глубокий (25115; 450)	Песчаник (гидролюда)	45,49	0,31	25,64	1,72	4,54	0,43	2,48	0,35	4,59	5,01	0,37	0,68	7,87	99,49
Фашевский-нижний (2756; 620)	Хлорит (песчаник)	24,85	0,18	22,31	4,73	21,40	—	5,83	0,54	0,16	0,48	0,11	0,35	9,46	88,40

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Севукргеология», аналитик Р. Я. Пашкевич.



Фиг. 3. Факторная диаграмма и фрагменты схем корреляционных связей элементов в породах алмазной свиты на стадии катагенеза

фактора, принявших на себя в совокупности более 95% всей дисперсии значений признаков. Факторные нагрузки в схематическом виде можно представить следующим образом:

$$F_1 = \frac{Al_2O_3^{0,910} K_2O^{0,744} FeO^{0,578} MgO^{0,473} MnO^{0,182}}{SiO_2^{0,529}} (59,2\%);$$

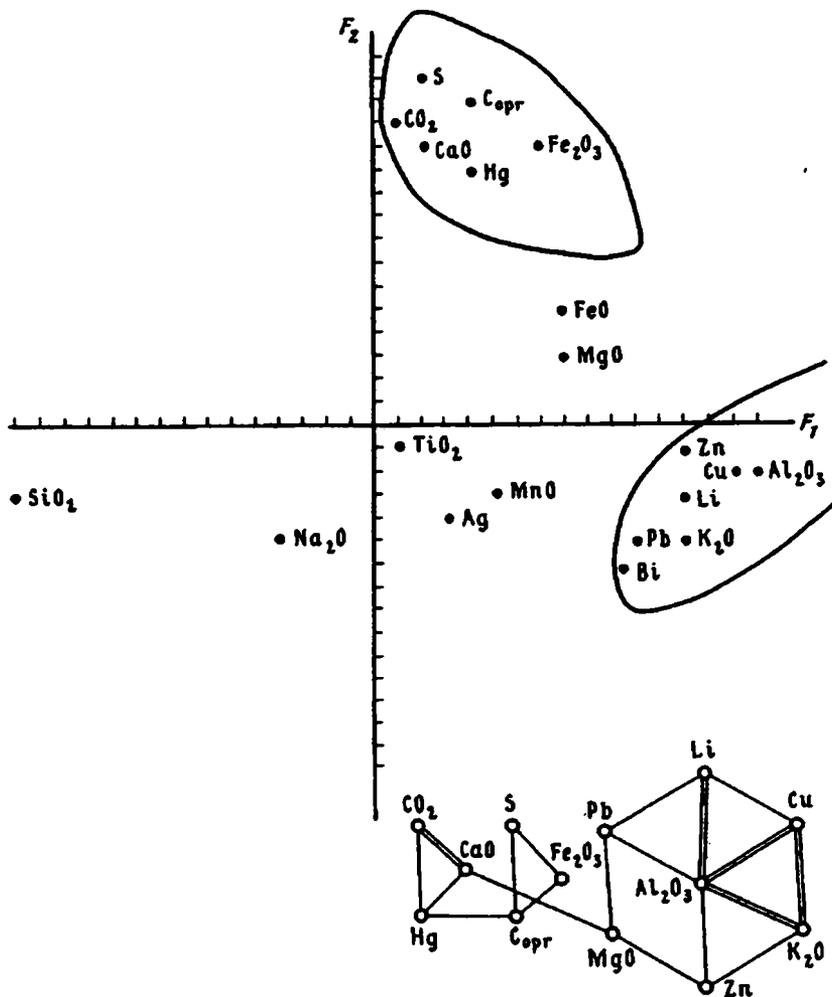
$$F_2 = \frac{CO_2^{0,903} MgO^{0,726} CaO^{0,295}}{SiO_2^{0,824} Na_2O^{0,567}} (21,5\%);$$

$$F_3 = \frac{K_2O^{0,308} Fe_2O_3^{0,184} Al_2O_3^{0,164}}{FeO^{0,356} Na_2O^{0,286}} (7,4\%),$$

где в числителе формул расположены оксиды со значимой положительной нагрузкой, в знаменателе — оксиды со значимой отрицательной нагрузкой; в правом верхнем углу указана факторная нагрузка каждого оксида; цифры в скобках — вклад фактора в общую дисперсию, выраженный в процентах от нее.

Значимые корреляционные связи брались с доверительной вероятностью 0,95. Если коэффициент корреляции составлял менее 0,5, то связь считалась слабой, 0,5—0,7 — сильной и более 0,7 — очень сильной.

Анализ корреляционных плед и факторных диаграмм позволил выявить большое разнообразие коррелятивных ассоциаций, их состава, характера и силы связи как по отдельным выборкам, так



Фиг. 4. Факторная диаграмма и фрагменты схем корреляционных связей элементов в породах алмазной свиты на стадии метагенеза

и по стадиям. Тем не менее в целом по каждой стадии удалось проследить устойчивые ассоциации и по ним решить вопрос о формах нахождения интересующих нас элементов (фиг. 3, 4).

На стадии катагенеза устойчивой геохимической общностью во всех типах пород является парагенезис Hg — C_{opr} — S. Он прослеживается на всех без исключения участках зоны катагенеза и характеризуется сильной и очень сильной положительной корреляционной связью элементов. При этом наблюдается постепенное уменьшение связи ртути с органическим веществом в интервале Д — ОС. Коэффициент корреляции в этом ряду уменьшается от 0,968 до 0,574. При переходе в зону метагенеза (интервал Т — А) сила связи ртути с органическим веществом ослабевает до 0,397 и ртуть приобретает сильную положительную корреляцию с парагенезисом CaO — CO₂, что отражает смену минерала — концентратора ртути. Значимая положительная связь C_{opr} с Hg на низких стадиях трансформации объясняется приуроченностью кларковых содержаний ртути к рассеянному органическому веществу. Причину сильной корреляции ртути с оксидом кальция и углекислым газом следует объяснить тенденцией накопления ртути в рассеянных аутигенных карбонатах, главным образом кальците и доломите.

Ассоциация Zn — Al₂O₃ — K₂O — MgO характерна для всех литофациальных разновидностей пород независимо от стадий постдиагенетических изменений. Этот парагенезис отражает связь цинка с глинистой составляющей пород, существенную долю которой представляют гидрослюда, хлорит и каолинит. Поскольку каолинит в породах метагенетической стадии получил крайне ограниченное развитие и, учитывая сильную корреляционную связь цинка с K₂O (0,568—0,890), FeO (0,465—0,794), Al₂O₃ (0,680—0,740) и MgO (0,380—0,565), можно предположить, что основная масса цинка входит в состав гидрослюд различных модификаций и хлоритов. На стадии позднего метагенеза у цинка

Средние содержания (%) рудных элементов в пласте известняка L₁ по стадиям вторичных изменений

Марка угля	Число проб	Содержания элементов				Мощность, м
		Hg, $n \cdot 10^{-7}$	Pb, $n \cdot 10^{-3}$	Zn, $n \cdot 10^{-3}$	Cu, $n \cdot 10^{-3}$	
Д	23	38	1,8	0,8	1,5	2,3—2,6
Г	30	31,9	2,0	1,1	1,8	0,0—3,0
ОС	18	25,0	0,5	2,6	1,0	2,0—2,5
Т	32	49,0	0,35	1,2	1,4	2,0
ПА	20	52,0	2,0	1,5	2,2	2,5—5,0
A ₁	38	60	2,4	2,5	2,1	1,0—2,0
A ₂	25	85	2,6	3,5	2,1	1,0

Примечание. Полуколичественные спектральные анализы на свинец, цинк, медь выполнены в Центральной лаборатории ПО «Севургеология». Атомно-абсорбционные анализы на ртуть — в Институте минеральных ресурсов (г. Симферополь)

обнаруживается сильная положительная связь с CO₂, свидетельствующая о накоплении некоторых концентраций этого элемента карбонатами.

Несколько иная картина наблюдается в составе парагенетических ассоциаций и закономерностей распределения свинца. Корреляционные связи свинца с основными минералообразующими компонентами позволили выявить устойчивые парагенезисы Pb — Al₂O₃ — K₂O — FeO и Pb — S. Первый парагенезис свидетельствует о том, что значительная часть свинца входит в состав глинистых минералов, преимущественно гидрослюд и смешанослойных образований. Сильная связь свинца с серой (0,510—0,647) и железом (0,523—0,715) на стадии катагенеза определяется приуроченностью свинца к сульфидизированному разнообразным породам. Что касается распределения парагенезисов по стадиям, сульфидная и смешанослойная ассоциации устойчивы в зоне катагенеза, в то время как гидрослюдистая форма характерна для стадий как катагенеза, так и метагенеза.

Для меди также отмечается двоякость поведения. Анализ корреляционных и факторных диаграмм показывает, с одной стороны, сильную корреляционную связь меди с Al₂O₃ (0,634—0,759), K₂O (0,700—0,840) и MgO (0,315—0,597), т. е. с глинистой составляющей пород, содержащих эти оксиды — гидрослюды и хлорит. С другой стороны, в породах метагенетической стадии трансформации намечается положительная связь меди с оксидом магния и CO₂, что может характеризовать геохимическую общность меди и карбонатов.

Однозначнее определяются минералы — носители лития. Сильная и очень сильная корреляционные связи лития с K₂O (0,569—0,770) и Al₂O₃ (0,525—0,696) свидетельствуют о приуроченности основной массы этого элемента к гидрослюдам различных модификаций независимо от стадий постдиагенетических преобразований. Судя по положительной связи лития с железом (0,304—0,671), можно предположить, что часть этого щелочноземельного металла может концентрироваться в хлорите.

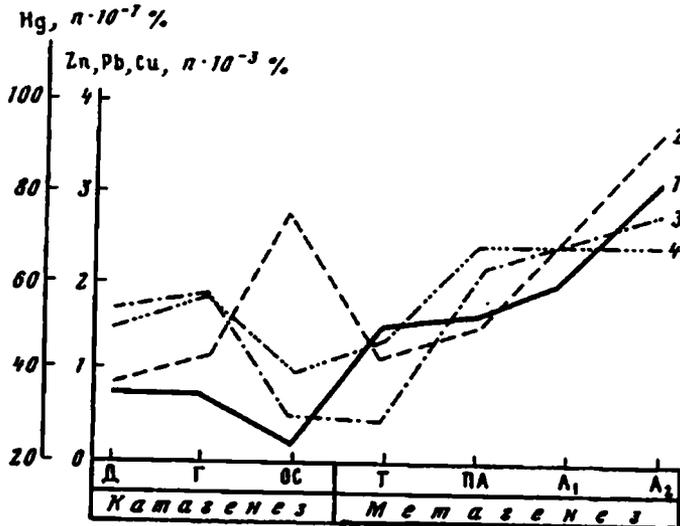
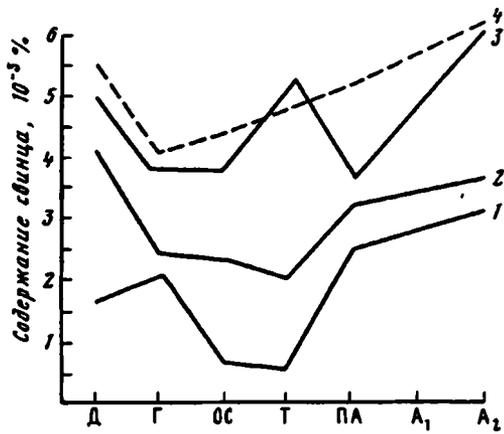
Изложенный фактический материал позволяет наметить общую схему, несущую генетическую информацию о связи рудных элементов с различными типами осадков и проследить тенденцию поведения отдельных элементов в процессе постседиментационных изменений. Прежде всего необходимо отметить, что характер распределения и минералы-носители у отдельных элементов имеют различные черты. Это позволило наметить на диаграммах группы, отличающиеся как значимостью факторов, так и ассоциацией главных компонентов и рудных элементов, отражающие условия осадконакопления и постседиментационные преобразования.

С одной стороны, обособленно выделяется ртуть с ее постоянной и сильной положительной связью с органическим веществом и полным отсутствием связи со всеми рудными и нерудными элементами-примесями. Важным фактором накопления ртути здесь является органическое вещество, которое активно сорбирало ртуть на стадии формирования осадка и создавало в придонной части палеобассейна восстановительную сероводородную среду. Информативным показателем этих процессов являетсяхождение в поле ртути сульфидной серы и железа.

С другой стороны, главная масса рудных элементов (свинец, цинк, медь, литий) связана с глинистой фазой пород — каолинито-гидрослюдистыми, гидрослюдисто-монтмориллонитовыми и гидрослюдисто-хлоритовыми минералами и агрегатами (см. табл. 2). Здесь концентрация элементов-примесей в бассейне седиментации контролировалась главным образом процессами поглощения ионов коллоидами глинистого вещества. Постоянно наблюдающийся отрицательный заряд коллоидов [2, 5] обусловил при этом поглощение подвижных элементов только в форме катионов, причем двухвалентные катионы действуют более активно, чем одновалентные. Наибольшей емкостью поглощения отличается монтмориллонит, наименьшей — каолинит, промежуточное положение занимают гидрослюды. Органический материал, который присутствует в глинах и образует с ними органоминеральные комплексы, заметно увеличивает способность глинистых минералов к ионному обмену [2].

По-видимому, значительная часть рудных элементов в исходных породах находится в слабозак-

Фиг. 5. Распределение свинца в породах алмазной свиты в зависимости от стадий постдиagenетических изменений
 1 — известняк, 2 — песчаник, 3 — алевролит, 4 — аргиллит



Фиг. 6. Распределение ртути (1), цинка (2), свинца (3) и меди (4) в известняке L₁ в зависимости от стадий постдиagenетических изменений

репленном состоянии и удерживается лишь силами сорбции. Слабая связь элементов с минералами-носителями позволяет предположить их полную десорбцию и переход в подвижное состояние при усилении степени постседиментационных преобразований. Освобождающиеся при этом элементы подвергаются перераспределению, переходят в раствор и могут участвовать в формировании рудных концентраций.

На метagenетической стадии трансформации образуются минералы с низкими сорбционными свойствами, но высокой изоморфной емкостью (серицит, мусковит, хлорит, карбонаты). Рудные элементы могут переходить из состояния сорбции в решетки вновь образующихся минералов. Сложные слоистые решетки слюдяных минералов благоприятствуют изоморфному замещению ионов, имеющих близкие ионные радиусы. Так, свинец (1,33 Å) замещает калий-ион (1,33 Å) в гидрослюдах и сериците; цинк (0,83 Å) и медь (0,80 Å) замещают ионы двухвалентного железа (0,83 Å) и магния (0,78 Å) в хлорите и железисто-магнезиальных карбонатах; ионы ртути (1,11 Å) замещают ионы кальция (1,06 Å) в карбонатах. Кроме того, ртуть и другие элементы могут прочно закрепляться в структуре органического вещества в результате процессов ароматизации — полимеризации.

Таким образом, в отличие от катагенетической стадии трансформации, где наблюдается постепенное снижение концентрации элементов, в породах стадии метagenеза в рудных элементах проявляется тенденция к накоплению. Минимальные концентрации элементов наблюдаются на границе стадий ката- и метagenеза — интервал OC — Т (фиг. 5, 6, табл. 4).

Полученные результаты наряду со стадийными изменениями пород и рудной зональностью могут быть использованы как для выяснения генетической природы ртутно-полиметаллического оруденения этого региона, так и для уточнения некоторых аспектов общей теории рудообразования.

Список литературы

1. *Дворников А. Г., Кирикилица С. И.* Ртутоносность углей Донецкого бассейна. М.: Недра, 1987. 157 с.
2. *Дегенс Э.* Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 300 с.
3. *Летшиков Ф. А.* О влиянии регионального метаморфизма на процессы перераспределения рудного вещества//Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972. С. 107—116.
4. *Харман Г.* Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 218 с.
5. *Юдович Я. Э.* Региональная геохимия осадочных пород. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Институт геохимии и физики
минералов АН Украины, Киев

Поступила в редакцию
9.VII.1993

Глубокоуважаемые читатели!

Как Вам известно, в журнале «Литология и полезные ископаемые» печатаются статьи, освещающие основные вопросы литологической теории, наиболее интересные результаты региональных литологических исследований, проблемы минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород, осадочных полезных ископаемых и теории осадочного рудообразования, материалы по составу и генезису современных осадков, методические вопросы, результаты экспериментальных исследований, материалы по истории литологии, обзоры достижений по различным вопросам литологии как в России, так и в странах СНГ, информация о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

Редакционная коллегия журнала прилагает все усилия для того, чтобы сохранить тираж журнала и его научное направление.

В связи с этим руководство журнала просит Вас принять все возможные меры для организации подписки на журнал на 1994 г. (Возможно отдельно на III и IV кварталы).

Подписаться на журнал могут организации и частные лица. Руководство журнала просит Вас сообщить о результатах организованной Вами подписки, которые будут отныне обязательно учитываться при прохождении материалов и публикации научных статей.

Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Методика

УДК 552.14(575.4)

© 1994 Снянисян Э. С., Резников А. Н.

ОПЫТ ОЦЕНКИ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР И ДИНАМОКАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО
ФАКТОРА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ
СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Геологические и геофизические исследования последних лет убедительно доказывают блоковое строение фундамента, а также осадочных комплексов Предкавказья. Такое строение определяет различия в условиях развигтия, преобразования пород, флюидов, органического вещества, что в свою очередь оказывает существенное влияние на нефтегазоносность отдельных территорий. Для оценки продуцирующего потенциала отложений необходимо знание количественных критериев преобразованности вещества. Наряду с прогреетостью пород, оцениваемой максимальной палеотемпературой (ПТ), одной из таких характеристик является условный показатель динамокатагенеза (УПДК, Дк), предложенный А. Н. Резниковым в 1988 г. Теоретическая основа введения понятия и количественная оценка динамокатагенетического фактора изложена в работах [5, 6] и мотивируется современными представлениями о том, что динамика тектонических процессов может играть весьма заметную роль в эволюции нефтегазоносных бассейнов, когда происходит прежде всего снижение энергетических барьеров химических превращений и массопереноса, а тектонодинамическое возбуждение системы порода—флюид достигается под влиянием ударной волны, деформации сдвига, сейсмической вибрации, вариации электромагнитного поля, дилатансии.

Основная посылка при определении УПДК заключается в том, что на величину отражательной способности витринита (ОСВ) угольных включений главное влияние оказывают геотермический фактор, отражаемый комплексным показателем — экспоненциальной геохронометром (ЭГХТ) и тектонодинамический, условно оцененный на основе изучения истории геологического развития Восточного Донбасса [5]. Эмпирическим путем установлено [6]:

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

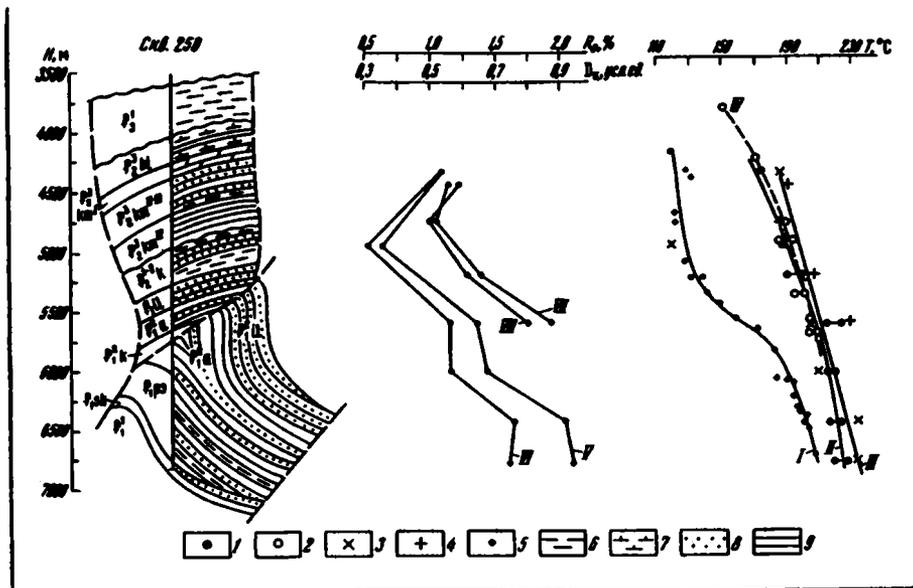
где ϵ_c — экспоненциальная геохронометра; R_0 — отражательная способность витринита, %.

Рассмотрим проявление этих факторов на примере кайнозойских отложений сверхглубоких скважин, расположенных в пределах Западно-Кубинского прогиба, охарактеризованных заметной тектонической активностью в своем геологическом развитии. Длительное интенсивное прогибание в мезо-кайнозойское время обусловило накопление мощного осадочного чехла, достигающее в осевой части прогиба 12—14 км, в том числе 6 км и более в разрезе кайнозоа [2, 3].

Левкинская сверхглубокая скв. 250 расположена в районе одноименной антиклинальной зоны на южном складчатом борту Западно-Кубанского прогиба, где сконцентрирована значительная часть разведанных запасов нефти и газа [1]. Брахиантиклиналь сложена не только верхними горизонтами олигоцена, но и эоцен-мезозойскими отложениями. Формирование современного состояния пород и флюидов в пределах этого района обусловлено влиянием Ахтырской шовной зоны и серий пересекающих ее субмеридиональных разломов.

Северо-Новодмитриевское поднятие — типичная геосинклиальная складка общего смятия, осложненная нарушениями типа взбросов с амплитудой до десятков метров. Оно расположено в поднадвиговой части разреза южного борта Западно-Кубанского прогиба и относится к Левкинской антиклинальной зоне, отделяющейся от Калужской взбросонадвигом с амплитудой 600—1500 м.

В плане исследования динамокатагенетических явлений, сопоставления палеотемператур, определенных методами термобарогеохимии и витринитовой термометрии, характерны данные, полученные при изучении кайнозойских отложений Западно-Кубанского прогиба в районах Левкинской и Северо-Новодмитриевской структур, сравнении их с результатами изучения мезозойских и палеозойских платформенных комплексов, испытавших различную по тектонической активности историю развития. Результаты определений приведены в таблице и на фигуре. Отражательную способность витринита (ОСВ) исследовали во ВНИГРИуголь, полученные значения пересчитывали в палеотемпературы по шкале ИГиРГИ [4].



Палеогеотермические и динамокатагенетические разрезы сверхглубоких скважин Западно-Кубанского прогиба

1—2 — значения палеотемператур, определенные термобарогеохимическим методом (1 — скв. 250, 2 — скв. 2); 3—4 — то же на основе определения отражательной способности витринита (3 — скв. 250, 4 — скв. 2); 5 — значения современных температур по скв. 250; 6 — глины; 7 — известковистые глины; 8 — песчаники; 9 — аргиллиты.

I — термограмма скв. 250; II—III — палеотермограммы на основе соответственно данных термобарогеохимии и отражения витринита по скв. 250; IV — палеотермограмма на основе данных термобарогеохимии по скв. 2; V—VI — кривые изменения соответственно отражательной способности витринита и условного показателя динамокатагенеза по скв. 250; VII—VIII — то же по скв. 2

Данному виду анализов было подвергнуто более 30 образцов. Однако лишь в шести из них (один по скв. 250, четыре — по скв. 2 Северо-Новодмитриевская, один по скв. 4 Северо-Новодмитриевская) обнаружены органические вещества, по которым удалось оценить ОСВ. Для сравнения выполнены исследования четырех образцов из скв. 1 (Дружба), расположенной в платформенной части Предкавказья. Органическое вещество представлено в основном атритовитринитом с размером зерен 10—20 мкм. Число измерений отражения витринита, приходящееся на один образец, составило 15—20. В таблице указано среднее арифметическое значение по каждому образцу. Термобарогеохимические (ТРХ) определения производились с помощью вакуумного декриптомметра ВД-6 по методике, изложенной в работе [7].

Распределение максимальных температур, определенных этим методом, отвечает общей геотермической закономерности прогресса осадочных бассейнов и близко к параболическому закону. Однако на палеотермограмме Левкинской скважины отмечается особенность, связанная с резким изменением палеогеотермического градиента в интервале залегания палеогеновых отложений. Так, если палеогеотермический градиент в пределах верхнего и среднего эоцена (кумская и кутайская свиты) в интервале глубин современного залегания 4360—5200 м составляет 35—38° С/км, то в палеоцене (свита горячего ключа) он оценивается величинами 5—6° С/км.

Столь резкое изменение геотермического градиента можно было бы связать с перерывом, однако, судя по составу, а также условиям залегания и развития [1, 2], он не был столь значительным и не мог обеспечить палеотемпературного несогласия. Трудно объяснить в этом случае и резкое понижение палеогеотермического градиента в отложениях свиты горячего ключа. Причиной, по нашему мнению, является активизация тектонических движений в Западно-Кубанском прогибе. Ахтырский надвиг, прослеживающийся вдоль южной части Левкинского поднятия, стимулировал проявление различных форм подвижек преимущественно взбросонадвигового типа, в результате чего в отложениях неогена, палеогена и, по-видимому, более древних комплексов, отмечены тектонические нарушения. Анализ кернового материала, поднятого из сверхглубокой скв. 250 Левкинской, свидетельствует о том, что в интервале 5500—6700 м породы, представленные аргиллитами и алевролитами, во многих участках перематы, зафиксированы зеркала скольжения, обнаружены тонкие волосяные трещины с кальцитовым заполнением, а в пределах свиты балки Кипячей (5700 м) на основе анализа геолого-геофизического материала установлены все признаки взброса.

Хронобаротермические и динамокатагенетические характеристики отложений

Номер скважины	Глубина, м	Возраст, млн. лет	T, °C	R ₀	ПТ _{Р0} , °C	ПТ _{ТРХ} , °C	D _k	ε _t
250	4361—4366	39	136°	1,08	185	175	0,54	1,64
	4880—4887	40	150°	0,62	120	187	0,31	1,74
	5193—5200	45	—	—	—	190—200	—	—
(Левкинская)	5605—5610	57	170	1,36	205	215—225	0,57	1,99
	5992—5997	60	180	1,43	210	215—240	0,57	2,09
	6389—6394	64	200	2,06	235	218—225	0,77	2,30
	6742—6750	65	210	2,11	235	220—230	0,74	2,40
2 (Северо-Ново- дмитриевская)	3789—3797	31	—	—	—	152	—	—
	4230—4237	32	—	—	—	172	—	—
	4442—4450	33	149	1,16	190	—	0,58	1,68
	4744—4750	38	158	1,08	185	188—190	0,50	1,78
	4881—4890	—	—	—	—	185—195	—	—
	5192—5200	41	170	1,39	207	202	0,62	1,88
	5360—5365	—	—	—	—	195—200	—	—
	5584—5586	50	178	1,87	230	205	0,79	2,0
	5654—5663	—	—	—	—	205—210	—	—
5735—5739	—	—	—	—	210	—	—	
4 (Северо-Ново- дмитриевская)	5161—5165	47	—	2,08	235	180	0,91	1,95
1 (Дружба)	5330—5331	290	175	2,26	240	—	0,70	2,70
	5183—5189	250	170	2,00	235	200	0,55	3,01
	4735—4737	115	115	1,1	187	183	0,40	2,38
	4373—4375	110	150	0,99	173	170	0,39	2,02

* Экстраполированные значения температур без учета конвективного теплопереноса. ПТ_{ТРХ}, ПТ_{Р0} — палеотемпературы, определенные методами соответственно термобарогеохимии и отражения витринита.

Таким образом, уменьшение палеогеотермического градиента, приуроченного к отложениям свиты горячего ключа, обусловлено в первую очередь процессами, вызванными стрессовыми сжимающими усилиями в результате Ахтырского надвига (см. фигуру). На высокую тектонодинамическую активность территории в пределах изучаемых скважин указывают повышенные значения УПДК (см. таблицу), позволяющие отнести южный борт Западно-Кубанского прогиба к интенсивно-возбужденным геоструктурам.

При оценке УПДК осадочных комплексов Левкинской скважины использованы расчетные значения современных температур.

Регрессионный анализ зависимости D_k от глубины позволил получить уравнения: для скв. 250 D_k = 0,190 H - 0,46 + 0,18 D_k (r = 0,79), для скв. 2 — D_k = 0,194 H - 0,34 + 0,10 D_k (r = 0,81), где H — глубина залегания образца, км; r — коэффициент корреляции.

С увеличением глубины и соответственно возраста пород отмечается рост значений D_k по линейной зависимости, что подтверждается также сопоставлением значений УПДК по образцам, извлеченным из одних и тех же интервалов глубин двух площадей, но принадлежащим к различным стратиграфическим комплексам (см. фигуру). Однако детальный анализ отдельных значений позволяет отметить некоторые закономерности.

В надвинутой части Левкинской структуры (интервал 2,8—5,4 км) градиент УПДК составляет всего 0,037 1/км, а в поднадвиге (5,4—6,7 км) — в 5 раз выше (0,190 1/км). На разрезе (см. фигуру) видно, что пласты в поднадвиге заметно смещены и деформированы. Очевидно, что кроме тангенциальных сил под влиянием тектонического фактора здесь были созданы дополнительные напряжения, направленные вкрест и диагонально напластованию. Именно эти сжимающие усилия обусловили, по нашему мнению, возрастание градиентов D_k и ОСВ. В более погруженной зоне, т. е. в большем отдалении от плоскости взброса, темп увеличения этих показателей снижается. В разрезе скв. 2 на глубинах 4,4—5,6 км градиент D_k достигает 0,194 1/км. Минимальные значения УПДК в районе Левкинской структуры приходится на область несогласия, приуроченную к подошве кумской свиты.

Для сравнения динамокатагенетической характеристики геологических разрезов различных тектонических зон в таблице приводятся данные по скв. 1 (Дружба), расположенной в платформенной части Терско-Каспийского прогиба. На сопоставимых по глубине с Западно-Кубанским прогибом отложениях 4280—4730 м, но более древних, D_k не превышает 0,4. Повышенные значения УПДК приурочены к пермо-триасовому комплексу, в котором обнаружен пелловый материал, свидетель-

ствующий о возможности влияния дополнительных наложенных явлений, связанных с вулканической деятельностью.

Следствием стрессового сжатия отложений вне зависимости от их возраста явилось поступление в поровое пространство вод закрытых полостей пород и минералов, активизация процессов дегидратации и дилатансии. Выделение в межзерновое пространство новых порций вод приводило к облегчению перемещения слоистых пород (аргиллитов), что в свою очередь вызвало активное перераспределение тепла в результате конвективного массопереноса. Такое предположение подтверждается максимальными температурами, зафиксированными по образцам, поднятым с глубин 5592—5997 м, где отмечена декриптация активностью до 240° С. Другим подтверждением активизации перераспределения тепла на некоторых участках, возможно, путем перетоков служит сопоставление палео- и современных температур по стволу скважины, значения которых с погружением существенно сближаются. Если на глубине 4365 м в пределах кумской свиты их разность составляет 55° С, то в отложениях свиты горячего ключа на отметке 6750 м — всего 10—15° С. Совпадает и форма усредненных термограмм. Однако отмеченный перегиб палеотермограммы расположен несколько выше (на глубинах 5500—5600 м, в то время как на современной термограмме — на глубинах 5900—6100 м).

Такое распределение температур соответствует геологическому разрезу, где на глубинах 5700—5750 м в результате взброса установлено несогласное залегание палеоценовых отложений балок Кипячей и Ахтырской. Реконструированные в этом интервале максимальные палеотемпературы, определенные термобарогеохимическим методом, превышают значения усредненной палеотермограммы на 20—10° С, что может быть обусловлено как локальным эффектом в результате трения пород, так и результатом конвективного переноса тепла при латеральной миграции флюидов в пластах автохтона, поставленных субвертикально под плоскостью взброса.

Изгибы палео- и современных термограмм совпадают с глубиной расположения плоскости взброса, что обусловлено интенсивным конвективным тепло- и массопереносом как в наиболее термически напряженный, так и в современный этап развития геоструктуры. Приведенные факты дают основание считать, что в прошлом по сравнению с настоящим временем интенсивным перераспределением тепла (в том числе и конвективным путем) в области тектонических нарушений был охвачен более обширный интервал глубин.

Интересны данные оценки палеотемператур на основе определения ОСВ посредством шкалы ИГиРГИ. Значения палеотемператур также увеличиваются с глубиной, однако дисперсия выше, чем с использованием наших определений. Учитывая, что методы оценки максимального прогрева совершенно различными, полученные результаты следует считать вполне сопоставимыми. В то же время существует разница в температурных показаниях, направленных в основном в сторону завышения результатов, полученных на основе ОСВ. Как и ранее [6], это связывается нами с влиянием динамокатагенетических явлений на показания ОСВ, которые в шкале ИГиРГИ не учитываются.

Таким образом, приведенные в работе результаты палеогеотермических и динамокатагенетических исследований, выполненных по сверхглубокому скважинам Предкавказья, позволяют с новых позиций дать оценку геологической истории и роли геотермических и тектонодинамических процессов в прошлом, что в свою очередь открывает перспективы более обоснованного прогноза поисков полезных ископаемых.

Список литературы

1. Летавин А. И., Чернышов С. М., Шумова Т. Ф. и др. Тектонические критерии нефтегазоносности Предкавказья//Тектонические критерии нефтегазоносности СССР. Тр. ВНИГРИ. 1980. С. 181—198.
2. Лотиев Б. К., Сазонов И. Г., Истратов И. В. и др. Блоковая тектоника и перспективы газонефтеносности Западного Предкавказья//Изв. вузов. Нефть и газ. 1987. № 1. С. 9—15.
3. Митин Н. Е. Закономерности размещения нефтяных, газовых и газоконденсатных залежей//Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Предкавказья и Азербайджана. М.: Недра, 1978. С. 18—26.
4. Аммосов И. И., Бабушкин Б. Г., Гречишников Н. Г. и др. Палеотемпература зон нефтеобразования. М.: Наука, 1975. 111 с.
5. Резников А. Н. Прогноз фазового состояния углеводородных скоплений на больших глубинах по хронобаротермическим критериям//Сов. геология. 1988. № 5. С. 54—73.
6. Резников А. Н., Сианисян Э. С. Количественная оценка динамокатагенетического фактора в связи с нефтегазоносностью//Сов. геология. 1991. № 11. С. 11—16.
7. Сианисян Э. С. Палеотемпературные реконструкции мезозойских отложений Восточного Предкавказья//Проблемы нефтепоисковой гидрогеологии. М.: Изд. ИГиРГИ, 1989. С. 124—129.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), **ТИМОФЕЕВ П. П.** (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный редактор), **ВОЛКОВ И. И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А. Н.**,
ЗОЛОТАРЕВ Б. П., **КОНОНОВ В. И.**, **КОНЮХОВ А. И.**, **МАШКОВЦЕВ Г. А.**,
МИГДИСОВ А. А., **МУРДМАА И. О.**, **РОНОВ А. В.**, **СЕДЛЕЦКИЙ В. И.**,
СИДОРЕНКО С. А., **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.**,
ZOLOTARYOV B. P., **KONONOV V. I.**, **KONYUKHOV A. I.**, **MASHKOVTSSEV G. A.**,
MIGDISOV A. A., **MURDMAA I. O.**, **RONOV A. V.**, **SEPLETSKY V. I.**,
SIDORENKO S. A., **YAPASKYRT O. V.**

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17; Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Т. А. Шелепина*

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

Сдано в набор 02.03.94	Подписано к печати 11.05.94	Формат бумаги 70x100 ¹ / ₁₆		
Печать офсетная	Усл. печ. л. 11,7	Усл. кр.-отт. 5,5 тыс.	Уч.-изд. л. 14,3	Бум. л. 4,5
Тираж 458 экз.		Зак. 1081	Цена 80 р.	

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж—17, Пыжевский пер., 7,
ГИН АН СССР: тел. 230-81-77

Московская типография № 2 ВО «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

80 р.

Индекс 70493